

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ГЕОТЕКТОНИКА

2

НАУКА · 1990

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В ЯНВАРЕ 1965 ГОДА

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАРТ — АПРЕЛЬ

МОСКВА · «НАУКА»

№ 2, 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, магматизмом, 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» (№ 702228 в каталоге). Цена годовой подписки — 8 руб. 40 коп.

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 SY

телетайп: 114092 ТЕТИС

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАРТ — АПРЕЛЬ

МОСКВА «НАУКА»

№ 2, 1990

СОДЕРЖАНИЕ

<b>Иванов С. Н.</b> Зоны пластичных и хрупких деформаций в вертикальном разрезе литосферы . . . . .	3
<b>Денисова Е. А.</b> Строение и деформационные структуры офиолитовых массивов с лерцолитовым типом разреза . . . . .	14
<b>Гарбар Д. И., Кабаков Л. Г., Попов В. В., Трофимов О. В.</b> Глубинное строение восточной части Балтийского щита и его обрамления . . . . .	28
<b>Жолтаев Г. Ж.</b> Строение зоны сочленения Восточно-Европейской платформы с Южным Уралом и Мугоджарами . . . . .	35
<b>Щерба И. Г.</b> Отражение фаз альпийского тектогенеза в мезозойско-кайнозойских толщах Южного Тянь-Шаня . . . . .	42
<b>Плахотный Л. Г.</b> Раннекиммерийские структуры Крыма и соотношение их с альпийскими и докиммерийскими . . . . .	54
<b>Бобринский В. М., Макареску В. С., Поята И. А.</b> Геодинамическая природа промежуточных сейсмических очагов зоны Вранча (Восточные Карпаты) . . . . .	63
<b>Балла З., Кузьмин М. И., Леви К. Г.</b> Кинематика раскрытия Байкала . . . . .	80
<b>Коваленко Д. В.</b> Палеомагнитные исследования островодужных комплексов Олюторской зоны, острова Карагинского и тектоническая интерпретация результатов . . . . .	92
<b>Щербаков В. С., Кара В. И., Пилипенко А. И.</b> Структура и история развития центральной части Маскаренского хребта в кайнозое (Индийский океан) . . . . .	102
<b>Пилипенко А. И., Сивуха Н. М.</b> Тектоника северной части плато Эксмут и смежных глубоководных котловин (Индийский океан) . . . . .	112

Дискуссии

<b>Талент Дж. А.</b> Взаимоотношения между литосферными блоками на Северо-Востоке СССР: автохтоны или пришельцы издалека? (некоторые замечания к статье М. Н. Шапиро и В. Г. Ганелина «Палеотектонические взаимоотношения крупных блоков в мезозоидах Северо-Востока СССР» . . . . .	123
<b>Шапиро М. Н., Ганелин В. Г.</b> О палеотектонике Северо-Востока СССР (ответ Дж. А. Таленту) . . . . .	125

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

MARCH — APRIL

MOSCOW

№ 2, 1990

CONTENTS

<b>Ivanov S. N.</b> Zones of plastic and brittle deformations in the lithosphere vertical section . . . . .	3
<b>Denisova Ye. A.</b> The structure and deformation fabrics of ophiolite massives with lherzolite-type section . . . . .	14
<b>Garbar D. I., Kabakov L. G., Popov V. V., Trofimov O. V.</b> The deep structure of the Baltic Shield eastern part and of its framing . . . . .	28
<b>Zholtaev G. Zh.</b> The structure of the convergence zone of the East European platform with South Urals and Mugodzharas . . . . .	35
<b>Shcherba I. G.</b> The reflection of the Alpine tectogenesis phases in Mesozoic-Cenozoic sequences of South Tien Shan . . . . .	42
<b>Plakhotny L. G.</b> Early Kimmerian structures of the Crimea and their relation to Alpine and Pre-Kimmerian ones . . . . .	54
<b>Bobrinsky V. M., Makaresku V. S., Poyata I. A.</b> Geodynamic nature of intermediate foci of the Vrancea zone (East Carpathians) . . . . .	63
<b>Balla Z., Kusmin M. I., Levi K. G.</b> Kinematics of the Baikal opening . . . . .	80
<b>Kovalenko D. V.</b> Paleomagnetism of island arc complexes of the Olyutor zone (Karaaginsky island) and tectonic interpretation of the results . . . . .	92
<b>Shcherbakov V. S., Kara V. I., Pilipenko A. I.</b> The structure and history of the central Maskarensky Ridge Cenozoic evolution (the Indian Ocean) . . . . .	102
<b>Pilipenko A. I., Sivukha N. M.</b> Tectonics of the Eksmulth Plateau northern part and of adjacent deep-ocean basins (Indian Ocean) . . . . .	112

Discussions

<b>Talent J. A.</b> Lithosphere block relations at the USSR North-East: autochthons or strangers? (some comments to the article by M. N. Shapiro and V. G. Ganelin «Paleotectonic relations of large blocks in Mesozooids of the USSR North-East») . . . . .	123
<b>Shapiro M. N., Ganelin V. G.</b> Paleotectonics of the USSR North-East (the answer to J. A. Talent) . . . . .	125

The English edition of the GEOTECTONICS (ISSN 0016—8521) is published by the American Geophysical Union and Geological Society of America. Send order to inquiries to American Geophysical Union: 2000 Florida Avenue, N. W., Washington D. C. 20009 USA.

УДК 551.14

© 1990

ИВАНОВ С. Н.

## ЗОНЫ ПЛАСТИЧНЫХ И ХРУПКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В ВЕРТИКАЛЬНОМ РАЗРЕЗЕ ЛИТОСФЕРЫ

На основании геологических наблюдений, изучения гидродинамики подземных флюидов при бурении глубоких скважин, опытных деформаций горных пород при высоких температурах и сейсмических исследований сделаны следующие главные выводы. На континентах вне зон субдукции и рифтогенеза переход между хрупкими деформациями с гидростатическим давлением порово-трещинного флюида и преобладающими ниже пластическими деформациями располагается чаще всего на глубине 9—13 км, на уровне геофизической границы  $K_1$ , а не  $M$ . Ниже уплотненной переходной зоны в породах коры и мантии флюид находится под полным литостатическим давлением. На среднекоровых глубинах сиалические породы континентов при обычных деформациях со скоростью  $10^{-15} \text{ с}^{-1}$  и менее очень податливы, пластически текут и благоприятны для гидроразрыва и образования в них интрузий магм и углеводородов. Ниже поверхности  $K_2$  вязкость пород начинает увеличиваться и очень резко возрастает на границе  $M$ . При температуре под континентальной корой  $800^\circ \text{C}$  нижний прочный слой литосферы отсутствует. В океанах вдали от срединных хребтов породы верхов мантии могут иметь прочность до 1000 МПа и более прочны, чем соответствующие по глубине на континентах.

Область развития пликативных деформаций в осадочных неконсолидированных породах достаточно ясна — это обычно первые километры (редко до 8, 10 км) от дневной поверхности. Разделение более глубоких частей земной коры на две субгоризонтальные зоны — верхнюю хрупкую и нижнюю пластичную [3, 4] — получило в последние годы почти всеобщее признание [1, 22, 27 и др.]. Однако границы этих зон и появление под ослабленной пластичной зоной второй прочной зоны, степень ослабления пород в пластичной зоне и многие другие вопросы не освещены или вызывают разногласия [9, 13 и др.]. Цель статьи — рассмотреть условия проявления пластических свойств горных пород в глубинных зонах генерализованного разреза литосферы вне зон субдукции.

Под пластичностью в геологии обычно понимают способность горных пород деформироваться без видимых разрывов их сплошности вне зависимости от интимного механизма деформации [1, 22]. При сильных мгновенных воздействиях горные породы в литосфере ведут себя как упругие тела, пропуская с большой скоростью сейсмические колебания. При слабых воздействиях порядка 10—50 МПа, господствующих в недрах, они пластично деформируются со скоростями порядка  $10^{-14}$ — $10^{-15} \text{ с}^{-1}$ . Прямой линейной зависимости между скоростью распространения сейсмических волн и пластичностью пород при геологических скоростях деформаций нет, хотя существует убеждение, что зоны пониженных скоростей слагаются менее вязкими породами.

Геологические данные о реологии земной коры многообразны, но рамки статьи позволяют напомнить лишь новые. Изучение строения ряда крупных регионов Евразии привело к выводу о тектонической слоистости земной коры и крупных горизонтальных смещениях, происходящих между отдельными субгоризонтальными ее слоями [30, 31, 35, 36 и др.].

Рассмотрение материалов по «аномально высокому пластовому давлению» углеводородных флюидов в глубоких скважинах привело к пониманию этого явления, как обусловленного прорывом флюидов из глубоких горизонтов земной коры [17, 25]. Далее было установлено существование общей гидродинамической зональности земной коры и особенно важной для рудообразования роли переходной зоны между зо-

нами гидростатического и литостатического давления [7, 8, 10]. Была предложена гидродинамическая модель, основанная на реологических свойствах толщ земной коры и объясняющая наблюдения за изменением давления трещинных вод в глубоких скважинах [5, 9]. Согласно этой модели, в земной коре существуют три гидродинамические (они же и реологические) зоны: 1) верхняя «хрупкая», содержащая воды трещинно-порового пространства (ТПП) под гидростатическим давлением; 2) переходная, не содержащая открытого ТПП; 3) литостатическая, содержащая флюиды в ТПП под полным литостатическим давлением. Через переходную зону временами происходит прорыв флюидов кверху с резким перепадом давлений и температур (дрессельный эффект) и интенсивным минералообразованием [10]. Недавнее обобщение многочисленных тонких исследований гидротермальных руд [12] показало предел глубины их образования в 9 км (25 МПа), что хорошо подтверждает эту модель.

При расчете предельной глубины распространения открытого ТПП, находящегося под гидростатическим давлением, пришлось преодолеть две трудности: оценку упрочнения пород с глубиной и влияния воды на понижение их прочности. Первая заключается в том, что прочность породы  $P$  линейно возрастает с увеличением всестороннего эффективного давления  $P_3$ . Последнее же равно разности общего литостатического давления  $P_{ос}$  и давления флюида  $P_ф$  в ТПП ( $P_3 = P_{ос} - P_ф$ ). Исследование многочисленных опытных данных об упрочнении пород при росте давления крайне затруднено тем, что почти все они были получены в условиях, когда испытываемые образцы подвергались давлению, будучи заключенными в непроницаемую оболочку, не допускающую передачи внешнего давления внутрь порового пространства. Такие условия не соответствуют природной обстановке в недрах земной коры. Когда опыты в лаборатории проводились без изолирующей оболочки и давление флюида было равно общему всестороннему давлению на испытываемый образец — упрочнения при давлениях до 500—700 МПа не отмечалось [9, 10 и др.].

Упрочнения пород в литозоне, где противодавление флюида равно литостатическому и  $P_3$  равно нулю, не должно быть или оно очень мало. Не столь ясен вопрос в отношении зоны гидростатических давлений. С. Кирби [46] на основании опытов уточнил ранее известную формулу зависимости  $P$  от глубины в условиях растяжения и сжатия. Соответственно

$$P = 90 + 0,7 (P_{ос} - P_ф),$$

$$P = 290 + 2,1 (P_{ос} - P_ф),$$

где  $P$ ,  $P_{ос}$  и  $P_ф$  выражены в МПа.

Помимо чисто механического действия, уменьшающего эффективное давление, вода, водные растворы и их надкритический флюид очень сильно (иногда на порядок и более) понижают прочность пород, влияя на тонкие внутрикристаллические и межзерновые связи и способствуя перекристаллизации. Этот эффект обобщенно назван гидролитическим. Экспериментально установлено, что гидролитический эффект ослабления прочности сильно возрастает с замедлением скорости деформации.

Некоторые исследователи, ссылаясь на сухость метаморфизма высокой ступени, ограничивают ослабляющее действие воды верхней и средней частью земной коры [47 и др.]. Другие границу распространения воды жестко ограничивают поверхностью Мохо [27, 28]. Д. С. Коржинский и ученые его школы показали, что  $H_2O$  обычно является вполне подвижным компонентом, достаточным для любых реакций. На основании рассмотрения геологических обстановок образования зон водосодержащих минералов Д. С. Коржинский пришел к заключению о важной роли глубинных потоков ювенильных водных растворов [16]. Следы водных флюидов неизменно отмечаются в разнообразных, включая и мантийные, глубинных горных породах [20]. Следует предполагать, что гидролитическое действие  $H_2O$  на прочность пород в глубоких горизонтах сохраняется и, быть может, даже усиливается. Вероятно, существен-

ное значение имеют реакции дегидратации. С помощью радиоизотопного анализа отмечалось в метаморфических толщах сильное уменьшение ТПП, заполненного водой, с глубины 8 км и полное его закрытие на 12 км [57], что хорошо согласуется с нашей моделью.

Состав базальтов срединных хребтов океанов отвечает сухой котектике, что свидетельствует об отсутствии свободной воды в истощенной верхней мантии океанов и, возможно, некоторых задуговых морей. В то же время присутствие перегретого водного флюида в области кора — мантия устанавливается исследованиями ксенолитов в андезитовых лавах крупных островодужных вулканов [54]. Само выплавление андезитов из базальтовых пород требует, как известно, присутствия воды.

В конце 70-х — первой половине 80-х годов была экспериментально изучена реология оливина и отчасти кварца при высоких температурах и повышенных всесторонних давлениях. Неполные данные получены для пироксенита, долерита, кварцевого диорита [38, 46, 47, 55]. Реология полевого шпата пока не изучена. Однако полевые наблюдения показывают, что он проявляет несколько меньшую текучесть, чем кварц (см., например, [34]).

Выяснение закона вязкого течения оливина позволило экстраполировать лабораторные данные до геологических скоростей деформации порядка  $10^{-14}$ — $10^{-15}$  с<sup>-1</sup>. В результате было показано, что размягчение пироксена и оливина должно начинаться лишь при температурах около 700—800° С. Кварц при гораздо более низких температурах — порядка 260—300° С — быстро теряет свою высокую прочность и даже при небольших дифференциальных напряжениях (<100 МПа) начинает течь. Присутствие воды снижает предел текучести кварца еще на 50—80° и даже больше. Судя по неполным данным, близкой реологией обладает кварцевый диорит, температура размягчения которого примерно на 100° выше кварца. Температура начала течения сухого долерита при напряжении 100 МПа около 480° С.

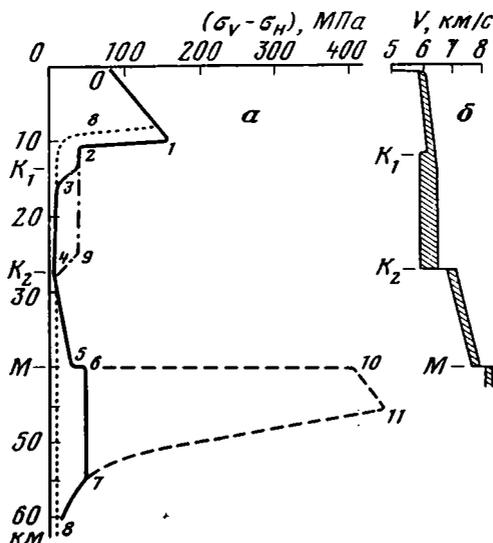
Было показано [52], что при опытном определении энергии активации вероятная неточность в определении осредненной по вертикали прочности крупных слоев литосферы фактически меньше неточности в оценке температуры мантии на уровне М, т. е. меньше неточности исходных данных для расчета. Таким образом, следует предполагать, что горные породы верхней части земной коры при обычных геологических скоростях деформации должны начинать течь при температуре 250—470° С в зависимости от состава. Эта температурная граница дополнительно обеспечивает закрытие ТПП, о котором шла речь в нашей модели [9]<sup>1</sup>.

В случае, если кора на глубинах 7 км и ниже состоит преимущественно из базальтоидных пород, а геотермический градиент равен 20 град/км, то реология вязкого течения будет реализована лишь на глубинах более 20 км (рисунок, а, точка 9), т. е. значительно ниже границы гидростатической и переходной зон. Очевидно, что в этом случае закрытие ТПП приведет к образованию напряженных милонитов и бластомилонитов с сильным развитием внутрикристаллических скольжений и двойникования кристаллических зерен. С. Кирби [46], В. Брейс и Д. Кольштед [38], а затем Г. Винк и др. [55] представили одну и ту же в принципе реологическую модель литосферы, похожую на нашу [5, 9], но сильно отличающуюся от модели И. А. Резанова [32]. В ней сопротивление верхней, хрупкой зоны земной коры оценивается фрикционным сопротивлением сдвигам по поверхности закрытых трещин, разрушающих породу [39].

Применение указанных выше формул Кирби или аналогичных им [38, 55] означает признание все возрастающего упрочнения пород с глубиной вплоть до горизонта, на котором давление трещинно-порового флюида поднимается до литостатического. Упомянутые выше и другие

---

<sup>1</sup> Недавно П. Ингленд [42] произвел расчеты глубин перехода от упругой деформации к вязкой при различных комбинациях температур и скоростей деформации. Результаты его расчетов близки к нашим.



Вероятное изменение с глубиной прочности пород континентальной литосферы

*a* — предполагаемая схема изменения с глубиной прочности эффективного предельного напряжения на растяжение консолидированных осадочных и эндогенных континентальных горных пород при скорости деформации  $10^{-15}$  с<sup>-1</sup> и геотермических градиентах 20 град/км (сплошная и пунктирная линии) и 30 град/км (точечная кривая *δ*). Отрезки кривых означают: 0—1 — возрастание прочности в гидростатической зоне вследствие возрастания разности  $P_{06} - P_{\phi}$ ; характерны дизъюнктивная тектоника (сбросы, сбросо-сдвиги, листрические разрывы, трещины отрыва), брекчи; пластические деформации лишь в локальных зонах гидротермальной переработки; 1—2 — уменьшение прочности при переходе к литостатической зоне до величины сцепления вследствие возрастания  $P_{\phi}$  до  $P_{06}$ ; субгоризонтальные разрывы, миониты, бластоклазиты, локальные зоны пластических деформаций; 2—3 — перелом кривой вследствие размягчения кварца и полевого шпата в сиалических породах при 280°С; зона мионитов, бластомилонитов и линейных структур, появление бластитов, структур течения; 3—4 — зона вязкого течения сиалических пород; отсутствие возрастания скорости сейсмических волн; резкое преобладание пликативных деформаций, крупных структур течения, бластиты, бластомилониты; 4—5 — то же при габброидном составе; температурное размягчение определяется линией 9—4; разрывы, бластомилониты, залеченные брекчиевидные структуры; 4—5 — постепенное возрастание прочности вследствие увеличения основности пород; преобладание бластитов и кристаллических сланцев, полосчатые смятые метаморфиты, мигматиты; 5—6 — возрастание прочности при переходе к гипербазитам на границе *M*; интенсивная пликативная тектоника; 6—10—11 — то же при маловероятном допущении сухой мантии с температурой менее 600°С, сильно упрочненной отсутствием флюидного противодавления; отсутствие следов тектоники; 11—7 — кривая температурного размягчения оливинового гипербазита, *δ* — кривая изменения прочности при градиенте 30 град/км (тепловой поток около 150 мВ·м<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup>).

*б* — осредненное изменение скорости продольных волн с глубиной. Штриховкой показан разброс измерений в разных районах [29, 33]

зарубежные исследователи однозначно связывают этот горизонт с температурным размягчением, не проявляя признаков знакомства с гидрогеологическими данными и с гидродинамической зональностью земной коры<sup>2</sup>. Такой подход не является исчерпывающим, так как не учитывается хрупковязкая деформация, связанная с раздроблением и одновременной или последующей частичной перекристаллизацией по принципу Рикке. Именно такая деформация чаще всего образует различные катаклазиты и бластомилониты, достаточно широко распространенные в верхней части пластинчатой зоны и вблизи границы с ней. В случае

<sup>2</sup> Сказанное относится и к статье Г. Ренелли и Д. Марфи (Tectonophysics. 1987. V.132. № 4), с которой автор ознакомился лишь после передачи своей рукописи в печать.

малых тепловых потоков переход от гидростатической зоны к литостатической определяется в основном не температурой, а давлением.

В самой верхней зоне земной коры по мере углубления отмечается небольшое возрастание скорости сейсмических волн до границы  $K_1$ . Установлено, что глубина этой границы (в среднем около 12 км) зависит от плотности лежащих выше ее пород: под более тяжелыми она поднимается, под легкими — опускается [24 и др.]. Это наблюдение подтверждает наше давнее предположение о том, что указанная граница обусловлена возрастанием давления до критической прочности пород [9]<sup>3</sup>. Иными словами, она отмечает нижнюю границу верхней, гидростатической зоны земной коры с ее хрупкими деформациями.

Ниже, вплоть до границы  $K_2$  (около 27 км), скорость с глубиной не увеличивается (см. рисунок, б), что говорит скорее всего о прекращении в этом этапе возрастания прочности пород с глубиной вследствие перехода к вязкой реологии и (или) возрастания давления флюидов в трещинно-поровом пространстве (ТПП) до литостатического. На интервале от  $K_2$  до  $M$  скорость заметно возрастает. Можно предполагать, что это обусловлено увеличением вязкости пород в связи с увеличением в них содержания железо-магнезиальных минералов. На границе  $M$  отмечается (видимо, по этой же причине) резкий скачок скорости сейсмических волн.

Более информативные и важные сведения дает распределение гипоцентров землетрясений по вертикальному разрезу литосферы вне зон рифтинга и субдукции. Так, подсчет глубины сейсмических очагов по Восточно-Европейской платформе и территории США показал их сосредоточение непосредственно выше 10 км [29, 31]. Очень интересные результаты дал анализ глубины расположения более 150 очагов землетрясений в разных районах внутри континентов и океанических плит вне зон современной и недавнего прошлого субдукции [41]. Оказалось, что очаги расположены в двух глубинных зонах: в верхней части земной коры — главным образом в пределах первых 10 км и обычно не глубже 15 км — и в верхней части верхней мантии, непосредственно ниже поверхности  $M$ . Причем в последнем случае глубина очагов землетрясений не уходит глубже изотермы 600—800°С. В океанической коре ближе к срединно-океаническим хребтам изотермы поднимаются. Соответственно поднимается и предельная глубина распространения очагов землетрясений. В принципе такая же картина наблюдается и в зонах субдукции. Но в них вследствие погружения холодной океанической литосферы изотермы сильно понижены и вся реологическая картина оказывается сильно растянутой по вертикали [50].

Такое расположение очагов землетрясений находится в полном соответствии с изложенной выше трехслойной континентальной реологической зональностью земной коры. Зарождения землетрясений происходят лишь в зонах, где прочность пород позволяет накапливаться упругим напряжениям, разрешающимся срывами.

Из сказанного выше следует, что наиболее правдоподобным усредненным графиком изменения прочности горных пород континентальной литосферы с глубиной будет график, изображенный на рисунке, а. В зависимости от конкретного строения литосферы, и главным образом от теплового потока, в той или иной ее области будут существовать разные зоны пластических и хрупких деформаций. Разберем несколько примеров.

Породы гранитного и близкого им минерального состава должны размягчаться при скорости деформации  $10^{-15}$  с<sup>-1</sup> в интервале 230—300°С. Такая температура на платформах и щитах континентов при геотерме 20 град/км достигается уже на глубинах 12,5—15 км. В подвижных офиолитовых поясах при геотерме 30 град/км — на глубинах 8—10 км. В зонах растяжения коры типа Провинции бассейнов и хреб-

<sup>3</sup> В то время — в 1970 г. — границу Конрада проводили на глубине 20 км, что помешало автору развить эту идею.

тов — на 4—8 км, а в современных «живых» рифтах еще меньше — на 2—4 км. Для пород базальтового состава указанная граница везде лежит приблизительно на 6—8 км глубже, ниже образования зоны плотных сухих милонитов.

В обычных континентальных условиях граница М залегает на глубине 35—45 км. При мощности коры в 40 км и геотерме 20 град/км на границе М температура равна 800° С, что совпадает с началом течения оливина при слабых стрессах. При геотерме 15 град/км и еще меньшей в верхней части мантии породы находятся выше зоны размягчения и эта часть мантии при отсутствии флюидов имеет слой с прочностью пород на разрыв до 1000 МПа. В древних платформах температура на границе М — 450—600, а в щитах — 450—550° С, в молодых платформах — 550—770° С [19]. Несколько более холодные температуры на границе М даются в работе [40]: под Украинским щитом — 300°, под другими докембрийскими образованиями Центральной и Восточной Европы до 400—500°, под варисскими толщами этой области — 500—600°, под Альпийскими сооружениями — 600—800°, под Панноским бассейном — более 800° С.

Градиент температур в верхней мантии в настоящее время определяется очень неточно и составляет 4—7 град/км. Если принять минимальную температуру на глубине 40 км в 360° С, как делает В. М. Исай для Украинского щита [11], и наименьший геотермический градиент в мантии, то температура размягчения оливиновых пород в 800° С будет находиться на глубине почти 200 км. В этом случае ниже М следует ожидать прочный, а при отсутствии флюидов — очень прочный слой мантии мощностью до 160 км. Данные о прохождении сейсмических продольных и поперечных волн говорят, что повышенные их скорости сохраняются под щитами, ядрами континентов до 400 км, а в отдельных случаях и глубже [6 и др.]. Сейсмическая томография подтверждает повышенные скорости волн под щитами до глубин около 350 км [2].

На материках в областях растяжения — диасхизиса и рифтогенеза — неизменно отмечается подъем разогретого разуплотненного материала мантии вплоть до границы М. Вследствие этого температура на границе М достигает 900—1000° С и более, прочный слой литосферы оказывается здесь разрушенным, а литосфера сильно ослабленной. Тепловой поток в этих зонах на 80—100 мВт/м<sup>2</sup> превышает значения в соседних зонах (при среднем для поверхности Земли 40—50 мВт/м<sup>2</sup>). Высокая температура под активными зонами растяжения сохраняется и на глубине свыше 100 км. Такая большая температура (до 1100° С) отмечается иногда и выше М в областях современной тектономагматической активности. Она превышает критическую температуру воды и водных растворов, находящихся на этой глубине [23].

Воды и водные растворы выше критической точки обладают чрезвычайно высокой способностью проникать в микротрещины. Надкритический водный флюид химически активен. Нельзя предполагать, как это делает В. Н. Николаевский [26, 28 и др.], что хрупкая псевдопластическая реология характерна для пород нижней части земной коры вплоть до границы М. Только на этой границе, по представлениям указанного исследователя, происходит закрытие ТПП, а находящиеся глубже Мохо породы совершенно сухи. Несомненно, зона закрытия трещин и начало пластического поведения пород лежит много выше поверхности М, в области границы К<sub>1</sub>. Непосредственно вблизи границы М, выше и ниже ее, водный флюид находится, как уже говорилось, под литостатическим давлением. Его следы непосредственно обнаруживаются в глубинных ксенолитах коромантийных лав [54]. Высокие (вплоть до литостатических) давления углеводородных флюидов, иногда отмечаемые в скважинах на глубине 5—6 км, непосредственно доказывают гидродинамическую изоляцию их от приповерхностных вод<sup>4</sup>, а следовательно, полное закрытие ТПП уже выше этих глубин.

<sup>4</sup> Так, например, в Миссисипском прогибе США на глубине 6—6,3 км был отмечен мощный приток газа под литостатическим давлением. В сверхглубокой Кольской

Источниками флюидов в литозоне материковой литосферы могут быть: 1) трещинно-поровые воды прослоев более прочных пород, залегающих среди уже испытавших полное закрытие трещин; 2) вода, образующаяся при дегидратации глин, серпентинитов, слюдяных сланцев; 3) вода и другие флюиды, сбрасываемые кристаллизующимися магматическими интрузиями; 4) флюиды, поднимающиеся при общей исходной дегазации мантии; 5) вода, увлеченная гидратированной океанической корой в зоны субдукции под континент. Последний источник особенно важен [45]. Флюиды литозоны, как уже отмечалось, не могут свободно мигрировать в гидрозону кверху, поскольку в переходной зоне все пути закрыты, пережаты.

Хорошее подтверждение рассматриваемая реологическая зональность получила при новейших исследованиях методом отраженных волн континентальной земной коры [29, 37]. На ряде щитов было установлено, что зоны деформаций, выявляемые МОВ, до глубин около 2 км падают преимущественно очень круто, а глубже начинают выполаживаться и на глубине около 13—14 км принимают горизонтальное и субгоризонтальное положение и ниже не отмечаются. Эта граница соответствует разделу  $K_1$ . Выполаживание зон разрывов объясняется возрастающей с глубиной ролью сколов и уменьшением под влиянием всестороннего давления трещин отрыва.

В земной коре Украинского щита [11, 37] и других аналогичных континентальных корах мы видим такую же в принципе картину деформаций, как и в зонах утоненной земной коры рифтовых областей, где литрические разрывы сильно выполаживаются на глубине, переходя в субгоризонтальный сдвиг, отделяющий зону пластического течения от более верхних хрупких частей земной коры [43 и др.].

Судя по интерпретации [14] данных МОВ, в океанической коре можно предполагать такой же переход от вертикальных нарушений на верхних двух километрах к горизонтальным на уровне  $M$ .

Океаническая земная кора не имеет «гранитного» слоя, а лишь тонкий (5—8 км) габбро-базальтовый и отчасти, возможно, серпентинитовый [21]. Последний, как считают, появляется только на удалении в несколько сотен километров от срединно-океанических хребтов (СОХ). Здесь нижняя граница коры, определяемая поверхностью  $M$ , захватывает, возможно, самую верхнюю часть нижележащих серпентинизированных гипербазитов. В них частичная петельчатая серпентинизация происходит лишь до глубин, доступных океанской воде [44, 48, 53]. Вследствие увеличения объема при серпентинизации микротрещины при этом процессе должны закрываться. Первичная (петельчатая) серпентинизация массивов гипербазитов в офиолитовых комплексах обычно незначительна, очень редко достигая 50% объема породы. При этом она совершенно не подчинена трещинам. На крупном Кемпирсайском массиве гипербазитов Южного Урала полностью не серпентинизированные гипербазиты встречены буровыми скважинами уже на глубине 1,4 км. Поэтому вода в океанах вне зон субдукции и трансформных разломов вряд ли проникает до горизонта хрупковязкого перехода. Последний в петельчатых серпентинитах осуществляется ниже  $350^\circ C$  при давлении около 200 МПа [49], т. е. на глубине в 6—7 км от дна (с учетом давления воды).

Расчет глубины хрупковязкого перехода свежих гипербазитов показал, что в молодой литосфере он происходит на 5—7 км, а в старой, холодной на 20—25 км и глубже [46, 56, 58]. Ниже этого уровня, лежащего за пределами СОХ глубже поверхности  $M$ , должна располагаться переходная гидродинамическая зона сухих гипербазитов с температурой более  $700^\circ C$ . Океанические гипербазиты сильно осушены выплавками

---

скважине замеры давлений трещинных флюидов, к сожалению, не производили [15]. Но выбросы газов и другие признаки говорят о том, что зона переходных к литостатическим давлений началась здесь с 4,5 км. Геофизические данные (увеличение скорости  $V_p$  до 7 км/с) позволяют предполагать, что зона полных литостатических давлений началась здесь с 7 км.

из них базальтов, и поэтому нижняя гидродинамическая зона с литостатическим давлением флюидов здесь слабо выражена, или отсутствует совсем.

Таким образом, под океанами вдали от СОХ можно допускать присутствие лишь тонкого, скорее всего несплошного пластического слоя серпентинизированных гипербазитов в области кора — мантия, под которым находится весьма мощный слой прочных гипербазитов. Серпентинитовый слой, если он действительно существует вне районов СОХ, должен обусловить возможность горизонтальных подвижек зрелой части океанической коры по мантии.

Расчеты, базирующиеся на сумме современных данных (погружение дна под нагрузкой вулканов, результаты экспериментальных и геофизических исследований), говорят о средней прочности пород молодой тонкой океанической литосферы в несколько сотен МПа, старой (мощностью порядка 50 км) — 1000 МПа и даже более [58]. Высказаны соображения о том, что океаническая литосфера прочней континентальной [55].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы осветили реологию идеализированного, упрощенного разреза литосферы. Остались не рассмотренными разные осложняющие обстоятельства. Среди них, во-первых, отклонения в строении и составе самого разреза, возможное присутствие больших интрузивных масс, влияние тектонических напряжений, осложнения при коллизии литосферных плит, перемещение со временем уровня гидродинамических зон и пространственное совмещение их следов, что, видимо, имело место, например, в районе Кольской сверхглубокой скважины, и некоторые другие. Тем не менее главные причины, определяющие реологию литосферы в ее типовом, генерализованном разрезе вне зон субдукции, учтены, и без такого основополагающего рассмотрения нельзя сделать следующих шагов.

Консолидированные осадки, застывшие лавы и эндогенные кристаллические породы до глубин  $10 \pm 4$  км обладают хрупкой реологией, образуют тектонические брекчии, катаклазиты и милонитовые сланцы в зонах разломов и в других локальных дизъюнктивах. В микроструктурах катаклазитов, как и в брекчиях, промежутки между обломками выполнены более мелким обломочным материалом и низкотемпературными новообразованиями. Бластомилониты и настоящие сланцы в этой верхней зоне встречаются лишь в областях локальных прогревов.

Эндогенная зона пластических деформаций своей верхней частью обычно совмещается с переходной гидродинамической зоной, начинающейся на глубине около 10 км. При геотермическом градиенте менее приблизительно  $20^\circ/\text{км}$  эта зона расположена ниже последней, представленной хрупкопластическими породами — плотными милонитами, катаклазитами, реже — милонитовыми сланцами. Характерны очень сильные внутрикристаллические напряжения (волнистое затухание, дислокации, линии Людерса). С углублением (с повышением температуры) милониты сменяются бластомилонитами, начинают получать распространение перекристаллизация и пластическое течение.

В случае больших и, видимо, средних геотермических градиентов переходная гидродинамическая зона лежит на одном уровне с хрупковязким переходом. Она в этом случае почти не несет катаклазитов и начинается с развития бластомилонитов и сланцев. Катаклазиты неизбежно появляются здесь при интенсивных тектонических деформациях. На путях прорыва гидротерм из более глубоких зон во всех случаях отмечается интенсивное, резко зональное минералообразование, включая и типичные рудные жилы. В целом переходная гидродинамическая зона непостоянна по своему положению, конфигурации и объему. Характерной ее чертой как границы между реологически различными этажами земной коры являются субгоризонтальные срывы.

В верхней части литостатической зоны при медленных деформациях находится самый слабый этаж литосферы. Здесь сосредоточены максимальные пластические деформации. Горизонтальные смещения типа глубинных надвигов, шарьяжей имеют наилучшие шансы реализации вдоль кровли литостатической зоны, особенно в областях с преобладанием пород кварцевого и кварцево-полевошпатового состава (и конечно, со слюдой). Здесь широко распространены как бластомилониты, так и плейчатые гнейсы и сланцы с хорошо проявленными структурами перекристаллизации, растворения и переотложения вещества в тени давления. На более глубоких горизонтах начинают преобладать сланцы, более однородные по своей кристаллической структуре.

В литостатической зоне, несмотря на доминирующее преобладание в ней пластических деформаций, вполне возможны и действительно наблюдаются дизъюнктивные разрывы. Они обычно образуются в момент очень резко возросшего стресса и продолжают затем долго жить как пластические периодически подвижные швы. Внимательное изучение структур деформации пород в этих шовных зонах часто обнаруживает в них признаки неоднократных подвижек. В простейшем случае видны следы хрупких или вязкохрупких деформаций, залеченных последующей пластической деформацией, сопровождающейся перекристаллизацией. Такая структура скорее всего объясняется изменением скорости деформации. Подвижка смягчает стресс, напряжение падает, скорость деформации уменьшается, начинаются чисто вязкие пластические деформации. При падающей их скорости сильно снижается и сопротивление пород.

Существование на средних глубинах земной коры очень слабой пластичной зоны заставляет задуматься о возможности пересечения глубинными разломами всей толщи земной коры. Для быстрых деформаций, вызванных сверхкритическими стрессами, вся литосфера, за исключением локальных зон плавления, является жесткой. Поэтому в принципе глубинные разломы возможны. Но возникает вопрос, как могут зародиться и созреть до критических величин напряжения во *всей мощности земной коры* (не говоря уже о всей литосфере), если ее середина слаба почти, как жидкость? Нужно предполагать, следовательно, что разрывные сколовые импульсы, вызывающие глубинные разломы, рождаются в маломощной верхней зоне или на больших глубинах в нижней коре (?) и ниже Мохо. Априори, до специальных расчетов, нельзя сказать, может ли тонкий (3—10 км) прочный слой верхней коры при расколе выделить энергию, достаточную для разрыва всей земной коры, которая реагирует на быстрые деформации, как прочная жесткая масса.

Возрастание с глубиной всестороннего давления обуславливает смещение субвертикальных трещин разрыва на более пологие, переходящие в субгоризонтальные сдвиги [11, 37, 59 и др.]. Последние характерны для переходной зоны и отмечаются МОВ как граница  $K_1$ . По-видимому, многие из легко выделяемых ныне глубинных разломов имеют в принципе такие же корни или представляют собой следы наклонных зон тектонических причленений литосферных плит или их фрагментов.

Серьезные коррективы должны быть внесены и в наши представления об интрузиях магм. Продвижение расплава и проблема пространства для становления больших интрузий на горизонте 10—30 км решаются путем гидроразрыва, который должен сравнительно легко осуществляться в этой слабой зоне. Прорыв расплава через переходную зону должен сопровождаться резким падением давления и образованием дайковых серий. В кремнекислых магмах, богатых водой, будет происходить ее сброс, пропаривание и ослабление кровли интрузии с частичной или полной перекристаллизацией пород.

Под непроницаемой переходной зоной в податливые толщи литостатической легко могут вмещаться не только интрузии магм, надкритических водных флюидов, но и интрузии углеводородов. Последние, видимо, имеют все же глубинное происхождение и движутся кверху, задерживаясь в структурных ловушках [18]. Не является ли уплотненная пе-

Реходная гидродинамическая зона структурной ловушкой глобального масштаба? Недавно высказанные соображения [5] о бесперспективности на углеводороды переходной и литостатической зон справедливы только для первой, а в литостатической зоне вновь возможны промышленные скопления углеводородов.

Еще большее значение выявляющаяся реологическая картина имеет для понимания тектоники земной коры и литосферы в целом. Может ли верхняя жесткая часть земной коры перемещаться по пластичной средней коре? В регионах деформаций и прежде всего в обширных зонах растяжения континентальных литосферных плит такие движения неизбежны и действительно наблюдаются. Но рассмотрение этого вопроса, тем более в масштабах целых континентальных плит,— тема отдельной статьи.

#### Список литературы

1. Аки К. Механизмы орогении//Орогенез. М.: Мир, 1985. С. 209—253.
2. Андерсон Д. Л., Дзевонский А. М. Сейсмическая томография//В мире науки. 1984. № 12. С. 16—25.
3. Артемьев М. Е., Артюшков Е. В. О происхождении рифтовых впадин//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 4. С. 58—73.
4. Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
5. Ежов Ю. А., Лысенко Г. П. Вертикальная гидродинамическая зональность земной коры//Сов. геология. 1986. № 1. С. 111—120.
6. Зайченко В. Ю., Ерхов В. А., Щукин Ю. К. Глубинные исследования литосферы Земли//Обзор ВИЭМС. Региональная, разведочная и промысловая геофизика. М., 1983. 87 с.
7. Иванов С. Н. Особенности гидротермального рудообразования под сушей и морем//Докл. АН СССР. 1966. Т. 169. № 1. С. 177—180.
8. Иванов С. Н. Особенности образования рудных месторождений, связанных с гидротермами//Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: Изд-во УФ АН СССР, 1969. С. 21—86.
9. Иванов С. Н. Предельная глубина открытых трещин и гидродинамическая зональность земной коры//Ежегодник ИГиГ УФ АН СССР. Свердловск, 1970. С. 213—232.
10. Иванов С. Н. О причинах образования гидротермальных рудных месторождений//Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IX. М.: Наука, 1970. С. 20—47.
11. Исай В. М. К вопросу об условиях разломообразования в консолидированной земной коре//Геофиз. журн. 1983. Т. 5. № 3. С. 88—94.
12. Казанский В. И., Милановский Е. П., Наумов Г. Б. и др. Вертикальный диапазон эндогенного рудообразования и факторы его определяющие//Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986. С. 5—15.
13. Карус Е. В., Саркисов Ю. М. Об антистратиформном характере разреза кристаллического основания континентальной земной коры//Докл. АН СССР. 1986. Т. 289. № 1. С. 176—179.
14. Коган Л. И. Внутренняя структура и деформации океанической кристаллической коры (по данным многоканального сейсмического профилирования)//Геотектоника. 1987. № 5. С. 48—61.
15. Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 490 с.
16. Коржинский Д. С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах//Геология руд. месторождений. 1962. № 5. С. 3—12.
17. Кропоткин П. Н., Вальев Б. М. О природе аномально высоких пластовых давлений в нефтяных и газовых месторождениях//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 11. С. 29—46.
18. Кропоткин П. Н. Дегазация Земли и происхождение углеводородов//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. № 6. С. 3—18.
19. Кутас Р. И. Тепловая модель континентальной литосферы//Геофиз. журн. 1986. Т. 8. № 1. С. 19—27.
20. Летников Ф. А., Феоктистов Г. Д., Остафийчук И. М. и др. Флюидный режим мантийных пород. Новосибирск: Наука, 1980. 143 с.
21. Лобковский Л. И., Николаевский В. Н., Каракин А. В. Геолого-геофизические следствия серпентинизации океанической литосферы//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61. Вып. 4. С. 3—12.
22. Лукьянов А. В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы//Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105—147.
23. Мелькановацкий И. М. Глубинное строение гидросферы по геофизическим данным//Прикладная геофизика. Вып. 116. М.: Недра, 1986. С. 74—88.
24. Минц М. В., Колтаков Н. И., Ланев В. С., Русаков М. С. О природе субгоризонтальных сейсмических границ в верхней части земной коры (по данным Кольской сверхглубокой скважины)//Геотектоника. 1987. № 5. С. 62—72.
25. Мухин Ю. В. Процессы уплотнения глинистых осадков, М.: Недра, 1965. 120 с.

26. *Николаевский В. Н.* Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород//Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 4. С. 817.
27. *Николаевский В. Н.* Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения. М.: Мир, 1982. С. 133—215.
28. *Николаевский В. Н.* Дилатансионная реология литосферы и волны тектонических напряжений//Основные проблемы сейсмотектоники. М.: Наука, 1986. С. 51—69.
29. *Павленкова Н. И.* Структура и динамика земной коры и верхней мантии континентов//Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. М.: Наука, 1985. С. 58—72.
30. *Пейве А. В., Руженцев С. В., Трифонов В. Г.* Тектоническая расчлененность и задачи изучения литосферы континентов//Геотектоника. 1983. № 1. С. 3—13.
31. *Пейве А. В., Книппер А. Л., Марков М. С. и др.* Формирование земной коры континентов//Геотектоника. 1985. № 3. С. 75—76.
32. *Резанов И. А.* Новая модель земной коры континентов//Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 1. С. 14—19.
33. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 184 с.
34. *Сорвачев К. К.* Пластические деформации в гранитогнейсовых структурах. М.: Наука, 1978. 124 с.
35. Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
36. *Трифонов В. Г.* Неотектоника и современные тектонические концепции//Геотектоника. 1987. № 1. С. 25—38.
37. *Шаров В. И.* Разломы и природы сейсмических границ в разрезе континентальной коры//Сов. геология. 1984. № 1. С. 112—119.
38. *Brace W. F., Kohlstedt D. L.* Limits on Lithospheric stress imposed by laboratory experiments//J. Geophys. Res. 1980. V. 85. N B11. P. 6248—6252.
39. *Byerlee J.* Friction in rocks//Pure Appl. Geophys. 1978. V. 116. P. 615—626.
40. *Cermak V., Bodri L.* Two-dimensional temperature modelling along five east-european geotraverses//J. Geodyn. 1986. V. 5. N 2. P. 133—163.
41. *Chen W. P., Molnar P.* Focal depths of intracontinental and intraplate Earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere//J. Geophys. Res. 1983. V. 88. N B5. P. 4183—4214.
42. *England P. C.* Diffuse continental deformation length scales, rates and metamorphic evolution//Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1987. V. 321. N 1557. P. 3—22.
43. *Gans Ph., Miller E.* Style of mid-tertiary extension in east-central Nevada//Utah Geol. Min. Surv. Spec. Studies 59, 1983. Guidebook. Pt. I. P. 106—160.
44. *Heaton T. H., Sheppard S.* Hydrogen and oxygen isotope evidence for the origine of the fluids and the metamorphism of oceanic crust (Troodos massif, Cyprus)//NATO Advan. Study Inst. 1974. P. 1—4.
45. *Ito E., Harris D., Anderson A.* Alteration of oceanic crust and geological cycling of chlorine and water//Geochim. et cosmochim. acta. 1983. V. 47. N 9. P. 1613—1624.
46. *Kirby S. H.* Tectonic stresses in the lithosphere: constrains provided by the experimental deformation of rocks//J. Geophys. Res. 1980. V. 85. N B11. P. 6353—6363.
47. *Kirby S. H.* Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localisation of strain along shear zones//Tectonophysics. 1985. V. 119. N 1—4. P. 1—27.
48. *O'Neil I. R., Hanks T. S.* Geochemical Evidence for Waterrock interaction along the San Andreas and Garlock Faults of California//J. Geophys. Res. 1980. V. 85. N B11.
49. *Raleigh C. B., Paterson M. S.* Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications//J. Geophys. Res. 1965. V. 76. N B11. P. 3965—3985.
50. *Shimamoto T.* The origin of large or great thrust-type earthquakes along subducting plate boundaries//Tectonophysics. 1985. V. 119. N 3—4. P. 37—65.
51. *Sibson R.* Fault zone models, heat flow and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States//Bull. Seismol. Soc. Amer. 1982. V. 1.
52. *Sonder L. I., England Ph.* Vertical averages of rheology of the continental lithosphere: relation to thin sheet parameters//Earth and Planet. Sci. Let. 1986. V. 77. N 1.
53. *Spooner E. T., Beskensole R. A., Fyfe W. S., Smewing I. D.* O<sup>18</sup> enriched ophiolite metabasic rocks from E. Liguria (Italy), Pindos (Greece), and Troodos (Cyprus)//Contr. Mineral. Petrol. 1974. V. 47. P. 41—62.
54. *Takahashi E.* Genesis of calc-alkali andesite magma in a hydrous mantle—crust boundary: Petrology of Iherzolite xenoliths Japan. Pt II//J. Volcanol. and geotherm. 1986. V. 29. N 1—4. P. 355—395.
55. *Vink G. E., Morgan W. J., Zhao W.-L.* Preferential rifting of continents: a source of displaced Terranes//J. Geophys. Res. 1984. V. 89. N B12. P. 10072—10076.
56. *Watts A. B., Bodine I. H., Steckler M. S.* Observations of flexure and the State of stress in Oceanic Lithosphere//J. Geophys. Res. 1980. V. 85. N B11. P. 6369—6376.
57. *Wickham S. M., Oxburgh E. R.* Low-pressure regional metamorphism in the Pyrenees and its implications for the thermal evolution of rifted continental crust//Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1987. A. 321. N 1557. P. 219—242.
58. *Wortel M. J., Gloetingh S. A.* De spanningstoestang in de lithosfer//Nederlands. Tijdschrift voor natuurkunde. 1986. A52. N 2. P. 42—49.
59. *Zuber M. T., Parmentier E., Fletcher R.* Extension of continental lithosphere: a model for two scales of Basin and Range deformation//J. Geophys. Res. 1986. V. 91. N B5. P. 4826—4838.

УДК 551.254 : 552.311

© 1990

ДЕНИСОВА Е. А.

**СТРОЕНИЕ И ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ ОФИОЛИТОВЫХ МАССИВОВ С ЛЕРЦОЛИТОВЫМ ТИПОМ РАЗРЕЗА**

Разрезы и деформационные структуры массивов Южного Урала (Крака, Нурали, Миндяк), откартированных автором, сопоставлены с разрезами и структурами массивов Ланцо в Западных Альпах и Тринити в горах Клатат.

Общей закономерностью строения мантийных тектонитов является последовательное истощение пород базальтоидными компонентами по направлению к контакту с коровой частью разреза. Различия заключаются в полноте разрезов и степени деплетированности пород. Неистощенные лерцолиты надстраиваются маломощными коровыми разрезами.

Черты сходства деформационных структур (оборванность структур контактами, раннее формирование полосчатости, параллельность линейности шарнирам складок, внутрикристаллическое скольжение как ведущий механизм деформации) объясняются формированием массивов в верхней мантии, где деформации осуществлялись в сходных условиях посредством одних и тех же механизмов. Различия (вращательный или невращательный режим течения, доскладчатый или синкладчатый характер уплощенности) фиксируются на стадии образования складок и связаны с разной историей выведения мантийных масс в верхние горизонты коры.

Офиолитовые ассоциации складчатых поясов континентов в настоящее время отождествляются с разрезами коры океанического типа и верхних горизонтов мантии. Доступность изучения их обычными геологическими методами объясняет повышенный интерес к этим образованиям. Исследования структуры офиолитового разреза и его членов позволяют приблизиться к пониманию глубинных процессов, ведущих к формированию и развитию литосферы.

Ниже в сравнительном плане проанализированы разрезы и деформационные структуры лерцолитовых массивов Южного Урала (рис. 1, врезка), детально откартированных автором (частично совместно с Г. Н. Савельевой) в 1979—1986 гг. Настоящая статья завершает серию ранее опубликованных материалов [3—6, 9], в которых охарактеризовано тектоническое положение изученных массивов и их геологическое строение, дана петрографическая характеристика разрезов, приведены результаты анализа внутренней структуры массивов и петроструктурного анализа слагающих пород, рассмотрена деформационная история массивов.

Лерцолитовые массивы Южного Урала принадлежат офиолитовой ассоциации и представляют фрагменты разрезов, сформированных в верхней мантии и нижних частях палеозойской океанической коры. Массивы **Нурали** и **Миндяк**, крутопадающие тектонические клинья-пластины, залегают в зоне серпентинитового макромеланжа вдоль Главного Уральского разлома, по которому сочленяются западный склон Урала, палеогеографически представляющий край Восточно-Европейского палеоконтинента, и восточный склон, относящийся к фрагментам Уральского палеоокеана. Массивы **Крака**, расположенные на западном склоне Урала в северной части Зилаирского синклиория, образуют верхнюю пластину краевого аллохтона, шарьированного в среднем палеозое из той же зоны макромеланжа на край палеоконтинента. В сложении этих массивов существенная роль принадлежит лерцолитам как в шпинелевых, так и в менее глубинных плагиоклазовых фациях.

Для сравнения с уральскими массивами взяты наиболее изученные в структурном отношении массивы Ланцо и Тринити, также представленные преимущественно лерцолитами, в том числе плагиоклазовыми. Чрезвычайно детальное изучение массива **Ланцо** в Западных Альпах,

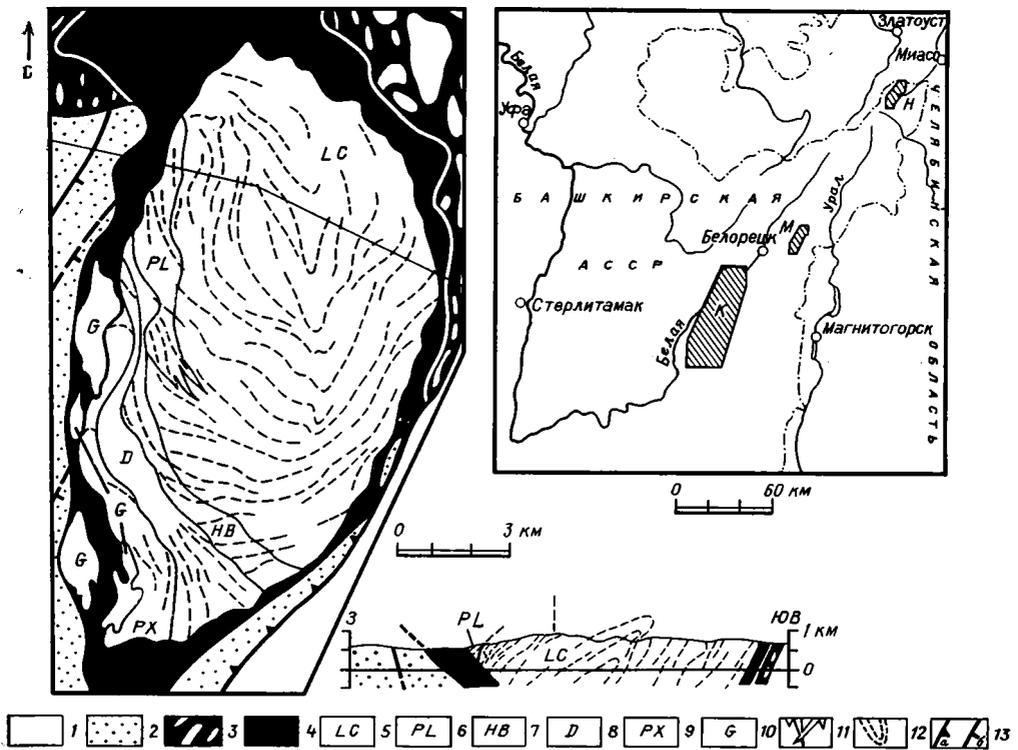


Рис. 1. Структурно-геологическая схема массива Средний Крак. На врезке — положение массивов Крака (К), Миндяк (М) и Нурали (Н) на обзорной схеме района 1 — автохтон Зилаирского синклиория: ордовик — нижний карбон; 2 — нижняя пластина Кракинского аллохтона: ордовик — силур; 3 — 10 — верхняя пластина Кракинского аллохтона: 3 — серпентинитовый полимиктовый меланж, 4 — серпентиниты; 5—9 — серии: 5 — лерцолитовая, 6 — плагиоклазовых лерцолитов, 7 — гарцбургитовая, 8 — дунитовая, 9 — полосчатая дунит-верлит-пироксенитовая; 10 — роговообманковые габбро, габбро-диабазы; 11 — краёвая серия даек; 12 — след полосчатости и минеральной уплосценности; 13 — разрывные нарушения: надвиги (а), сбросы (б)

проведенное А. Николая, Ф. Будье и Ж. Л. Буше [16, 39, 40], привело к выводу, что формирование макро- и микроструктур, текстур и петроструктур происходило в подконтинентальной верхней мантии в обстановке субширотного сжатия при выведении мантийного блока в твердом состоянии в меловой период в связи с надвижением Африканской плиты на Европейскую. В последних публикациях оценки геодинамической обстановки формирования массива противоречивы: одни исследователи считают его фрагментом подконтинентальной мантии, включенным на ранних стадиях спрединга в область образования коры океанического типа [43], другие указывают на генетическую близость массива офиолитам Лигурийского бассейна [14]. Массив Тринити в горах Клатат определен как палеозойский офиолитовый комплекс [33, 35]. Его разрез, включающий перидотиты, ультраосновные кумуляты, габброиды, диабазовые дайки и основные вулканиты, формировался в зоне медленного спрединга в краевоморском бассейне, при этом течение мантийного материала происходило в направлении оси спрединга [34]. Ниже привлечены также данные по другим, как лерцолитовым, так и гарцбургитовым массивам.

#### ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ПОЛОЖЕНИИ ЛЕРЦОЛИТОВ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ И ОКЕАНАХ

Э. Ден Текс разделил альпинотипные перидотиты, имеющие тектонитовые текстуры, на перидотиты офиолитовых комплексов и перидотиты корневых зон. А. Николая и Э. Джексон на примере Средиземноморья показали, что офиолитовые перидотиты являются преимуще-

ственно гарцбургитами и представляют подокеаническую мантию, а перидотиты корневых зон (или орогенические), сложенные лерцолитами и ассоциирующие с гранулитами,— это фрагменты подконтинентальной мантии [41]. Эта идея разделялась многими исследователями, которые противопоставляли лерцолитовые массивы гарцбургитовым, считая, что лерцолиты не участвуют в образовании океанической коры.

Однако интенсивное изучение современных океанов показало, что в срединно-океанических хребтах и зонах трансформных разломов наряду с гарцбургитами достаточно широко развиты лерцолиты, в том числе и плагиоклазовые [9, 22 и др.]. Недавними исследованиями в Красном море установлен лерцолитовый состав мантии под современным океаническим рифтом: на о-ве Зебергед обнажаются шпинелевые лерцолиты и плагиоклазодержащие перидотиты [15].

Детальным изучением ультрабазитов в складчатых областях показано, что лерцолиты так же, как и гарцбургиты, образуют нижние части офиолитовых комплексов. К таким массивам относятся Бракко и др. в Лигуридах [29], Отрис и Пиндос в Эллинидах [36], Монте Маджоре на о-ве Корсика [31], Лизард в Великобритании [13], а также Тринити, охарактеризованный выше. В целом их разрезы отличаются от офиолитов с гарцбургитами в основании, и их нередко называли «нетипичными» офиолитами [34, 45] в противовес классическим гарцбургитовым разрезам. Этим противопоставлениям положили конец Ф. Будье и А. Николя, которые выделили гарцбургитовый и лерцолитовый подтипы офиолитов и суммировали различия в строении их разрезов, особенностях отдельных их членов и их внутренних структур [18]. Аналогичное сравнение лерцолитовых и гарцбургитовых разрезов уральских офиолитов дала Г. Н. Савельева [9].

В орогенических лерцолитовых массивах — мантийных диапирах, внедренных в континентальную кору,— офиолитовая ассоциация отсутствует, а породы и минералы имеют крайне неистощенный состав. К ним относятся массивы Лерц во Франции и Бени-Бушера в Марокко, сложенные шпинелевыми перидотитами, а также Ронда в Испании, где ультрабазиты представлены тремя фациями: гранатовой, шпинелевой и плагиоклазовой. В этой группе нередко рассматривается и массив Ланцо [39].

При отнесении лерцолитовых массивов к офиолитовому и орогеническому типу в первую очередь следует учитывать наличие разреза офиолитовой ассоциации, который, впрочем, может не сохраниться при длительных тектонических перемещениях тел во время выведения их из мантии. Поэтому важное значение приобретают петрологические и геохимические критерии, основанные на степени деплетированности пород. Однако близость составов офиолитовых и орогенических лерцолитов затрудняет и эту оценку. Кроме того, даже среди несомненных фрагментов океанической коры могут быть относительно недеплетированные блоки. Нам же важно отметить, что и в офиолитовых, и в орогенических телах запечатлены следы высокотемпературного мантийного пластического течения. Этим обосновывается возможность сравнения южно-уральских офиолитов с массивом Ланцо, обстановка формирования которого дискуссионна.

### СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ

Разрезы офиолитовых массивов подразделяются на нижнюю часть, сложенную мантийными тектонизированными ультрабазитами, и верхнюю, коровую часть, образованную ультраосновными и основными магматическими породами, иногда частично тектонизированными, и вышележащими диабазами, эффузивами, океаническими осадками.

1. **Мантийные тектониты** в изученных и взятых для сравнения массивах представлены шпинелевыми и плагиоклазовыми лерцолитами, гарцбургитами и дунитами. Они расчленены в массивах Южного Урала и Ланцо.

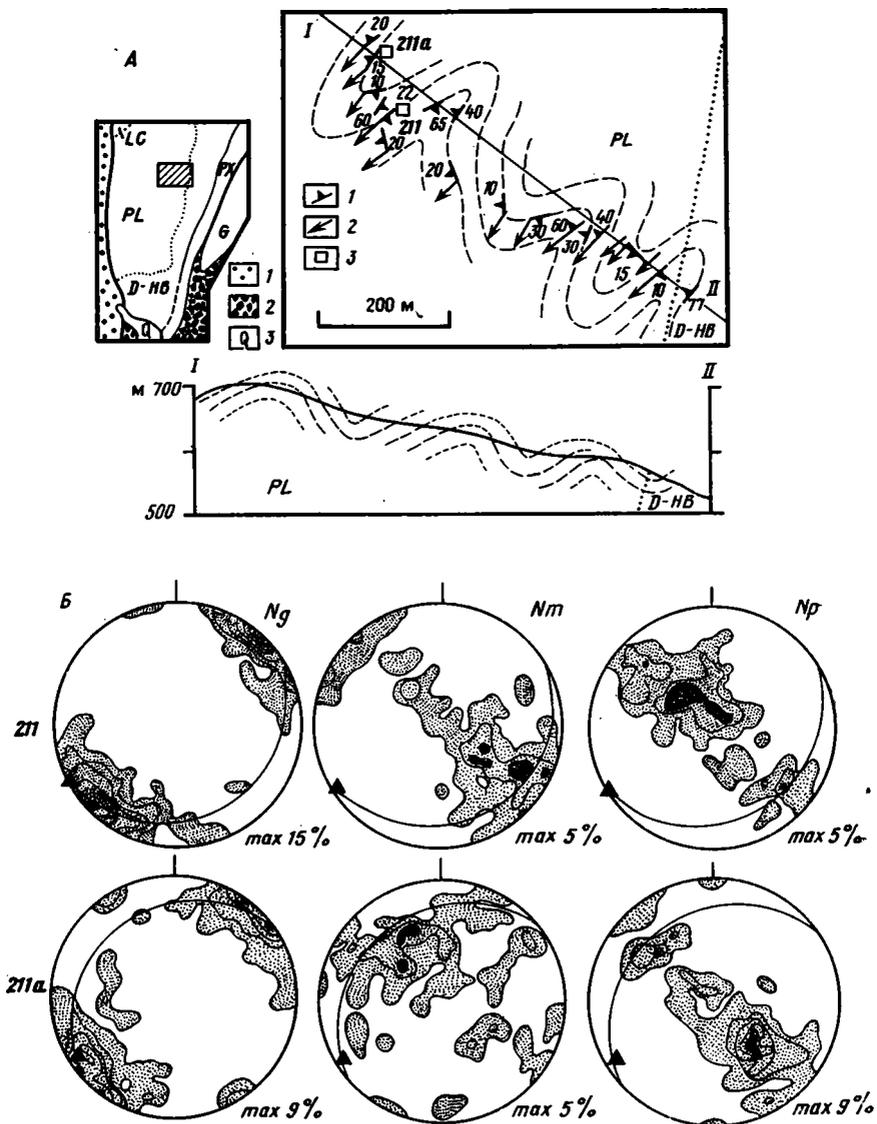


Рис. 2. Складчатые деформации на одном из участков массива Нурали (А) и петроструктурные диаграммы оливина из плагиоклазовых лерцолитов (Б)  
 А: 1 — залегание полосчатости и минеральной уплотненности, 2 — склонение линейности, 3 — места отбора образцов 211 и 211а для петроструктурного анализа. На врезке — положение участка (заштрихован) на геологической схеме массива Нурали: 1 — верхний протерозой, 2 — серпентинитовый полимиктовый меланж, 3 — четвертичные аллювиальные отложения. Буквенные обозначения см. на рис. 1.  
 Б — нижняя полушфера равноплощадной проекции. Изолинии — 1, 3, 5% и т. д. на 1% площади. Сплошные линии — полосчатость и минеральная уплотненность, треугольники — линейность. В обоих образцах — по 120 замеров

Детальными работами на южноуральских массивах породы с порфирокластическими микроструктурами сгруппированы в серии, закономерно сменяющие одна другую в пространстве (рис. 2, см. рис. 1) и связанные постепенными переходами [3, 5, 6]. Выделенные серии (лерцолитовая → плагиоклазовых лерцолитов → гарцбургитовая → дунитовая) вверх по разрезу представляют собой все более деплетированные ассоциации пород, и предельным реститом являются дуниты, обнаженные вблизи контакта с магматическими образованиями (рис. 3). Установленный разрез отражает профиль деплетирования исходного лерцолитового вещества. Разрезы массивов залегают круто, наращаясь на запад (Средний Крака) или восток (Нурали, Миндяк), или полого и перевернуто (Южный Крака).

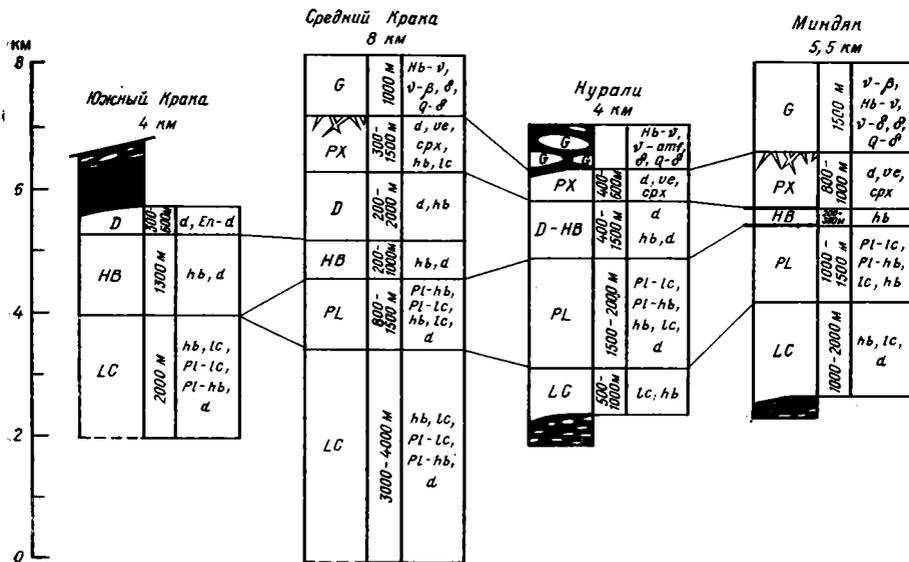


Рис. 3. Сопоставление разрезов лерцолитовых массивов Южного Урала

Буквы на рис.: *lc* — лерцолиты, *hb* — гарцбургиты, *Pl-lc* — плагиоклазовые лерцолиты, *Pl-hb* — плагиоклазовые гарцбургиты, *d* — дуниты, *En-d* — энстатитовые дуниты, *срх* — клинопироксениты, *ve* — верлиты, *Hb-v* — роговообманковые габбро, *v-β* — габбро-диабазы, *v-amf* — габбро-амфиболиты, *v-δ* — габбро-диориты, *δ* — диориты, *Q-δ* — кварцевые диориты. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

В массиве Ланцо выделены зоны (рис. 4, I→II→III), в которых с востока на запад среди шпинелевых и плагиоклазовых лерцолитов увеличивается объем истощенных пород: гарцбургитов и дунитов [38]. Несмотря на отсутствие полосчатой серии и габброидов, на основании сопоставления этой зональности с более полными разрезами уральских массивов, по моему мнению, можно говорить о наращивании разреза в западном направлении. Но так как и в самой деплетированной западной зоне значительный объем занимают лерцолиты, то этот разрез в целом соответствует лерцолитовым сериям массивов Южного Урала.

При сравнении составов минералов и пород Г. Н. Савельевой [9] сделан вывод о существенном различии лерцолитов по степени деплетированности: они наименее истощены в массиве Ланцо, наиболее — в массивах Средний Края и Нурали. Этим, возможно, объясняется и то, что среди неотделенных продуктов частичного плавления в массиве Ланцо важное место занимают ариезиты (высокоглиноземистые пироксениты), аналогов которым нет на Южном Урале. Лерцолиты массива Тринити, судя по приведенным химическим анализам [45], ближе к южноуральским лерцолитам. Ариезиты в них, сложенные клинопироксеном, ортопироксеном, оливином, плагиоклазом, хромшпинелидом и роговой обманкой (в порядке уменьшения содержания), значительно менее глиноземистые, чем ариезиты Ланцо, и по химическому составу сопоставляются с вебстеритами этого массива, а также с некоторыми обогащенными пироксенами и плагиоклазом шлирами и полосами в массивах Южного Урала.

Таким образом, ультрабазиты южноуральских массивов и Ланцо сходны в том, что: 1) их петрографический состав одинаков; 2) в них установлен ряд взаимосвязанных петрографических ассоциаций, отражающий нарастание степени деплетированности пород по направлению к контакту с коровой частью разреза. Различия заключаются в следующем: 1) на Южном Урале мантийные тектониты представлены наиболее полной последовательностью серий, а разрез массива Ланцо отвечает лишь лерцолитовым сериям южноуральских массивов; 2) лерцолиты массива Ланцо наименее деплетированы, их частичные выплавки кристаллизовались как ариезиты, а лерцолиты массивов Южного Ура-

ла и Тринити более истощены, при их частичном плавлении формировались менее глиноземистые породы.

Разрезы мантийных ультраосновных тектонитов разной полноты установлены также в лерцолитовых массивах Отрис [36] и Поум и др. на крайнем севере Новой Каледонии [24], где плагиоклазовые и шпинелевые лерцолиты постепенно сменяются гарцбургитами с дунитами. В массивах тибетских офиолитов Зигае, переходных между лерцолитовым и гарцбургитовым типами, хромдиоксиднесущие гарцбургиты сменяются вверх по разрезу сильно деплетированными гарцбургитами с мощными дунитами [26]. В гарцбургитовых массивах к контакту с магматическими сериями также увеличивается общее количество обедненных пироксенами гарцбургитов и дунитов [9, 17, 27, 30].

Следовательно, мантийные образования вверх по разрезу к контакту с магматическими породами последовательно обедняются базальтоидными компонентами в обоих типах разреза, и это является общей закономерностью строения мантийных тектонитов. Отличие лерцолитовых разрезов от гарцбургитовых заключается в большем разнообразии пород — от неистощенных лерцолитов до крайне деплетированных дунитов.

2. **Коровая часть разреза** в южноуральских массивах (см. рис. 3) представлена полосчатой дунит-верлит-клинопироксенитовой серией (мощность 0,3—1,5 км) и прорывающими ее роговообманковыми габбро, переходящими в диориты и кварцевые диориты (1—1,5 км) [3—6]. Локальное развитие деформационных структур в минералах позволяет предполагать магматическое происхождение этих пород. Дайковый диабазовый комплекс отсутствует. Тектонически оторванные верхние части разреза сложены раннепалеозойскими спилитами, диабазами, пересланяющимися с туфами, кремнистыми и глинистыми сланцами, которые обнажены в меланже восточнее Нуралинского массива и около Миндякского массива, а также образуют нижнюю пластину Кракинского аллохтона.

В массиве Тринити пластически не деформированные ультраосновные кумуляты (мощность около 200 м) и пироксен-роговообманковые и роговообманковые габбро, переходящие в диориты и кварцевые диориты, кристаллизовавшиеся в небольших (5—10 до 15 км) изолированных камерах и образующие полого лежащий на перидотитах горизонт (?), надстраиваются плохо развитыми и маломощными диабазовым дайковым комплексом и базальтовыми пиллоу-лавами [33, 34, 45]. Общая мощность этой части разреза не превышает 1—2 км.

В массиве Отрис ультраосновные и основные кумуляты также имеют ограниченное распространение [36]. В тибетских массивах в полном коровом разрезе (от ультраосновных кумулятов до пиллоу-лав и радиоларитов) мощностью около 3 км слабо развиты ультраосновные и почти полностью отсутствуют основные кумуляты [26].

Таким образом, разрез коровых образований в массивах лерцолитового типа представлен ультраосновными кумулятами, габброидами (ро-



Рис. 4. Структурная схема массива Ланцо (по [16])  
 1 — неоген-четвертичные аллювиальные отложения; 2 — палеозойские гнейсы, амфиболиты, мраморы; 3 — мезозойские офиолиты; 4 — юрско-меловые «блестящие сланцы»; 5 — серпентиниты; 6 — дуниты и гарцбургиты; 7 — след полосчатости (а) и минеральной уплощенности (б) в перидотитах; 8 — границы зон перидотитов с разной степенью деплетированности (по [38]); 9 — сдвиги

говообманковыми габбро до кварцевых диоритов), диабазами, вулканитами и осадками. Малой мощностью этих пород (в пределах 3 км) лерцолитовые массивы резко отличаются от гарцбургитовых, для которых характерны мощные (4—7 км) и полные разрезы с пироксеновыми и анортитовыми габброидами [9, 17, 27, 30].

В целом в лерцолитовых массивах офиолитов ценстошные ультрабазиты ассоциируют со слабо развитыми магматическими сериями, а в гарцбургитовых — сильно деплетированные ультраосновные породы надстраиваются мощными и хорошо развитыми разрезами коровых ассоциаций [9, 18]. Существование двух типов разреза объясняется их формированием в разных геодинамических термальных режимах.

Исследованиями в современных океанах установлено, что обширные и постоянно действующие магматические камеры образуются при больших скоростях спрединга ( $>5$  см/год), а для меньших скоростей характерны более ограниченные, временные магматические системы [25]. Мощность океанической коры коррелируется со скоростью спрединга — меньшим скоростям соответствуют и меньшие мощности [46]. Как считают Ф. Будье и А. Николя, медленный спрединг и сопряженный медленный подъем мантийного материала не способствуют сильному отделению расплава [18]. Условия медленного раскрытия зоны спрединга предполагаются для образования офиолитов Тринити [34]. Аналогичное предположение, по моему мнению, может быть сделано и для южноуральских лерцолитов, с которыми ассоциируют относительно слабо развитые (в сравнении с массивами гарцбургитового типа) магматические комплексы.

#### СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДЕФОРМАЦИОННЫХ СТРУКТУР

При всём разнообразии внутренних структур офиолитовых ультрабазитов общей особенностью является их фрагментарность, оборванность тектоническими контактами массивов. Это наблюдается как в южноуральских телах, так и в массивах Ланцо и Тринити и объясняется формированием структур не на месте современного залегания, а в другой обстановке — в области верхней мантии.

Наиболее сильные деформации фиксируются в нижних частях разрезов офиолитов — в ультраосновных тектонитах. В истории ультрабазитов массивов Крака и Нурали на основании резкого изменения поля напряжений как по ориентировке (почти на  $90^\circ$  поворачивается ось относительного сжатия), так и по характеру (одноосное сжатие сменяется одноосным растяжением) выделено два этапа (стадии? фазы?) твердопластического течения (рис. 5) [5, 6]. Деформации обоих этапов осуществлялись путем внутрикристаллического скольжения и протекали в высокотемпературных условиях верхней мантии. Однако по механизму деформаций граница между этапами не является достаточно четкой. На первом этапе основной системой скольжения была  $(010) [100]$ , на втором —  $\{0kl\} [100]$ . Направление скольжения в них одинаково, и в системе плоскостей  $\{0kl\}$ , судя по полученным петроструктурным диаграммам, наиболее активна плоскость  $(010)$ .

К первому этапу отнесен процесс формирования полосчатости, представленной чередованием слоев с разным петрографическим составом. Практически полное согласие полосчатости и уплощенности в массивах Южного Урала позволяет говорить об одновременном деформационном их образовании (см. рис. 5). Как показали Г. Дик и Д. Синтон на основе полевых, геохимических и структурных данных, наиболее вероятным механизмом формирования полосчатости в мантийных ультрабазитах является метаморфическая дифференциация, сопровождаемая деформацией, диффузионным переносом вещества в присутствии флюидов и частичным плавлением [23]. Эти процессы объясняют образование полосчатости в первично изотропном материале под воздействием поля напряжений. Существенный вклад в это вносит и первичная анизотропия вещества: ранние дайки, линзы, тела разного состава, вращаясь во время

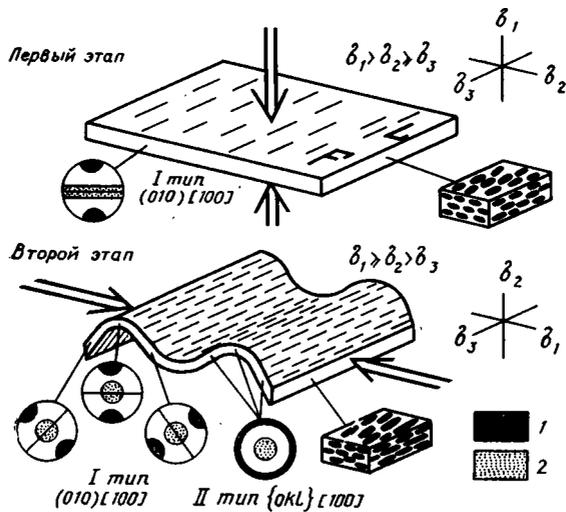


Рис. 5. Мантийные деформации ультраосновных тектонитов перцолитовых массивов Южного Урала и соответствующие типы петроструктур оливина  $F$  — параллельные полосчатость и минеральная уплощенность,  $L$  — линейность. На схематических петроструктурных диаграммах — выходы осей  $Np$  (1) и  $Ng$  (2)

деформаций, приводились в согласие со структурами течения вмещающих пород [20, 42].

Полосчатые текстуры, встреченные в массивах Южного Урала, не противоречат объяснениям этих авторов. Большое разнообразие видов полосчатости позволяет предполагать длительный и сложный путь ее развития во время пластического течения первично анизотропного материала. Участие частичного плавления в этом процессе подтверждается существованием в некоторых вебстеритовых полосах массивов Крака нетектонитовых, по-видимому, магматических петроструктурных ориентировок крупных диопсидов, близких полученным в вебстеритовых и ариежитовых прослоях массива Ланцо [16]. Возможность вращения ранних тел или даек при образовании полосчатости в уральских массивах показывается частыми линзовидными выклиниваниями, расщеплениями полос и отсутствием строгой параллельности в их расположении.

Во многих массивах фиксируются мелкие изоклиналильные складки, сминающие полосчатость, с осевыми поверхностями, параллельными минеральной уплощенности [11, 17, 19, 21, 31 и др.]. Они образуются на поздних стадиях формирования полосчатости и, как показано при экспериментальном исследовании послойного течения в метаморфических толщах [7], фиксируют вращательный компонент деформаций. Он был выявлен в ряде массивов по петроструктурным данным, но в перцолитовых массивах Южного Урала достоверно не установлен. На петроструктурных диаграммах смещений максимумов относительно линейно-плоскостной текстуры несогласны, иногда противоположны по оливину и энстатиту. Отсутствие закономерных отклонений полос излома в оливине от перпендикуляра к линейности и параллельность линз и шпиров с повышенным содержанием пироксенов и плагиоклаза плоскостным текстурам тоже свидетельствуют о невращательном режиме пластических деформаций, что, вероятно, объясняет отсутствие в уральских массивах ранних изоклиналильных складок полосчатости — редких, но чрезвычайно характерных для многих офиолитовых массивов.

Деформации первого этапа, наиболее четко проявленные в массиве Нурали (за пределами южной части поля плагиоклазовых перцолитов), осуществлялись путем внутрикристаллического скольжения в оливине преимущественно по системе (010) [100]; подчиненную роль играла син-тектоническая рекристаллизация [5]. При этих механизмах деформаций

в невращательном режиме  $Np$  оливина соответствует оси относительного сжатия, а  $Ng$  — оси относительного растяжения. Теоретически эти оптические направления в трехосном поле напряжений должны иметь близкие величины максимумов. Однако в южноуральских петроструктурах оливина I типа наиболее сильный максимум, перпендикулярный плоскостным текстурам, образует  $Np$ , а  $Ng$  в 62% образцов дает поясовое распределение (см. рис. 5) и лишь в 23% образует максимумы, в остальных образцах наблюдаются переходные петроструктуры.  $Ng$  энстатита, которая при скольжении по системе (100) [001] ориентируется по оси относительного растяжения, в 50% образцов распределена в поясе, а в 13% — дает максимумы. Все это однозначно свидетельствует о четкой ориентировке оси относительного сжатия и слабой, варьирующей ориентировке оси относительного растяжения, что позволяет предполагать обстановку, близкую одноосному сжатию ( $\sigma_1 > \sigma_2 \geq \sigma_3$ ). Таким образом, четкие полосчатые текстуры и уплощенность с подчиненным развитием слабо выраженной линейности образовывались при преимущественно плоскостном течении и мантийного материала.

Деформационным структурам этого этапа близка структура юго-западной части массива Ланцо (см. рис. 4), где полосчатость и уплощенность согласны, мелкие складки практически отсутствуют, а течение тоже было невращательным [16]. Лерцолиты здесь также обладают плоскостными текстурами (со слабо выраженной линейностью), и петроструктуры оливина в них образованы путем скольжения главным образом по системе (010) [100]. Этот не затронутый складчатостью фрагмент, по-видимому, часть наиболее ранней (?) структуры, возникшей при плоскостном течении.

Где же формировалась полосчатость, где и когда существовали условия для плоскостного пластического течения мантийного материала? На эти вопросы сейчас трудно ответить. Участие частичного расплава в этом процессе ограничивает область астеносферой. Это была стадия длительного глубинного течения, по-видимому, в условиях выдержанного на больших пространствах поля напряжений, близкого одноосному сжатию.

Правомерность выделения стадии формирования плоскостных текстур как крупного этапа в деформационной истории мантийных пород, по моему мнению, подтверждается существованием лерцолитовых и гарцбургитовых массивов, в которых полосчатость и совпадающая с ней уплощенность имеют выдержанные залегания, варьирующие, но принципиально не меняющиеся в пределах всего массива или его части, изученной структурными методами. Такие структуры установлены в массивах Ньюфаундленда [27], Сюд [44], Семайл [17], Монте Маджоре [31], Дун [21], Сейд [19]. Три последних небольших по площади массива могут быть фрагментами более крупных структур (полей выдержанных залеганий? складок?). Остальные массивы занимают значительные площади, и их структуры свидетельствуют об однородном пластическом течении на больших расстояниях.

Как и почему осуществляется переход к деформациям второго этапа, не ясно. Он сопровождается резким изменением поля напряжений как по ориентировке осей, так и по характеру. При этом трудно предполагать какой-либо перерыв в деформационной истории, как это часто бывает в коровых деформациях осадочных и метаморфических комплексов. В мантии такого перерыва не может быть, так как породы, находясь все время в высокотемпературных условиях, пластически деформируются, текут постоянно. Деформации первого этапа, по-видимому, постепенно перерастали в складчатые деформации второго этапа, возможно, по мере подъема ультрабазитов в верхние горизонты мантии.

Второй этап пластических деформаций выделен в лерцолитовых массивах Южного Урала как этап глубинного, мантийного складкообразования. В массиве Крака по залеганию согласных полосчатости и минеральной уплощенности откартированы крупные складчатые структуры, близкие к параллельным, — с относительно сжатыми ядрами и широкими плавными замыканиями [6]. К ним относятся конические синформы

Северного Крака и центральной части Южного Крака, опрокинутая цилиндрическая антиформа Среднего Крака с более пологим западным крылом (см. рис. 1), опрокинутая изоклиная цилиндрическая антиформа восточной части Южного Крака. В северной части массива Южный Крака и в южной части Нуралинского массива [5] плоскостные элементы очерчивают мелкие открытые цилиндрические складки (см. рис. 2). Все они представляют собой структуры смятия полосчатости и уплощенности, а линейность, параллельная шарнирам цилиндрических складок (см. рис. 5) или сходящаяся к вершинам конусов, является новообразованным синскладчатым элементом. Так как линейные ориентировки обусловлены расположением первичных минералов, то эти деформации протекали в высокотемпературных мантийных условиях.

Аналогичные структуры, где смята уплощенность, а линейность ориентирована параллельно шарнирам, установлены в Оспинском массиве [2] и в массиве Каньон Маунтин [12, 37], в котором широкие открытые складки развиты в ультрабазитах и частично в габброидах. Мелкие складки встречены также в массивах Ланцо, Адразан и Ронда [40].

Крупная близкая к подобной цилиндрическая антиформа массива Ланцо (см. рис. 4) представляет другой тип складчатых структур [16, 39, 40], известных также в массивах Войкаро-Сыньинском [8, 11], Рай-Из [10] и, возможно, Иджимском [1]. Мелкие аналогичные складки установлены в массиве Тринити [28, 34, 35, 45] и массивах комплекса Анталья [32]. В них полосчатость деформирована, а уплощенность, параллельная осевым плоскостям или образующая дивергентный веер по отношению к ним, и линейность, параллельная шарнирам, являются синскладчатыми элементами. В структурах этого типа уплощенность обычно слабо или совсем не деформирована.

Структуры южноуральских массивов и структуры типа массива Ланцо сближает то, что при их образовании основным механизмом деформаций являлось внутрикристаллическое скольжение, дополнительным — синтектоническая рекристаллизация. Последний механизм, как и при формировании полосчатости, был подчинен скольжению, но его роль на втором этапе, несомненно, повышена.

По петроструктурным материалам в южноуральских массивах основной системой скольжения в оливине во время образования складок была более низкотемпературная система  $\{0kl\}$  [100], преобладающая в массивах Крака и в южной части Нуралинского массива. В трехосном поле напряжений при скольжении по этой системе сильный максимум  $Ng$  оливина указывает направление оси относительного растяжения, а другие оси распределяются в полные равномерные пояса, если нет преобладающей плоскости скольжения (см. рис. 5, диаграмму петроструктуры II типа). На полученных диаграммах (см. рис. 2, Б) наиболее четкой ориентировкой обладает  $Ng$ , а преимущественная перпендикулярность  $Np$  к уплощенности свидетельствует о том, что основной плоскостью скольжения была (010). Общий вид петроструктур оливина наряду с особенностями текстур пород (наиболее четко выражена линейность, хуже — уплощенность минералов) позволяет предполагать на этом этапе поле напряжений, приближающееся к одноосному растяжению ( $\sigma_1 \geq \sigma_2 > \sigma_3$ ). Петроструктурные данные по энстатиту, который деформируется так же, как и на первом этапе, подтверждают это. В 36% образцов с петроструктурой оливина II типа ось  $Ng$  энстатита образует максимум, а в 29% — распределена в виде пояса, т. е. при переходе петроструктур оливина от I ко II типу количество образцов с поясовым распределением  $Ng$  энстатита снижается почти в 2 раза, а с максимумами — увеличивается почти в 3 раза. Это, несомненно, свидетельствует об изменении характера поля напряжений и связанном изменении характера твердопластического течения — плоскостное течение стадии формирования полосчатости сменяется во времени преимущественно линейным течением в направлении шарниров при образовании разномасштабных складок. Этот вывод подтверждают и данные по массиву Ланцо, в котором линейные текстуры пород типичны для области крупной складки в средней части массива.

ва, и скольжение по системе {0kl} [100] выявлено в основном там же [16].

Петроструктурные данные уточнили представления о складках, в которые смяты полосчатость и уплощенность. Установленное на Нуралинском массиве вращение максимума  $Np$  на крыльях складок в петроструктурах I (см. рис. 5) и II (см. рис. 2) типов позволяет относить изученные структуры к складкам изгиба.

Образование складок в уральских массивах сопровождалось формированием современного облика разреза, так как линейное течение материала способствовало выведению частичного расплава, образующегося при снижении общего давления по мере подъема мантийного диапира. Часть материала испытала некоторые перемещения в пределах тектонизированных ультрабазитов, сформировав жилы и дайки, секущие текстуры пород. В их распределении намечаются общие закономерности. В массиве Нурали наибольшее количество жил отмечено вблизи границы серий плагиоклазовых лерцолитов и гарцбургитовой, т. е. в области перехода к сильно деплетированным породам [5]. В массиве Ланцо жилы приурочены к зонам с наиболее истощенным составом пород [42]. Статистическая ориентировка жил в массивах Крака (под малыми углами к полосчатости и уплощенности) и Нурали (под большими углами к линейности), близкая к установленным в массиве Ланцо, позволяет говорить о формировании жил и даек во время твердопластического течения при образовании складок.

Другая часть расплава была выведена за пределы серий тектонитов и, накопившись в верхней краевой зоне мантийного блока, закристаллизовалась впоследствии в виде полосчатой дунит-верлит-клинопироксенитовой серии, а позже — габброидных ассоциаций. Породы полосчатых серий южноуральских массивов не тектонизированы, что выражается в отсутствии минеральной линейности и предпочтительных ориентировок минералов при четкой уплощенности зерен в плоскости полосчатости [4]. Породы полосчатой серии и габброиды массива Тринити, судя по имеющимся описаниям первичных магматических структур и текстур, не испытывали твердопластического течения [28, 34, 45]. Однако их полосчатость деформирована с образованием складок, сопоставляющихся с поздними фазами складчатости в ультрабазитах. В полосчатой серии массива Нурали также фиксируются пологие складки и флексуры [4, 5]. В северной части Миндякского массива [3] и по северо-западному краю массива Ланцо [39] смяты полосчатость и уплощенность тектонитов, но закономерно ориентированная линейность при этом не образовалась.

Все отмеченные выше складчатые деформации, имеющие разные масштабы, разную морфологию, разную ориентировку в пространстве, характеризуются одной особенностью: они не сопровождалась образованием структур, текстур и предпочтительных ориентировок первичных минералов. Все они наиболее поздние и относительно низкотемпературные и протекали на разных глубинах в коре; причем самые поздние, возможно, формировались в процессе окончательного становления масс в современных региональных структурах. После становления массивы деформировались совместно с вмещающими толщами, участвуя в складчатости вместе с ними, что отмечено, например, для массива Тринити [28]. Однако обычно эти поздние деформации ограничивались серпентинизированными краями массивов или выражались зонами рассланцевания во внутренних их частях, как в массивах Крака и Ланцо.

Рассмотренный материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Сходство деформационных структур изученных массивов Южного Урала и взятых для сравнения массивов Ланцо и Тринити заключается в следующем:

а) внутренние структуры массивов фрагментарны, оборваны тектоническими контактами, что исключает возможность их образования на месте современного залегания;

б) самым ранним из структурных элементов является полосчатость, которая вслед за Г. Диком и Д. Синтоном рассматривается как формировавшаяся во время метаморфической дифференциации, сопровождав-

шейся пластическим течением, диффузией вещества и частичным плавлением;

в) деформации в южноуральских массивах и на юго-западе массива Ланцо осуществлялись в невращательном режиме;

г) разномасштабные складчатые структуры массивов, имеющие линейность, параллельную шарнирам, формировались в верхней мантии;

д) ведущим механизмом пластических деформаций ультрабазитов являлось внутрикристаллическое скольжение, которое осуществлялось по двум системам  $(010) [100]$  и  $\{0kl\} [100]$  в оливине и по единственной системе  $(100) [001]$  в энстатите; синтетоническая рекристаллизация играла подчиненную роль;

е) в массивах Крака, Нурали и Ланцо ориентировка секущих жил и даек контролировалась полем напряжений при образовании складок;

ж) полосчатые серии массивов Южного Урала и Тринити имеют магматическое происхождение, их породы не испытали твердопластического течения.

Большая часть сходных черт объясняется формированием массивов в области верхней мантии, где деформации осуществлялись в сходных условиях, путем одних и тех же механизмов.

## 2. Установлены следующие различия структур:

а) деформации при образовании крупной складки массива Ланцо протекали в режиме левостороннего вращения; в массиве Тринити сведения о режиме деформаций противоречивы; в массивах Южного Урала вращательный компонент течения ни на стадии формирования полосчатости, ни на стадии складкообразования достоверно не выявлен;

б) в южноуральских массивах минеральная уплощенность параллельна полосчатости и деформирована, смята в складки, а в массивах Ланцо и Тринити параллельна осевым плоскостям структур, т. е. является синскладчатым элементом;

в) поздние деформации, в том числе складчатые, не сопровождавшиеся формированием синдеформационных минеральных парагенезисов и рассматривающиеся как относительно низкотемпературные, коровые, по-разному выражены в разных массивах.

Таким образом, различия в основном фиксируются на стадии образования складок, высокотемпературных и более поздних, коровых. Мантийные складчатые деформации довольно разнообразны как по взаимоотношениям структурных элементов, так и по размерам структур. Эти различия объясняются разной историей выведения мантийных масс в верхние горизонты мантии и коры, поскольку, по-видимому, именно с выведением следует связывать складчатые деформации в ультраосновных тектонитах офиолитовых разрезов.

## Список литературы

1. Гончаренко А. И. О роли складчатых деформаций гипербазитов в локализации месторождений хризотил-асбеста//Докл. АН СССР. 1981. Т. 259. № 4. С. 915—918.
2. Гончаренко А. И., Чернышов А. И., Колыхалов А. В. Эволюция деформационной структуры и состава нефритоносных гипербазитов Восточного Саяна и юго-западного Прибайкалья//Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 4. Минералогия, геохимия. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1987. С. 47—75.
3. Денисова Е. А. Внутренняя структура Миндякского ультраосновного массива (Южный Урал)//Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. № 2. С. 382—387.
4. Денисова Е. А. Дунит-верлит-пироксенитовые серии леерцолитовых массивов Южного Урала//Докл. АН СССР. 1984. Т. 277. № 3. С. 660—665.
5. Денисова Е. А. История деформаций Нуралинского ультраосновного массива (Южный Урал)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 8. С. 25—38.
6. Денисова Е. А. Складчатая структура ультраосновных тектонитов массивов Крака (Южный Урал)//Геотектоника. 1989. № 4. С. 52—62.
7. Миллер Ю. В. Послойное и субпослойное течение пород и его роль в структурообразовании//Геотектоника. 1982. № 6. С. 88—96.
8. Савельев А. А., Савельева Г. Н. Пластическое течение ультрабазитов и габбро альпинотипных массивов//Тектоническая расслоенность литосферы. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 343. М.: Наука, 1980. С. 147—171.
9. Савельева Г. Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 404. М.: Наука, 1987. 246 с.

10. Шмелев В. Р., Пучков В. Н. Особенности тектоники гипербазитового массива Рай-Из (Полярный Урал)//Геотектоика. 1986. № 4. С. 88—105.
11. Щербаков С. А. Складчатые деформации ультраосновных тектонитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал)//Геотектоника. 1983. № 3. С. 47—59.
12. *Avé Lallemant H. G.* Structure of the Canyon Mountain (Oregon) Ophiolite Complex and its implication for sea-floor spreading//Geol. Soc. Amer. Spec. paper. 1976. V. 173. 49 p.
13. *Badham J. P. N., Kirby G. A.* Ophiolites and the generation of ocean crust: data from the Lizard Complex, Cornwall//Bull. Soc. Géol. France. Sér. 7. 1976. T. 18. N 4. P. 885—888.
14. *Bodnier J. L., Guiraud M., Dupuy C., Dostal J.* Geochemistry of basic dikes in the Lanzo massif (Western Alps): petrogenetic and geodynamic implications//Tectonophysics. 1986. V. 128. N 1/2. P. 77—95.
15. *Bonatti E., Hamlyn P., Ottonello G.* Upper mantle beneath a young oceanic rift: peridotites from the island of Zabargad (Red Sea)//Geology. 1981. V. 9. N 10. P. 474—479.
16. *Boudier F.* Structure and petrology of the Lanzo peridotite massif (Piedmont Alps)//Geol. Soc. Amer. Bull. 1978. V. 89. N 10. P. 1574—1591.
17. *Boudier F., Coleman R. G.* Cross section through the peridotite in the Samail Ophiolite, Southeastern Oman Mountains//J. Geophys. Res. 1981. V. 86. N B4. P. 2573—2592.
18. *Boudier F., Nicolas A.* Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments//Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. V. 76. N 1/2. P. 84—92.
19. *Cannat M.* Tectonics of the Siad massif, northern Klamath Mountains, California//Geol. Soc. Amer. Bull. 1985. V. 96. N 1. P. 15—26.
20. *Cassard D., Nicolas A., Rabinovitch M. et al.* Structural classification of chromite pods in Southern New Caledonia//Econ. Geol. 1981. V. 76. N 4. P. 805—831.
21. *Christensen N. I.* Structure and origin of the Dun Mountain ultramafic massif, New Zealand//Geol. Soc. Amer. Bull. 1984. V. 95. N 5. P. 551—558.
22. *Dick H. J. B., Fisher R. L., Bryan W. B.* Mineralogic variability of the uppermost mantle along mid-ocean ridges//Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V. 69. N 1. P. 88—106.
23. *Dick H. J. B., Sinton J. M.* Compositional layering in alpine peridotites: evidence for pressure solution creep in the mantle//J. Geol. 1979. V. 87. N 4. P. 403—416.
24. *Dupuy C., Dostal J., Leblanc M.* Distribution of copper and gold in ophiolites from New Caledonia//Canad. Mineralogist. 1981. V. 19. Pt 2. P. 225—232.
25. *Flower M. F. J.* Thermal and kinematic control on ocean-ridge magma fractionation: contrasts between Atlantic and Pacific spreading axes//J. Geol. Soc. London, 1981. V. 138. Pt 6. P. 695—712.
26. *Girardeau J., Mercier J. C. C., Zao Yougong.* Structure of the Xigaze ophiolite, Yarlung Zangbo Suture Zone, Southern Tibet, China: Genetic implications//Tectonics. 1985. V. 4. N 3. P. 267—288.
27. *Girardeau J., Nicolas A.* Structures in two of the Bay of Islands (Newfoundland) ophiolite massifs: a model for oceanic crust and upper mantle//Tectonophysics. 1981. V. 77. N 1/2. P. 1—34.
28. *Goullaud L.* Structure and petrology in the Trinity mafic-ultramafic complex, Klamath Mountains, Northern California//Geology of the Klamath Mountains, Northern California/Boulder: Geol. Soc. Amer., 1977. P. 112—133.
29. *Grandjacquet C., Haccard D.* Position structurale et rôle paléogéographique de l'unité du Bracco au sein du contexte ophiolitique liguro-piémontais (Apennin—Italie)//Bull. Soc. Géol. France. Sér. 7. 1977. T. 19. N 4. P. 901—908.
30. *Hopson C. A., Coleman R. G., Gregory R. T. et al.* Geologic section through the Samail ophiolite and associated rocks along a Muscat-Ibra transect, Southeastern Oman Mountains//J. Geophys. Res. 1981. V. 86. N B4. P. 2527—2544.
31. *Jackson M. D., Ohnenstetter M.* Peridotite and gabbroic structures in the Monte Maggiore massif, Alpine Corsica//J. Geol. 1981. V. 89. N 6. P. 703—719.
32. *Juteau T., Nicolas A., Dubessy J. et al.* Structural relationships in the Antalya ophiolite complex, Turkey: Possible model for an oceanic ridge//Geol. Soc. Amer. Bull. 1977. V. 88. N 12. P. 1740—1748.
33. *Lapierre H., Brouxel M., Martin P. et al.* The paleozoic and mesozoic geodynamic evolution of the Eastern Klamath Mountains (North California) inferred from the geochemical characteristics of its magmatism//Bull. Soc. Géol. France. Sér. 8. 1986. T. 2. N 6. P. 969—980.
34. *Le Sueur E., Boudier F., Cannat M. et al.* The Trinity mafic-ultramafic complex: first results of the structural study of an untypical ophiolite//Ophioliti. 1984. V. 9. N 3. P. 487—497.
35. *Lindsley-Griffin N.* The Trinity ophiolite, Klamath Mountains, California//North American Ophiolites/Ed. R. G. Coleman, W. P. Irwin//Oreg. Dep. Geol. Miner. Ind. Bull. 1977. V. 95. P. 107—120.
36. *Menzies M. A., Allen C.* Plagioclase lherzolite — residual mantle relationships within two eastern Mediterranean ophiolites//Contrib. Mineral. and Petrol. 1974. V. 45. N 3. P. 197—213.
37. *Misseri M., Boudier F.* Structures in the Canyon Mountain ophiolite indicate an island-arc intrusion//Tectonophysics. 1985. V. 120. N 3/4. P. 191—209.
38. *Nicolas A.* A melt extraction model based on structural studies in mantle peridotites//J. Petrol. 1986. V. 27. N 4. P. 999—1022.

39. *Nicolas A., Bouchez J. L., Boudier F.* Interprétation cinématique des déformations plastiques dans le massif de lherzolite de Lanzo (Alpes Piémontaises) — comparaison avec d'autres massifs//Tectonophysics. 1972. V. 14. N 2. P. 143—171.
40. *Nicolas A., Boudier F.* Kinematic interpretation of folds in alpine-type peridotites//Tectonophysics. 1975. V. 25. N 3/4. P. 233—260.
41. *Nicolas A., Jackson E. D.* Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée: implications géotectoniques//Schweiz. Mineral. und Petrogr. Mitt. 1972. B. 52. H. 3. S. 479—495.
42. *Nicolas A., Jackson M.* High temperature dikes in peridotites: origin by hydraulic fracturing//J. Petrol. 1982. V. 23. N 4. P. 568—582.
43. *Pognante U., Perotto A., Salino C., Toscani L.* The ophiolitic peridotites of the Western Alps: record of the evolution of a small oceanic-type basin in the Mesozoic Tethys//Tsch. Mineral. und Petrogr. Mitt. 1986. B. 35. H. 1. S. 47—65.
44. *Prinzhofer A., Nicolas A., Cassard D. et al.* Structures in the New Caledonia peridotites-gabbros: implications for oceanic mantle and crust//Tectonophysics. 1980. V. 69. N 1/2. P. 85—112.
45. *Quick J. E.* Petrology and petrogenesis of the Trinity peridotite, and upper mantle diapir in the Eastern Klamath Mountains, northern California//J. Geophys. Res. 1981. V. 86. N B12. P. 11837—11863.
46. *Reid I., Jackson H. R.* Oceanic spreading rate and crustal thickness//Mar. Geophys. Res. 1981. V. 5. N 2. P. 165—172.

Геологический институт  
АН СССР, Москва, 109017

Поступила в редакцию  
27.XII.1988

УДК 551.24(234.74) : 551.72

© 1990

**ГАРБАР Д. И., КАБАКОВ Л. Г., ПОПОВ В. В.,  
ТРОФИМОВ О. В.****ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО  
ЩИТА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ**

На основе анализа материалов ГСЗ, МОВ, МОВЗ, МТЗ, сейсмологии, данных по тепловому полю и спутниковой альтиметрии, а также литературных источников предложена матричная модель глубинного строения тектоносферы Северо-Запада СССР до глубины 700 км. Выделяются: трехслойная земная кора мощностью около 40 км, сложная коро-мантийная переходная зона, зона пониженных скоростей в интервале глубин 80—90 км и астеносфера на глубине 120—200 км. Обосновано существование реликтовых сейсмических границ в литосфере и предложен механизм их формирования. Обращается внимание на аномальные тектонофизические характеристики «диоритового» слоя, характеризующие его как наиболее консервативный элемент структуры коры. Подчеркивается асинхронность геодинамических процессов в земной коре и верхней мантии. Сделан вывод об отсутствии повсеместного соответствия между геологическими структурами верхней части земной коры и латеральными неоднородностями верхней мантии.

**НЕКОТОРЫЕ ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНЫ**

Общеизвестное разделение Земли на геосферы (земную кору, верхнюю мантию и т. д.) было произведено еще в начале века по скорости распространения сейсмических волн и не раз достаточно убедительно обосновано в литературе [1]. Менее однозначно в силу недостаточности фактических данных выделение оболочек Земли по физико-механическим (в частности, реологическим) свойствам. Выделение же геосфер по степени и характеру их участия в общепланетарном тектоногенезе является сугубо гипотетичным и целиком обусловлено концептуальной позицией автора. В дальнейшем, следуя В. Е. Хаину [23], под тектоносферой Земли мы будем понимать основную область проявления тектонических (и магматических) процессов, характеризующуюся латеральной неоднородностью и включающую в себя земную кору, верхнюю мантию и часть переходной зоны до глубины около 700 км.

Названия более дробных подразделений тектоносферы также дискуссионны. Поэтому употребляемые в настоящей работе названия слоев земной коры: «гранитно-метаморфический», «диоритовый», «базальтовый» («гранулито-базитовый», «переходный» — чисто условны и отражают исторически сложившуюся традицию.

Кроме того, рассматривая современное строение тектоносферы, можно условно выделить две принципиально различных группы процессов, формирующих ее внутреннюю структуру. Первая группа — это структурообразующие процессы, формирующие основную массу латеральных неоднородностей литосферы. Вторая — нормализующие процессы, в рамках которых под воздействием температуры и давления происходит нивелировка вещества по латерали и его определенная стратификация по вертикали, результатом чего являются существующие вертикальные неоднородности литосферы.

**МЕТОДОЛОГИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ**

Униморфизм сейсмической расслоенности тектоносферы Земли позволяет предположить и общую причину подобного расслоения. Такой причиной, на наш взгляд, может быть генеральная направленность эволюции Земли на последовательное усложнение ее структуры и состава, которая

реализуется посредством различных, но вполне определенных механизмов: геосферогенеза, ротогенеза, рифтогенеза [11].

В отношении земной коры это означает, что наблюдаемая в настоящее время ее вертикальная расслоенность является результатом последовательной дифференциации в процессе эволюции первично анортозитовой протокоры на более кислую и более основную части, сформировавшиеся впоследствии «гранитный» и «базальтовый» слои [13]. Эта идеализированная расслоенность не раз усложнялась и искажалась процессами рото- и рифтогенеза, но при неизменности и постоянном действии основных движущих сил геосферогенеза: гравитационных и тепловых — имеет, вероятно, тенденцию к непрерывному восстановлению. Это априорное утверждение позволяет сделать несколько выводов.

Во-первых, подавляющее число наблюдаемых сегодня сейсмических границ в литосфере, по-видимому, отражает лишь современную ее структуру и имеет лишь относительную связь с ее даже недавним геологическим прошлым. Однако этим отнюдь не отрицается наличие реликтовых («старых») сейсмических границ в верхних частях коры, где термодинамические процессы не столь активны и где границы сохранились в случаях частичного или полного совмещения новообразованных структур с древними.

Во-вторых, можно предположить существование в целом обратной зависимости между сложностью сейсмической расслоенности земной коры и древностью ее структурной организации. Это объясняется постепенностью перестройки сейсмических границ в ответ на относительно быструю структурную перестройку какой-либо части земной коры. Изменение физико-химических свойств пород при изменении термодинамических параметров среды требует определенного времени, на протяжении которого возможно существование реликтовых сейсмических границ. Таким образом, более молодые в структурном отношении (активизированные) части земной коры, вероятно, будут обладать более сложной сейсмической расслоенностью, чем области древней консолидации.

С учетом всего вышеизложенного авторами предпринята попытка качественного анализа низкочастотных составляющих физических полей (как наблюдаемых, так и трансформированных) для территории восточной части Балтийского щита с привлечением нестандартного набора характеристик (ГСЗ, МОВ, МТЗ, МОВЗ, сейсмология, тепловое поле, аномалии геоида) и предварительными количественными оценками по отдельным участкам. В результате такого анализа была разработана матричная модель глубинного строения тектоносферы Северо-Запада СССР в координатах глубина — характеристика (таблица), которая во многом согласуется с аналогичными моделями ряда исследователей [4, 5, 16, 17, 25]. Следует сразу же оговориться, что верхний неконсолидированный осадочный слой в данной модели не рассматривается, так как он не характерен для Балтийского щита и при необходимости легко достраивается без ущерба для основного содержания модели.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Разрез земной коры изучаемой территории начинается «гранитно-метаморфическим» слоем, мощность которого не выдержана по простиранию и колеблется от 3—5 км в районе Больших Кейв (Кольский полуостров) до 20—25 км в районе оз. Белое (Вологодская область), составляя в среднем около 10 км. Этот слой является наиболее неоднородным по своим физическим свойствам, поскольку он представлен всеми разностями пород, выходящих на дневную поверхность. В нем расположена основная масса локальных источников интенсивных высокоградиентных гравитационных, магнитных, электрических и скоростных аномалий. Этот слой ослаблен значительным количеством тектонических нарушений самого различного масштаба и вносит основной вклад в суммарный тепловой поток территории вследствие своей высокой теплогенерации [9, 12]. Основной чертой «гранитно-метаморфиче-

Глубина, км	Терминология и классификация		Вертикальные неоднородности тектоносферы	Термодинамические параметры		Скоростно-плотностные характеристики							
	по скорости распространения сейсмических волн [1]	по реологическим свойствам [23]		температура, °C [1, 6, 9, 12]	давление, МПа [1, 14]	скорость продольных сейсмических волн км/с [3, 16, 17, 18, 25]	градиент скорости продольных сейсмических волн, с <sup>-1</sup> [5, 16, 25]	скорость поперечных сейсмических волн, км/с [17, 18, 20, 21]	плотность, г/см <sup>3</sup> [2, 4]				
5	Кора (слой А)	Литосфера	„Гранитно-метаморфический“ слой	100	100	5,6-6,2	0,03-0,05	3,4-3,6	2,50				
10				200	200								
15			„Диоритовый“ слой	300	400	6,4-6,6	0-0,03	3,6-3,8	2,75-2,80				
20				500	500								
25			Раздел Конрада	„Базальтовый“ слой	400	600	6,8-7,6	0,05-0,10	3,8-4,0	2,90			
30					700	700							
35			Граница Мезоровичича	„Переходный“ слой	500	900	7,8-7,9		4,40-4,45	3,05			
40					1000	1000							
45			Верхняя мантия	„Переходный“ слой			8,0-8,1		4,50-4,55	3,10			
50											Верхняя мантия	600	8,2
	(слой В, слой Гутенберга)	Астеносфера	Астеносфера	ЗПС	1400	7,8-7,9		4,55-4,60					
100				Подшва литосферы	2000					2500	8,2	4,8	
200				1000	5000					7,8-7,9		4,6-4,7	3,2(?)
300				1400	6000					?			
400	Переходная зона	Мезосфера	Верхняя мантия	1600		8,4		4,5	3,80				
500				Переходная зона	1700		9,8		4,8-5,4	4,20			
600	(слой С, слой Голицина)												
700													

<sup>1</sup>ЗПС - зона пониженных скоростей.

ского» слоя является сохранение всех образовавшихся разрывных нарушений, которые, видимо, подновляются в процессе рифто- и ротогенеза.

Второй, «диоритовый», слой коры характеризуется довольно стабильной мощностью в пределах 8-12 км и невысокими вертикальными градиентами многих физических свойств. Некоторым исключением является лишь скорость продольных сейсмических волн, градиент которой здесь снижается практически до нуля [5]. С границей, разделяющей «гранитно-метаморфический» и «диоритовый» слои, видимо, совпадает рубеж, ниже которого начинается преобразование вещества под действием высоких температур и давлений. Поэтому «диоритовый» слой является более однородным, чем «гранитно-метаморфический». На территории Балтийского щита он характеризуется максимальными значениями модуля твердости, что предопределяет приуроченность к нему большинства гипоцентров землетрясений, зарегистрированных в регионе. В отдельных блоках Балтийского щита обращает на себя вни-

Тепловые характеристики			Электрические свойства		Реологические свойства			
теплогенерация мкВт/м <sup>2</sup> [7, 9, 12]	геотермический градиент, °С/км [6, 7]	тепловой поток, мВт/м <sup>2</sup> [7, 12]	природа электропроводности [3, 6, 25]	электрическое сопротивление, Ом/м [6]	динамическая вязкость, П [1, 22]	жесткость, МПа [22, 25]	добротность [1, 22]	Тип деформаций [1, 22]
1,0- -1,5	18-20	30-35	Ионная Полупроводниковая	10 <sup>-5</sup>				
0,6	15			10 <sup>-3-4</sup> (10 <sup>-2</sup> -в Мурман- ском блоке)	Умень- шение	650 1030	600	Упругофракционная реакция на нагрузку Хрупкий тип разрушения
0,3	8-10	11,5 ±5			10 <sup>-3</sup> - -10 <sup>-4</sup>	10 <sup>-30</sup>		300
0,05- -0,08	6		Примесная	10 <sup>-3</sup> - -10 <sup>-4</sup>	10 <sup>-23</sup>	1110	150	Дислокационный механизм ползучести
				10 <sup>-2</sup>		1900		
			Ионная		10 <sup>-19</sup> - -10 <sup>-21</sup>		70	Диффузионный тип ползучести
	2				10 <sup>-3</sup>	10 <sup>-22</sup>	11700 17400	105
			Электронная	до 1	10 <sup>-19</sup>			

мание аномально низкое электрическое сопротивление «диоритового» слоя, имеющего, в отличие от выше- и нижележащих слоев, ионную природу. Относительная «скоростно-плотностная однородность» «диоритового» слоя при максимальных значениях жесткости и высокой добротности указывает на его важную роль в общей структуре земной коры региона, которая формировалась на самых ранних этапах геологической истории Земли и мало в чем изменилась с тех пор. Возможно, даже, что «диоритовый» слой является, по-видимому, единственным образованием в земной коре, вещество (а, может быть, и структуру) которого можно в какой-то мере отождествить с анортозитовой протокорой догеологической истории Земли.

Третий слой («базальтовый») характеризуется более высоким градиентом физических свойств, чем «диоритовый», но более низким, чем «гранитно-метаморфический». Выделяется только высокая намагниченность этого слоя, предположительно являющаяся источником интенсивных региональных положительных аномалий [25]. Средняя мощность

слоя равна 14–16 км, что составляет 30–40% всей мощности коры. Такое соотношение между мощностью «базальтового» слоя и остальной частью коры является типичным для щитов древних платформ [21].

«Базальтовый» слой характеризуется квазипластическим типом деформации. Смена механизма деформации приурочена к границе Конрада (К), разделяющей «диоритовый» и «базальтовый» слои. С точки зрения реологии «базальтовый» слой, видимо, представляет собой максвеллово тело, т. е. ведет себя как жидкость в ответ на длительные напряжения. Разрывные нарушения в таком теле при отсутствии поддерживающих их сил не сохраняются. Поэтому структура «базальтового» слоя во многом определяется уже особенностями строения верхней мантии и современными геодинамическими процессами.

Граница Мохоровичича (М), фиксирующая подошву земной коры, определяется сменой перидотита базальтом, и ее положение, вероятно, определяется термодинамическими параметрами [15]. К этому разделу приурочен переход от квазипластического типа деформации к дислокационной (истинной) пластической деформации [22].

Переход от земной коры к верхней мантии чаще всего осуществляется через целые переходные зоны и имеет многоярусный характер. В такой переходной зоне, по данным ГСЗ, обычно выделяется не один, а два и даже более сейсмически идентичных раздела М, располагающихся один над другим с разницей в глубине в 5–10 км. Но выделение на этом основании четвертого собственно «переходного» слоя, различного трем вышеописанным [17, 25], на наш взгляд, мало обосновано в силу спорадичности его распространения и значительной латеральной изменчивости. В связи с этим представляется более логичным объяснение множественности границ М их разновозрастностью [19].

И действительно, структурная перестройка (в частности, активизация) стабилизированной территории с «устоявшимися» сейсмическими разделами, каковой и является территория Балтийского щита, несомненно, вызовет перераспределение термодинамических параметров среды по вертикали. При этом физико-химические свойства вещества отдельных частей разреза, определявшие ранее характер его сейсмической расслоенности, перестанут соответствовать изменившимся термодинамическим условиям, что предопределяет существование реликтовых «дублированных» границ. Подъем «границы Мохоровичича», обусловленный общим опусканием блока земной коры, закономерно приведет к формированию ниже границы М в новых термодинамических условиях «переходного» слоя за счет редукции низов «базальтового». И наоборот, опускание границы М будет сопровождаться образованием выше нее «переходного» слоя за счет дифференциации верхней части мантии.

Эти представления отражены на предлагаемой модели глубинного строения территории (см. таблицу) и достаточно удовлетворительно согласуются с имеющимся фактическим материалом [9, 10, 17, 20]. Конечно же, аналогичным образом могут формироваться и переходные зоны, связанные с границами «диоритового» и «базальтового» слоев, но выделение их по данным ГСЗ довольно затруднительно в силу их малой контрастности, что, однако, несколько не уменьшает вероятности их существования. Кроме того, не следует забывать и об относительном консерватизме этих границ по сравнению с разделом М.

Строение верхней мантии на изучаемой территории из-за отсутствия надежных фактических данных во многом остается пока неясным. Тем не менее многими исследователями предполагается наличие в интервале глубин от 60 до 100 км зоны пониженных скоростей (ЗПС) мощностью 10–20 км с инверсией скорости продольных сейсмических волн до 0,1–0,3 км/с [10, 17, 18]. Вероятно, с этой же зоной связаны аномалии электропроводности, установленные на Кольском полуострове и в Карелии на глубине 80–90 км [6, 8].

Земная кора и верхняя часть мантии образуют литосферу — «оболочку планетного тела, способную поддерживать разность упругих на-

пращений в течение геологического времени» [24, с. 8]. Ниже литосферы во многих районах земного шара выделяется астеносфера. Однако вопрос о наличии астеносферы под Балтийским щитом является в настоящее время дискуссионным. В данной модели на основании результатов сейсмологических исследований и изучения глубин 120–200 км выделяется слой В с несколько пониженной скоростью сейсмических волн, высокой электропроводностью и низкой вязкостью (до  $10^{19}$  Па·с), что, вероятно, объясняется сменой дислокационного механизма деформации диффузионным механизмом при фракционном плавлении вещества мантии [3].

Нормализующие процессы, сформировавшие вертикальные неоднородности тектоносферы, начинают становиться заметными с глубин порядка 10–12 км ( $T - 250^\circ\text{C}$ ,  $P - 400$  МПа). Предварительные оценки скорости таких процессов для некоторых частных механизмов их реализации [2, 7, 14] свидетельствуют о том, что временного интервала в 100–150 млн. лет вполне достаточно для того, чтобы выровнялись латеральные неоднородности в нижней (а, возможно, и в средней) части тектоносферы. Учитывая это, можно предположить, что следы древних геодинамических обстановок сохранились, видимо, только в «гранитно-метаморфическом» и, частично, в «диоритовом» слоях. Поэтому необходимо констатировать, что наблюдаемые нами сегодня структура земной коры и структура верхней мантии суть разновременные образования, и современные структурообразующие процессы в большей мере нашли свое овеществление в верхней мантии, нежели в земной коре, отражаясь на последней в виде неотектонических движений, вулканизма, землетрясений и т. п. В связи с этим искать прямое и повсеместное соответствие геологических структур верхней части коры структурам на уровне ее «базальтового» слоя и, тем более, верхней мантии по меньшей мере опрометчиво, что, однако, не исключает регионального соответствия в рамках так называемых мегаструктур.

## ВЫВОДЫ

Резюмируя все вышеизложенное, можно сделать ряд предварительных выводов.

1. Земная кора восточной части Балтийского щита имеет в целом трехслойное строение и среднюю мощность 38–42 км. По ряду геолого-геофизических характеристик строение земной коры региона удовлетворительно описывается неоднородной градиентно-слоистой моделью.

2. «Гранитно-метаморфический» слой коры является наиболее неоднородным по своим физическим свойствам и оказывает доминирующее влияние на формирование локальных высокоградиентных гравитационных, электрических, скоростно-плотностных и тепловых аномалий. Структура этого слоя является результатом интегрального суммирования геодинамических обстановок, имевших место на протяжении всей его геологической истории.

3. «Диоритовый» слой отчетливо выделяется из всех слоев коры своей относительной однородностью, максимальными значениями модуля жесткости, пониженным электрическим сопротивлением и приуроченностью к его границам гипоцентров большинства землетрясений, зарегистрированных на Балтийском щите. Этот слой является наиболее консервативным элементом структуры коры и по своим структурно-вещественным особенностям может быть в какой-то мере соотнесен с протокорой догеологического этапа развития Земли.

4. «Базальтовый» слой составляет 30–40% всей мощности коры региона и по своим реологическим свойствам представляет собой максвеллово тело с квазипластическим типом деформации. Структура этого слоя определяется современными геодинамическими процессами в верхней мантии.

5. Переход от земной коры к верхней мантии в активизированных областях древних платформ осуществляется через своеобразные зоны,

обусловленные существованием реликтовых поверхностей М. Аналогичные переходные зоны могут быть связаны также с границами «базальтового» и «диоритового» слоев.

6. Учитывая предварительные оценки скорости некоторых геодинамических процессов, можно достаточно уверенно утверждать, что существующие латеральные неоднородности тектоносферы полностью нивелируются в ее нижней и, вероятно, средней частях за 100—150 млн. лет. Поэтому структуры земной коры и верхней мантии являются разновременными образованиями, что необходимо учитывать при интерпретации геофизических материалов и металлогенических построениях.

#### Список литературы

1. Ботт М. Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974. 376 с.
2. Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В. Методика построения плотностных моделей тектоносферы платформенных и активных регионов//Геологическое истолкование потенциальных полей. Киев: Наук. думка, 1983. С. 16—32.
3. Ваньян Л. Л., Дебабов А. С., Юдин М. Н. Интерпретация данных магнитотеллурических зондирований неоднородных сред. М.: Недра, 1984. 196 с.
4. Глазнев В. Н., Павловский В. И., Раевский А. В. Плотностная модель земной коры северо-восточной части Балтийского щита по гравитационным данным//Геологическое истолкование потенциальных полей. Киев: Наук. думка, 1983. С. 67—75.
5. Глубинное строение и геодинамика литосферы/Гл. ред. А. А. Смыслов. Л.: Недра, 1983. 276 с. (Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та. Нов. сер. Т. 317).
6. Голод М. И., Клубуков В. Н., Гришин А. С. Глубинная электропроводность Карельской части Балтийского щита//Глубинная электропроводность Балтийского щита. Петрозаводск: Изд-во Карельского филиала АН СССР, 1986. С. 7—18.
7. Гордиенко В. В., Завгородняя О. В. Методика анализа теплового поля континентов при изучении региональных аномалий глубинной природы//Методика комплексного изучения тектоносферы. М.: Радио и связь, 1984. С. 29—38.
8. Жамалетдинов А. А., Хвелт С. Э. О моделях электропроводности Балтийского щита//Глубинная электропроводность Балтийского щита. Петрозаводск: Изд-во Карельского филиала АН СССР, 1986. С. 56—69.
9. Кутас Р. И., Любимова Е. А., Смирнов Я. Б. Изучение теплового потока в европейской части Советского Союза//Тепловое поле Европы. М.: Мир, 1982. С. 285—294.
10. Международные профили ГСЗ. «Фениолора» и «Балтик» в Скандинавии//Ред. Х. Корхонен, У. Луосто, И. П. Косминская и др. Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита и прилегающих акваторий сейсмическими методами. Апатиты: Кольский филиал АН СССР, 1986. С. 38—55.
11. Мельников О. А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской области. М.: Наука, 1987. 94 с.
12. Моисеенко У. И., Смыслов А. А. Температура земных недр. Л.: Недра, 1986. 180 с.
13. Монин А. С. История Земли. Л.: Наука, 1977. 224 с.
14. Московченко Н. И. Высокобарические комплексы докембрия в складчатых поясах фанерозоя. М.: Недра, 1982. 160 с.
15. Океанология. Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 413 с.
16. Павленкова Н. И. Строение земной коры и верхов мантии Европейского континента по сейсмическим данным//Региональные комплексные геофизические исследования земной коры и верхней мантии. М.: Радио и связь, 1984. С. 7—19.
17. Панасенко Г. Д. Сейсмичность и глубинное строение по сейсмологическим данным восточной части Балтийского щита и Баренцевоморской платформы//Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита и прилегающих акваторий сейсмическими методами. Апатиты: Кольский филиал АН СССР, 1986. С. 30—38.
18. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР/Ред. С. М. Зверев, И. П. Косминская. М.: Недра, 1980. 184 с.
19. Соллоуб В. Б., Чекунов А. В. Строение земной коры и верхней мантии древних платформ//Глубинные и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977. С. 14—27.
20. Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным//Ред. Л. П. Свириденко. Л.: Наука, 1983. 180 с.
21. Строение континентальной земной коры на территории СССР/Ред. Л. В. Булина, Н. К. Булин и др. Л.: Недра, 1974. 112 с.
22. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. М.: Мир, 1985. 770 с.
23. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 510 с.
24. Хед Д., Соломон С. Тектоническая эволюция планет земной группы//Современные проблемы геодинамики. М.: Мир, 1984. С. 140—178.
25. Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита/Под ред. И. В. Белькова. Л.: Наука, 1987. 112 с.

УДК 551.24(470.5)

© 1990

ЖОЛТАЕВ Г. Ж.

**СТРОЕНИЕ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ С ЮЖНЫМ УРАЛОМ И МУГОДЖАРАМИ**

Предлагается модель строения зоны сочленения Восточно-Европейской платформы с Южным Уралом и Мугоджарами с двумя аллохтонными комплексами. Верхний аллохтон, сложенный образованиями ордовика и силура с массивами ультрабазитов, на севере известен как Сакмарские покровы, а на юге назван Кокпектинским. Нижний аллохтон, состоящий из терригенных образований континентального склона позднедевонско-раннекаменноугольного возраста, назван Зилаирским и включает на юге изембетскую серию. Автохтон, вскрытый на севере в Оренбургском и Башкирском Приуралье и прогнозируемый по сейсмике в Западном Примугоджарье, представлен карбонатно-терригенными отложениями девонско-среднекаменноугольного и раннепалеозойского возраста. Основными объектами поисков скоплений нефти и газа считаются автохтонные карбонатные образования, в которых следует ожидать ловушек как структурного, так и рифогенного типа.

Зона сочленения Восточно-Европейской платформы с Южным Уралом в литературе известна под названием Актюбинского Приуралья и Сакмарской зоны, а с Мугоджарами — под названием Западного Примугоджарья [1, 2].

По мнению А. Л. Яншина, П. Я. Аврова, Р. Г. Гарецкого, В. С. Журавлева и А. Е. Шлезингера, Актюбинское Приуралье и Западное Примугоджарье образуют Южный периклинальный прогиб Урала [1, 3, 9] и верхнепалеозойские складки Актюбинского Приуралья, находящиеся на южном погружении Зилаирского синклиория, располагаются «не на платформенном, а на геосинклинальном основании» [9, с. 24] раннекаменноугольного и позднедевонского возраста. А. К. Замаренов [5] считает, что Актюбинское Приуралье составляет внутреннюю часть Предуральского прогиба на геосинклинальном основании на южном погружении складок Зилаирского синклиория.

Исходя из этих тектонических представлений считалось, что в Актюбинском Приуралье некоторый интерес для поисков скоплений нефти и газа представляют верхнепалеозойские отложения, ниже которых залегают дислоцированные породы геосинклинального комплекса. Что касается Западного Примугоджарья, то на всех тектонических картах, картах тектоники нефтегазоносных областей и перспектив нефтегазоносности вся территория изображалась как часть герцинских сооружений и закрашивалась цветом бесперспективных площадей или иногда слабоперспективных.

Обобщая имеющиеся материалы бурения и сейсмике о глубинном строении Актюбинского Приуралья и Западного Примугоджарья с позиции мобилизма и с учетом данных бурения по Оренбургскому и Башкирскому Приуралью, мы пришли к следующему заключению. Актюбинское Приуралье представляет собой восточную часть Предуральского краевого прогиба, образовавшегося в позднем палеозое в этап закрытия Уральского палеоокеана, и находится на западном палеоконтинентальном секторе Урала [7]. Современное соотношение Актюбинского Приуралья с Зилаирской зоной на севере и Сакмарской зоной на востоке является тектоническим. В Сакмарской зоне развиты не один, а два аллохтонных комплекса. Один, общеизвестный сакмарский комплекс [7], сложенный в основном туфогенно-вулканогенными породами ордовикского и силурийского возраста с массивами ультрабазитов, составляет верхний аллохтон. Близкий по составу шарьяж установлен в райо-

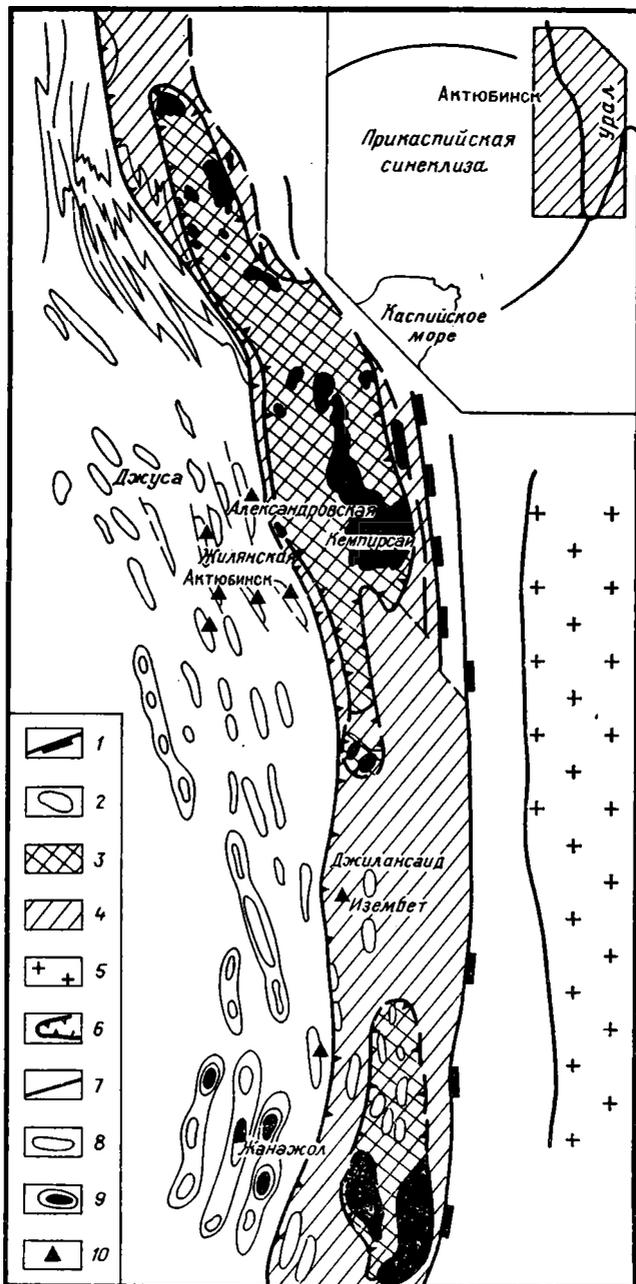


Рис. 1. Тектоническая схема зоны сочленения Восточно-Европейской платформы с Южным Уралом и Мугоджарами  
 1 — восточная граница Восточно-Европейской платформы — Главный Уральский разлом; 2 — массивы ультрабазитов; 3 — Сакмарский и Кокпектинский аллохтонные комплексы; 4 — Зилаирский (Изембетский) аллохтонный комплекс; 5 — Урало-Тобольский антиклинорий; 6 — границы аллохтонных комплексов; 7 — региональные разломы; 8 — локальные структуры; 9 — газонефтяные месторождения; 10 — структуры, на которых бурились глубокие скважины

не массива Крака [6]. Мы полагаем, что ультрабазиты Кокпектинского массива и «древние терригенно-эффузивные породы предположительно ордовика» [13, с. 183], а также змеевики, встреченные скв. К-36 на глубине 222 м на площади Коскуль севернее пос. Кокпекты, образуют также аллохтонный комплекс, аналогичный сакмарскому. Представляется, что мощный шарьяж, сложенный ордовик-силурийской кремнисто-спилит-диабазовой формацией океанического типа, объединял когда-то Кра-

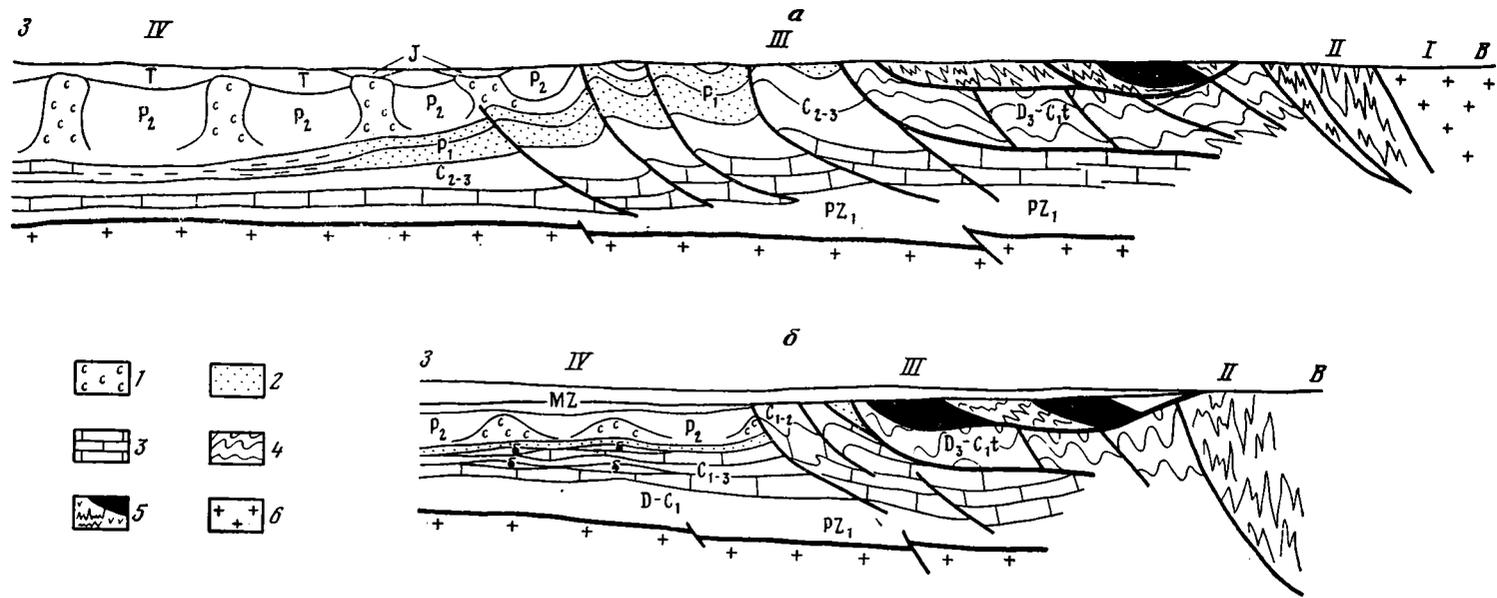


Рис. 2. Модели строения зоны сочленения Восточно-Европейской платформы с Южным Уралом и Мугоджарами (а — по широте Жилынского нефтяного месторождения, б — по широте Жанажольского газонефтяного месторождения)  
 1 — соли кунгурского яруса в ядрах структур, 2 — терригенная толща ассельского, сакмарского и артинского ярусов; 3 — карбонатные образования континентального шельфа девон-каменноугольного возраста; 4 — зилаирская (на севере) и изембетская (на юге) серии в аллохтонном залегании; 5 — Сакмарский и Кокпектинский аллохтонные комплексы; 6 — протерозойские кристаллические образования.  
 Цифрами обозначены: I — Урало-Тобольский антиклинорий, II — Западно-Мугоджарский синклинорий, III, IV — зоны палеоконтинентального сектора (III — складчато-надвиговая, IV — зона относительно спокойного залегания подсолевого палеозоя и развития соляных куполов)

кинский, Сакмарский и Кокпектинский районы и покрывал всю восточную окраину Восточно-Европейской платформы (рис. 1 и 2).

Зилаирская и изембетская серии сложены полимиктовыми и грауваковым флишем, образованным в условиях континентального склона. Источником сноса в период образования этих серий служили «пластины эвгеосинклинальных формаций» [7, с. 31], двигавшихся на запад, на восточный край Восточно-Европейской платформы. Зилаирская серия изучена хорошо. Ранее М. А. Камалетдинов [6] неоднократно отмечал надвиговый характер сочленения зилаирской серии позднедевонско-раннекаменноугольного возраста со среднекаменноугольными карбонатными толщами, основываясь на материалах бурения. Аллохтонный характер залегания зилаирской серии на верхнепалеозойских отложениях был замечен по опрокинутому залеганию слоев в районе Новосакмарской и Айтүарской антиклиналей [2, рис. 13, с. 62], находящихся недалеко от Александровской складки в Актүбинском Приуралье, где надвиги восточного падения установлены многочисленными скважинами [1]. О надвиговом контакте зилаирской серии со средне- и верхнекаменноугольными и нижнепермскими отложениями может свидетельствовать рисунок 3.

Распространение изембетской серии на южном погружении Сакмарской зоны установлено по результатам бурения структурных и поисковых скважин [1, 3, 4]. Считалось, что выходящие под мезозойскими отложениями ультрабазиты составляют наиболее приподнятые участки антиклиналей и перекрыты на крыльях изембетской серией позднедевонско-раннекаменноугольного возраста [1, 3]. Глубокими скважинами установлен надвиг на западном крыле Кокпектинской антиклинали. На структуре Джилаисайд нижнекаменноугольные отложения контактируют по Ашисайскому разлому с соленосной толщей кунгура и красноцветами верхней перми. Об условиях залегания палеозойских отложений восточнее Ашисайского разлома, ошибочно принимаемого за восточную границу Прикаспийской синеклизы, В. Н. Арзютовым получен интересный материал. На сейсмическом профиле (рис. 4) в районе пикета 1700 ему удалось выявить отражающие горизонты  $P_1$ ,  $P_2$ ,  $P_2^D$  и  $P_3$  на глубинах порядка 3000 и 8600 м. Восточнее зоны разлома эти горизонты просматриваются хорошо, залегают субгоризонтально и параллельно друг другу. Ближе к зоне разлома отдельные площадки имеют значительные углы падения. Выше горизонтальной отражающей площадки, соответствующей горизонту  $P_1$ , наблюдаются хаотически расположенные отражающие площадки различной протяженности и с различными довольно крутыми углами наклона. На временном разрезе хорошо видны различия двух толщ — верхней, выше горизонта  $P_1$ , и нижней, ниже горизонта  $P_1$ , с горизонтальными довольно хорошо прослеживаемыми отражающими горизонтами и отдельными площадками. Мы полагаем, что верхняя толща является фрагментом Изембетского аллохтона, пришедшего в тектонический контакт с верхнепермскими и кунгурскими образованиями вследствие возобновления тектонических движений в триасе.

Нижняя толща является автохтоном, где могут быть встречены скопления нефти и газа различного типа. Наша геологическая интерпретация показана тонкими линиями на профиле. Немаловажно пространственное положение континентально-склоновых образований изембетской и зилаирской серии с шельфовыми карбонатными отложениями как на севере в створе антиклинали Акбердинская [8], так и на юге в створе газонефтяного месторождения Жанажол — Кокпекты (см. рис. 2). В том и в другом случае невозможно понять структуру этих зон без предположения о шарьировании зилаирской и изембетской серии с востока на запад. Вероятно, надвигание их происходило в конце карбона по поверхности более устойчивых и жестких карбонатных толщ. Горизонтальные движения не прекратились и в перми. По фронту движения аллохтонных комплексов образовались складки, параллельные их границам и осложненные надвигами. Зона распространения аллохтонов и развития передовых складок названа складчато-надвиговой. Ширина ее

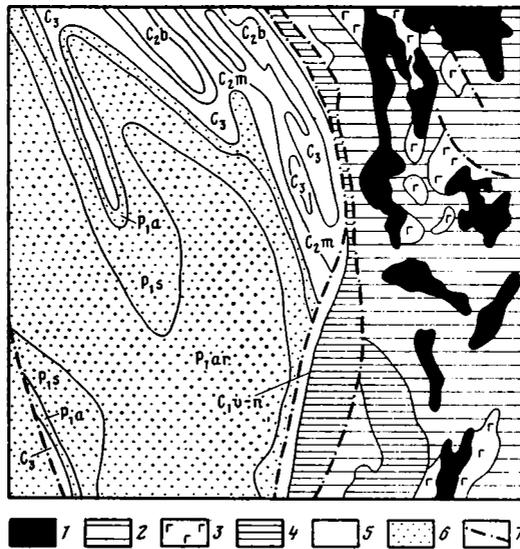


Рис. 3. Выкопировка из геологической карты мезозойского фундамента Мугоджар (по П. Л. Смоляникову, 1962 г.)  
 1 — гипербазиты; 2 — отложения ордовика и силура; 3 — габбро и диориты; 4 — зилаирская серия верхнего девона — турнейского яруса; 5 — нижний, средний и верхний карбон; 6 — нижняя пермь; 7 — разломы

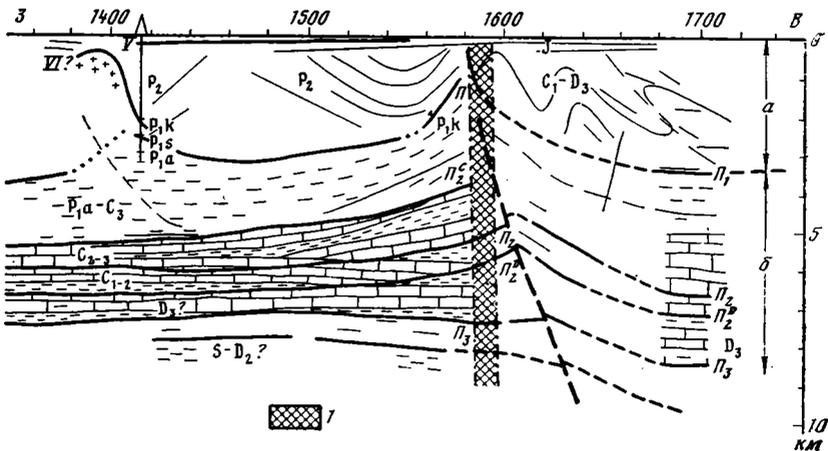


Рис. 4. Фрагмент сейсмического профиля (по В. Н. Арзютову, 1986 г.)  
 1 — зона Ашисайского разлома. а — зилаирский (изембетский) аллохтон, б — автохтонный комплекс

на севере достигает 120 км и сужается на юг до 50 км. Причиной этому, вероятно, является более глубокое положение поверхности кристаллического фундамента и как следствие этого — большая мощность каменноугольных и нижнепермских отложений на севере.

В общем виде представляется следующее соотношение формации снизу вверх (рис. 5). Над формациями континентального шельфа на пассивной окраине Восточно-Европейской платформы залегают зилаирский (в том числе изембетский) аллохтонный комплекс, а над ним океанического типа кремнисто-спилит-диабазовые формации ордовика и силура с крупными массивами ультрабазитов, слагающие сакмарский и коктектинский аллохтонные комплексы.

Учитывая развитие в Западно-Мугоджарской зоне андезито-дацитовых и андезито-базальтовых формаций островодужного типа средне-позднедевонского возраста, первоначальную развертку формационных рядов и схему образования современной структуры можно представить

в следующем виде. Начиная с фамена, из внутренних районов палеоокеана кремнисто-вулканогенные формации океанического типа ордовик-силурийского возраста начали двигаться на запад и выступать над уровнем воды, поставляя терригенный материал для зилаирской и изембетской серий. В конце турне оставшиеся от денудации образования ордовика и силура были надвинуты на зилаирскую и изембетскую серии. А в главный этап шарьирования, в позднем палеозое, сорванные с основания зилаирская и изембетская серии вместе с налегавшими на них покровами ордовика и силура были надвинуты на шельфовые карбонатные отложения каменноугольного возраста, приводя к наблюдающемуся в настоящее время двухэтажному налеганию шарьяжей из совершенно различных фациальных зон. Вследствие денудации верхний аллохтонный комплекс сохранился фрагментами в виде Кокпектинского, Сакмарского и Кракинского шарьяжей. Нижний аллохтонный комплекс имеет почти непрерывное распространение и может быть назван зилаирским. Толщина его изменяется, вероятно, от зоны к зоне и скорее всего увеличивается на север.

В предлагаемых моделях строения западного склона Южного Урала и Мугоджар (см. рис. 2) показаны возможные соотношения аллохтонных комплексов между собой и с подстилающими их карбонатными

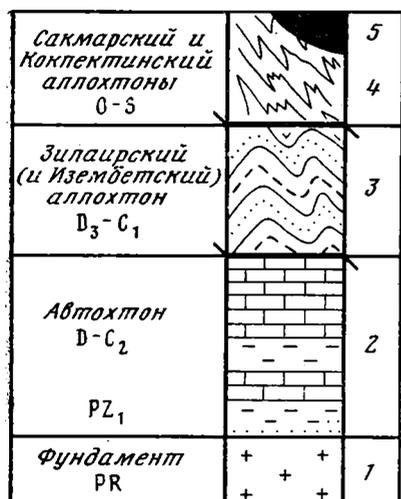


Рис. 5. Вертикальное соотношение формаций в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы с Южным Уралом и Мугоджарами 1 — кристаллические породы; 2—4 — формации: 2 — карбонатно-терригенная континентального шельфа, 3 — терригенная граувакковая, 4 — спилит-диабаз-кремнистая океанического типа; 5 — массивы гипербазитов

толщами девона и карбона, образовавшимися на мелководном шельфе вдоль пассивной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента. Из этих моделей вытекают следующие выводы. Во-первых, за восточную границу Восточно-Европейской платформы должен быть принят Главный Уральский разлом, а не западные границы аллохтонов, картируемых на дневной поверхности, как это имеет место даже при составлении тектонических карт и карт прогноза нефтегазоносности. Во-вторых, с целью изучения и выяснения нефтегазоносности карбонатных толщ девона и карбона под аллохтонами необходимо бурить глубокие (5—6 км) параметрические и поисковые скважины и направлять усилия сейсмиков на картирование условий залегания указанных толщ. В-третьих, при оценке прогнозных ресурсов территории должен быть учтен возможный нефтегазогенерационный потенциал поднадвиговых палеозойских отложений. И последнее — при подборе методики сейсмических исследований и их интерпретации должно быть учтено распространение ловушек не только структурного типа, но и возможность развития рифов в девоне и карбоне, присутствие

которых было доказано на севере на площади Акбердинская, где под смятыми в складки терригенными породами визейско-гжельского возраста вскрыты светлые массивные рифогенные известняки среднего и нижнего девона [8]. Возможно, также, что под надвигами развиты крупные валообразные поднятия в автохтонном палеозое, которые могут служить зонами нефтегазоаккумуляции.

### Список литературы

1. Авров П. Я., Булекбаев З. Е., Космачева Л. Г. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности восточного и юго-восточного обрамлений Прикаспийской впадины//Геология и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее обрамлений. М.: Гостоптехиздат, 1962. С. 57—72.
2. Бакиров К. Х., Чимбулатов М. А., Яковлев А. В., Валеев Д. З. Тектоника и нефтегазоносность Актюбинского Приуралья. М.: Недра, 1972. 200 с.
3. Гарецкий Р. Г. Унаследование дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар и перспективы их нефтегазоносности//Геология и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее обрамлений. М.: Гостоптехиздат, 1962. С. 178—194.
4. Жолтаев Г. Ж., Булекбаев З. Е. Тектоника и нефтегазоносность бортовых зон Прикаспийской синеклизы. Алма-Ата: Казахстан, 1975. 206 с.
5. Замаренов А. К. Средний и верхний палеозой восточного и юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины. Л.: Недра, 1970. 170 с.
6. Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 229 с.
7. Пучков В. Н., Иванов К. С. Новые данные по тектонике Урала//Геотектоника. 1987. № 2. С. 24—34.
8. Щекота И. А. Особенности строения Призилаирской полосы передовых складок Южного Урала и перспективы ее нефтегазоносности//Геология нефти и газа. 1987. № 12. С. 40—46.
9. Яншин А. Л. Основные черты тектоники верхнепалеозойских отложений периферии Мугоджар в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности//Геология и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее обрамлений. М.: Гостоптехиздат, 1962. С. 72—84.

Казахский политехнический институт, Алма-Ата, 480013

Поступила в редакцию  
11.IV.1988

УДК 551.24.031 (235.216)

© 1990

ЩЕРБА И. Г.

## ОТРАЖЕНИЕ ФАЗ АЛЬПИЙСКОГО ТЕКТОГЕНЕЗА В МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ТОЛЩАХ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

На основании анализа осадочных процессов и конседиментационных деформаций при формировании мезозойско-кайнозойских впадин Южного Тянь-Шаня устанавливается, что они являются реликтами прогибов, развивавшихся с начала мезозоя. Во впадинах выявлено скачкообразное смещение оси прогибания в раннем и позднем мелу и в неогене. Смещение прогиба в начале неогена сопровождается смятием, воздыманием и надвиганием в его сторону области максимального прогибания в мезозое. В течение неогена происходит надвигание бортов на прогиб, приводящее в итоге к тектоническому сшиванию палеозойского фундамента над цепочками погрузившихся впадин. Таким образом, процесс преобразования мезозойско-кайнозойских прогибов в структуры сшивания включает комплекс седиментационных и деформационных событий. Все тектоноседиментационные преобразования в мезозойско-кайнозойском чехле Южного Тянь-Шаня носят циклический характер и перекликаются с тектоническими событиями Альпийского пояса.

Область Южного Тянь-Шаня является герцинским складчатым сооружением, подвергшимся мощному альпийскому орогенезу и смятию. Современная структура области представляет собой чередование тектонически сближенных узких зон, принадлежавших разным частям бассейнов Прото- и Палеотетиса: глубоководью, островным дугам, шельфам, континентальному склону, рифтогенным прогибам с океанической корой. Вдоль разломов, разграничивающих эти зоны, располагаются цепочки длинных, узких впадин, сложенных породами мезозойско-кайнозойского возраста: угленосными и красноцветными толщами юры, нижнего мела и неогена и морскими отложениями верхнего мела и палеогена, первоначальное распространение которых не могло быть ограничено современными контурами впадин. Механизм сближения разнофациальных зон палеозоя и сокращения размеров мезозойско-кайнозойских седиментационных бассейнов, несмотря на очевидность значительных латеральных перемещений, вызывает многочисленные дискуссии (В. С. Буртман, Г. И. Макарычев, Г. С. Поршняков, М. Г. Леонов). По-разному оценивается и роль альпийских движений в этом процессе, вплоть до крайней точки зрения об их доминанте [9].

В целях выяснения механизма структурообразования на Южном Тянь-Шане представляется интересным установить форму и последовательность деформаций, охвативших в мезозое и кайнозое всю колонну пород, включая и палеозойские комплексы, а также выявить тектоноседиментационную цикличность Южного Тянь-Шаня, сопоставив ее с альпийской. Для этого автором был изучен обширный литературный материал по истории мезозойско-кайнозойской седиментации в Средней Азии и проведены специальные исследования морфологии и конседиментационных деформаций в Зиддинской, Ягнобской и Пенджикентской впадинах, расположенных в разных структурно-фациальных зонах Зеравшано-Гиссарской области Южного Тянь-Шаня (рис. 1, врезка) и приуроченных к Гиссарскому, Ягнобскому и Зеравшанскому разломам. В полевых работах принимал участие В. Г. Коныгин, которому автор выражает искреннюю признательность за помощь в картировании этих структур.

Исследованные впадины отличаются неоднородным строением мезозойских комплексов, что свидетельствует о неодинаковом прогибании

области во время их накопления. Наиболее погруженная Ягнобская впадина характеризуется самым полным и мощным разрезом отложенных верхнего триаса — палеогена, из которого выпадает лишь валанжин-готеривский комплекс. Разрезы Зиддинской и Пенджикентской впадин существенно менее полны и маломощны за счет многочисленных перерывов в осадконакоплении и размывов [2, 3, 6, 8].

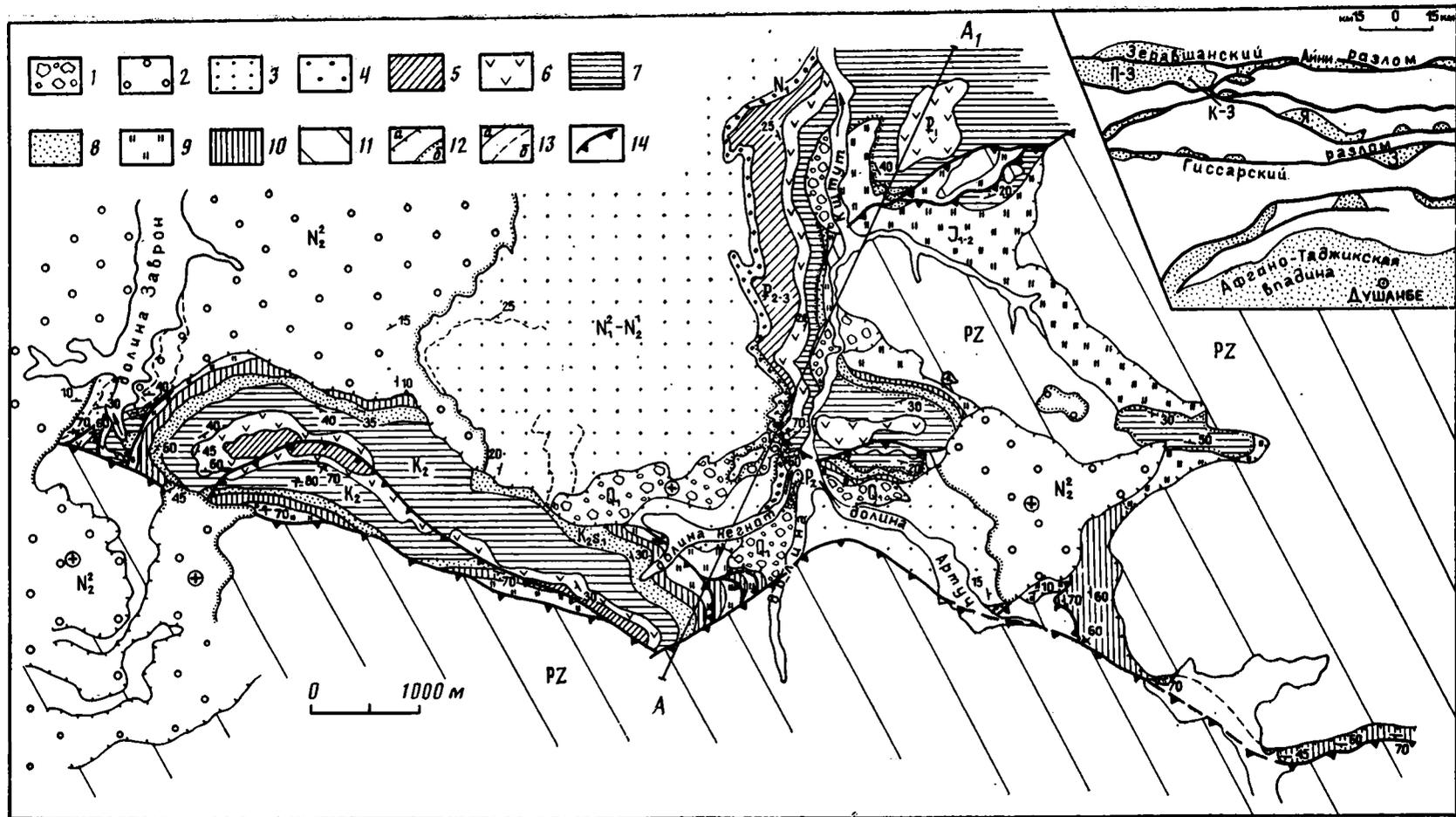
Приразломная природа мезозойско-кайнозойских прогибов, продвижение палеозойского фундамента на мезозойско-кайнозойское заполнение впадин позволили А. В. Лукьянову [4] отнести региональные разломы Южного Тянь-Шаня с приуроченными к ним цепочками впадин к категории сутур среднего масштаба, сохранивших реликты погружившихся зон, над которыми произошло сшивание блоков фундамента.

Ниже мы проследим альпийскую эволюцию Зеравшано-Гиссарской области на примере трех выбранных нами впадин, отразившую мезозойско-кайнозойский этап развития трех протяженных прогибов, над которыми происходило тектоническое сшивание: Зеравшанского, Ягнобского и Гиссарского.

Варисская орогения привела к смятию палеозойских комплексов Зеравшано-Гиссарской области, отделенных от мезозойских толщ угловым несогласием. В конце перми произошла пенепленизация Южного Тянь-Шаня, сопровождавшаяся формированием кор выветривания. Однако уже в конце триаса этот пенеплен раскололся, его неровности заполнились пролювиальными отложениями и проявились первые альпийские деформации в герцинском Тянь-Шане, которые фиксируются предъюрским угловым несогласием [6]. В некоторых районах Южного Тянь-Шаня восходящие движения этого времени привели к формированию кор выветривания. Все эти события четко синхронизируются с раскрытием в разных частях Альпийского пояса, включая и Центральный Памир [7], бассейнов Мезотетиса, испытывавших до середины триаса расширение, а в конце триаса — раннекиммерийские (индосийские) деформации.

Вся дальнейшая эволюция Южного Тянь-Шаня подчиняется тектоноседиментационной ритмичности, свойственной Альпийскому поясу.

Первый полный тектоноседиментационный комплекс, отражающий единый цикл развития, образуют континентальные угленосные отложения нижней — средней юры. Эти отложения с глубоким размывом залегают на подстилающих породах, которыми лишь в редких случаях являются триасовые, что указывает как на локальность распространения последних, так и на значительность предъюрского размыва. Нижняя часть комплекса (нижняя юра — низы средней юры), распространенная во всех впадинах Южного Тянь-Шаня, представлена более зрелыми, чем триасовые, граувакк-кварцевыми грубообломочными отложениями предгорного аллювия и песчано-глинисто-угленосными осадками озерно-болотного типа, которые в целом характеризуются трансгрессирующим залеганием. Появление в ранней юре обильных заболоченных пространств свидетельствует об устойчивом прогибании территории Южного Тянь-Шаня, которое резко усилилось в начале средней юры, когда процесс торфонакопления достиг максимума [6]. Свидетельством общего погружения этого времени, носившего, вероятно, эпейрогенический характер, является морская трансгрессия, охватившая область Таджикской депрессии [8]. Однако в конце бата обстановка осадконакопления меняется: прекращается накопление торфов, серые окраски сменяются красными, резко грубеет состав обломочного материала. Эти изменения связаны не только с изменением гумидного климата на аридный, но и с усилением размыва в условиях общего воздымания территории Южного Тянь-Шаня. В целом ранне-среднеюрский цикл с усилившимся прогибанием на границе ранней и средней юры, сменившимся общим воздыманием конца средней юры, отчетливо коррелируется с аналогичным циклом Средиземноморского пояса и Центрального Памира, конец которого соответствует среднекиммерийскому тектогенезу альпид, а начало — крупной трансгрессии [1]. В течение ранне-средне-



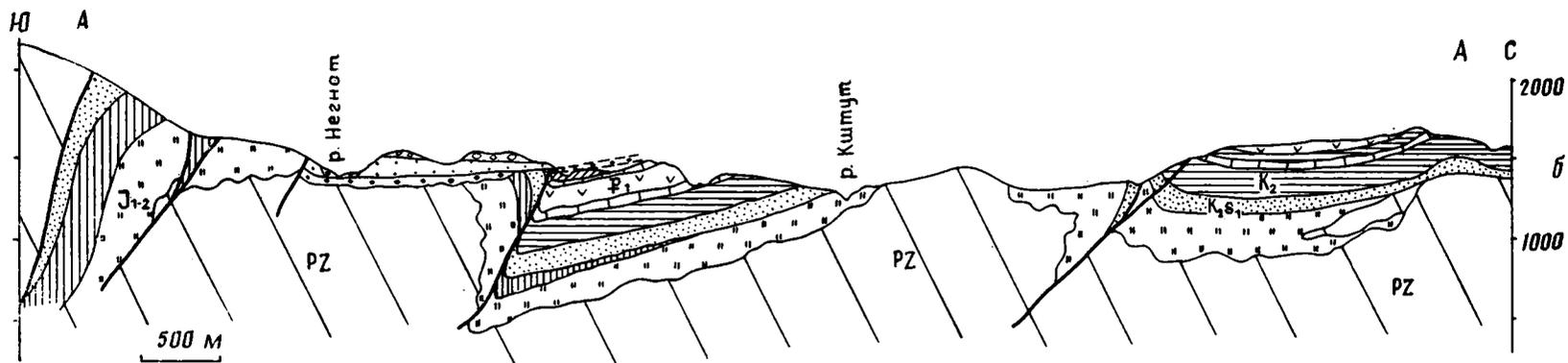


Рис. 1. Геологическая карта Кштут-Завронской впадины (а) и профиль к ней по линии А—А (б)

1 — плиоцен-плейстоценовые грубые конгломератобрекчии; 2 — верхне-плиоценовые конгломераты; 3 — конгломераты среднего миоцена — нижнего плиоцена; 4 — нижнемиоценовые конгломераты (бальджуанская свита); 5 — эоцен-олигоценые глины с гипсами (алайские, туркестанские и шурьсайские слои); 6 — палеоценовые гипсы и известняки (акжарские и бухарские слои); 7 — верхнемеловые ( $K_2s_2$ —sp) глины; песчаники, известняки; 8 — нижнесеноманские песчаники ( $K_2s_1$ ); 9, 10 — нижняя — сред-

няя юра: 9 — озерно-болотная, 10 — аллювиальная фации; 11 — палеозой нерасчлененный; 12 — типы несогласных контактов (а — контакт впри-тык, б — трансгрессивное налегание); 13 — согласные стратиграфические контакты (а) и маркирующие горизонты (б); 14 — надвиги. На врезке — схема расположения в Зеравшано-Гиссарской области Южного Тянь-Шаня мезозойско-кайнозойских впадин: П — Пенджикентская, К-З — Кштут-Завронская, Я — Ягнобская, З — Зиддинская

юрского этапа на территории Зеравшано-Гиссарской области начали развиваться три зоны прогибания: Гиссарская, Ягнобская и Зеравшанская (Пенджикентская).

В Центральном Гиссаре юра выпадает из разрезов Ходжа-Обигарма и Канчоча, где на палеозой ложатся нижнемеловые комплексы. Юра является лишь в перевальной части Гиссарского хребта у южного борта Зиддинской впадины. Она представлена долинными торфяниками трансгрессивной серии нижней — средней юры, не распространяющимися в правобережную часть одноименной реки, а притыкающимися здесь к породам палеозоя. Мощность этих отложений прогрессивно увеличивается до 90 м в направлении южного борта впадины, где они скрываются под надвигом. Учитывая природу торфяников и отсутствие следов их выклинивания в поперечном направлении, можно думать, что Зиддинская впадина входила в состав более крупного юрского прогиба, представлявшего собой заболочивавшуюся долину [6], в дальнейшем в значительной мере тектонически перекрытую зоной отсутствия юрских отложений, на территории которой уже в юрское время выступали на поверхность породы Гиссарского батолита.

Следующий к северу прогиб, где шло мощное торфонакопление в условиях зараставших озер аллювиальной долины [6], располагается в осевой части Зеравшанского хребта по периферии Чамтаргинского поднятия. Его реликтами являются располагающиеся ныне на большой высоте угленосные впадины, вытянутые вдоль р. Ягноб и ее протоков. Характерной чертой самой крупной из них Ягнобской впадины, как и Зиддинской, является ее асимметрия: наиболее полные и мощные разрезы юры (включающие и верхнеюрские мелководные морские отложения) развиты в ее южной части, в то время как на северо-западном окончании впадины у кишлака Шурмаш на р. Пасруд-Дарья из разреза исчезают не только верхнеюрские, но и батские отложения регрессивной серии ниже-среднеюрского комплекса. Здесь на трансгрессивную серию с размывом и несогласием ложатся красноцветы нижнего сеномана. Сами же осадки трансгрессивной серии представлены здесь в основном фациями горного аллювия и пролювия: это косослоистые песчаники и гравелиты, содержащие крупные обломки древесины, с маломощными алевролитовыми интервалами. В целом их мощность в 2—3 раза меньше мощности угленосных отложений юго-восточной части впадины (до 1 км). Вероятно, эти аллювиальные отложения были связаны с водотоком, впадавшим в зону юрского прогибания, где шло основное торфонакопление.

Сходная фациальная и палеогеографическая картина наблюдается в Пенджикентском прогибе. В строении входящей в его состав Кштут-Завронской впадины участвуют две фациальные разновидности ниже-среднеюрских отложений: озерно-болотные и аллювиальные. Отложения горного аллювия, верхняя красноцветная часть которого принадлежит регрессивной серии ниже-среднеюрского комплекса, развиты и в юго-восточной части Кштут-Завронской впадины, в правобережной части р. Артуч и вдоль ее притока, р. Кесси (см. рис. 1). Здесь в одном из пластов конгломератов обнаруживается отчетливая ориентировка уплощенных галек, систематически наклоненных на юг с азимутом падения 175—195°, что указывает на их связь с водотоком северного направления. Судя по прислонению к породам палеозоя конгломерато-песчано-алевритовой толщи, она заполняла речную долину в поверхности известняков и сланцев. Южный борт этой долины тектонически перекрыт породами палеозоя. В нижнем течении р. Артуч у кишлака Рудаки горный аллювий фациально замещают озерно-болотные отложения трансгрессивной серии ниже-среднеюрского комплекса и красноцветные отложения дельты (или нескольких дельт) регрессивной серии, на которые воль того же сместителя продолжается надвигание образований палеозоя. Верхнебатские отложения дельт, как и весь комплекс аллювиальных отложений нижней — средней юры, сосредоточены лишь у южного края впадины и выклиниваются в ее средней части (см. рис. 1, разрезы). Оче-

видно, аллювиальные отложения образовывали мощный конус выноса на борту Кштут-Завронского прогиба, заполнявшегося озерно-болотными отложениями.

Устанавливается, что северо-восточное ограничение Кштут-Завронской впадины является первичным, совпадающим с ограничением юрского прогиба, так как там наблюдаются притыкания слоев юрских глин и песчаников к поверхности палеозойских известняков, подобно осадкам вложенных долин. (В западной части впадины такие наблюдения невозможны, так как аналогичные контакты перекрыты неогеновой моласой.) Такие же прислонения юрских слоев к палеозойским отложениям наблюдаются и внутри впадины. Очевидно, юрский прогиб делился выступами фундамента на несколько ветвей, соответствовавших рукавам заболочивавшейся долины. Вместе с тем в юре область осадконакопления не распространялась в северную часть Кштут-Завронской впадины. Действительно, в низовьях р. Кштут, так же как и ряда других левых притоков Зеравшана (рек Вашан, Мадм), наблюдается непосредственное налегание морских отложений верхнего мела и палеогена на палеозойские породы. Под их чехлом скрыта северная граница юрского прогиба. Признаки его северного крутого борта устанавливаются в средней части Кштут-Завронской впадины, в нескольких километрах к северу от места выклинивания красноцветов средней юры. Обнажающиеся здесь угленосные отложения содержат следы многочисленных конседиментационных оползаний, которые весьма характерны и для южной окраины впадины. Кроме того, юрские песчаники и глины с углями несут на своей поверхности оползневые блоки девонских известняков до нескольких километров в поперечнике, запечатанные нижнемеловыми конгломератами (см. рис. 1, разрез).

Таким образом, юрский прогиб занимал лишь южную половину Кштут-Завронской впадины. Он был асимметричен — наибольшее прогибание испытывал его южный борт, где шло сгружение горного аллювия. Асимметричным был и Пенджикентский прогиб в целом.

Итак, в ранне-среднеюрский этап развития в пределах Зеравшано-Гиссарской области сформировались три асимметричных продольных прогиба, заполнявшихся озерно-болотными отложениями и служивших местом сгружения горного аллювия. Поступление последнего резко увеличилось в конце средней юры за счет общих поднятий и увеличения контрастности рельефа, связанных со среднекиммерийской орогенцией, о чем свидетельствует ярко выраженная вертикальная климатическая зональность в среднеюрскую эпоху [8]. Южные части Зиддинской, Ягнобской и Кштут-Завронской впадин являются реликтами этих прогибов, в значительной мере тектонически перекрытыми своими южными бортами.

Следующий, позднеюрский — раннемеловой комплекс накапливался в условиях еще более контрастных движений. Он начинается с морских отложений верхней юры, трансгрессировавших из области Афгано-Таджикской депрессии на север вплоть до широты р. Зеравшан [6], а с запада проникавших и в Палеоферганскую депрессию. К сожалению, из-за предраннемелового размыва верхнеюрские отложения мало сохранились. Наиболее достоверны их находки в Ягнобской впадине [5], где верхняя юра представлена красноцветными конгломератами с полигенной часто уплощенной галькой, карбонатными песчаниками с косой и параллельной слоистостью и карбонатно-глинистыми комковатыми породами со следами переотложения в неспокойной гидродинамической обстановке. Очевидно, в значительной мере эти осадки, содержащие фауну пелеципод келловей и оксфорда, принадлежат морскому мелководью. Более молодые отложения верхней юры в Южном Тянь-Шане отсутствуют, а в Таджикской депрессии представлены эвапоритами, накапливавшимися в разобщенных грубоко погруженных впадинах, на которые распался ранее единый бассейн [8]. Резкое неравномерное переуглубление позднеюрского бассейна во времени (титон) совпадает с эпохой резких погружений седиментационных бассейнов в Альпийском поясе, которые связы-

ваются с активизацией тектонических движений позднекимерийской фазы и сопровождаются регрессией в краевых частях бассейнов [1]. Обильный вынос красноцветного терригенного материала в конце титонского века объясняется [8] увеличением расчлененности суши.

Об усилении в это время дифференцированных движений говорят формирующиеся в Кштутской впадине крупные гравитационные оползни. Здесь близ северного края юрской седиментационной ванны у кишлака Шушкат на поверхности черных угленосных глин, вся толща которых участвует в оползневых складках, располагаются крупные изолированные от коренных выходов тела брекчированных палеозойских известняков или мегабрекчий из их обломков. Они срезают оползневые складки в юрских глинах и запечатываются нижнесеноманскими конгломератами, прислоняющимися к их поверхности.

К началу мела вся территория Южного Тянь-Шаня представляла собой область денудации, покрытую корой выветривания, продолжавшей поставлять тонкие красноцветные глины в пределы Афгано-Таджикской впадины (карабийская свита валанжина и берриаса [3]), где установилась озерно-аллювиальная обстановка. В раннем мелу Южный Тянь-Шань являлся областью высокого стояния по сравнению с Афгано-Таджикской впадиной. По мере заполнения межгорной впадины и нарастания регрессивных признаков в ее осадках шла дифференциация Южного Тянь-Шаня, которая сопровождалась возобновлением погружения юрских прогибов, последовательно включавшихся в сферу седиментации. Характерно, что погружение прогибов в области поднятия совпадает по времени с эпохами морских трансгрессий на рубежах баррема и апта, апта и альба, раннего и позднего альба, происходивших в Афгано-Таджикской впадине и коррелирующихся с аналогичными эпохами в Альпийском поясе [3].

В барреме осадконакопление начинается в Гиссарском прогибе, где прибрежно-морские и мелководные морские осадки этого возраста известны в Зиддинской впадине. Это грубые неотсортированные гравийно-галечные породы, врезающиеся в поверхность подстилающих пород: на южном борту впадины в юрские угленосные сланцы, а на правобережье р. Зидды, где первично отсутствовали юрские осадки, — в палеозойские известняки. Они содержат крупные (до 10—12 см) обломки палеозойских известняков, сланцев, песчаников, а также гранитов, вероятно, принадлежавших Гиссарскому батолиту. Судя по морфологии, породы баррема слагали проксимальные части конусов выноса, сгружавшихся в Зиддинской впадине и поступавших в основном со стороны ее южного борта. Такой же характер осадконакопления с частыми внутренними размывами в подошве конусов выноса сохраняется в Зиддинской впадине и в апте. По-прежнему в отложениях конусов выноса присутствуют обломки развитых южнее гранитов.

В альбе, когда значительная часть Гиссарского хребта превращается в арену морской седиментации [3], характерной чертой отложений Зиддинской впадины становится их существенно более грубообломочный состав на южном борту, чем на северном. Если на юге, в левобережной части р. Зидды, в разрезе альба преобладают красноцветные щебнистые брекчи с остроугольными обломками палеозойских пород и конгломератов, то на северном борту впадины их сменяют глины с горизонтами песчаников. Очевидно, что несмотря на более значительные размеры области седиментации, нежели современная впадина, ее южный край проявлялся в рельефе дна в виде уступа.

В целом очень беспокойный режим раннемелового осадконакопления в Зиддинской впадине: появление обильных зерновых потоков, оползней — характеризует ее как асимметричный прогиб с выраженным в рельефе дна южным бортом, смещенный на север относительно прогиба юрского времени, располагавшегося в южной половине впадины.

В Ягнобской зоне, куда море не проникало, начало накопления континентальных меловых толщ совпадает с апт-альбской трансгрессией в Таджикской депрессии. Линзовидное строение апт-альбских песчано-гра-

вийных отложений, обилие среди них брекчий из обломков близлежащих пород палеозоя, частые размывы в основании пластов указывают на пролювиальную природу этих отложений, накапливавшихся в морфологически выраженном прогибе, реликтом которого является Ягнобская впадина. В ней, как и в юрский период, выявляется асимметрия седиментационной ванны: если в южной части впадины помимо грубого материала шло накопление глин и пресноводных известняков суммарной мощностью 300 м [3], то в северном направлении аквальные отложения исчезали из разреза апта — альба, сокращалась их мощность вплоть до полного выклинивания. По всей северной периферии впадины отмечается трансгрессивное налегание отложений сеномана на разновозрастные отложения, вплоть до среднеюрских. Такое же явление наблюдается там и в подошве отложений нижнего мела, что позволяет говорить о незначительном смещении к северу области раннемелового прогибания по сравнению с юрой.

В Пенджикентском прогибе меловое осадконакопление начинается лишь в сеномане. Конгломераты раннего сеномана (120 м) из плохо окатанной гальки палеозойских известняков, сланцев и очень редко — юрских песчаников появляются в южной части Кштут-Завронской впадины, где они ложатся на выветрелую кавернозную поверхность красноцветов верхов средней юры. На север они распространяются дальше их юрских аналогов, но подобно им резко сокращаются в мощности до первых метров.

Таким образом, весь обломочный материал нижнемеловых толщ имеет сугубо местное происхождение и связан с размывом поднятий, окружающих седиментационные ванны. Наличие лишь поперечной, а не продольной фациальной зональности во впадинах указывает на то, что они входили в состав прогибов, имевших большие линейные размеры, нежели современные впадины. Можно думать, что, начиная с баррема, в прогибание последовательно включались заложившиеся в юре седиментационные бассейны. В раннем мелу усилилась морфологическая выраженность прогибов, но сохранилась их асимметрия при незначительном смещении к северу области прогибания.

Формационно грубообломочные красноцветные толщи апта — нижнего сеномана представляют собой первую альпийскую молассу Южного Тянь-Шаня, синхронную первой альпийской молассе, окружающей внутренние поднятия в Средиземноморском поясе. Возникновению этих поднятий на рубеже баррема и апта предшествовало энергичное покровообразование австрийской тектонической фазы, превратившей эвгеосинклинальные прогибы Мезотетиса, включая и Рушанско-Пшартскую зону Центрального Памира, в покровно-складчатые сооружения.

На Южном Тянь-Шане этому тектоническому этапу соответствует усиление дифференцированных вертикальных движений, приведшее к четкой морфологической выраженности поднятий, оттесняющих зоны прогибания во внутренние части юрско-меловых прогибов Южного Тянь-Шаня.

Комплекс позднего мела — палеогена сформировался в условиях морской трансгрессии, начавшейся с быстрого погружения южной окраины Евразийской плиты (Крым, Кавказ, Копетдаг) и захватившей Южный Тянь-Шань (субгерцинская фаза тектогенеза). По свидетельству изучавших эти отложения Р. М. Давидзона, Г. П. Крейденкова и Г. Х. Салибаева [2], в Зеравшано-Гиссарской области Южного Тянь-Шаня на протяжении всего позднего мела — палеогена существовали условия открытого мелководного бассейна. Южнотяньшаньский эпиконтинентальный бассейн, раскрывавшийся в сторону Приамударьинской впадины, перекрывал все ранее существовавшие поднятия. Его отложения трансгрессивно налегали на породы юры, нижнего мела и палеозоя, вовлекая в погружение ранее поднятые участки впадин. Подобно другим бассейнам Евразийской окраины, он достиг максимального погружения в кампане. Резкая смена кампанских известняков гипсами и устричными известняками низов палеоцена (акджарские и бухарские слои) свидетельствует о резком импульсе восходящих движений, по времени совпадающих с ларамийской фазой альпид. В ряде мест Южного Тянь-Шаня на это время

приходится перерыв в осадконакоплении [2]. Все вышележащие терригенные гипсоносные толщи палеогена принадлежат регрессивной серии комплекса, в позднеэоценовой части которой отмечается второй крупный перерыв в осадконакоплении. И в Зиддинской, и в Кштут-Завронской впадинах при параллельном залегании слоев наблюдается налегание верхнеолигоценовых мелкогалечных конгломератов и глин шурьсайской свиты на размытую поверхность серых глин туркестанской свиты среднего эоцена [2]. Поднятие, обусловившее этот перерыв, явилось предвестником первых альпийских складчатых деформаций в области и положило начало накоплению мощных кайнозойских моласс. По времени оно совпадает с пиренейской фазой альпид.

В строении поздний олигоцен-четвертичных моласс запечатлена сложная история деформаций, приведших к формированию современного облика Южного Тянь-Шаня. Удачным объектом для ее изучения является частная впадина Пенджикентского внутригорного прогиба, расположенная между левыми притоками р. Зеравшан — реками Кштут и Заврон. Эта впадина ограничена с юга региональным надвигом, к которому прилегает узкая приразломная синклинали, сложенная породами юры, мела, палеоцена и эоцена. В северной части Кштут-Завронской впадины юрско-палеогеновые толщи образуют несколько коробчатых складок, напряженность которых убывает к северу. Эти складки так же, как и приразломная синклинали, имеют подорванные вергентными к северу надвигами южные крылья.

Конгломератовый комплекс отделен от залегающих ниже пород резким структурным несогласием (см. рис. 1) и состоит из трех толщ подкомплексов, разделенных угловыми несогласиями.

Выше шурьсайской свиты выделяются две толщи: нижняя красноцветная, сложенная речными конгломератами, и верхняя палевая грубовалунная толща, с несогласием перекрывающая нижележащие конгломераты, центриклинали приразломной складки, ограничивающий ее с юга региональный надвиг и далеко заходящая в поле развития палеозоя в его висячем крыле. В толще красноцветных конгломератов обособляется нижняя часть мощностью в первые десятки метров, состоящая из красных глин и песков, переслаивающихся с мелкогалечными речными конгломератами, связанными, судя по ориентировке галек, с речным водотоком западного направления (вероятно, Палеозеравшаном). Выше она состоит из мощных косых серий конгломератов и песчаников, которые занимают обширное поле в Кштут-Завронской впадине, распространяющееся до северного крыла приразломной складки, где эти конгломераты прислоняются к эродированной поверхности мезозойских пород. Низы красноцветной толщи параллелизуются с бальджуанской свитой Афгано-Таджикской впадины (нижний миоцен), ее верхняя часть по объему, вероятно, отвечает хингоуской, тавильдаринской и каранакской свитам (средний — верхний миоцен — начало плиоцена). Самая же верхняя толща, пологим плащом перекрывающая все развитые в районе породы, вплоть до палеозойских, по облику и характеру залегания тождественна верхнеплиоценовой полизакской свите Придарвазья.

В разрезе южного крыла синклинали над кишлаком Зарихисор устанавливается, что верхнеолигоценовые отложения, несмотря на стратиграфическое несогласие в их подошве, участвуют в единых дислокациях с более ранними слоями палеогена и мела: красноцветные глины и алевриты шурьсайской свиты верхнего олигоцена вместе с другими породами палеогена и мела перед фронтом надвига, осложняющего крыло синклинали, поставлены на голову или опрокинуты на север, что прекрасно видно на левом берегу р. Кштут (рис. 2). Вышележащие конгломераты миоцена и низов плиоцена образуют перед этими круто вздернутыми слоями веер несогласий: их нижние горизонты прислоняются к известнякам сантона, перекрывая шурьсайские глины и надвиг, но уже верхние слои бальджуанской свиты постепенно ингрессируют к югу и, наконец, перекрывают моноклинали южного крыла складки, включая и юрские глины в ее основании. Таким образом, первые приразломные дислокации

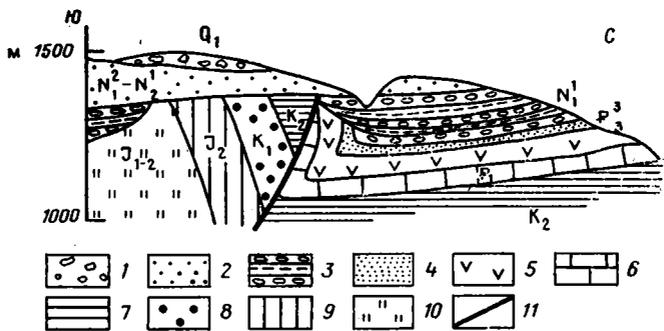


Рис. 2. Соотношение миоценовых моласс с породами юры — палеогена в южном крыле широтной синклинали при слиянии рек Негнот и Кштут  
 1 — плиоцен — плейстоцен; 2 — средний миоцен — нижний плиоцен; 3 — нижний миоцен (бальджуанская свита); 4 — олигоцен; 5 — эоцен; 6 — палеоцен; 7 — верхний мел; 8 — нижний сеноман; 9 — средняя юра; 10 — нижняя — средняя юра; 11 — надвиг

внутри Кштут-Завронской синклинали фиксируются на рубеже олигоцена и миоцена, совпадая по времени с савской фазой тектогенеза. Очевидно, что в это время сформировались и складки в юрско-палеогеновых толщах.

Накоплению миоценовых моласс в южной части впадины предшествовал существенный разрыв. К северу от приразломной синклинали неогеновые конгломераты заполняют вложенную долину и имеют резкие эрозионные контакты притыкания с угленосной юрой, вскрываемые р. Негнот как на северном, так и на южном крыльях сопряженной с ней антиклинали. В 0,5 км выше впадения р. Негнот в Кштут обнаруживается налегание косослоистых конгломератов, почти полностью состоящих из гальки пород мезозоя, на вертикально стоящие слои кремнистых сланцев палеозоя, слагающих ядро антиклинали и обнажающихся в днище этой долины. Все это указывает на существенность предмиоценового размыва, последовавшего за первыми смятиями.

Очевидно, что миоценовые конгломераты, накаливавшиеся во вложенной долине, ограниченной северным бортом приразломной синклинали, не распространялись в южную часть впадины, а формировали новообразованный молассовый прогиб. Южная часть юрско-мелового прогиба, тяготевавшего к южному борту впадины, к этому времени была не только компенсирована осадками, но и вовлечена в поднятие, сместившее на север фронт осадконакопления.

Это поднятие, сопровождавшееся незначительным надвиганием к северу приразломной синклинали, усилилось в середине плиоцена на рубеже накопления красноцветной и палеовой толщ конгломератов. Действительно, в штольнях на северном крыле приразломной складки обнаруживается, что эрозионный контакт юрско-меловых толщ с миоценовыми конгломератами осложнен крутым взбросом, в зоне которого шириной порядка 100 м отмечается увеличение крутизны наклона слоев конгломератов. В долине р. Заврон крутизна наклона красноцветных конгломератов миоцена на контакте с меловыми известняками достигает 70°. В то же время конгломераты верхней палеовой толщи запечатывают приразломную дислокацию в конгломератах среднего миоцена — нижнего плиоцена и надвиг палеозойских пород на мезозойские.

Нижние слои верхнеплиоценовых конгломератов перед крутым вздернутым по разлому северным крылом приразломной синклинали образуют такой же веер несогласий, как нижнемиоценовые конгломераты перед надвигом у кишлака Зарихисор (см. рис. 2). Вблизи контакта с мезозоем в них наблюдаются отчетливые фациальные изменения, заключающиеся в исчезновении прослоев тонкозернистых пород и появлении конседиментационных оползней. Основная же масса конгломератов верхней толщи лежит практически горизонтально, заполняя эрозионную поверхность в палеозойских известняках и мезозойских породах. Они представ-

ляют собой пролювиальную брекчию из обломков палеозойских известняков и кремней и в меньшей мере пород мезозоя, которые к началу позднего плиоцена на поднятом южном борту Кштут-Завронской впадины были полностью размыты.

Очевидно, и надвиг палеозоя на южный борт Кштут-Завронской впадины, начавшийся, возможно, еще в процессе предмиоценовых деформаций, и воздымание приразломной синклинали южного борта приурочены к середине плиоцена — уровню формирования предподизакского несогласия в Придарвазье, коррелируемого с предакчагыльским несогласием в Понто-Каспийской области и связанного с роданской фазой альпийского тектогенеза [10].

Судя по тому, что местами верхнемиоценовые конгломераты, запечатывающие надвиг палеозоя, к северу от перекрытой ими поверхности среднелиоценового сместителя испытывают резкое (до 45°) задираание, продвигание южного обрамления впадины в ее сторону продолжалось и в позднем плиоцене. Вероятно, оно носило характер бульдозинга. В позднеальпийском молассовом прогибе деформации этого времени выразились в незначительном короблении толщи конгломератов, досминающихся в широкую коробчатую складку, со структурным несогласием перекрывающую складки в юрско-палеогеновых толщах. Этому горизонтальному смещению предшествовало (или сопутствовало) резко усилившееся в позднем плиоцене — раннем плейстоцене общее воздымание области, сопровождавшееся формированием грубообломочных отложений первых террас вложенных долин. Судя по их поперечному положению по отношению к предшествовавшим структурам, это воздымание, отвечающее валахской фазе тектогенеза, носило резко дифференцированный характер и еще больше усилило перекося мезозойско-кайнозойского Пенджикентского прогиба.

## ВЫВОДЫ

Альпийская эволюция Южного Тянь-Шаня была сложной. Начиная с юры, на территории Южного Тянь-Шаня развивались морфологически выраженные прогибы и поднятия. Цепочки впадин, заполненных мезозойско-кайнозойскими толщами, являются реликтами этих прогибов. Наиболее отчетливо приуроченность впадины к седиментационной ванне юрского времени устанавливается для Кштут-Завронской впадины, по всей восточной периферии которой отмечается прислонение юрских отложений к эродированной поверхности палеозоя, а у южной границы, на значительном протяжении ограниченной надвигом, удается наблюдать переход от фаций речного аллювия к дельтовым фациям заболоченного озера (синседиментационного прогиба).

Во всех исследованных нами впадинах устанавливается смещение во времени оси прогибания на север: от сравнительно узкой эрозионной долины юрского периода, прижатой к южному борту впадины и в значительной мере перекрытой вергентным к северу надвигом палеозоя, к более широкому, но также асимметричному меловому прогибу, переместившемуся на позднеальпийском этапе в Кштут-Завронской и Зиддинской впадинах к их северным бортам. Все эти смещения разновозрастных прогибов зафиксированы угловыми и структурными несогласиями в основании нижне-, верхнемеловых и неогеновых отложений. В Кштут-Завронской впадине устанавливается, что смещение неогенового прогиба к северу сопровождается смятием, воздыманием и надвиганием в его сторону области максимального прогибания в юре и мелу, а также надвиганием на него воздымающегося южного борта мезозойского прогиба. Таким образом, происходит одновременное смещение внутрь прогиба фронта осадконакопления и деформации. Такое же воздымание южного борта происходит во впадинах при смещении на север раннемеловых прогибов, что фиксируется существенно более грубым составом склоновых отложений южных частей впадин, чем северных.

Смятие мезозойско-кайнозойских впадин происходит в неогене, в процессе поперечного сжатия, реализовавшегося в несколько фаз: предмио-

ценовую (савскую), среднеплиоценовую (роданскую) и плиоцен-плейстоценовую (валахскую). Ведущую роль в этом процессе играют надвигание и бульдозинг бортов, фиксируемые омолаживающимися в сторону пограничного разлома деформациями. В Зиддинской впадине надвигание происходит с двух сторон, что приводит к смыканию ее противоположных тектонических бортов на восточном и западном окончаниях, где в контакте с разломами приходят самые молодые отложения, а более древние уходят на глубину, под надвинутые борта. В Кштут-Завронской впадине надвигание и бульдозинг происходят с юга. Тектонический южный борт впадины сопровождается широкой зоной милонитизации и дробления пород, смещенной к оси узкой пережатой синклинали, часть южного крыла которой ушла под надвиг. На замыканиях этой синклинали в форме многократно повторенных пологих поперечных надвигов ярко выражено явление продольного растекания. Роль жесткого упора при раздавливании здесь, вероятно, играет не второй борт прогиба, а эрозионные останцы палеозоя внутри впадины.

Таким образом, процесс преобразования мезозойско-кайнозойских прогибов в структуры сшивания включает в себя комплекс седиментационных и деформационных событий, приводящих в итоге к сокращению, а иногда к полному захлопыванию прогибов. Все тектоноседиментационные преобразования в мезозойско-кайнозойском чехле Южного Тянь-Шаня носят циклический характер и перекликаются с тектоническими событиями как европейской части Альпийского пояса, так и его Памиро-Гималайского сектора, где вдоль северного края Индостана происходило раскрытие и развитие рифтогенных прогибов Мезо- и Неотетиса, последовательно превращавшихся в киммерийскую и альпийскую складчатые системы [7]. Это говорит, с одной стороны, о едином ритме тектонических процессов, происходящих на фоне сближения Евразийского континента с Гондваной, а с другой,— о том, что это сближение может осуществляться путем формирования структур тектонического сшивания.

#### Список литературы

1. *Артюшков Е. В., Безр М. А.* Механизм погружения континентальной коры в складчатых поясах северного обрамления Тихого океана. Ст. 3. Миогеосинклинали и платформенные осадочные бассейны//Тихоокеан. геология. 1985. № 1. С. 51—63.
2. *Давидзон Р. М., Крейденков Г. П., Салибаев Г. Х.* Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе: Дониш, 1982. 150 с.
3. *Джалилов М. Р., Андреев Ю. Н., Хакимов Ф. Х., Гольтман Э. В.* Меловые отложения Центрального Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1971. 93 с.
4. *Лукьянов А. В.* Структуры тектонического сшивания в земной коре и на моделях. Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии//II Всесоюз. симпозиум. Тез. докл. Киев: Изд-во Ин-та геофизики АН УССР, 1987. С. 108—109.
5. *Лучников В. С.* Верхнеюрские морские отложения Зеравшано-Гиссарской горной области//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 2. С. 138—141.
6. *Полянский Б. В.* Этапы процессов раннемезозойского континентального осадконакопления в Средней Азии//Литология и полез. ископаемые. 1985. № 2. С. 47—56.
7. *Руженцев С. В., Швольман В. А., Пашков Б. Р., Поспелов И. И.* Тектоническое развитие Памиро-Гималайского сектора Альпийского складчатого пояса//Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 167—175.
8. *Тимофеев П. П., Бебешев И. И., Макаров Ю. В.* Основные черты развития юрских ландшафтов юго-восточной части Средней Азии//Литология и полез. ископаемые. 1985. № 2. С. 37—56.
9. *Хаин В. Е., Яблонская Н. А.* О различиях в поверхностной и глубинной структуре Западного и Восточного Тянь-Шаня и их возможной причине//Докл. АН СССР. 1987. Т. 292. № 1. С. 175—178.
10. *Щерба И. Г.* Полизакская свита в разрезе позднекайнозойских моласс Афгано-Таджикской впадины//Докл. АН СССР. 1979. Т. 246. № 1. С. 112—118.

Геологический институт АН СССР,  
Москва, 109017

Поступила в редакцию  
30.1.1989

УДК 551.242.1(477.9)

© 1990

ПЛАХОТНЫЙ Л. Г.

## РАННЕКИММЕРИЙСКИЕ СТРУКТУРЫ КРЫМА И СООТНОШЕНИЕ ИХ С АЛЬПИЙСКИМИ И ДОКИММЕРИЙСКИМИ

Развитие Горного и Равнинного Крыма на раннекиммерийском этапе было сходным, о чем свидетельствуют формационный характер триасово-среднеюрских отложений, сходство магматических пород, степень дислоцированности отложений. Палеотектонический план Крыма на этом этапе характеризуется существованием Крымско-Кавказского и Тарханкутско-Березанского геосинклинальных прогибов, первый из которых имел продолжение в Равнинном Крыму под современной Альминской впадиной. В формировании зон киммерийской складчатости в Равнинном Крыму основная роль принадлежит салгирской фазе тектогенеза (на рубеже триаса и юры). На месте раннекиммерийских прогибов Крыма впоследствии возникли крупные альпийские поднятия — мегантиклиналь Горного Крыма, Тарханкутский вал, Азовский вал. Формирование их происходило под влиянием не только киммерийских складчатых структур, но и глубоко погребенных доверхпалеозойских складчатых сооружений, активизировавшихся на альпийском этапе.

Складчатые структуры ядра Крымских гор и Северной Добруджи, созданные мезозойскими тектоническими движениями, Э. Эюсс [26] назвал киммерийскими. В Горном Крыму киммерийский тектогенез характеризовался несколькими фазами складкообразования — салгирской, донецкой, яйлинской и андийской [10], обусловившими многоярусность строения мегантиклинория [6]. В основе его мезозойского ядра лежат сильно дислоцированные отложения таврической серии (верхний триас — нижняя юра), представленные в основном тонкоритмичным флишем [6]. Они относятся к главному геосинклинальному комплексу киммерид. Верхнекиммерийский структурный подэтаж мегантиклинория сложен вулканогенно-терригенными отложениями верхней тоара — средней юры и терригенно-карбонатными образованиями верхней юры — валанжина, заполняющими частные прогибы в его пределах и Битакский юрский грабен в предгорьях.

Дислоцированные триасово-среднеюрские образования установлены бурением также в Равнинном Крыму и в пределах Азовского и Черного морей [1, 5, 8, 11, 14, 19]. В юго-западной части Равнинного Крыма вскрывались песчано-сланцевые образования верхнего триаса [16, 19], заполняющие Николаевский раннекиммерийский геосинклинальный прогиб [16]. В строении его участвуют, по-видимому, также отложения верхнего палеозоя и нижнего — среднего триаса, установленные в пределах Новоселовского поднятия. В северных районах Крыма средневерхнетриасовые образования представлены переслаивающимися сероцветными глинистыми сланцами и сланцеватыми аргиллитами, песчаниками, алевролитами, редко — известняками и доломитами. В них содержатся многочисленные межпластовые тела порфиринов, дайки кварцевых диабазов и диоритов, интрузии гранитоидов [1, 16]. Эти породы заполняют Северо-Крымский раннекиммерийский грабен [19, 20], унаследованный меловым прогибом. Степень дислоцированности отложений различная, углы падения от 10—30 до 50—80°. Вторичные изменения их соответствуют, по заключению М. Я. Апостоловой, стадии метатектогенеза. Местами породы сильно рассланцованы, катаклазированы, а на контактах с кислыми интрузиями метаморфизованы.

На Тарханкутском полуострове геосинклинальные образования триаса залегают непосредственно под осадочным чехлом. Максимальная вскрытая мощность пород превышает 1400 м (скв. Восточно-Каштанов-

ская 1). Зона их развития под отложениями мела соответствует бывшему раннекиммерийскому складчатому поднятию, образовавшемуся в конце триаса в результате салгирской фазы тектогенеза. Об этом свидетельствуют цифры изотопного возраста метаморфизованных сланцев и песчаников на Октябрьской площади (186 млн. лет [13]) и интрузии гранитов и плагиогранитов, прорывающей песчано-сланцевую толщу на Мезводенской площади (185 млн. лет, скв. 4 и 5). Более молодые датировки изотопного возраста кварцевого дибаза из скв. Октябрьская-2 (158 млн. лет), плагиогранитов из скв. Меловая-4 ( $120 \pm 10$  млн. лет) и измененного контактным метаморфизмом песчаника из скв. Октябрьская-4 (153 млн. лет) отражают время последующего внедрения в триасовые отложения среднеюрских интрузий, что характерно также и для Горного Крыма, где байосские несогласные интрузии габбро-диабазов и плагиогранит-порфиоров прорывают отложения таврической серии [6].

Восточнее Тарханкутского полуострова песчано-глинистые отложения триаса установлены на Татьяновской площади [19]. Здесь они залегают под несогласно перекрывающими их грубообломочными породами юры. Сходные с тарханкутскими песчано-сланцевые разрезы триаса вскрывались под чехлом в северо-восточном Присивашье (Славянская площадь) и в северной части Азовского моря (на площадях Электроразведочной, Обручева) [5]. Здесь они слагают складчатое ядро Азовского раннекиммерийского антиклинория, лежащего в основании платформенного вала. В северном Присивашье, на Балашовском поднятии, установлена вулканогенно-осадочная толща, содержащая пластовые тела порфиритов среднего и основного состава и прорванная гранитами [16]. Первичные песчано-глинистые породы ее превращены контактным метаморфизмом в узловатые сланцы и кварцитовидные роговики. Они считались вначале верхнепалеозойскими. Но изотопный возраст интрузии гранитов, вызвавшей ороговикование пород, оказался равным  $161 \pm 11$  млн. лет (средняя юра). С учетом геофизических материалов вскрытый разрез следует отнести к триасу. Контактный же метаморфизм пород является более поздним (наложенным). Маломощные (100—200 м) отложения триаса развиты в опущенном по крупному разлому северном блоке Новоселовского поднятия, где они залегают на сланцах карбона [11, 14]. О времени раскалывания герцинского массива и опускания этого блока можно судить по возрасту штокообразной интрузии кварцевых диоритов (210 млн. лет [16]), вскрытой скв. Северная-1 в зоне разлома.

Верхнекиммерийский структурный подэтаж представлен в Равнинном Крыму преимущественно своим нижним ярусом (верхний тоар — средняя юра), сложенным слабо измененными (поздний метатектогенез) и умеренно деформированными сероцветными грубообломочными песчано-глинистыми породами, а также вулканитами. Крупным вулканическим постройкам, приуроченным к прогибам, соответствуют интенсивные магнитные аномалии (Почтовская, Кировская, Первомайская, Алексеевская и др.). В основании яруса здесь, как и в Горном Крыму, залегают песчаники и грубообломочные породы, развитые не только в предгорьях (Битакский грабен), но и в северных районах Крыма (Татьяновская и Нововиановская площади), свидетельствуя о крупных предпозднеоарских поднятиях. В грабенах — Битакском, Северо-Азовском — юрские отложения дислоцированы значительно сильнее (углы падения до  $40-50^\circ$ ), чем на склонах поднятий, где они залегают плащеобразно, приобретая характер сингеосинклинали чехла.

Геофизические материалы и данные бурения позволяют выполнить рекомендацию палеотектонического плана Крыма для раннекиммерийской эпохи, когда были сформированы первичные (доинверсионные) геосинклинали прогибы (рис. 1), и выяснить соотношение их с возникшими впоследствии на их месте киммерийскими складчатыми поднятиями, структурными элементами альпийского тектонического этажа, а также с древними структурами основания, на котором были заложены эти прогибы. Сейсморазведкой КМПВ и ГСЗ отложения триаса — нижней

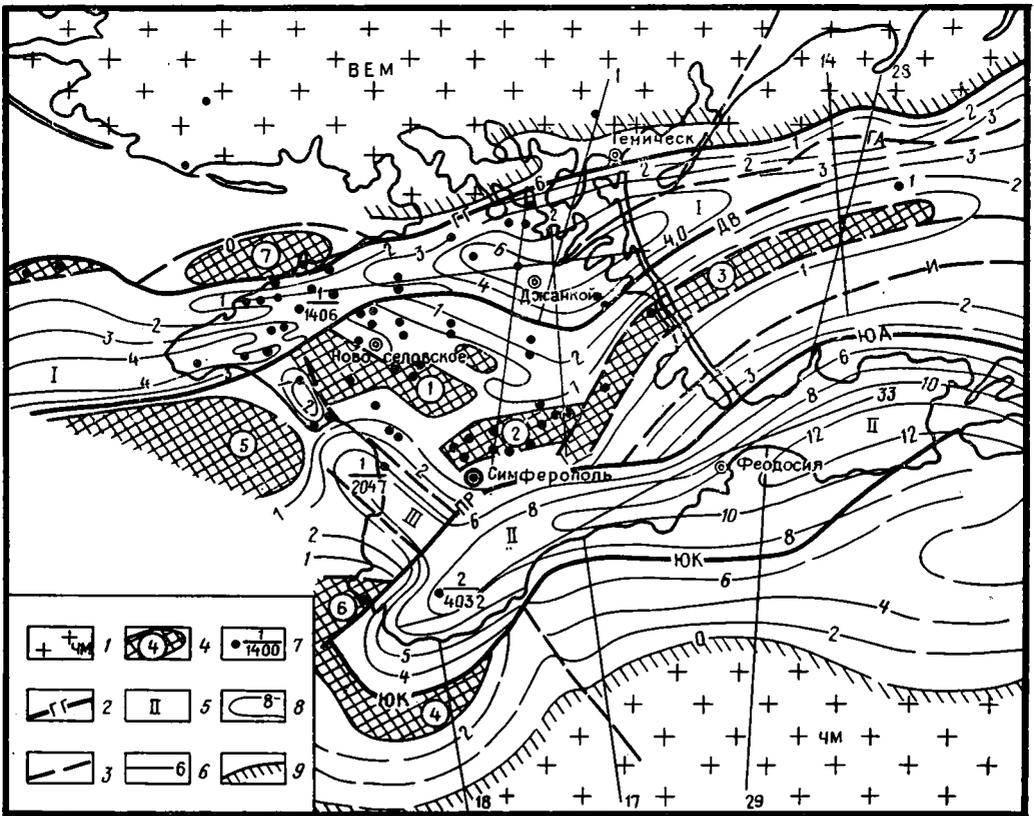


Рис. 1. Схема тектонического положения раннекиммерийских прогибов Крыма  
 I — массивы дорифейского фундамента (ВЕМ — Восточно-Европейский, ЧМ — Черноморский); 2 — краевые разломы, ограничивающие раннекиммерийские прогибы или их внутренние грабенообразные части (ГГ — Голицыньско-Генический, ДВ — Донузлавско-Валокский, ПР — Предгорный, ЮА — Южно-Азовский, ЮК — Южно-Крымский); 3 — крупные разломы (ГА — Главный Азовский, И — Индольский); 4 — выступы рифей-вендских и палеозойских метаморфических пород под осадочным чехлом или под отложениями средней — верхней юры (1 — Виноградовский, 2 — Новожиловский, 3 — Новоцарицинский, 4 — Форосский, 5 — Каламитский, 6 — Херсонесский, 7 — Бакальский); 5 — раннекиммерийские прогибы (I — Тарханкутско-Березанский, II — Крымско-Кавказский, III — Николаевский); 6 — профили КМПВ и ГСЗ; 7 — скважины, вскрывшие домеловые образования (в знаменателе — максимальные вскрытые мощности триасово-нижнеюрских отложений); 8 — изоплахты (в км) верхнепалеозойско-нижнеюрских отложений по геофизическим данным; 9 — границы выклинивания верхнепалеозойско-нижнеюрских отложений (геофизического слоя Г<sub>1</sub>)

юры картируются в Крыму как единый комплекс слабо измененных пород, залегающий на разновозрастном консолидированном фундаменте. К поверхности и к подошве его приурочены основные сейсмические границы —  $K_0$  и  $K_1$  [7, 21]. Внутри этого комплекса в Горном Крыму и в юго-западной части Равнинного Крыма следится высокоомный электрический горизонт, относимый к поверхности верхнепалеозойских [18, 27] (возможно, нижнетриасовых) отложений, а в северных районах Крыма сейсморазведкой установлен преломляющий горизонт, имеющий, по-видимому, такую же стратиграфическую привязку.

По суммарным мощностям отложений верхнего палеозоя — нижней юры в Крыму выделяются два основных субширотных геосинклинальных прогиба [19], разделенных полосой поднятий до верхнепалеозойского фундамента (см. рис. 1). Более крупный и глубокий Южно-Крымский (Крымско-Кавказский) прогиб протягивался из области Горного Крыма через Керченский полуостров в пределы Кавказа. Заложение его относится, по-видимому, к позднему палеозою. Наличие в нем верхнепалеозойских морских отложений предполагается на основании присутствия на северной окраине Крымских гор в отложениях лайаса олистостромов

с глыбами пермско-каменноугольных известняков [6], источником которых был, вероятно, располагавшийся севернее геосинклинального прогиба барьерный риф. В самом же прогибе отложения верхнего палеозоя — нижнего триаса представлены, по-видимому, формациями геосинклинального и орогенного классов большой мощности, судя по разности в глубинах залегания опорного электрического горизонта (4—5 км) и консолидированного фундамента (6—8 км) в пределах Качинского поднятия [21, 22]. Южнее Горного Крыма, как и к северу от него, можно предполагать развитие мелководной известняковой фации верхнего палеозоя, так как в ялтинских конгломератах лейаса присутствуют окатанные обломки пермских известняков [6]. Здесь располагался южный борт прогиба, положение которого можно наметить по геофизическим данным (см. рис. 1).

На профилях ГСЗ к югу от Крыма выделяется сейсмический слой  $\Gamma_1$ , сложенный метаморфизованными отложениями [12], выклинивающимися в сторону опустившегося Черноморского континентального массива и увеличивающимися в мощности в направлении Горного Крыма, на месте которого располагалась центральная грабенообразная часть геосинклинального прогиба, ограниченная Предгорной и Южно-Крымской зонами глубинных разломов. Этот геофизический слой увязывается по мощностям с комплексом верхнепалеозойско-нижнеюрских отложений Горного Крыма, выделяющимся на профиле ГСЗ Севастополь — Керчь между сейсмическими горизонтами  $K_0$  (кровля таврической серии) и  $K_1$  (поверхность консолидированного фундамента), толщина которого возрастает вдоль оси прогиба от 6 км в районе с. Орлиное до 13 км на Керченском полуострове [21]. В плечевых частях раннекиммерийского рифта присутствовали, по-видимому, отдельные горстообразные выступы консолидированного фундамента. Одно из таких поднятий было намечено М. В. Муратовым [6] в Черном море, к югу от Фороса. Здесь, в 20 км от береговой линии, на профиле ГСЗ 18 поверхность фундамента залегает на глубине около 2 км, резко опускаясь севернее по разлому в сторону Горного Крыма на глубину 4—5 км [3]. Форосское поднятие байкальского фундамента служило источником обломков эпидот-хлоритовых, мусковит-хлоритовых, гранат-мусковит-кварцевых сланцев, встречающихся в титонских конгломератах юго-западной части Горного Крыма [9].

Южно-Крымский геосинклинальный прогиб заложился на разновозрастном основании (рис. 2). Восточная часть его была наложена на герцинское складчатое сооружение, а западная — на байкальское [17, 18]. Приосевые части их срезаются киммерийским грабеном в районе Симферополя и Белогорска по линии Предгорного глубинного разлома. На участке Гераклеийского полуострова погребенное под западной частью Горного Крыма байкальское основание, вероятно, высоко приподнято по Георгиевскому разлому, образуя Херсонесское поднятие северо-западного простирания [16, 18]. Ограниченная им западная часть Южно-Крымского прогиба круто разворачивалась в северо-западном направлении, протягиваясь в пределы Равнинного Крыма в виде Николаевского поперечного прогиба [16] (см. рис. 1).

В триасовое время Николаевский прогиб составлял единое целое с западной частью Южно-Крымского прогиба, ограничиваясь с востока Зуйско-Новоселовским герцинским антиклинорием. Бахчисарайский отрезок Предгорного глубинного разлома не служил в то время границей Южно-Крымского прогиба. Перестройка тектонического плана с активизацией этого древнего разлома произошла в тоар-среднеюрское время, когда образовался Битакский субширотный грабен, наложившийся с резким азимутальным несогласием на сформировавшееся на месте раннекиммерийского прогиба Качинско-Николаевское складчатое поднятие. Дальнейшее структурное разобщение последнего произошло на альпийском этапе, когда юго-западная часть Горного Крыма испытала воздымание, а на месте сопряженной с нею части Равнинного Крыма сформировалась Альминская компенсационная впадина.

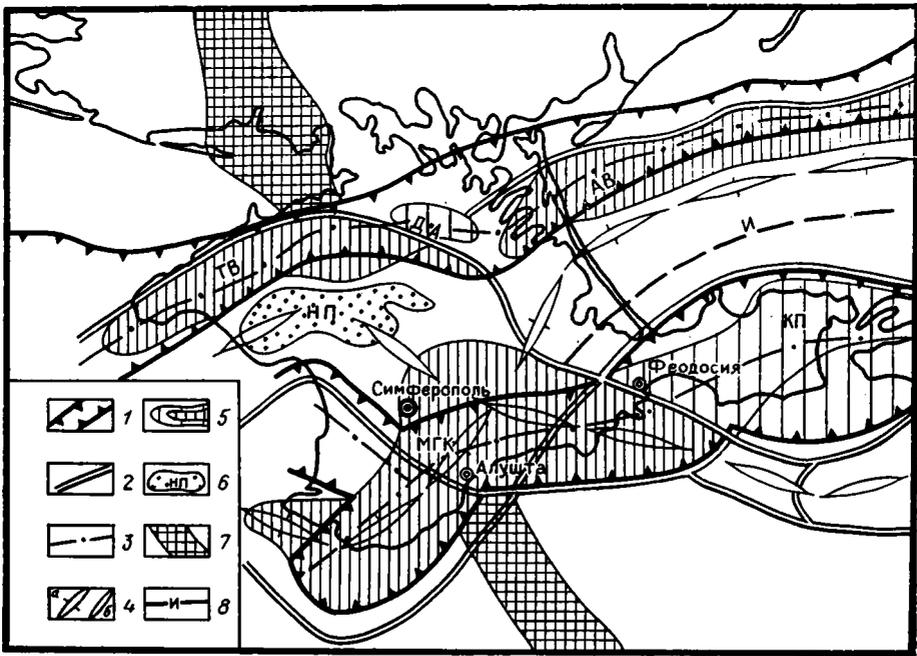


Рис. 2. Схема соотношения раннекиммерийских прогибов, структур доверхнепалеозойского основания и альпийских поднятий, возникших на месте раннекиммерийских прогибов

1 — границы раннекиммерийских прогибов и их внутренних частей; 2 — границы погребенных байкальского и герцинского складчатых сооружений; 3 — осевые зоны раннекиммерийских прогибов; 4 — осевые зоны байкальского (а) и герцинского (б) складчатых сооружений; 5 — альпийские поднятия, сформировавшиеся большей частью в пределах раннекиммерийских прогибов: ТВ — Тарханкутский вал и примыкающая к нему Джанкойская антиклиналь (ДА), АВ — Азовский погребенный вал, МГК — мегантиклиналь Горного Крыма и ее восточное погружение — Керченский периклинорий (КП); 6 — Новоселовское поднятие, наследующее свод герцинского сооружения; 7 — Криворожский раннепротерозойский трог в дорифейском фундаменте; 8 — Индольский глубинный разлом, ограничивающий с юга внутреннюю зону байкалиды

Примечательно, что наиболее возвышенная часть Крымского горного сооружения не совпадает с областью максимальных мощностей киммерийского главного геосинклиналичного комплекса, а оконечности его не соответствуют центриклинальным частям прогиба, на месте которого возникло это сооружение. В то же время наблюдается явная связь между затуханием альпийского орогена в районе Феодосии и положением краевой зоны погребенного под ним герцинского складчатого сооружения (см. рис. 2). Глубинное влияние краевой зоны герциниды ярко отражено в особенностях строения восточной оконечности Крымских гор (между пос. Планерское и мысом Киик-Атлама). Здесь отложения верхней юры приобретают аномальное юго-восточное простираие, а разрывные нарушения образуют мощную систему сближенных сбросо-сдвигов такой же ориентировки, наследующих простираие разломов герцинского тектонического плана [17].

Западная оконечность Горного Крыма также не связана по своему положению с центриклинальной частью раннекиммерийского прогиба, а наследует простираие периклиналичной части погребенного под ним байкальского сооружения [18]. Северо-западная граница Крымских гор контролируется активизированным Бахчисарайским глубинным разломом байкальского заложения. Все это наводит на мысль, что позднеальпийский рост поднятия Горного Крыма был обусловлен глубинными процессами, воздействовавшими на корни погребенных под ним герцинского и байкальского складчатых сооружений, вызвавшими воздымание последних вместе с перекрывающими их отложениями, предопределив современные контуры и простираие Горного Крыма. Причинами, обусловившими активизацию этих древних складчатых сооружений, могли

Быть, согласно геодинамической концепции Е. А. Артюшкова [2] и В. В. Белоусова [4], подъем разогретого вещества верхней мантии и воздействие энергии теплового потока на нижние слои литосферы, вызвавшие воздымание земной поверхности. В пользу такого предположения говорит наличие под Горным Крымом обособленного мантийного диапира и положительной геотермической аномалии [7]. Воздействие мантийного тепла на консолидированную часть коры трансформировалось через крупные геологические тела байкальского и герцинского метаморфических комплексов. Под этими мощными (до 10 км) плотными линзообразными телами аккумулировалась, по-видимому, тепловая энергия, приводя к более интенсивному подъему земной поверхности над ними по сравнению со смежными участками активной зоны киммерийского прогиба.

Таким образом, поднятие Горного Крыма является по существу отражением захороненных под мощным киммерийским комплексом пород его глубинных корней — более древних складчатых сооружений, активизировавшихся под влиянием процессов, происходящих в верхней мантии. Трансформирующее глубинное влияние пересекающихся под альпийским орогеном байкальского и герцинского погребенных сооружений (см. рис. 2) сказалось на особенностях его строения, конфигурации, простиранья и морфологии. В частности, дугообразный изгиб его северного крыла, переходящий в Симферопольскую антеклизу, обусловлен альпийской активизацией поперечно ориентированного к мегантиклинарию и «ныряющего» под него герцинского сооружения [17], а коленообразный изгиб горного массива, как и сопряженного с ним материкового склона, в районе Алушты предопределен различным простираньем погребенных под ним байкальского и герцинского сооружений.

Через северные части Крыма и Азовского моря протягивался другой субширотный раннекиммерийский геосинклинальный прогиб — Северо-Крымский, или Тарханкутско-Березанский (см. рис. 1). Заложение его относится также к позднему палеозою — раннему триасу [23]. Ось прогиба проходила через южную часть Тарханкутского полуострова, район Джанкоя и современного Азовского вала. Под западной частью последнего ложе киммерийского комплекса пород имеет и сейчас, по данным сейсморазведки, форму прогиба с погружением фундамента вдоль его оси с 6 км у Арабатской стрелки до 10 км в районе Джанкоя. Осевой зоне его соответствует Джанкойско-Стрелковая линия антиклинальных складок в отложениях палеогена. Северный борт триасового палеопргиба располагался на месте современного Северо-Азовского грабена, образовавшегося в тоар-среднеюрское время и унаследованного мел-палеогеновым прогибом. Суммарная мощность верхнепалеозойско-триасовых отложений в пределах Тарханкутско-Березанского палеопргиба составляет, по данным сейсморазведки, на Тарханкутском полуострове 2—5 км, в районе Джанкоя — 5—7, близ с. Стрелковое — 4—5, в своде Азовского вала — 2—3 км.

Строение земной коры под крымской частью киммерийского прогиба типично для структур рифтового типа [7]. Формирование этого тафро-геосинклинального прогиба сопровождалось образованием вдоль бортовых частей его крупных продольных разломов амплитудой до 2—3 км, установленных в районах косы Бакал, оз. Донузлав, южнее Геническа [7]. Северная Голицинско-Геническая зона разломов определяет на значительном участке южную границу Восточно-Европейской платформы, а южная (Донузлавско-Валокская) является границей сочленения грабена с Новоселовским поднятием герцинского фундамента. К югу от Джанкоя, где хорошо выражено южное крыло киммерийского прогиба, она ограничивает его внутреннюю наиболее прогнутую часть. Как и Южно-Крымский геосинклинальный трог, Северо-Крымский киммерийский прогиб заложился на разновозрастном фундаменте. На участке между мысом Тарханкут и Джанкоем основанием его было герцинское складчатое сооружение [17]. В районе Джанкоя ложем его служил клинообразный выступ карельского фундамента [14]. В пределах Азовского

моря приосевая зона прогиба была наложена на опущенный северный край байкальского складчатого сооружения, а северный борт его опирался на дорифейский кристаллический фундамент, граничивший с областью байкалитид по Азовскому глубинному разлому [14].

На рубеже триаса и юры раннекиммерийские прогибы Крыма были охвачены инверсией и складкообразованием (салгирская фаза тектогенеза). Эти движения положили начало структурного расчленения Южно-Крымского прогиба на частные поднятия и прогибы, усилившегося в предпозднеотарскую (донецкую) фазу тектогенеза, когда были заложены основные тектонические элементы современного ядра мегантиклинория [5, 19]. Последующие позднекиммерийские тектонические движения завершились образованием в начале мела единого Крымского глыбово-складчатого поднятия, испытавшего затем повторный (позднеальпийский) орогенез.

В Тарханкутско-Березанском прогибе салгирская фаза поднятий и складкообразования проявилась более интенсивно, чем в Южно-Крымском, и сопровождалась синорогенным гранитоидным и эффузивным магматизмом. В результате этих тектонических движений образовалось два крупных складчатых поднятия (антиклинория) — Азовский и Тарханкутский. Первое из них длительное время сохраняло приподнятое положение, погрузившись полностью под уровень моря лишь в конце олигоцена. Второе же было вовлечено уже в раннемеловое время в интенсивные опускания. Складчатые структуры этих раннекиммерийских антиклинориев отражаются в строении осадочного чехла в виде осложняющих Тарханкутский и Азовский валы двух систем антиклинальных складок сквозного и погребенного характера соответственно. Как установлено на Тарханкутском полуострове, антиклинальным зонам соответствуют, как правило, утолщения киммерийского комплекса пород, пропорциональные амплитуде складок в осадочном чехле. В ряде случаев антиклинальным структурам в палеогеновых отложениях соответствуют синклинали по поверхности докиммерийского фундамента (Карлавская складка и др.).

На закономерную связь резко выраженных тарханкутских дислокаций с киммерийским складчатым основанием впервые указал А. Е. Шлезингер [23]. Он выделил Тарханкутский киммерийский прогиб в пределах одноименного неогенового вала, полагая, что этот вал является отражением возникшего на месте прогиба инверсионного киммерийского складчатого поднятия, за пределами которого, в районе Джанкоя, триасово-юрские отложения маломощны и залегают плащеобразно на докембрийском фундаменте. Новые геолого-геофизические данные показали, что киммерийский геосинклинальный прогиб не замыкался в границах Тарханкутского вала, простираясь далеко за его пределы. По данным КМПВ (профиль Межводное — Стрелковое), мощность верхнепалеозойско-триасовых отложений в сторону Джанкоя не уменьшается, а увеличивается. Выяснилось, что на формирование Тарханкутского вала оказало глубинное влияние не только субширотное киммерийское складчатое сооружение но и погребенное под ним герцинское складчатое сооружение северо-западного простираения [17]. Позднеальпийские воздымания над ним были более интенсивными, чем в пределах смежных участков наложенного на него киммерийского прогиба, что и предопределило положение границ Тарханкутского вала.

Установлено, что и Азовский вал не соответствует области максимальных раннекиммерийских погружений и последующих инверсионных движений. Мощность киммерийского комплекса пород в пределах сводовой части вала меньше (2—3 км), чем в районе его западного замыкания (4—5 км) и смежной части Северо-Крымского прогиба (5—7 км у Джанкоя). Положение свода Азовского вала предопределено не столько активизацией киммерийского складчатого поднятия, сколько глубинным влиянием погребенного под ним байкальского складчатого сооружения, приподнявшего над собой киммерийский складчатый комплекс. Северная граница вала совпадает с подновленным краевым швом акти-

визировавшегося байкальского сооружения — Главным Азовским разломом (см. рис. 2).

В основе глубинного влияния байкальского и герцинского складчатых сооружений на формирование Тарханкутского и Азовского валообразных поднятий лежит, по-видимому, тот же механизм воздействия энергии мантийного тепла на континентальную кору, трансформировавшегося через эти складчатые сооружения. Об этом говорит полное совпадение контуров герцинского складчатого сооружения [17], Тарханкутско-Новоселовского неогенового поднятия и максимума плотности современного теплового потока [7]. Интересно, что Тарханкутскому и Азовскому раннекиммерийским складчатым поднятиям соответствуют совершенно разные структурные элементы альпийского чехла на уровне его подошвы (Северо-Крымский прогиб и Азовский погребенный вал) и в надмайкопских отложениях (Тарханкутский вал и моноклиналиное крыло Азово-Кубанской впадины соответственно). Причиной этих различий является, по-видимому, разное термодинамическое состояние верхней мантии — «горячее» и «холодное» — в пределах разных участков бывшего единого киммерийского палеопрогиба на ранне- и позднеплатформенном этапах их развития.

Резюмируя вышеизложенное, можно сделать следующие выводы.

1. Триасово-среднеюрские отложения в прогибах и грабенах Равнинного Крыма по вещественному составу и степени дислоцированности близки к разновозрастным породам Горного Крыма и образуют здесь зоны киммерийской складчатости. На склонах крупных поднятий, где мощность их небольшая, они приобретают характер сингеосинклиналиного чехла. В формировании зон киммерийской складчатости Равнинного Крыма и прилегающих акваторий морей основная роль принадлежит салгирской фазе тектогенеза, проявившейся в Тарханкутско-Березанском прогибе сильнее, чем в Южно-Крымском.

2. Раннекиммерийские геосинклиналиные прогибы Крыма, заложенные в позднем палеозое, сформировались на разнородных довернепалеозойских геологических структурах, находясь с ними в разных соотношениях. Они накладывались: а) на склоны байкальского и герцинского складчатых сооружений, подчиняясь их простиранию; б) на приосевые части этих сооружений, имея при этом характер грабенов; в) на зоны сочленения разновозрастных древних структур (см. рис. 2).

3. На формирование Тарханкутского и Азовского валообразных поднятий в осадочном чехле Скифской плиты и альпийского эпиплатформенного орогена Горного Крыма, образовавшихся в пределах бывших киммерийских прогибов, оказывали влияние не только киммерийские складчатые структуры, но и погребенные под ними более древние структуры, на которые были наложены киммерийские прогибы.

4. Активизация погребенных древних геологических структур и их глубинное влияние на формирование альпийских поднятий обусловлены, вероятно, воздействием мантийного тепла на нижние слои литосферы, которое трансформировалось через ее крупные внутренние неоднородности, какими являются погребенные древние складчатые сооружения.

#### Список литературы

1. Арбатов А. А., Каменецкий А. Е., Снегирева О. В. и др. Тектоника Крыма, Азовского моря и Западного Предкавказья в раннем мезозое // Сов. геология. 1974. № 5. С. 88—96.
2. Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 329 с.
3. Архипов И. В., Гайнанов А. Г., Гончаров В. П. и др. Глубинное строение Черноморской впадины к югу от берегов Крыма по данным геологических и геофизических исследований // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. XV. Вып. 2. С. 81—103.
4. Белоусов В. В. Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 234 с.
5. Бондаренко В. Г., Индутный Ф. Г., Керусов Н. В. О возрасте и битуминозности пород складчатого основания Азовского вала // Доп. АН УССР. 1976. Сер. Б. № 8. С. 675—678.
6. Геология СССР. Тектоника. Т. 8. Крым/Под ред. М. В. Муратова. М.: Недра, 1969. 575 с.
7. Геология шельфа УССР. Тектоника./Под ред. М. В. Муратова. Киев: Наук. думка, 1987. 152 с.

8. Денега Б. И. О возрасте и некоторых особенностях строения домеловых отложений Равнинного Крыма и Присивашья//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 3. С. 117—121.
9. Добровольская Т. И., Сапронова Э. Д. Источники сноса и стратификация обломочного материала юрских конгломератов юго-западного Крыма//Природные и трудовые ресурсы Левобережной Украины и их использование. Харьков: Изд. ХГУ, 1967. С. 11—12.
10. Моисеев А. С. О херсонесском (киммерийском) горообразовании и его проявлении в Крыму//Тр. Ленингр. о-ва естество-исп. 1937. Т. 66. Вып. 1. С. 6—33.
11. Муратов М. В., Бондаренко В. Г., Плахотный Л. Г., Черняк Н. И. Строение складчатого основания Равнинного Крыма//Геотектоника. 1968. № 4. С. 54—69.
12. Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Зверев С. М., Миронова В. И. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в центральной части Черноморской впадины//Вопросы методики глубинного сейсмического зондирования. М.: Наука, 1965. С. 51—83.
13. Новиков Э. А. Об абсолютном возрасте метаморфизованных сланцев Тарханкутского полуострова (Крым)//Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр. 1962. Вып. 4. № 24. С. 38—41.
14. Павлюк М. И., Богаец О. Т. Тектоника и формации области сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. Киев: Наук. думка, 1978. 146 с.
15. Плахотный Л. Г., Бондаренко В. Г. Платформенные структуры и магматизм нижней части чехла Равнинного Крыма//Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. Киев: Наук. думка, 1972. С. 211—221.
16. Плахотный Л. Г., Сиденко О. Г., Чир Н. М., Абашии А. А. О глубинной тектонике предгорий Крымских гор и происхождения экзотических известняковых глыб//Геол. журн. 1988. № 1. С. 120—127.
17. Плахотный Л. Г. Герциниды Крыма//Геол. журн. 1988. № 4. С. 76—85.
18. Плахотный Л. Г. Байкалиды Крыма//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 6. С. 3—13.
19. Славин В. И. Геологическая история Крымского полуострова в триасовом периоде//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61. Вып. 6. С. 46—50.
20. Славин В. И., Хаин В. Е. Раннекиммерийские геосинклинальные прогибы севера центральной части Средиземноморского пояса//Вестн. МГУ. Сер. геология. 1980. № 2. С. 3—14.
21. Соллогуб В. Б., Соллогуб Н. В. Строение земной коры Крымского полуострова//Сов. геология. 1977. № 3. С. 85—93.
22. Хмелевской В. К., Кузьмина Э. И. О глубине залегания палеозойского фундамента в Горном Крыму по геофизическим данным//Вестн. МГУ. Сер. геология. 1987. № 1. С. 119—122.
23. Шлезингер А. Е. Глубинное строение зоны Тарханкутских дислокаций и ее положение в структуре Крымского полуострова//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 6. С. 114—124.
24. Шлезингер А. Е. Положение горного Крыма в общей структуре юга СССР//Методика и результаты исследований зем. коры и верх. мантии. М.: Наука, 1972. С. 212—230.
25. Шнюков Е. Ф., Бондаренко В. Г., Сиденко О. Г. О сульфидной минерализации в диабазах Присивашья//Львов. минерал. сборн. 1979. Т. 33. Вып. 1. С. 85—88.
26. Suess E. Das Antlitz der Erde. 1908. Bd. III.

Объединение «Крымгеология»,  
Симферополь, 333045

Поступила в редакцию  
5.II.1987

УДК 550.34 (234.421.1)

© 1990

БОБРИНСКИЙ В. М., МАКАРЕСКУ В. С., ПОЯТА И. А.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ПРОМЕЖУТОЧНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ОЧАГОВ ЗОНЫ ВРАНЧА (ВОСТОЧНЫЕ КАРПАТЫ)

Рассматриваются причины возникновения сейсмичности промежуточной глубины в зоне Вранча, регионе с континентальной корой. На основании изучения геофизической информации, существующих геодинамических представлений делается вывод, что сейсмичность этого глубинного уровня возникает в результате наложения двух процессов: вертикального поднятия мантийного потока и латерального перемещения литосферной пластины. Это представление удовлетворительно согласуется с сейсмологическими данными. Мантийное тело, продуцирующее сейсмичность, пространственно приурочено к разломам, ограничивающим мантийную неоднородность и латерально перемещающуюся пластину, а морфокинематические параметры смещений в очагах, ориентация их в пространстве не противоречат установленной геодинамической ситуации.

### ВВЕДЕНИЕ

Два сильнейших землетрясения, происшедших в последние годы (1977 и 1986 гг.) в зоне Вранча, определили повышенное внимание ко всем аспектам сеймотектоники этого региона. Это обстоятельство породило, с одной стороны, большое количество публикаций, с другой — послужило толчком к постановке целого ряда специальных, направленных исследований.

В результате намечился существенный прирост информации, обобщение которой может приблизить нас к пониманию сложных геодинамических процессов, происходящих в очаговой зоне. Такого рода обобщение представляется своевременным и подготовленным уровнем наших общетеоретических представлений о строении и эволюции земной коры в целом и конкретных сведений о структуре примыкающего к зоне Вранча сектора Альпийско-Гималайского сейсмического пояса, а также рядом детальных проработок геолого-геофизического и сейсмологического плана, выполненных с целью познания тех или иных особенностей очаговой зоны.

Подавляющая часть гипотез о геодинамике зоны Вранча, развиваемых с начала 70-х годов, основана на сравнительном анализе ее параметров с параметрами активных континентальных окраин, где наблюдается сейсмичность, приуроченная к плоскостям Вадати—Беньофа. Эти представления базируются на основном на кажущемся смещении эпицентров к западу в зависимости от увеличения глубин, маркирующим якобы сейсмофокальную плоскость, и по сути дела в тех или иных вариантах постулируют погружение плиты Восточно-Европейской платформы под горное сооружение Восточных Карпат на глубины, соответствующие глубинам наблюдаемых гипоцентров (100—150 км) [22—25, 29—31, 37, 38].

Альтернативная этим представлениям гипотеза, которой придерживается ограниченное число исследователей, имеет более корректное фактологическое обоснование данными геофизики: глубинного сейсмического зондирования, гравитационного и магнитного полей, теплового потока, магнитовариационного профилирования и магнитотеллурического зондирования. Согласно этой гипотезе, современная структура Восточных и Южных Карпат и среднефокусная сейсмичность, локализованная на их стыке, обусловлены поднятием разогретого мантийного астенолита, деформировавшего верхние оболочки литосферы и привед-

шего к формированию глубинных мантийных разломов, к которым и приурочены среднефокусные землетрясения [5, 11, 12, 16].

И первая, и вторая гипотезы как единственные причины промежуточной сейсмичности противоречат логике. Вранчские промежуточные землетрясения — явление на земном шаре уникальное. Подобное, по мнению Б. Гутенберга и Ч. Рихтера [28], наблюдается еще лишь в двух точках планеты (Гиндукуш и Букараманга). Поэтому объяснить причину промежуточной сейсмичности «ординарным» геологическим явлением нельзя. Если бы сейсмичность района Вранча была обусловлена тектоническими процессами, широко распространенными в коре и верхней мантии Земли, то очаговые зоны, подобные вранчской, наблюдались бы во многих регионах мира.

Поэтому напрашивается вывод: или в зоне Вранча происходят еще неизвестные, какие-то особенные тектонические процессы, которые установлены на Земле только в районах Гиндукуша и Букараманга, либо здесь налицо «благоприятное» сочетание «ординарных» изученных и распространенных явлений, которые в определенной комбинации, накладываясь одно на другое, создают уникальную сейсмофокальную зону. При современной изученности геодинамики земного шара говорить о неустановленных и неизученных тектонических процессах трудно. Достовернее выглядит второе предположение. Отдавая ему предпочтение, мы полагали, что современная геолого-геофизическая и сейсмологическая изученность очаговой зоны и прилегающих областей позволяют нам не только достаточно определенно выявить эти тектонические процессы, но и подтвердить реальность их существования несколькими, желательно независимыми один от другого методами. Анализ в этом ключе всей весьма многоплановой фактической информации подтвердил высказанные предположения.

#### **ВЛИЯНИЕ ГЛУБИННЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ НА СТРУКТУРУ И КОРОВУЮ СЕЙСМИЧНОСТЬ КАРПАТСКОГО РЕГИОНА**

Рассмотрим данные о планетарной неоднородности верхней мантии, установленной сейсмологическими и геофизическими методами, которая протягивается с юго-запада на северо-восток по линии Сицилия — Скутари — Петч — Вранча и далее в том же направлении — Кишинев — Курск — Ухта, т. е. в направлении, секущем под разными углами и край Восточно-Европейской платформы, и структуры ее более молодого складчатого обрамления (рис. 1, врезка). На первом отрезке она выявлена исследованиями Ю. К. Шукина [18] и представляет собой субвертикальную плоскость, разграничивающую два крупных коромантийных блока с различной мощностью сейсмоактивного слоя: Альпо-Карпато-Динарский (мощность 20—40 км) и Балканский (мощность 200 км и более). На втором отрезке (Вранча — Кишинев — Курск — Ухта) неоднородность установлена В. Б. Соллогубом по данным глубинного сейсмического зондирования [11, 12, 16] и выражена телом веретенообразной формы, залегающим на глубинах 50—100 км и ограниченным на крыльях субвертикальными разрывами большой амплитуды. В пределах аномального мантийного тела скорость распространения упругих колебаний меньше (7,8—8,0 км/с), чем в прилегающей мантии (8,1—8,2 км/с).

В зоне сопряжения первого и второго отрезков, пространственно тяготеющей к области концентрации промежуточных очагов Вранча, мантийная неоднородность имеет аномальное строение. Геофизические исследования, проведенные по международному геотраверсу V [12, 16], позволили проследить здесь до глубин 125 км субвертикальную зону «возмущенной» мантии с очень прихотливым распределением по вертикали и латерали скоростей распространения упругих колебаний и плотностей, которое однозначно свидетельствует об общем уменьшении значений этих параметров в пределах возмущенной зоны. Кроме того, по скоростям зона очагов подразделяется на три субвертикальные части:

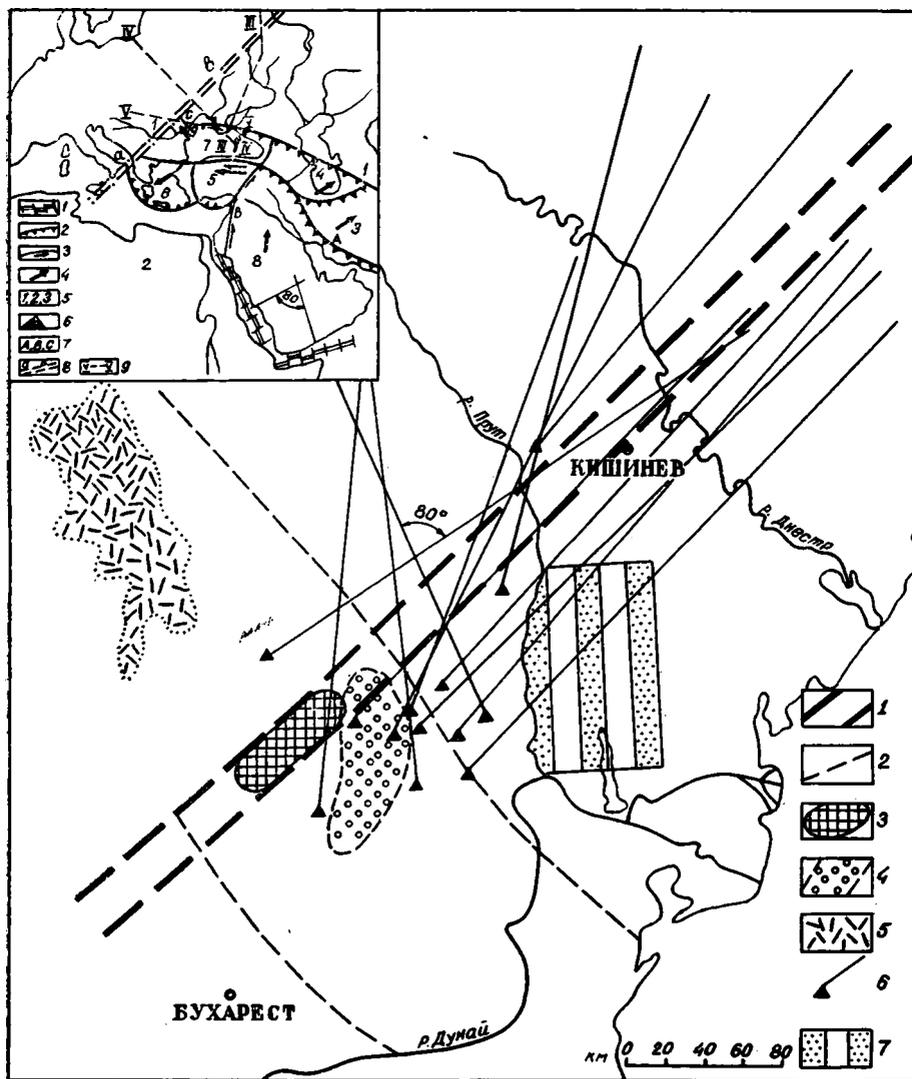


Рис. 1. Элементы тектоники, демонстрирующие приуроченность среднефокусных очагов землетрясений к зоне столкновения пластин с разнонаправленными движениями и подтверждающие глубинность пластины северо-западного движения (ПСЗД); иллюстрация направленности излучения сейсмической энергии, установленной по макросейсмическим данным. На врезке — схема движений плит и микроплит под действием дрейфа Аравийской плиты на северо-восток (по [33] с добавлениями авторов)

1 — глубинный разлом, ограничивающий мантийную неоднородность; 2 — разломы сдвиговой природы, по которым происходит горизонтальное перемещение пластины на северо-запад; 3 — «сейсмическая полоса» — область развития промежуточных очагов зоны Вранча, зарегистрированных с 1964 г. Детали ее строения отражены на рис. 4; 4 — наиболее погруженный сегмент Предкарпатского прогиба, где глубина подошвы миоценовых отложений превышает 9 км; 5 — поле развития молодых вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород; 6 — макросейсмические эпицентры сильных землетрясений и длинные оси эллипсов спада интенсивностей этих землетрясений; угол между экстремальными ориентировками осей составляет  $80^\circ$ ; 7 — местоположение фрагмента поверхности несогласия, представленного на рис. 3. На врезке: 1—3 — границы плит: 1 — конструктивные, 2 — деструктивные, 3 — сдвиговые; 4 — направления движения плит; 5 — плиты и микроплиты: 1 — Евроазиатская, 2 — Африканская, 3 — Иранская, 4 — Южно-Каспийская, 5 — Турецкая, 6 — Эгейская, 7 — Черноморская, 8 — Аравийская, 9 — ПСЗД; 6 — нормали к рифтовым системам Аденского залива и Красного моря; угол между направлениями действия сил растяжения равен  $80^\circ$ ; 7 — деструктивные и сдвиговые границы Аравийской плиты и других плит, где прямыми геологическими данными установлена вращательная компонента: А — Главный надвиг Загроса, В — Левантинская зона разломов, С — разлом Печиняга — Камена; 8 — глубинные разломы, ограничивающие мантийную неоднородность, установленные: а — по данным сейсмологии, б — глубинным сейсмическим зондированием; 9 — местоположения геотраверсов

восточную с минимальными скоростями (7,5—7,75 км/с), центральную — 7,75—8,0 и западную — более 8 км/с. Непосредственно под зоной, глубже отметок 125 км, наблюдается резкий подъем поверхности астеносферы, от 200 км на востоке до 70—100 км на западе, уже за пределами «возмущенной» зоны. Международный геотраверс V выявил к востоку от этой зоны на глубинах 60—100 км субгоризонтальный слой пониженной скорости и плотности, прослеживающийся вплоть до Крыма. Этот субгоризонтальный слой пониженных скоростей и плотностей совместно с субвертикальной «возмущенной» зоной Вранча составляет единое разуплотненное тело, соединяющееся с астеносферой по мантийным разломам, ограничивающим неоднородность. Внедрение этого тела с пониженной плотностью и скоростью прохождения упругих колебаний связывается с подъемом в орогенную стадию развития Карпат под Большой Венгерской депрессией глубинного разогретого астенолита [5, 16]. Поднятием разогретого разуплотненного мантийного материала обусловлено и формирование покровно-надвиговых структур Карпатского орогена, возникших в результате надвигания верхних оболочек земной коры в сторону от поднимающегося астенолита на край Восточно-Европейской платформы. Предполагаемые особенности тектонических процессов неизбежно должны были привести к формированию радиально-концентрической структуры Карпатского орогена, интуитивно предсказанной И. М. Суховым еще в 1964 г. [13] и выраженной системой радиально ориентированных сдвиговых нарушений, сходящихся в центре и разбивших надвинувшееся тело на ряд фрагментов. Именно с этих позиций в 1975 г. [21] была проведена интерпретация структуры Восточных Карпат с подразделением горного сооружения на ряд сегментов, отделенных один от другого радиально ориентированными сдвиговыми нарушениями. В орогенную и посторогенную стадии развития разноамплитудные латеральные перемещения сегментов в сторону древней Восточно-Европейской платформы привели к созданию современного структурного облика региона.

Наши исследования в этом плане касались в основном изучения особенностей деформированности осадочных отложений покрова платформы, испытавших боковое давление надвинувшегося с запада сложно дифференцированного аллохтонного тела. На первом этапе была проведена работа по диагностике, трассированию и определению возраста заложения и реактивации, а также морфокинематических характеристик разрывных нарушений. При этом анализе были использованы практически все геолого-геоморфологические и геофизические данные, позволяющие оценить стиль и степень деформированности осадочного чехла платформы, параметры нарушений, осложняющих его структуру.

Весьма информативными для расшифровки тектонической структуры края Восточно-Европейской платформы оказались данные по гидрогеохимии. Были использованы материалы по гидрохимическому районированию Молдавского артезианского склона и гелиевой съемке водоносных горизонтов. Эта новая независимая информация позволила выявить pronounced нарушения в литосфере, определить их направление и по контрастности гелиевых аномалий, приуроченных к разломам или их пересечением, установить возрастную и геодинамическую иерархию. Оказалось, что к наиболее древним разломам преимущественно раздвиговой природы приурочены особо контрастные гелиевые аномалии. Эти разломы имеют субвертикальную ориентировку плоскости сместителя и почти меридиональное направление. Субширотные разломы и разломы северо-западного простирания сопровождаются слабоконтрастными гелиевыми аномалиями и являются более молодыми [1—3]; морфологически это сдвиги и взбросы. Весь этот материал лег в основу классификации разрывных нарушений, которые сопоставлялись с аномальными проявлениями макросейсмических эффектов при землетрясениях. Большое внимание было уделено расшифровке космических снимков.

К сожалению, детальный комплексный анализ разрывных нарушений, осложняющих структуру краевой части Восточно-Европейской плат-

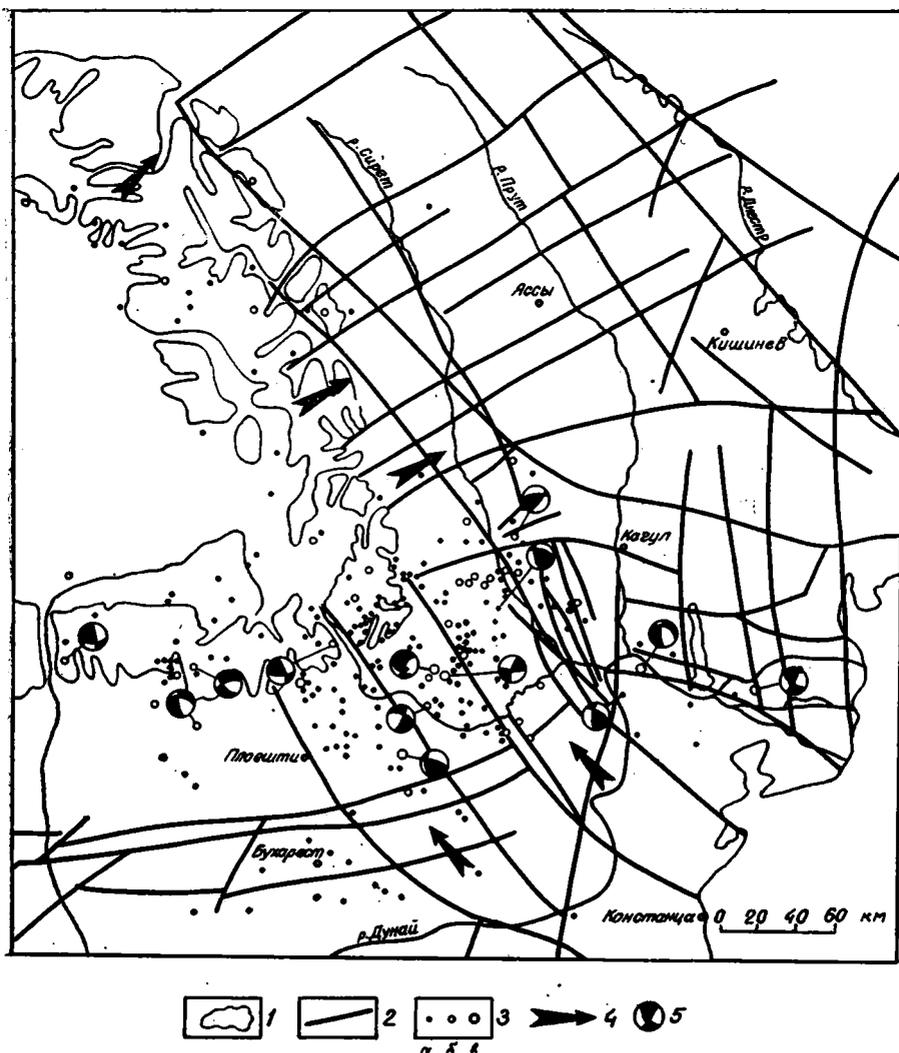


Рис. 2. Радиально-концентрическая структура, сформировавшаяся в результате продвижения орогенного сооружения Восточных Карпат на край Восточно-Европейской платформы

1 — сегменты горного сооружения, оконтуренные горизонталью +1000 м; 2 — разломы; 3 — коровые землетрясения с магнитудой: а —  $3,0 \leq M \leq 4,0$ , б —  $M > 4,0$ , в —  $M \geq 5,0$ ; 4 — направления современных горизонтальных движений, отраженных в поверхностных структурах; 5 — решения фокальных механизмов в стереографической проекции на нижнюю полусферу

формы, удалось осуществить только для территории междуречья Прут — Днестр; для остальной площади интересующего нас региона сведения по разрывной тектонике заимствованы из литературных источников. В частности, для участка платформы, находящегося к западу от р. Прут, использованы материалы тектонической карты Румынии [26]. Следует отметить, что, несмотря на такую разноплановость исходных данных по разрывной тектонике региона, получена удовлетворительная сходимость. Разломы, уверенно установленные на территории междуречья Прут — Днестр комплексным методом, удалось продолжить к западу, при этом их роль в структуре региона осталась той же.

Информация о строении орогенного сооружения, подразделение его на латерально смещенные фрагменты получены на основе морфологического изучения горного массива, проведенного морфометрическими методами. В частности, горизонталью +1000 м оконтурены отдельные сегменты горного сооружения, выделены линейно вытянутые разделяющие их пониженные участки. Оказалось, что подавляющая часть разломов,

установленных комплексными методами на платформе, при продолжении их к западу в пределы горного сооружения примыкает к линейным понижениям в рельефе, имея ту же, что и понижения в рельефе, ориентировку (рис. 2).

Выявленная система разрывных нарушений характеризуется двумя предпочтительными направлениями: перпендикулярным фронту надвинутого орогенного тела (северо-восточным, широтным и юго-восточным) и параллельным этому надвигу (северо-западным, субмеридиональным). Разломы этих двух направлений отличаются и по морфокинематическим характеристикам. Разрывы первого направления представляют собой типичные сдвиги, часто без вертикальной компоненты. Эти структуры четко выражены в гелиевом поле и хорошо идентифицируются геоморфологически, особенно на аэрокосмофотоснимках. Разломы второго направления имеют преимущественно взбросовую природу и уверенно выделяются геолого-геофизическими методами.

Разломы, ориентированные поперек горного сооружения Карпат, и разломы, имеющие одинаковые с ним простирания, в большинстве своем являются доорогенными и заложились на ранних стадиях геологического развития краевой части платформы. Эти древние разрывы имели простирания, «удобные» для перемещений при орогенном и современном полях напряжений, и поэтому реактивировались. Ограниченное число преимущественно мелких разломов заложилось заново, под влиянием латерального давления надвинувшегося горного сооружения.

Наши исследования показали, что на территории Днестровско-Прутского междуречья реактивация одних и «залечивание» других разломов привели к формированию областей с восходящей фильтрацией подземных вод и жестких блоков, характеризующихся преимущественно нисходящей фильтрацией флюидов. Анализ гидрохимической зональности в этих областях позволил выделить наиболее мощные дизъюнктивы, секущие земную кору на большую глубину. Ими оказались Днестровский, Прутский и Каменско-Комратский разломы [1]. К ним приурочены проявления хлоридно-натриевых и хлоридных, кальциево-натриевых рассолов, содержащих до  $150\,000 \cdot 10^{-5}$  мл/л растворенного гелия [10]. Возможно, эти нарушения проникают на 25—30 км и достигают глубины тектонического срыва.

Разломы поперечной ориентировки подразделяют Карпатскую дугу на ряд смещенных один относительно другого фрагментов, а осадочный покров платформы — на ряд пластин, также сорванных на определенных глубинных уровнях и смещенных в направлении действующих горизонтальных напряжений. При этом пластины, приуроченные к сегментам орогенного сооружения, испытавшим наибольшие латеральные перемещения, характеризуются повышенной дислоцированностью. В их пределах развиты деформации сжатия, выраженные вспучиванием, короблением, нагнетанием пластического материала, образованием структур типа взброшенного клина. Эти деформации явились главным тектоническим рельефообразующим процессом на примыкающем к орогену Восточных Карпат крае древней платформы. Поэтому здесь часто наблюдается несовпадение структурных планов поверхностных морфоструктур и погребенных складок (рис. 3).

Однако стройная и, казалось бы, логичная картина радиального надвигания орогенного сооружения нарушается однозначно доказанным [32] существованием сравнительно узкой (120 км) пластины, испытывающей движение, противоположное традиционному для Восточных Карпат направлению. В раннечетвертичное время эта пластина, нарушая сформировавшуюся в процессе радиального расхождения орогена структуру, начала двигаться на северо-запад, запечатлев это движение в смещениях фронтальных линий надвигов, искривлениях осей складок, по которым эти обратные движения и были установлены [32]. Авторам, впервые установившим эти подвижки, удалось оценить и амплитуды перемещения — 9—12 км, что позволяет оценить скорость перемещения в 3 мм/год.

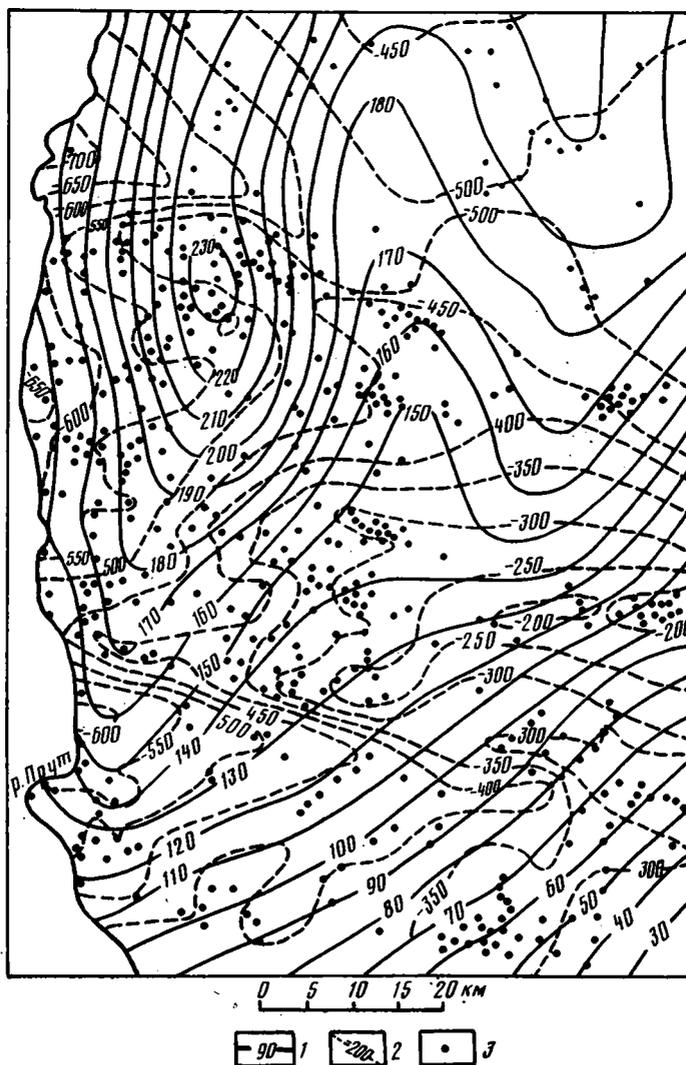


Рис. 3. Фрагмент структуры предпалеогеновой поверхности несогласия с наложенными элементами современного рельефа (см. рис. 1). Отчетливо видно азимутальное несовпадение (пересечение под прямым углом) погребенных структур и элементов рельефа

1, 2 — стратиоизогипсы: 1 предпалеогеновой поверхности несогласия, 2 — современного рельефа со снятыми эрозийными процессами и последующим сглаживанием методом скользящего среднего; 3 — скважины, вскрывшие предпалеогеновую поверхность несогласия

Для того чтобы однозначно ответить на вопрос, продолжают ли установленные геолого-геофизическими методами тектонические процессы и в настоящее время, мы обратились к материалам по коровой сейсмичности. Рисунок 2 иллюстрирует местоположение эпицентров коровых землетрясений за период 1964—1986 гг. по данным Мирового сейсмологического центра и по данным сети румынских станций. На карту нанесены землетрясения с магнитудой  $M \geq 3$ , зарегистрированные более чем семью сейсмическими станциями. Для 13 землетрясений приведены графические изображения решений фокальных механизмов в стереографической проекции на нижнюю полусферу. Механизмы построены на основе сведений о знаках первых смещений в волне Р.

Коровая сейсмичность Восточных и Южных Карпат и прилегающих к ним платформенных областей характеризуется в основном землетрясениями с магнитудой 3—4, существенно меньше событий с  $M > 4,0$ , и только для трех событий зарегистрированы  $M \geq 5,0$  (5,0; 5,1; 5,2). По-

давящая часть землетрясений локализована в пределах пластины северо-западного движения (ПСЗД) и тяготеет к разрывным нарушениям, осложняющим и ограничивающим ее. Здесь преобладают взбросо-сдвиговые смещения; при этом сдвиговые компоненты плоскостей вспарывания ориентированы вдоль разломов северо-западного простирания, по которым пластина дифференцированно смещается в этом направлении. В двух очагах механизм характеризуется левосторонним сдвигом.

В Южных Карпатах концентрация коровых очагов ниже. Приводимые механизмы указывают на субгоризонтальное напряжение растяжения, ориентированное вкрест простирания горного сооружения, и напряжения сжатия с взбросовым смещением в субвертикальной плоскости, ориентированной также перпендикулярно Южным Карпатам.

Еще более рассеянная и слабая сейсмичность наблюдается в Восточных Карпатах и в прилегающем к ним крае Восточно-Европейской платформы, расположенных к северо-востоку от ПСЗД. Построение механизмов здесь невозможно из-за недостатка информации о первых вступлениях в *P*-волне землетрясения, однако приуроченность отдельных эпицентров к разломам радиальной и продольной систем очевидна.

Слабая рассеянная сейсмичность характерна и для Мизийской платформы.

Таким образом, по геологическим и геофизическим данным установлено, что характерные в прошлом для верхних оболочек земной коры тектонические процессы продолжают и в настоящее время. И сейчас происходят радиальное перемещение орогена в сторону платформы, деформация ее осадочного чехла под действием латерального давления. Следовательно, в настоящее время существует причина этого перемещения — подъем под зоной Вранча разогретой и разуплотненной мантийной массы. В то же время сейсмичность однозначно свидетельствует о том, что в наше время на верхних уровнях коры продолжается движение узкой пластины в противоположном направлении — на северо-запад. Причем движение это, судя по современной коровой сейсмичности, происходит интенсивнее, чем радиальное надвигание орогена на Восточно-Европейскую платформу.

Пластина эта с однозначно выраженным в поверхностных структурах латеральным перемещением на северо-запад проходит непосредственно через зону Вранча с промежуточными землетрясениями (см. рис. 1). Поэтому выяснение геодинамических причин этого движения и, следовательно, глубинности процессов горизонтального перемещения для наших целей представляется весьма существенным.

#### **ГЕОДИНАМИКА ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ И МОДЕЛЬ ФОКАЛЬНОЙ ЗОНЫ**

Обзор геодинамической обстановки прилегающих территорий позволил установить тектоническую природу этих движений, которые сложной системой шарнирных передач связаны с раскрытием рифтов Аденинского залива и Красного моря, с продвижением Аравийской плиты на север и северо-восток [19]. В Тавро-Загросской зоне Аравийская плита погружается под Иранскую, вернее, происходит обдукция Иранской плиты, трассируемая выведенной на дневную поверхность полосой офиолитов и фронтальной зоной крупномасштабных надвигов [20, 39]. Приведенная в движение латеральным давлением система микроплит (Турецкая, Черноморская, Иранская, Эгейская, Южно-Каспийская), заключенных между глобальными Евроазиатской и Африканской плитами, испытывает сложные напряжения, приводящие к перемещению Черноморской и Эгейской плит на запад, северо- и юго-запад вдоль южного крыла Анатолийского разлома, а Южно-Каспийской микроплиты — на восток (см. рис. 1, врезка) [34]. В принципе здесь крупные блоки земной коры расходятся на запад и восток перед надвигающейся с юга Аравийской плитой. Подобное явление установлено и в месте столкновения Евроазиатской и Индийской континентальных плит. И в настоя-

шее время Индийская плита движется на север со скоростью 2 см/год. П. Таппонье с сотр. [40] показали, что подобная коллизия сопровождается крупномасштабными деформациями земной коры, распространяющимися далеко на север до Байкала. На территории Китая возникли крупные разрывы коры протяженностью до нескольких тысяч километров, вдоль которых крупные блоки земной коры раздвигаются в стороны, позволяя Индийской плите дрейфовать далее на север.

Аравийская плита движется на север и северо-восток в сторону Евразии со скоростью 4,8 см/год [33], и одна треть этого движения — 15 мм/год [14] реализуется правосторонними сдвигами по Анатолийскому разлому. Связано это с тем, что к западу от системы Левантинских разломов расположена область современного растяжения Средиземноморья [8]. Из 15 мм/год этих латеральных смещений на долю ПСЗД падает только 3 мм/год. Необходимо подчеркнуть, что скорость движения Аравийской плиты — 4,8 см/год складывается из скорости движения всей Африки (совместно с Аравийской плитой — 2,7 см/год) и скорости перемещения самой Аравийской плиты, обусловленной раскрытием рифтов Красного моря и Аденского залива (2,1 см/год) [35]. Суммарное направление действия этих векторов неизбежно должно привести к поступательно-вращательному движению Аравийской плиты, что ниже будет подтверждено сейсмологическими и геологическими фактами.

Связь латеральных перемещений, установленных по деформациям поверхностных структур, с взаимодействием литосферных плит и микроплит под влиянием раскрытия Аденского и Красноморского рифтов свидетельствует о глубинном характере этих перемещений, которые согласно положению новой глобальной тектоники, вероятнее всего, происходят по кровле астеносферного слоя. Глубинность северо-западного перемещения подтверждается и тем, что пластине, движущейся в этом направлении, сопутствуют тектонические элементы, глубинная природа которых бесспорна. Так, в контурах пластины расположен самый погруженный сегмент Предкарпатского прогиба (участок с 9-километровой глубиной залегания подошвы миоценовых отложений оконтурен на р. 1 по [26]). В тыловой части орогена, также в пределах пластины, развито поле молодых вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород — продуктов плавления сиалических масс, попавших при движении пластины в соответствующую термодинамическую обстановку (см. рис. 1).

Приведенный обзор весьма многоплановой информации о тех или иных аспектах геодинамических условий, господствующих в очаговой зоне Вранча и ее ближнего и дальнего окружения, свидетельствует, что на глубинном уровне в сейсмоактивном слое (100—150 км) происходит наложение двух хорошо известных и изученных на земном шаре геодинамических процессов. С одной стороны, по глубинным разрывам, ограничивающим планетарную мантийную неоднородность, поступает разогретый разуплотненный мантийный материал,двигающийся вначале в пределах «возмущенного» Вранчского тела вертикально вверх, а затем в более высоких горизонтах расходящийся латерально; с другой — этот поднимающийся вертикально мантийный поток испытывает в зоне Вранча горизонтальное давление, ориентированное с юго-востока на северо-запад, обусловленное другими геодинамическими причинами — сложным взаимодействием литосферных плит и микроплит, кинематика которых продиктована раскрытием Аденского и Красноморского рифтов. Предполагаемое противоборство двух разнонаправленных, но взаимодействующих, «мешающих» одно другому подкорковых течений, установленное на основании анализа геодинамических процессов, должно отразиться на особенностях сейсмичности региона.

#### **АПРОБАЦИЯ МОДЕЛИ ФОКАЛЬНОЙ ЗОНЫ СЕЙСМИЧЕСКИМИ ДАННЫМИ**

В первую очередь хотелось бы обратить внимание на пространственное положение эпицентров промежуточных землетрясений, их приуроченность к определенным тектоническим элементам и структурам (см.

рис. 1). Эпицентры промежуточных землетрясений локализованы в полосе шириной 30 и длиной 70 км, ориентированной в направлении юго-запад — северо-восток. Не трудно убедиться, что эта сейсмическая полоса пространственно тяготеет к мантийному разлому, по которому в зоне Вранча происходит подъем разуплотненного мантийного материала. Кроме того, длина сейсмической полосы вписывается в контуры пластины, испытывающей движение в северо-западном направлении, и за ее пределы не выходит (см. рис. 1). Такая пространственная приуроченность промежуточных очагов подчеркивает, с одной стороны, их зависимость от планетарной мантийной неоднородности и ее разрывных ограничителей, с другой — от ПСЗД, обусловленного раскрытием рифтов Аденского залива и Красного моря.

Направленное излучение вранчских очагов на северо-восток установлено давно, и до проведения работ по глубинному сейсмическому зондированию оно объяснялось или особенностями механизмов очагов [27], или структурной обусловленностью, связанной с существенной разницей в затухании сейсмических колебаний при их распространении вдоль и поперек простираний карпатских «поверхностных складок» [4]. После проведения геофизических работ по геотраверсам VI и III (см. рис. 1, врезка), позволившим выявить и в общих чертах оконтурить планетарную мантийную неоднородность, ориентированную в направлении максимального распространения сейсмических колебаний, т. е. на северо-восток, все больше исследователей стали связывать направление излучения с этой неоднородностью [11, 12, 16].

Не отрицая роли мантийной неоднородности в направленном излучении сейсмической энергии (без этого нельзя объяснить распространение колебательных движений ощутимой интенсивности до г. Москвы и далее), попытаемся вникнуть в детали этого явления. Главным подспорьем для такого рода анализа послужили пространственно-временные вариации параметров механизмов промежуточных землетрясений и макросейсмические поля всех сильных землетрясений этого глубинного уровня, охарактеризованные достаточным для уверенных построений фактическим материалом (представительная сеть пунктов-баллов, магнитуа, глубина гипоцентра). На первом этапе исследований для этих землетрясений были построены реальные поля интенсивности, а затем по уравнению макросейсмического поля [7] расчетные модели спада интенсивности, представляющие собой эллипсы. При достаточно удовлетворительной сходимости реального поля и расчетного длинная ось последнего принималась за направление максимального излучения сейсмической энергии. Поскольку в нашем распоряжении находился материал, характеризующий интенсивность сейсмических колебаний в основном территории Молдавии и прилегающих районов Украины, модели спада интенсивности, следовательно и направления максимума колебательных движений, уверенно определены только для северо-восточной половины эллипсов (см. рис. 1). По азимутам простирания длинные оси эллипсов объединяются в две группы: северо-западную — субмеридиональную —  $335-5^\circ$  и северо-восточную —  $25-55^\circ$ . Угол между крайними осями северо-западной и северо-восточной групп составляет  $80^\circ$ .

Для выяснения зависимости установленных изменений ориентировки направлений излучения максимальной сейсмической энергии от вариации параметров механизмов очагов были рассмотрены решения фокальных механизмов для 85 сейсмических событий, 80 из которых произошли за инструментальный период исследований, т. е. после 1964 г. Решения строились на основе данных о первых вступлениях  $P$ -волн, заимствованных из бюллетеней Международного сейсмического центра и единой сети сейсмических наблюдений СССР (Обнинск). В итоге были получены распределения азимутов простирания экстремальных осей напряжения ( $P$  — сжатия,  $T$  — растяжения) и  $B$  — нулевого удлинения, построенные шагом в  $10^\circ$  и сглаженные методом скользящего среднего с  $n=3$ .

Оси максимального сжатия  $P$  ориентированы субгоризонтально. 82% осей отклоняются от горизонта на угол, меньший  $25^\circ$ , а 52% имеют

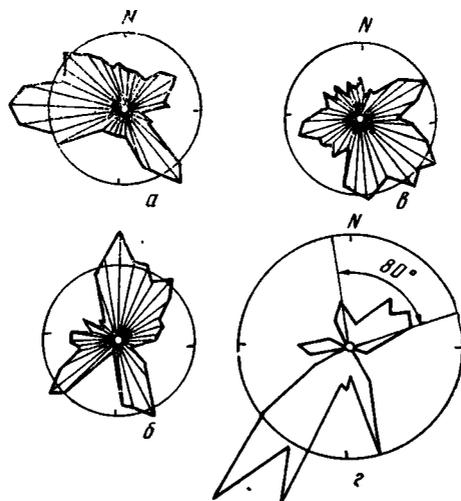


Рис. 4. Азимутальные распределения осей в очагах промежуточных землетрясений зоны Вранча  
Оси: *a* — сжатия, *б* — растяжения, *в* — нулевого удлинения, *г* — плоскостей вспарывания (характерен угол  $80^\circ$  между крайними системами)

угол с горизонтом, меньший  $10^\circ$ . Характерно, что только 48% осей сжатия проанализированных землетрясений ориентированы вкrest простирания очаговой зоны, хотя в это число входят наиболее сильные сейсмические события 1977 и 1986 гг., а также 5 из 13 землетрясений, имеющих  $M \geq 5$ . Наряду с этими осями сжатия, существуют события, оси *P* которых ориентированы вдоль зоны Вранча; они наблюдаются в центральной части зоны и отчасти на северо-восточной ее окраине (рис. 4, *a*).

74% векторов максимального растяжения, оси *T*, отклоняются от горизонта на угол, больший  $60^\circ$ . 40% всех векторов ориентированы в юго-восточных румбах, хотя при угле отклонения от горизонта более чем на  $60^\circ$  вклад этой компоненты в горизонтальное напряжение составляет менее 50, а при угле  $70^\circ$  — менее 30% (см. рис. 4, *б*). Из этого вытекает весьма существенный вывод о субвертикальной ориентировке напряжений растяжения в сейсмогенном объеме, что хорошо согласуется с представлениями о подъеме в очаговой зоне разогретой и разуплотненной мантийной массы и подтверждает высказанные в работе [17] положения о том, что в интервале глубин 70—170 км фиксируется поле напряжений, характерное для зон нагнетания материала с выжиманием его вверх.

Наконец, на рис. 4, *в* приведена пространственная ориентация азимутов простираний осей промежуточного напряжения (нулевого удлинения) — *N*, совпадающих в каждом отдельном очаге с направлением, в котором нет движения. Эта ориентация, установленная на основании методических принципов, изложенных в работах [9, 14], позволила определить два вектора тектонического смещения: с азимутами простираний  $90$ — $100$  и  $190$ — $200^\circ$ .

Таким образом, появилась возможность однозначного определения ориентации «рабочих» плоскостей вспарывания.

Распределение азимутов простираний основных «рабочих» плоскостей изображено на рис. 4, *г*; оно построено с округлением до  $10^\circ$  и весом, равным квадрату магнитуды. На диаграмме распределения вырисовываются две системы плоскостей, ориентированных в направлениях:  $340$ — $0$  и  $25$ — $60^\circ$ , с углом  $80^\circ$  между крайними системами, т. е. качественно и количественно азимуты простирания плоскостей вспарывания согласуются с ориентацией групп длинных осей эллипсов, характеризующих направленное сейсмическое излучение. Эта сходимость, несомненно, свидетельствует об определяющей роли механизмов очагов в направ-

ленном распространении сейсмической энергии, во всяком случае в области с радиусом в первые сотни километров от макросейсмического эпицентра.

В основной системе простираний северо-восток — юго-запад лежат плоскости вспарывания сильнейших за исследуемый период времени землетрясений (1940, 1977, 1986 гг.); с ней ассоциирует подавляющая часть длинных осей эллипсов сильных землетрясений, входящих в северо-восточную группу (см. рис. 1). Кроме того, плоскости вспарывания землетрясений с экстремальными энергетическими характеристиками пространственно совпадают с плоскостью глубинного разлома, ограничивающего мантийную неоднородность.

### ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ПАРАМЕТРОВ ПРОМЕЖУТОЧНЫХ ОЧАГОВ

Определив в общих чертах основные параметры поля тектонических напряжений сейсмоактивного объема зоны Вранча и пространственную ориентацию плоскостей вспарывания, возникающих под воздействием этих напряжений, попытаемся проследить их вариации во времени, так как только временные изменения параметров очаговой зоны могут охарактеризовать геодинамику сейсмического процесса.

На рис. 5 отражены временные вариации азимутов простираний плоскостей вспарывания вранчских среднефокусных землетрясений и их энергетические характеристики. Обращает на себя внимание зависимость между магнитудами землетрясений и изменениями во времени азимутов их «рабочих» плоскостей. Так, большинство землетрясений с магнитудами от 3,1 до 5,4 меняют во времени азимуты простирания плоскостей в диапазоне всего сектора наблюдаемых углов от 340 до 60°. При этом часто наблюдается определенное чередование: если сейсмическое событие имело плоскость вспарывания, ориентированную в субмеридиональных румбах, то следующее по времени событие происходит уже в плоскости, ориентированной в крайнем для установленной системы северо-восточном направлении, т. е. наблюдается вращение плоскости вспарывания в пределах всего сектора 340—60°. Землетрясения с магнитудами от 5,4 до 6 за наблюдаемый отрезок времени не зафиксированы. А для землетрясений с  $M > 6$  характерны стабильно ориентированные плоскости вспарывания, имеющие те же простирания, что и мантийные разрывы, ограничивающие вранчское «возмущенное» тело. К этим разрывам тяготеют плоскости вспарывания и ряда землетрясений с более низкими энергетическими характеристиками. Поэтому связь большинства сильных землетрясений с разрывами, ограничивающими мантийную неоднородность, представляется вполне определенной: смещения по ним происходят, когда накопленные в результате вертикального подъема вещества напряжения превышают сдерживающие усилия, возникающие в результате бокового давления ПСЗД. В таком случае вполне оправданным представляется предположение, что сейсмичность, характеризующаяся  $M$  3,1—5,4 и экстремальными колебаниями азимутов простираний плоскостей вспарывания, обусловлена напряжениями, которые генерирует ПСЗД на участке ее столкновения с «возмущенной» зоной Вранча. Этим, возможно, и следует объяснить «сейсмическую» брешь (отсутствие землетрясений с  $M = 5,4—6$ ). Напряжения, возникающие под воздействием ПСЗД, реализуются сравнительно слабыми землетрясениями с  $M = 3,1—5,4$ , а напряжения, генерируемые поднятием мантийного материала, в силу специфики тектонической обстановки (сдерживающая роль ПСЗД) высвобождают накопленную энергию лишь после перехода магнитудного предела 6.

Временные вариации простираний плоскостей вспарывания землетрясений с  $M = 3,1—5,4$  свидетельствуют о том, что движение пластины на северо-запад происходило и происходит с определенной вращательной компонентой, с которой и связаны колебания простираний разрывов. Поскольку движение пластины на северо-запад связывается с дрейфом Аравийской плиты на север и северо-восток под действием растягивающих напряжений, возникающих в рифтовых зонах Красного моря и

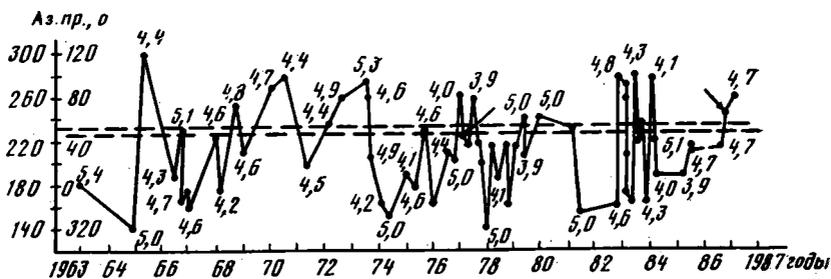


Рис. 5. Временные вариации азимутов простирания плоскостей вспарывания промежуточных землетрясений зоны Вранча с их энергетической характеристикой. Значения магнитуд подписаны у черных кружков; стрелками отмечены сильные события 1977 и 1986 гг. Двойная пунктирная линия соответствует простиранию мантийных разломов, ограничивающих вранчское «возмущенное» тело

Аденского залива, обращает на себя внимание тот факт, что угол между нормальными к Аденскому заливу и Красному морю, характеризующими азимутальную ориентацию растягивающих напряжений, составляет  $80^\circ$  (см. рис. 1, врезка). Следовательно, наблюдается полное совпадение между углами направления действия латеральных сил Аравийской плиты и их сейсмической реализации в очаговой зоне Вранча (угол между длинными осями эллипсов макросейсмических полей равен  $80^\circ$ , см. рис. 1; угол между системами плоскостей вспарывания равен  $80^\circ$ , см. рис. 4, з), несмотря на то, что передача этих напряжений происходит через сложную систему взаимодействующих плит и микроплит.

#### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОДТВЕРЖДЕНИЕ ПОСТУПАТЕЛЬНО-ВРАЩАТЕЛЬНЫХ ЛАТЕРАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

Однако наши размышления в этом плане были бы малоубедительными, если бы не подкреплялись прямыми геологическими доказательствами. Если Аравийская плита под действием расширяющихся то ли одновременно, то ли попеременно Аденского залива и Красного моря испытывала и испытывает поступательно-вращательные перемещения, то вращательная компонента этих движений должна быть запечатлена в особенностях деструктивных и сдвиговых границ как Аравийской плиты, так и участвующих в движениях под ее влиянием других плит и микроплит. В этом плане показательно строение зоны столкновения Аравийской и Иранской плит. Маркирующий ее Главный надвиг Загроса имеет сложное строение, свидетельствующее об изменении ориентации поля тектонических напряжений [20, 39]. Процесс надвигания по Главному надвигу складывался по крайней мере из двух крупных тектонических событий, иногда пространственно совпадающих, иногда отходящих одно от другого (речь идет о пространственном положении фронтальных зон надвигов). Более древние надвиги имели в плане большую кривизну фронтальных зон, отражающих пологие, почти горизонтальные плоскости смещения. Фронтальная часть молодого надвига расположена северовосточнее «древних»; его фронтальная линия более прямолинейна, и морфологически он представляет собой крутой, почти субвертикальный взброс со значительной правосторонней сдвиговой составляющей. Оба надвига затрагивают отложения до миоцена включительно и датируются как постплиоценовые.

Еще более полную информацию о наличии вращательной компоненты несет строение Левантинской зоны разломов — сдвигового ограничителя Аравийской плиты [8]. Общая амплитуда левосторонних сдвиговых смещений начиная с олигоцена или миоцена достигает 100—110 км, при этом 35—40 км приходится на плиоцен и антропоген. Продолжаются смещения и в настоящее время, о чем свидетельствует четкая геоморфологическая выраженность Левантинской зоны разломов, приуроченность к ним коровой сейсмичности. Характерно, что неравномерность или поочеред-

ность, а, может, и то и другое в раскрытии Красноморского и Аденоского рифтов привели к тому, что в зоне Левантинских разломов по их простиранию наблюдаются на общем сдвиговом фоне участки, испытавшие сжатие и растяжение. Так, в Ливане перемещение по разломам сопровождалось возникновением складчатых структур (антиклинали Ливана и Антиливана, синклинали долины Бекаа). К югу от этой области сжатия вдоль Левантинской зоны наблюдаются участки растяжения. Здесь функционирует система взаимопараллельных, кулисно подставляющих один другого левых сдвигов, между которыми возникают очень узкие и глубокие параллелограммовидные в плане щелевые грабены: грабен залива Акаба, грабен Мертвого моря, грабен Тивернадского озера и грабен Эль-Габ, находящийся на северном конце Левантинской зоны. Характерно, что в грабене Мертвого моря выделяются три чередующихся по тектоническим напряжениям этапа: первый — растяжение, когда происходило опускание дна моря и образование отложений; второй — сжатие, приведшее к интенсивной дислокации накопившихся осадков, и третий — снова растяжение, приведшее к возникновению щелевого грабена, залитого водами современного Мертвого моря.

Наконец, сдвиговое ограничение пластины северо-западного движения по разлому Печиняга — Камена (структурная граница между Северной и Центральной Добруджей) наряду со сдвиговой составляющей содержало на определенных этапах и движения иной ориентировки, приведшие кроме горизонтального смещения по субвертикальной плоскости разлома к надвиганию комплекса «зеленых сланцев» на более молодые породы Северной Добруджи [36] (см. рис. 1, врезка).

#### ТИПЫ ПОДВИЖЕК В СЕЙСМОГЕННОМ ОБЪЕМЕ

Своеобразная геодинамика зоны Вранча обусловила и неоднородную структуру сейсмогенерирующего объема по типам подвижек в очагах. Разнонаправленные сложные движения на мантийном уровне предопределили набор смещений, характеризующийся достаточно выдержанными морфокинематическими свойствами. В промежуточной зоне Вранча наблюдается три типа смещений: взбросы с вертикальной плоскостью смещения, взбросы с наклонной плоскостью сместителя и взбросо-сдвиги, т. е. типы подвижек Б, В и Г, по классификации [6] (рис. 6).

Вкрест простирания зоны и вдоль нее наблюдается определенная ранжировка в расположении очагов с различными типами подвижек. Так, в направлении, поперечном зоне, с юго-востока на северо-запад наблюдается следующая закономерность. На участке непосредственного контакта края ПСЗД с субвертикальными разломами, ограничивающими мантийную неоднородность, в «возмущенной» зоне Вранча преобладают сдвиго-взбросы, т. е. здесь ощутимо проявляется латеральная компонента. К северо-западу, в центральной части очаговой зоны, преобладают взбросовые очаги с наклонной плоскостью испарывания. Влияние бокового давления здесь еще ощущается. И наконец, на северо-западной окраине зоны, максимально удаленной от горизонтально двигающейся пластины, происходят единичные события с взбросовой подвижкой по субвертикальной плоскости сместителя.

Распределение очагов с различным типом подвижек вдоль очаговой зоны более сложное. Здесь отчетливо выделяются три участка: северо-восточный, центральный и юго-западный. В крайних участках (к ним, кстати, приурочены два сильных землетрясения 1977 и 1986 гг.) преобладают очаги с глубиной, большей 124 км, тип подвижки — взброс с наклонной плоскостью сместителя. Центральный участок зоны характеризуется пиками максимумов подвижек типа В по краям участка и преобладанием подвижек Г (взбросо-сдвиги) в центре. Следует отметить, что трехчленное деление очаговой зоны, наблюдаемое по ее простиранию, хорошо согласуется с подразделением ее по скоростям распространения упругих колебаний.

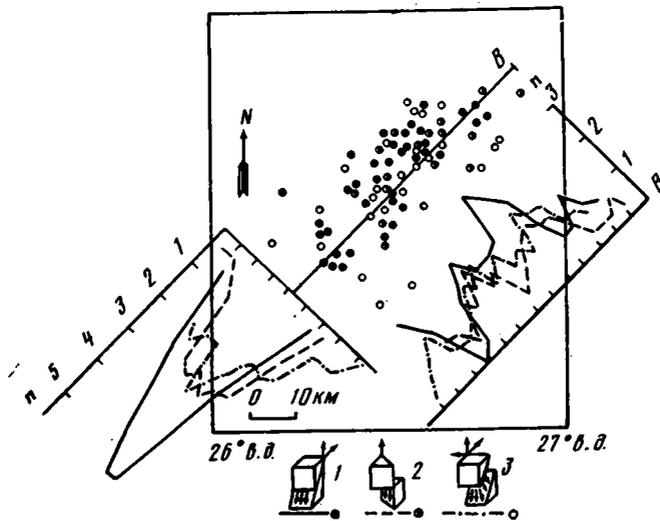


Рис. 6. Структура сейсмоактивного объема по типам подвижек в очагах промежуточных землетрясений зоны Вранча  
 1, 2 — взбросы: 1 — с наклонной плоскостью сместителя, 2 — с вертикальной плоскостью сместителя; 3 — взбросо-сдвиги

Продольная зональность по типам подвижек в зоне Вранча также удовлетворительно согласуется с представлениями о противоборстве двух разнонаправленных мантийных потоков и выводом о поступательно-вращательном движении северо-западной пластины.

### ВЫВОДЫ

Проведенные исследования и полученные при этом результаты позволяют сделать ряд существенных, по нашему мнению, выводов. Установленная геодинамическая причинность промежуточной сейсмичности, заключающаяся в столкновении двух разнонаправленных движений мантийного материала, позволяет подойти к временному прогнозу сейсмических событий. Инструментальными методами возможна оценка одной составляющей этого процесса — перемещения пластины в северо-западном направлении; корреляционные взаимоотношения между этим движением и промежуточной сейсмичностью, возможно, могут быть положены в основу прогностических выводов. В этом плане весьма своевременно приступили к инструментальным наблюдениям за горизонтальными перемещениями румынские исследователи. Созданный ими геофизический полигон Грую — Кэлдэрушани позволит установить количественную характеристику латерального смещения по одному из твердо протрассированных разломов [32].

Кроме того, установленные особенности поведения вещества сейсмоактивного объема дополняют существующие представления о физическом состоянии мантии. Утвердившееся мнение о том, что мантийное вещество ведет себя как вязкая жидкость при медленных движениях и как твердое тело, способное к разрывным деформациям, при краткосрочных изменениях нагрузки [15], может быть дополнено выявленной закономерностью, которая свидетельствует о том, что и при медленных перемещениях, в случае, когда накладываются одно на другое разнонаправленные движения, создавая в принципе турбулентное течение в мантийном объеме, вещество ведет себя как твердое тело, реагируя разрывом сплошности на запредельные нагрузки.

### Список литературы

1. Бобринский В. М. Гелиеносность и химический состав подземных вод основных прдуктивных водоносных горизонтов Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1988. 171 с.

2. **Бобринский В. М., Макареску В. С., Морару К. Е.** Отражение разрывных нарушений в гелиевом макросейсмическом и гидрогеохимическом полях Молдавии//Докл. АН СССР. 1986. Т. 208. № 5. С. 1181—1184.
3. **Бобринский В. М., Макареску В. С., Морару К. Е.** Тектонические факторы, определяющие строение гелиевого, макросейсмического и гидрогеохимического полей Молдавии//Геотектоника. 1987. № 2. С. 77—90.
4. **Бунз В. И., Раду К., Полякова Т. П.** Анализ карт изосейст вранчских землетрясений 10 ноября 1940 г. и 4 марта 1977 г.//Детальные инженерно-сейсмологические исследования. М.: Наука, 1986. С. 126—135.
5. **Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Кулик С. Н. и др.** Комплексная геофизическая модель литосферы Восточных Карпат//Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований. Киев: Наук. думка, 1980. 279 с.
6. **Вермишева Л. Ю., Гангнус А. А.** Проблема пространства в сейсмотектонике//Природа. 1975. № 11. С. 86—94.
7. **Кондорская Н. В., Шебалин Н. В.** Основные сейсмологические данные//Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980. С. 21—24.
8. **Милановский Е. Е.** Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1987. С. 295.
9. **Симонова Н. А.** Однозначное определение плоскости разрыва в очагах Карпатских землетрясений//Новые данные по сейсмичности и тектонике территории Молдавской ССР. Кишинев: Штиинца, 1975. С. 52—65.
10. **Созинова Т. В., Бобринский В. М.** Гелий в подземных водах центральной части Молдавии//Сов. геология. 1981. № 3. С. 113—118.
11. **Соллогуб В. Б.** Земная кора Украины//Геофиз. журн. 1982. Т. 4. № 4. С. 3—25.
12. **Соллогуб В. Б.** Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 180 с.
13. **Сухов И. М.** Изучение геологического строения Карпатского региона на базе разломно-блоковой тектоники в целях разработки наиболее рационального направления поисков и разведки нефти, газа и подземных вод//Палеонтология, геология и полезные ископаемые Молдавской ССР. Кишинев: РИО АН МССР, 1968. Вып. 3. С. 92—115.
14. **Теркот Д., Шиберт Дж.** Геодинамика. М.: Мир, 1985. 730 с.
15. **Хамза В. М.** Тепло Земли и геотермальные ресурсы//Живая планета Земля. Тектоника плит. Наука и общество. М.: Прогресс, 1988. ЮНЕСКО. Импакт № 1. С. 19—31.
16. **Чекунов А. В.** Тектоническая модель сейсмоактивного района Вранча в Карпатах//Геол. журн. 1987. Т. 47. № 4. С. 3—11.
17. **Щукин Ю. К., Добрев Т. В.** Глубинное геологическое строение, геодинамика и геофизические поля очаговой зоны Вранча//Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М.: Наука, 1980. С. 23—27.
18. **Щукин Ю. К., Лястих Т. Е.** Геодинамика и сейсмичность//Итоги науки и техники. Сер. Общая геология. 1981. Т. 14. С. 15—25.
19. **Almond D. C.** Geological evolution of the Afro-Arabian dome//Tectonophysics. 1986. V. 131. N 3, 4. P. 301—332.
20. **Braud J.** Les formations du Zagros dans la region de Kermanshah (Iran) et Leurs rapport structureaux//C. r. Acad. sci. 1970. T. 271. P. 1241—1244.
21. **Caïre A.** Les règles de la fracturation continentale et le rôle des geofractures dans l'évolution de l'écorce terrestre//Rev. Geogr. Phys. Dyn. 1975. V. 17(4). P. 319—354.
22. **Constantinescu L., Constantinescu P., Cornea J., Lăzărescu V.** Recent seismic information on the lithosphere in Romania//Rev. roum., geol., geogr., geophys. Geophysique. 1976. N 20. P. 33—40.
23. **Constantinescu L., Cornea J., Lăzărescu V.** An Approach to the Seismotectonics of the Romanian Eastern Carpathians//Rev. roum. geol., geophys., geogr. Geophysique. 1973. V. 17. N 2. P. 133—143.
24. **Constantinescu L., Cornea J., Lăzărescu V.** Seismotectonic Map of Romania//Proc. Sem. UNDP/UNESCO Surv. Seism. Balk. Reg. Dubrovnic, 1973. 1974. P. 117—143: and maps.
25. **Constantinescu L., Cornea J., Lăzărescu V.** Seismotectonic Map of the Romanian Territory//13-th Sess. Europ. Comm. Seism. Braşov, 1972. Techn. Econ. Stud. D. Geoph. Prosp. 1975. N 10. P. 291—298.
26. **Dumitrescu J., Sandulescu M., Popescu J.** Tectonica, Evolutia, Paleogeografica//Atlasul. RSR. Bucureşti, 1976. F. II-2.
27. **Enescu D., Smaibergi V.** Directivity functions and theoretical isoseismal lines of the strong Vrancea earthquakes//Rev. roum. géol., geophys., et geogr. Ser. geophys. 1980. V. 24. N 2. P. 235—254.
28. **Gutenberg B., Richter C. F.** Seismicity of the Earth and associated phenomena. Princeton Univ. Press, 1952. 310 с.
29. **Iosif T., Iosif S.** Some tectonic aspects of Vrancea region//14-th Sess. Europ. Comm. Seism. Abstr. Trieste, 1974.
30. **Iosif T., Iosif S.** The Vrancea earthquake of March 4, 1977 a multiple seismic event//Rev. roum. phys. 1978. V. 23. P. 3—17.
31. **Iosif T., Iosif S.** Cutremurul vrancean din 4 martie 1977, eveniment seismic multiplu și implicațiile lui seismotectonice. În Cerc. seism. asupra cutr. 4 martie 1977//Etit. J. Cornea și C. Radu. ICEFIZ, 1979. P. 65—102.
32. **Lazarescu V., Popescu M. N.** Shallow VS deep old recent tectonic movements at the Eastern Carpatians arc bend//Tectonophysics. 1986. V. 131. N 3, 4. P. 287—299.
33. **Le Pichon.** Sea floor spreading and continental drift//Geophys. Res. 1968. V. 73. N 12. P. 3661—3697.

34. *McKenzie D.* Active tectonics of the Mediterranean region//*Geophys. J. Roy. Action. Soc.* 1972. V. 30. N 2. P. 109—185.
35. *Mouroozi Ali A.* Seismo-tectonics of the Persian plateau. Eastern Turkey, Caucasus and Hindukush region//*Bull. Seismolog. Soc. Amer.* 1971. V. 61. N 1. P. 3—17.
36. *Mureşan M.* Asupra prezentei unei ferestre tectonice în zona sisturilor verzi din Dobrogea centrală (regiana Alfin Tepe)//*Dari de seama ale şedintelor Inst. Geol. al României.* Bucuresti, 1971. V. LVII. P. 127—155.
37. *Radu S.* Contribution a l'étude de la séismicité de la Roumanie et la comparaison avec la seismicité du bassin méditerranéen et en particulier avec la seismicité de la France de Sud-Est. Thèse Univ. de Strasbourg, 1975.
38. *Rădulescu D. P., Cornea J., Sandulescu M. et al.* Structure de la croûte terrestre en Roumanie, essai d'interpretation des études sismiques profondes//*An. Inst. Geol., Geof.* 25-th Geol. Congr. Sidney, 1976. N 1. P. 5—36.
39. *Ricou L. E.* Le croissant ophiolitique périarabe, une ceinture de nappes mises en place au crétacé supérieur//*Rev. geogr., phys., et geol. dun.* 1971. V. XIII. F. 4. P. 327—350.
40. *Tapponier P., Peltzer F., Le Dain A.-Y. et al.* Propagating extrusion tectonics in Asia, new insights from simple experiments with plasticine//*Geology.* 1982. V. 10. P. 611—616.

Институт геофизики и  
геологии, Кишинев,  
277028

Поступила в редакцию  
27.VI.1989

УДК 551.243.12(571.5)

© 1990

БАЛЛА З., КУЗЬМИН М. И., ЛЕВИ К. Г.

## КИНЕМАТИКА РАСКРЫТИЯ БАЙКАЛА

Проведена оценка гипотез раскрытия Байкальской рифтовой зоны на основе кинематического моделирования. Основой моделирования является эксперимент по восстановлению ситуаций до предполагаемых перемещений. При выполнении каждого эксперимента осуществляется проверка геологических последствий и соответственно решается задача выбора наилучшей модели. Моделирование закрытия Байкальской впадины показало, что «рельсами» перемещения по которым можно закрыть впадину, служат разломы, причем ведущую роль играют сдвиги субширотного простирания. Метод кинематического моделирования позволяет проверить соответствие умозрительных моделей горизонтального перемещения блоков, наметить наиболее уязвимые моменты этих моделей и скорректировать направления дальнейших исследований.

## ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время вряд ли могут быть серьезные сомнения в том, что Байкальская впадина возникла в результате растяжения литосферы. Одним из первых, кто отстаивал точку зрения о ведущей роли горизонтального раздвижения при формировании как Байкальской впадины, так и Байкальской рифтовой зоны, включающей в себя эту впадину, был В. В. Ламакин [5], выделивший пять зон сдвигов, которые, как он полагал, играют решающую роль в раскрытии всей зоны (Восточно-Саянский, Южно-Байкальский, Поперечно-Байкальский, Северо-Байкальский и Муйский сдвиги). Эти сдвиги имеют такую ориентировку, которая по схеме Э. Андерсона [22] увязывается с ориентировкой осей главных нормальных напряжений в очагах землетрясений [7], обеспечивая раздвижение впадины и перемещение ее продольной оси в юго-восточном направлении (рис. 1, а).

На основании детального картирования разломов и полей напряжений в конце 60-х и в 70-х годах, главным образом структурно-геологическими методами, особенности разломной структуры самой Байкальской впадины и рифтогенных структур, входящих в состав Байкальской рифтовой зоны в целом, предстали в несколько ином свете [16, 17]; ведущая роль в раздвижении Байкальской впадины ряда сдвигов, выделенных В. В. Ламакиным, не была подтверждена. По данным ревизии результатов геологического картирования кайнозойских и сейсмоактивных разломов [12—14], С. И. Шерманом и К. Г. Леви в Байкальской рифтовой зоне были выделены субширотные зарождающиеся трансформные разломы, перемещения по которым, как полагалось, обеспечивают раскрытие Байкальской впадины [19, 20].

В качестве трансформных рассматривались системы разломов на флангах рифтовой зоны, а полюс раскрытия определялся в районе плато Путорана — устья р. Хатанга. Анализ непосредственно наблюдаемых компонент смещений в зонах разломов и компонент смещений в очагах землетрясений [8] позволил установить левосторонний характер смещений вдоль зон трансформных разломов с примерно трехкратным преобладанием горизонтальной компоненты над вертикальной. Проведенное в середине 80-х годов площадное структурно-геологическое картирование полей напряжений [18] привело к заключению о том, что высказанная гипотеза вполне правдоподобна.

Примерно в это же время Л. П. Зоненшайном и др. [2, 3] на основании обработки данных по ориентировке напряжений в очагах землетрясений получена модель с северо-запад — юго-восточным раздвиже-

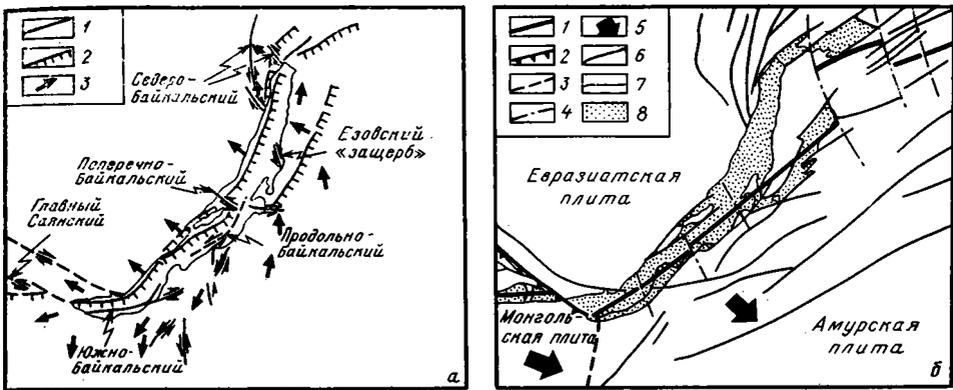


Рис. 1. Модели раскрытия Байкальской рифтовой зоны  
 а — модель В. В. Ламакина [5] с упрощениями: 1 — сдвиги, 2 — сбросы, 3 — направление перемещения блоков, обеспечивающего раздвижение Байкальской впадины.  
 б — модель Л. П. Зоненшайна с соавт. [8] с упрощениями и в сопоставлении с главными структурными и морфологическими элементами: 1—3 — границы плит: 1 — растяжение, 2 — сжатие, 2 — скольжение; 4 — трансформные разломы, проведенные по зонам сгущения эпицентров землетрясений; 5 — направление движения плит по отношению к Евразийской плите; 6—8 — структурные и морфологические элементы (по [4]): 6 — генеральные разломы, 7 — береговая линия и геологические границы, 8 — озера и осадочное заполнение впадин в области нисходящих движений

нием системы впадин Байкальского рифта, обеспечивающимся вращением Амурской плиты против часовой стрелки по отношению к Евразийской плите вокруг полюса с координатами  $56,3^\circ$  с. ш. и  $118,5^\circ$  в. д. В этом случае в качестве аналогов трансформных разломов рассматривались зоны сгущения эпицентров землетрясений север — северо-западной ориентировки (см. рис. 1, б).

Таким образом, все рассмотренные выше гипотезы единодушны в оценке роли горизонтальной составляющей в формировании системы рифтогенных впадин Прибайкалья и расходятся лишь в оценке направления этого раздвижения. Поэтому в рамках международной программы «Земная кора (структура, эволюция и металлогения)» летом 1987 г. нами были проведены совместные работы в Байкальской впадине и намечены основные задачи по изучению процессов ее раскрытия с признаком равноправными всех ранее высказанных гипотез.

В ходе полевых работ 1987 г. и последующего анализа опубликованных материалов было сделано заключение, что асимметрия впадин и поднятий Прибайкалья наилучшим образом объясняется в рамках представлений С. П. Плешанова и А. А. Ромазиной [11], т. е. с допущением, что вертикальные перемещения блоков происходят по выполаживающимся с глубиной разломам (листрическим сбросам). Однако вопрос о роли горизонтальной составляющей и ее ориентировке в пространстве только прямыми полевыми наблюдениями не может быть решен однозначно.

По мнению авторов, для уточнения последних может оказаться эффективным косвенный метод кинематического моделирования [23, 24], в основу которого положена следующая идея. Любые гипотезы должны проверяться практикой; в случае кинематических построений такой практикой являются эксперименты по восстановлению ситуации до предполагаемых движений. При выполнении каждого эксперимента осуществляется проверка геологических последствий, и, таким образом, задача решается опытным путем с выбором наилучшей модели. В приложении к обсуждаемой проблеме эксперименты проводили в двух направлениях: по проверке предложенных ранее моделей и по рассмотрению вопроса, как можно закрыть впадину Байкала. Но прежде чем перейти к моделированию, представляется целесообразным сделать обзор сведений по тектонике региона.

Разломная структура системы байкальских впадин в кайнозое развивалась под существенным влиянием дорифтового субстрата, пережившего богатую событиями тектоническую историю длительностью более 1,5 млрд. лет. Поэтому естественно, что многие активные в кайнозое разломы Прибайкалья унаследовали трассы более древних разломных зон. Подробно вопрос об этой унаследованности был рассмотрен ранее [15], а здесь мы только акцентируем внимание на пространственной ориентировке закартированных активных в кайнозое разломов. По характеру ориентировки разломов и сочетанию типов перемещений по ним в пределах рифтовой зоны отчетливо выделяются три крупных сегмента: Юго-Западный фланг, Центральная часть и Северо-Восточный фланг.

На **Юго-Западном фланге**, имеющем широтную ориентировку и включающем Тункинскую и Южно-Байкальскую впадины, широко проявлены субширотные ориентированные разломы с преобладающей левосдвиговой компонентой смещения, превышающей вертикальную примерно в 2,5—3,5 раза. Перемещение по сдвигам и сбросо-сдвигам способствовало развитию локальных взбросов, имеющих северо-западное простирание и характеризующихся небольшими амплитудами перемещений [21].

В **Центральной части** рифтовой зоны, имеющей северо-восточную ориентировку и включающей в себя Центрально-Байкальскую и Баргузинскую впадины, преобладают разломы главным образом северо-восточного простирания. Это сбросы, иногда с очень небольшой по амплитуде лево- или правосторонней сдвиговой компонентой, которая обычно не превышает 10—15% вертикальной амплитуды. В Центрально-Байкальской впадине, в бортах и ее днище наблюдается параллелизм разломных структур, контролирующей развитие береговой линии озера [6], а сама впадина, вероятно, «замыкается» в так называемом Езовском «защербе» (по [5]). В Северо-Байкальской и Баргузинской впадинах разломы сохраняют северо-восточную ориентировку. Однако сами впадины располагаются косо к разломным зонам, под углом около 30°. Поэтому тектонический контроль береговой линии самой озерной (Северо-Байкальской) впадины хотя и имеет место, однако носит более сложный характер, чем у расположенной юго-западнее Центрально-Байкальской впадины. Похожая картина имеет место и в Баргузинской впадине.

**Северо-Восточный фланг** так же, как и Юго-Западный, имеет субширотную ориентировку, но разломные зоны и связанные с их развитием структуры ориентированы здесь в северо-восточном направлении. Большинство их являются новообразованными структурами, дискордантно наложенными на древние разломные зоны. Подчиненную роль играют разломы северо-западной ориентировки. Преобладающие смещения носят сбросо-сдвиговый характер с несколько более чем двукратным преобладанием по амплитуде горизонтальной составляющей. Разломы широтного простирания играют подчиненную роль, а дешифрирование аэрокосмофотоматериалов позволяет предполагать, что эти разломные зоны совсем недавно начали появляться в кайнозойской разломной структуре.

#### КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ПРОВЕРКА ПРЕДЛОЖЕННЫХ РАНЕЕ МОДЕЛЕЙ

*Модель В. В. Ламакина* (см. рис. 1, а) не поддается проверке путем кинематического моделирования, поскольку границы между единицами,двигающимися в разных направлениях, в ряде случаев не показаны, и даже намеченные границы слишком коротки. Иными словами, в этой модели отсутствует основное, что необходимо для моделирования, — четкое оконтуривание блоков.

*Модель Л. П. Зоненшайна и др.* [2, 3] с точки зрения кинематического моделирования безупречна. В то же время трансформные зоны

ССЗ—ЮЮВ-простирации, выделенные по сгущению эпицентров землетрясений, практически не отражаются в геологической структуре (см. рис. 1, б). Это означает, что данные трансформы существуют столь короткое время, что перемещения по ним (очевидно, из-за малой их суммарной амплитуды) не успели привести к приспособлению структурного рисунка к этим движениям. Иными словами, данная модель *отражает только мгновенную кинематику и не может быть использована для характеристики конечной кинематики.*

Модель С. И. Шермана и К. Г. Леви [19, 20] в свою очередь вполне соответствует геологической структуре региона и легко поддается проверке путем кинематического моделирования. Но прежде чем изложить полученные результаты, необходимо сделать замечание общего характера. Поскольку в модели фигурируют трансформы, то необходимо отказаться от применения схемы Э. Андерсона [22] для увязки направлений растяжения, выведенных по решению фокальных механизмов землетрясений и образующих значительный угол с трансформами. Сущность идеи трансформов как раз и заключается в том, что направление и амплитуда перемещения вдоль трансформов совпадают с таковыми в зонах раздвижения (или схождения), в которых трансформы заканчиваются [26, 29]. Поэтому при моделировании восстанавливались смещения строго вдоль трансформов, как это было указано и в принципиальной схеме С. И. Шермана и К. Г. Леви (см. [19], рис. 1, а; [20], рис. 2, а).

В этой модели были намечены три трансформы: надежные южный и северный, а также предполагаемый средний.

1. Южный (Тункинский) трансформ соединяет южное окончание Центрально-Байкальской котловины с северным окончанием впадины оз. Хубсугул (рис. 2, а). Он проведен вдоль южного борта Тункинской впадины, контролируя ее очертания. Выклинивание этой впадины как к западу, так и к востоку трудно увязать с механизмом ее возникновения при установленном сдвиговом характере контролирующего разлома.

Основным кинематическим условием является равенство раскрытий на обоих концах трансформы в направлении, параллельном его простиранию (см. рис. 2, б). Учитывая реальное размещение осей депрессий и трансформы, легко заметить, что раскрытие вкрест депрессии в Хубсугульской впадине должно быть больше, нежели в Центрально-Байкальской. Однако на основании наблюдаемых размеров и глубин этих депрессий в это трудно поверить. Наверное, несоответствие может быть снято, если исходить из факта, что смещение по Тункинскому трансформу компенсируется раскрытием не только Хубсугульской, но и Дарханской, возможно, и Бусейнгол-Белинской впадин, расположенных западнее Хубсугульской и образующих вместе с ней систему параллельных впадин.

Рассматривая далее раскрытие Южно-Байкальской впадины, необходимо изменить модель с допущением некоторого раскрытия вдоль Тункинского разлома, который при этом перестает быть трансформой в строгом смысле этого слова. Одной из возможностей является постепенное раскрытие с запада на восток (см. рис. 2, в). При этом вместо ожидаемого постепенного нарастания растяжения в восточном направлении между Тункинской и Байкальской впадинами наблюдается перемычка, за которой Южно-Байкальская котловина начинается внезапно. Кроме того, не находит объяснения излом южного берега Байкала при практически прямолинейном северном побережье.

Другая возможность может усматриваться в повороте вокруг полюса на перемычке западнее Култука (см. рис. 2, г). При этом Южно-Байкальская котловина должна бы равномерно расширяться к востоку, но это имеет место лишь в ее западной трети. В области, лежащей к западу от полюса поворота, следовало бы ожидать сжатия, геометрически даже больше растяжения в Южно-Байкальской котловине. На самом же деле здесь не только нет сжатия, но вместо него имеется растяжение, приведшее к возникновению Тункинской впадины. Таким образом,

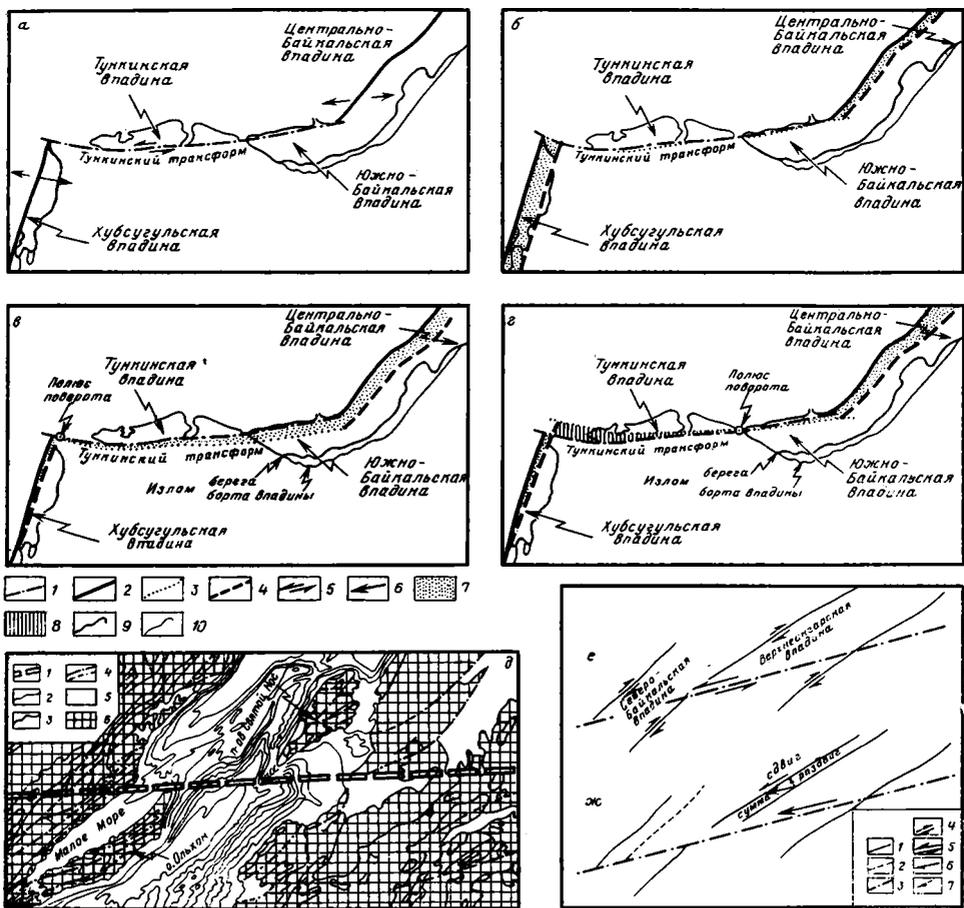


Рис. 2. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны (по [20])  
 а — г — Южный (Тункинский) трансформ: а — схема до растяжения, б — ситуация после некоторого растяжения, в — то же с раскрытием вдоль трансформы на восток, г — то же с поворотом вокруг перемычки западнее Култука. 1—2 — следы будущих (а) или оставшихся на месте после смещений (б—г) разломов: 1 — трансформов, 2 — раздвигов; 3—4 — следы разломов, переместившихся в ходе смещений: 3 — трансформов, 4 — бортов раздвигов; 5—6 — направления будущих смещений (а): 5 — сдвигов, 6 — раздвигов; 7—8 — зоны деформаций (б—г): 7 — растяжение в виде раздвига, 8 — сжатие в виде перекрытия; 9—10 — элементы современной ситуации, прикрепленные к оставшимся на месте следам разломов: 9 — береговые линии озер, 10 — контуры кайнозойских впадин.

д — сопоставление среднего трансформы с главнейшими элементами тектоники суши и рельефа дна. 1 — предполагаемый трансформ; 2 — береговая линия и изолинии глубин (через 200 м); 3 — геологические границы; 4 — разломы установившиеся и предполагаемые (хороцкий пунктир); 5 — кайнозойские отложения и акватории; 6 — докайнозойские образования.

е — ж — Северный (Муйско-Чарский) трансформ: е — схема западной трети, ж — то же после восстановления некоторой части смещений. 1 — современные тектонические границы впадин; 2 — восстановленное положение северо-западного борта впадины; 3 — ось трансформной зоны; 4 — сдвиговая компонента наблюдаемого смещения вдоль разломов; 5 — направление смещения вдоль трансформной зоны; 6 — то же в реконструкции; 7 — направление смещения вдоль тектонических границ впадин и его компонент, соответствующее смещению вдоль трансформной зоны. Можно заметить, что направления сдвигов в е и ж противоположны

ни один из рассмотренных вариантов не описывает полностью наблюдаемые геологические факты, связанные с раскрытием Тункинской и Южно-Байкальской впадин.

2. Средний трансформ, проведенный через северную оконечность о-ва Ольхон и южную подводную оконечность п-ова Святой Нос в качестве кинематической границы между Центрально-Байкальской котловиной (с юга) и Северо-Байкальской котловиной и Баргузинской впадиной (с севера), настолько не вписывается ни в элементы подводного

рельефа, ни в геологическую структуру суши (см. рис. 2, *д*), что его существование можно подвергнуть сомнению без всякого моделирования, что, кстати сказать, и было сделано авторами в более поздней работе [20].

3. Северный (Муйско-Чарский) трансформ (см. рис. 2, *е*) проведен не по разломам, а только с их учетом, косо к ним, тем самым отличаясь от реальных трансформов, являющихся прямо наблюдаемыми разломами [26]. По С. И. Шерману и К. Г. Леви [20] разломы субширотной ориентировки имеют левосдвиговой характер (от сбросо-сдвигов до сдвигов), а разломы северо-восточного простирания — правосдвиговой (от сбросо-сдвигов до сбросов); особенности же разломов северо-западного простирания неоднозначны. При восстановлении некоторой доли смещения вдоль трансформа (см. рис. 2, *ж*) оказывается, что раздвиг вкрест разломам северо-восточного простирания, соответствующий сбросовой компоненте по самим разломам, выявляется четко, но вместо наблюдаемой правосдвиговой компоненты получается левосдвиговая, что ставит под сомнение существование этого трансформа.

Таким образом, ни одна из существующих моделей не может быть использована для характеристики конечной кинематики раскрытия Байкальской впадины, хотя лучше всего увязана со структурой региона модель С. И. Шермана и К. Г. Леви [20]. Необходимо искать новые пути решения проблемы раскрытия Байкала, причем основой должны служить движения тектонических блоков вдоль крупных разломов Прибайкалья, которые в той или иной степени использовались во всех предыдущих моделях.

### ЗАКРЫТИЕ БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

«Рельсами» перемещений, по которым можно закрыть Байкал, служат разломы. Мы видели, что, хотя сетка разломов и молодые смещения по ним изучены с большой детальностью, прямые выводы относительно кинематики по региону в целом не выдерживают экспериментальной проверки. Отсюда следует, что условием правильного понимания кинематики является некоторая переоценка данных по разломной тектонике.

Во-первых, необходимо четко осознать, что разломы хорошо изучены лишь в открытых районах. В связи с отсутствием сейсмических профилей надлежащего качества и с весьма ограниченным объемом буровых данных структура акваторий и впадинных районов плохо известна. Во-вторых, нужно ясно представлять себе задачи и возможности моделирования. *Модель* — это упрощенное представление сущности явлений, в данном случае — движений. Проще и надежнее всего моделируются относительные смещения жестких блоков, поэтому стремиться следует к их выделению и оконтуриванию «кинематическими» границами.

Кинематические границы обычно совпадают с наиболее важными разломами. На суше они могут совпадать с известными одиночными разломами или с роями сближенных разломов. В последнем случае кинематической границе приписывается сумма движений по всему рою. В районах, закрытых водой или осадками, такие границы проводятся с использованием ряда косвенных признаков, каковыми являются либо протяженные как по горизонтали, так и по вертикали крутые и более-менее прямолинейные или равномерно-криволинейные подводные склоны, либо протяженные более-менее прямолинейные или равномерно-криволинейные границы между областями выходов фундамента и сплошного развития осадочного чехла.

Точная локализация кинематических границ в пределах подводных склонов невозможна даже в принципе, поскольку такие склоны чаще всего образованы сериями субпараллельных разломов со ступенчатыми опусканиями блоков вдоль них. Но для решения вопросов кинематики вполне правомерна замена серии этих разломов одной границей. Ее положение в пределах склона вообще-то не имеет большого значения, важно лишь, чтобы она правильно отражала сущность явления, т. е.

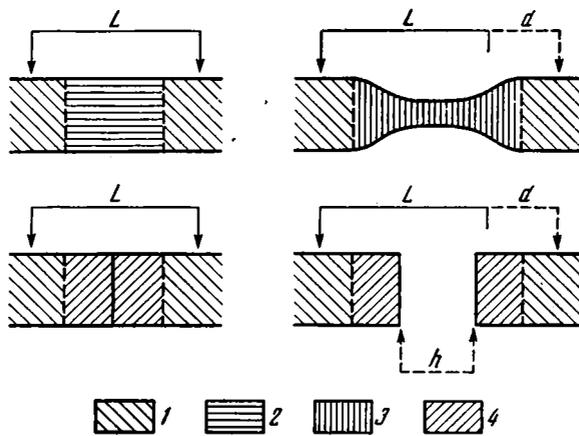


Рис. 3. Сопоставление двух моделей раздвижения блоков с точки зрения кинематики: сверху — растяжение с течением вещества, внизу — раздвиг с разрывом сплошности 1 — части тел, остающиеся жесткими в обоих случаях; 2 — пластично деформируемая часть до растяжения; 3 — то же после растяжения; 4 — часть, остающаяся жесткой при раздвиге и эквивалентная по площади части, пластично деформируемой при растяжении.

$L$  — расстояние до раздвижения между двумя произвольными точками, расположенными в частях, остающихся жесткими, симметрично относительно оси раздвижения (левый конец соответствующего отрезка остается прикрепленным к левой жесткой части);  $d$  — величина смещения правой части по отношению к левой;  $h$  — амплитуда раздвига. Очевидно, что  $d=h$

была параллельна склону. При соблюдении этого условия неточность в локализации границы отразится только в амплитуде смещений вкрест границы, но не в общей картине кинематики. Зоны растяжения с расплывчатыми очертаниями, которые могут интерпретироваться как результат течения вещества субстрата, заменяются зонами раздвигов жестких блоков с четкими границами. Это не изменяет сути дела (рис. 3), но делает реконструкции легче воспринимаемыми и проверяемыми. Выбор конкретных амплитуд раздвигов не имеет большого значения, но важно, чтобы смещения по разломам были реализуемы в модели.

В моделировании «неподвижной» считается Сибирская платформа: все движения рассматриваются по отношению к ней. Ограничением «неподвижной» Сибирской платформы по отношению ко всем единицам Байкальских впадин служит система разломов сброса Обручева, четко ограничивающих западное побережье Байкала, что хорошо видно на всех батиметрических картах озера.

Впадина оз. Байкал, как известно, состоит из трех котловин: Южной, Центральной и Северной. Роль ведущего рельса в закрытии **Южной котловины** отдается Главному Саянскому разлому (рис. 4, а), при этом блок южного побережья ограничен Селенгинским сдвигом. Подобное ограничение видно уже в модели В. В. Ламакина [5]. Определяющая особенность **Центральной котловины** — зигзагообразная конфигурация обоих бортов, укладываемая в систему из двух ромбов со сдвигами на их границах (см. рис. 4, б). Все три сдвига: Селенгинский, Туркинский и Баргузинский — прослеживаются в виде дуг в структурах Восточного Прибайкалья. Кинематические границы в области перемычки между Южной и Центральной котловинами сильно замаскированы дельтой Селенги, но это не имеет большого значения, а главная проблема состоит в неопределенности знака и амплитуды смещения по Селенгинскому и Туркинскому сдвигам. Ведущим рельсом в закрытии **Северной котловины** является ось ее сухопутного замыкания (см. рис. 4, в).

Наиболее сложным оказалось закрытие впадин в районе перемычки между Центральной и Северной котловинами (см. рис. 4, г). В процессе раскрытия Байкала все составные единицы этой перемычки поворачи-

чивались по часовой стрелке в противоположность всем блокам восточного побережья, но в соответствии с прикрепленностью обоих концов к раздвигающимся бортам. При таком механизме (см. рис. 4, *д*) возникает продольное растяжение (объясняющее погружение Академического хребта) в комбинации с левыми сдвигами на северном конце перемычки. На участке искривления древних структур в области пролива Ольхонские ворота также можно предположить некоторое продольное растяжение и тем самым объяснить известные здесь локальные опускания.

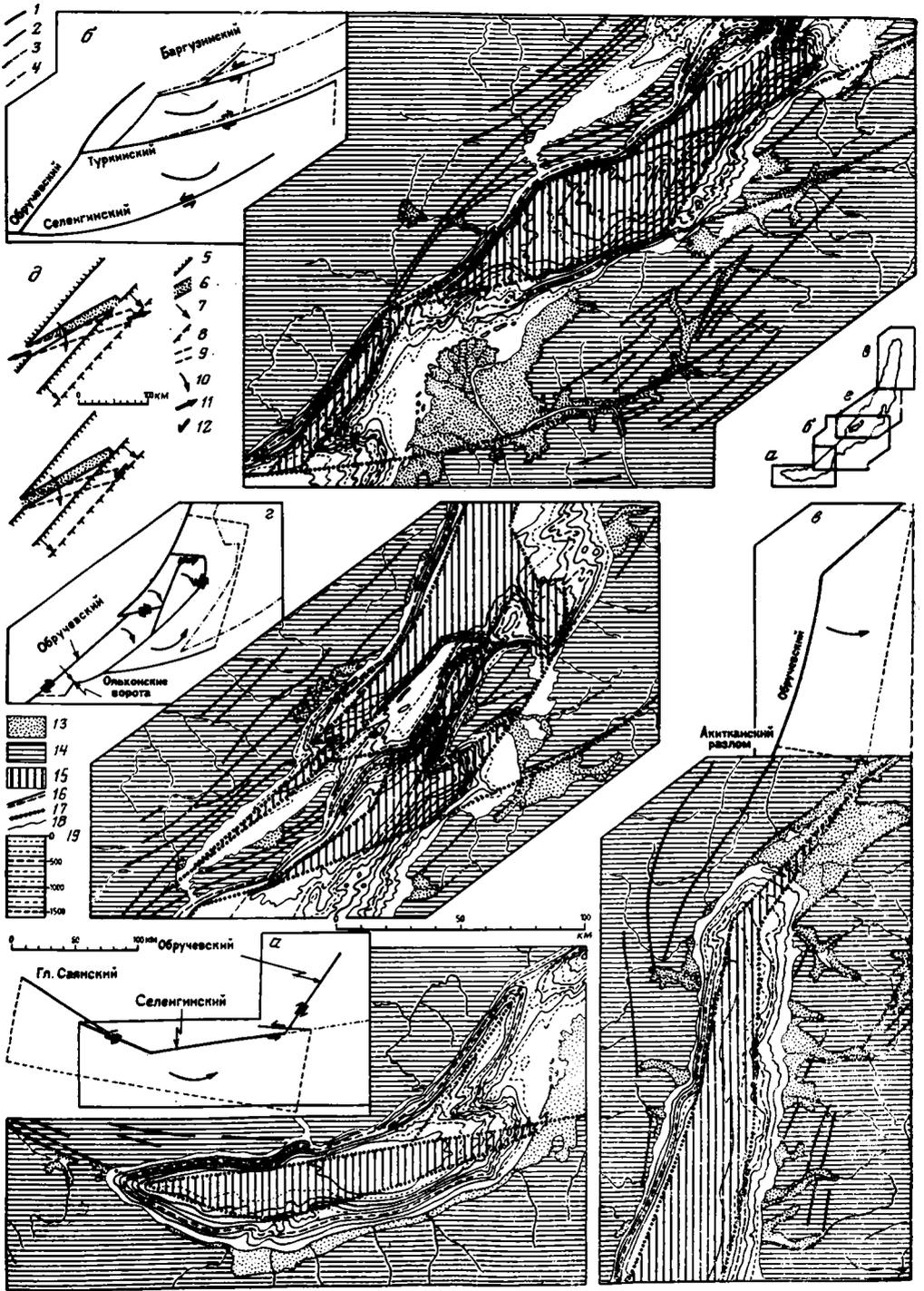
За основу *увязки частных моделей* взят район той же перемычки (см. рис. 4, *г*), поскольку из-за наличия клинообразных раздвигов и сложной конфигурации блоков реконструкция здесь обладает наименьшей степенью свободы. В модель Северной котловины (см. рис. 4, *в*) для увязки вводится левый сдвиг вдоль Аkitканского разлома, фигурировавший уже в модели В. В. Ламакина [5], и соответственно видоизменяется восточная граница раздвига (рис. 5). На северном продолжении Аkitканского разлома появляется компонента сжатия в согласии с [9], а раздвиг на северном сухопутном замыкании из клина превращается в щель, соответствующую ромбовидным очертаниям в плане и обеспечивающую увязку с *Верхнеангарской впадиной*, расположенной восточнее северного окончания Северо-Байкальской впадины.

Определяющими в раскрытии Байкальской впадины оказались сдвиги субширотного простирания. Конфигурация *Баргузинской впадины* соответствует левому сдвигу по Баргузинскому разлому, при этом по Туркинскому разлому получается правый сдвиг. Суммарное смещение по Туркинскому и Селенгинскому разломам составляет примерно 20 км вправо, что согласуется с ранее сделанными оценками [9]. Наиболее вероятно простое распределение этой амплитуды между разломами. Полученный правый сдвиг по Селенгинскому разлому означает, что нельзя определять знак и амплитуду смещения вдоль Селенгинского разлома по конфигурации русла р. Селенги и что дельта последней попадает в зону раздвига, т. е. накопление мощной толщи доплиоценовых отложений, вскрытой здесь бурением, прямо связано с раскрытием Байкала. *Тункинская впадина* к западу от Южной котловины раскрывается по схеме ромба в связи с левым сдвигом по Саянскому разлому.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Опытным путем — методом проб и ошибок — установлена *кинематика раскрытия Байкальской впадины*, соответствующая имеющимся данным и увязанная с кинематикой соседних впадин: Тункинской, Баргузинской и Верхнеангарской. Полученная модель напоминает модели в работах как В. В. Ламакина [5], так и С. И. Шермана и К. Г. Леви [19], отличаясь от них существенно иным расположением кинематических границ при лучшей их увязке с наблюдаемой структурой и значительно большей разработанностью в деталях (наличием семи основных блоков наряду с пятью мелкими). В полученной схеме легко меняются *амплитуды* перемещений, но только с учетом взаимосвязи раздвигов и сдвигов. Можно даже существенно уменьшить все перемещения, но кинематическая сущность картины останется неизменной. Значительно больше ограничений связано с *положением* кинематических границ: каждая из них определена с точностью  $\pm 1$  км, соответствующей масштабу 1 : 1 000 000, на основании многочисленных экспериментов с перебором разнообразных вариантов, и их нельзя менять «на глаз», ибо нарушится увязка, выделенная опытным путем.

Принципиально важным следствием из проведенных экспериментов является вывод о *несоответствии мгновенной кинематики конечной* в случае Байкала. Мгновенная кинематика может быть увязана с конечной на основании следующих идей. Вся мозаика плит и микроплит Центральной и Восточной Азии может рассматриваться в качестве сложного клина, отжимающегося от Памирской области максимальной коллизии на



восток [28] наподобие Турецкой микроплиты, выталкивающейся к западу из зоны Кавказской коллизии [27], или Западно-Карпатско-Северо-Паннонской единицы, выжимающейся к востоку из области Альпийской коллизии [25]. Левосдвиговое смещение Монголо-Амурской плиты по отношению к Евразийской, вероятно, легко бы увязать с движением указанного клина мозаичного внутреннего строения.

На фоне длительного левосдвигового перемещения, зафиксированного в истории раскрытия Байкала, мгновенная кинематика вполне может оказаться результатом временной блокировки Монголо-Амурской плиты в районе выведенного по землетрясениям полюса [2]. Эта блокировка скорее всего является эфемерным событием и в будущем вновь будет сменена скольжением. Сжатие Станового хребта, предполагаемое Л. П. Зоненшайном с соавт. [2] и представляющее собой уже не мгновенное явление, может быть обусловлено положением полюса поворота Монголо-Амурской плиты относительно Евразийской где-то на севере, на угловом расстоянии меньше 90°.

Предлагаемая модель раскрытия Байкала вызывает ряд вопросов, связанных главным образом с недостатком фактического материала по «морской» части впадины. В частности, нуждаются в доизучении кинематические границы в акватории, не выходящие и не прослеживающиеся в виде разломов на береговых уступах. Это касается в первую очередь Туркинского и Баргузинского сдвигов (см. рис. 4, б). Очевидно, в дальнейшем при использовании подводных аппаратов и постановке геофизических работ методом МОВ ОГТ можно будет уточнить положение и характер этих границ или, в случае их отсутствия, скорректировать модель.

В целом же следует отметить, что использование метода кинематического моделирования позволяет проверить соответствие умозрительных моделей горизонтального перемещения блоков, наметить наиболее уязвимые моменты этих моделей и скорректировать направление дальнейших геологических исследований. Эти модели имеют то преимущество перед мгновенно кинематическими, что позволяют использовать и оценить всю сумму геологических явлений при эволюции конкретных регионов.

Формирование Байкальской впадины описывается системой раздвигов и сдвигов — *без сдвигов раскрытие невозможно*. Сдвиги по своему характеру напоминают трансформы: хотя бы с одной стороны они заканчиваются в зонах растяжения. Противоположные направления горизонтальных смещений по соседним параллельным разломам — обычное для трансформов явление. В то же время на противоположном конце каждого из этих разломов имеется отклонение от трансформного характера. Нередко и на втором конце имеется зона растяжения, но тогда либо это растяжение лишь частично компенсирует таковое на первом конце, и часть смещения выводится на продолжение сдвига, либо на одном крыле сдвига имеются две зоны растяжения, компенсирующие единственную

---

Рис. 4. Результаты экспериментов по закрытию отдельных частей Байкальской впадины: а — Южная котловина, б — Центральная котловина, в — Северная котловина, г — район перемычки между Северной и Центральной котловинами, д — кинематика той же перемычки

1 — жесткая граница вдоль Сибирской платформы; 2 — граница в реконструкции; 3 — граница в современном положении; 4 — контур рисунка в современном положении, смещенный в соответствии с реконструкцией; 5 — борта в исходном положении; 6 — перемычка в исходном положении; 7 — перемещение восточного борта; 8 — восточный борт в новом положении; 9 — перемычка в новом положении; 10 — поворот перемычки; 11 — возникающее растяжение; 12 — возникающий сдвиг; 13 — плиоцен-четвертичные отложения; 14 — докайнозойские образования; 15 — моделируемые области раздвигания; 16 — основные разломы; 17 — кинематические границы блоков; 18 — геологические границы; 19 — изобаты (13, 14, 16 и 18 — по [10], 19 — по [1]).

На врезках к рисункам в двукратном уменьшении показаны те же районы в закрытом состоянии с направлениями будущих смещений и поворотов. На двух рисунках д демонстрируются крайние случаи: растяжение (вверху) и сдвиг (внизу). Пояснения в тексте

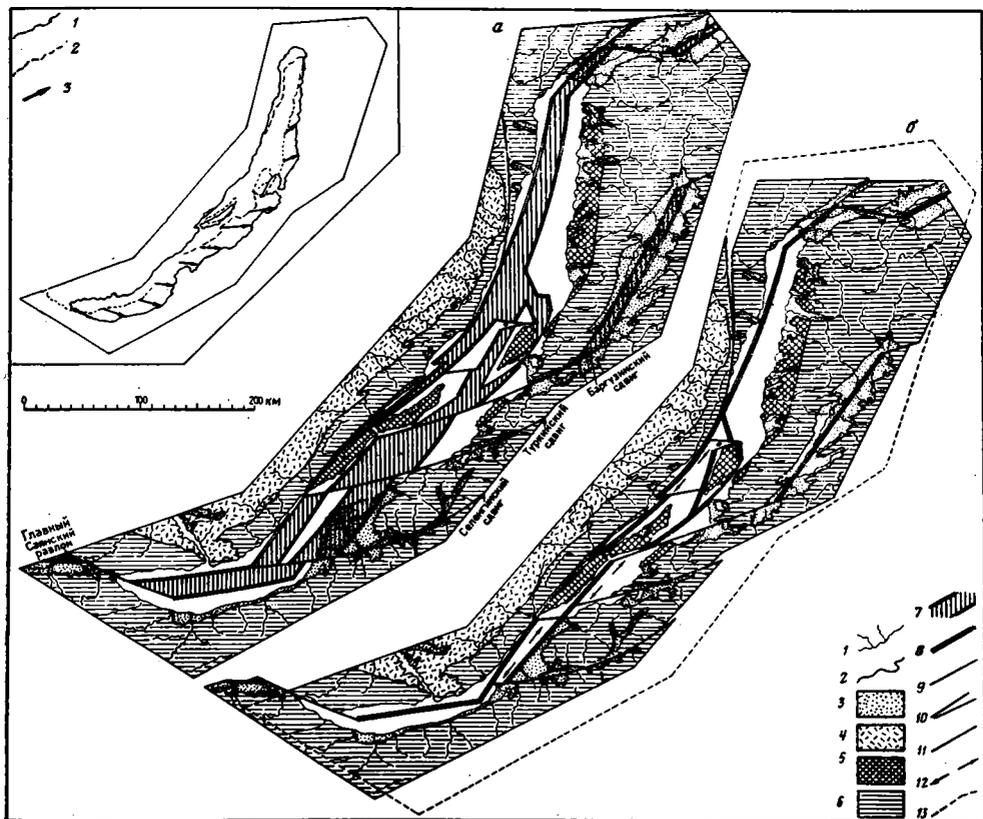


Рис. 5. Общая реконструкция формирования Байкальского рифта: а — современная ситуация, б — ситуация до раскрытия

1 — береговая линия и реки; 2 — геологические границы; 3 — плиоцен-четвертичные отложения; 4—6 — докайнозойские образования: 4 — чехол Сибирской платформы, 5 — ольхонская серия, 6 — прочие докембрийские и нижнепалеозойские серии (2—6 — по [10]); 7 — раздвиг в современной ситуации; 8 — след будущего раздвиг в реконструкции; 9 — разлом с компонентой сжатия в современной ситуации; 10 — щель в реконструкции, соответствующая области, исчезающей в ходе будущего сжатия; 11 — сдвиг; 12 — растяжение, не учтенное в раздвигях; 13 — современный контур.

На реконструкции (б) для облегчения и восприятия показаны современные береговые линии реки, геология и рамки в перемещенном положении. На врезке 1—2 — современная береговая линия: 1 — после раскрытия, 2 — перед раскрытием; 3 — траектория движения современной береговой линии

на другом крыле. Но бывает и так, что на втором конце сдвига вообще нет зоны растяжения, поэтому приходится предполагать рассеивание-смещения в этом направлении. Все это в целом свидетельствует об отличиях сдвигов Байкальского региона от трансформов в строгом смысле. Разломы этого типа, вероятно, характерны для многих континентальных рифтов.

#### Список литературы

1. Галкин В. И. Схема подводного рельефа впадины озера Байкал//Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974.
2. Зонешайн Л. П., Савостин Л. А., Мишарина Л. А., Солоненко Н. В. Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта//Докл. АН СССР. 1978. Т. 240. № 3. С. 669—672.
3. Зонешайн 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.: Изд-во Ин-та океанологии АН СССР, 1979. С. 157—203.
4. Карта неотектоники Прибайкалья и Забайкалья/Гл. ред. Н. А. Логачев. Масштаб 1 : 2 500 000. Иркутск: Ин-т земной коры СО АН СССР, 1982.
5. Ламакин В. В. Неотектоника Байкальской впадины. М.: Наука, 1968. 247 с.
6. Леви К. Г., Сизиков А. М. Активные разломы в береговой зоне оз. Байкал//Техногенные изменения геологической среды. Иркутск: ВСФ СО АН СССР, 1988. С. 25—33.

7. Мишарина Л. А. Напряжение в земной коре в рифтовых зонах. М.: Наука, 1967. 135 с.
8. Мишарина Л. А., Солоненко Н. В., Леонтьева Л. Р. Локальные тектонические напряжения в Байкальской рифтовой зоне по наблюдениям групп слабых землетрясений//Байкальский рифт. Новосибирск: Наука, 1974. С. 9—21.
9. Неотектоника, геология и сейсмичность зоны БАМ/Ред. Н. А. Логачев. Новосибирск: Наука, 1984. 207 с.
10. Обзорная геологическая карта Прибайкалья/Гл. ред. Е. В. Павловский. Иркутск: Ин-т земной коры СО АН СССР, 1968.
11. Плешанов С. П., Ромазина А. А. Некоторые вопросы кинематики развития разломов центральной части Байкальского рифта//Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С. 129—141.
12. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизическая основа/Ред. В. П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1977. 302 с.
13. Солоненко В. П. Землетрясения и вулканы Станового нагорья//Природа. 1964. № 9. С. 102—110.
14. Солоненко В. П. Сейсмоструктурная и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны//Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 57—71.
15. Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне/Ред. С. Ф. Павлов. Новосибирск: Наука, 1979. 125 с.
16. Шерман С. И. Динамика развития разломов Байкальской рифтовой зоны//Проблемы рифтогенеза. Иркутск: ВСФ СО АН СССР, 1975. С. 36—37.
17. Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.
18. Шерман С. И., Днепровский Ю. И. Новая карта полей напряжений Байкальской рифтовой зоны по геолого-структурным данным//Докл. АН СССР. 1987. Т. 287. № 4. С. 943—947.
19. Шерман С. И., Леви К. Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой системы//Докл. АН СССР. 1977. Т. 233. № 2. С. 461—463.
20. Шерман С. И., Леви К. Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов//Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 7—18.
21. Шерман С. И., Медведев М. Е., Ружич В. В., Киселев А. И., Шмотов А. П. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1973. 136 с.
22. Anderson E. M. The dynamics of faulting and dyke formation. London: Oliver and Boyd, 1951. 206 p.
23. Balla Z. The Carpathian loop and the Pannonian basin: A kinematic analysis//Geophys. Trans. 1985. V. 30. (1984). N 4. P. 313—353.
24. Balla Z. Palaeotectonic reconstruction of the central Alpine-Mediterranean belt for the Neogene//Tectonophysics. 1986. V. 127. N 3/4. P. 213—243.
25. Balla Z. Clockwise paleotectonic rotation in the Alps in the light of the structural pattern of the Transdanubian Range (Hungary)//Tectonophysics. 1988. V. 145. N 3/4. P. 277—292.
26. Freund R. Kinematics of transform and transcurrent faults//Tectonophysics. 1974. V. 21. N 1/2. P. 93—134.
27. McKenzie D. P. Active tectonics of the Mediterranean region//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1974. V. 30. N 2a. P. 109—185.
28. Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision//Science. 1975. V. 189. N 42009. P. 419—425.
29. Wilson G. T. A new class of faults and their bearing on continental drift//Nature. 1965. V. 207. N 4995. P. 343—347.

Венгерский геофизический институт  
им. Л. Этвеша, Будапешт, ВНР;  
Институт геохимии им. Вернадского  
СО АН СССР, Иркутск, 664033;  
Институт земной коры  
СО АН СССР, Иркутск, 664033

Поступила в редакцию  
25.V.1989

УДК 551.24 : 550.838.5 (576.6)

© 1990

КОВАЛЕНКО Д. В.

## ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСТРОВОДУЖНЫХ КОМПЛЕКСОВ ОЛЮТОРСКОЙ ЗОНЫ, ОСТРОВА КАРАГИНСКОГО И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведены палеомагнитные исследования двух вулканогенно-осадочных комплексов: хр. Малиновского Олюторской зоны (эоцен) и о-ва Карагинского (маастрихт — даний). Рассчитаны палеошироты формирования этих комплексов: хр. Малиновского —  $61^\circ$  с. ш., о-в Карагинский —  $43-45^\circ$  с. ш. Ориентировочно оценено время коллизии исследуемых блоков с Евразией — поздний миоцен.

Олюторская зона Корякского нагорья и о. Карагинский представляет собой часть складчатого обрамления Командорской котловины Берингова моря. Строение этих районов отражает эволюцию геологических процессов, протекавших на северо-западной границе Тихого океана и Евразийского материка в мелу — палеоцене, а в эоцене — миоцене — по обрамлению раскрывавшейся Командорской котловины [2].

На основе геологических исследований, проведенных в этих районах [3, 4, 7], выделен ряд разновозрастных структурно-вещественных комплексов, сформировавшихся в различных геодинамических обстановках зоны перехода океан — континент и имеющих аккреционные взаимоотношения. Геологическое положение структурно-вещественных комплексов в Олюторской зоне и на о-ве Карагинском показано на рис. 1 и 2. Здесь выделены офиолитовый, кремнисто-вулканогенный, вулканогенно-осадочный, флишoidalный, осадочного меланжа, вулканогенно-молассоидный и молассоидный комплексы [3, 4, 7]. Палеомагнитное опробование проводилось с целью подтверждения экзотической природы некоторых комплексов, реконструкции их первичного положения и определения смещения этих комплексов относительно места их современного положения, а также относительно ближайших литосферных плит — Евразийской и Тихоокеанской.

В настоящей работе представлены результаты исследования вулканогенно-осадочных комплексов Олюторской зоны (хр. Малиновского — эоцен) и о-ва Карагинского (маастрихт — даний).

Эти комплексы сложены туфами основного и среднего состава, в некоторых разрезах переслаивающимися с потоками подушечных базальтовых лав. Комплексы участвуют в строении сложной покровно-складчатой структуры, разбиты на многочисленные блоки. Элементы залегания слоев в отдельных блоках меняются незначительно, часто практически постоянны, а в различных блоках резко варьируют от блока к блоку в пределах комплексов.

Вулканогенно-осадочный комплекс хр. Малиновского опробован в пяти отдельных тектонических блоках (см. рис. 1).

Разрез блока 1, мощностью 400 м, находится в верховьях р. Номинва-ям. Он сложен пачками обломочных пород, варьирующих от туфов до туфобрекчий, с преобладанием тонкого и среднезернистого сбломочного материала, и включает несколько потоков базальтов и андезитов. Отобрано 50 проб из тонких туфов и внутренних частей лавовых потоков.

Разрез блока 2 располагается по левому притоку р. Номинва-ям в ее среднем течении. Он сложен пачками переслаивающихся алевритовых и псаммитовых туфов, иногда окремнелых, с незначительными горизонтами туфобрекчий. Мощность разреза 200 м. Отобрано 18 проб из тонких туфов.

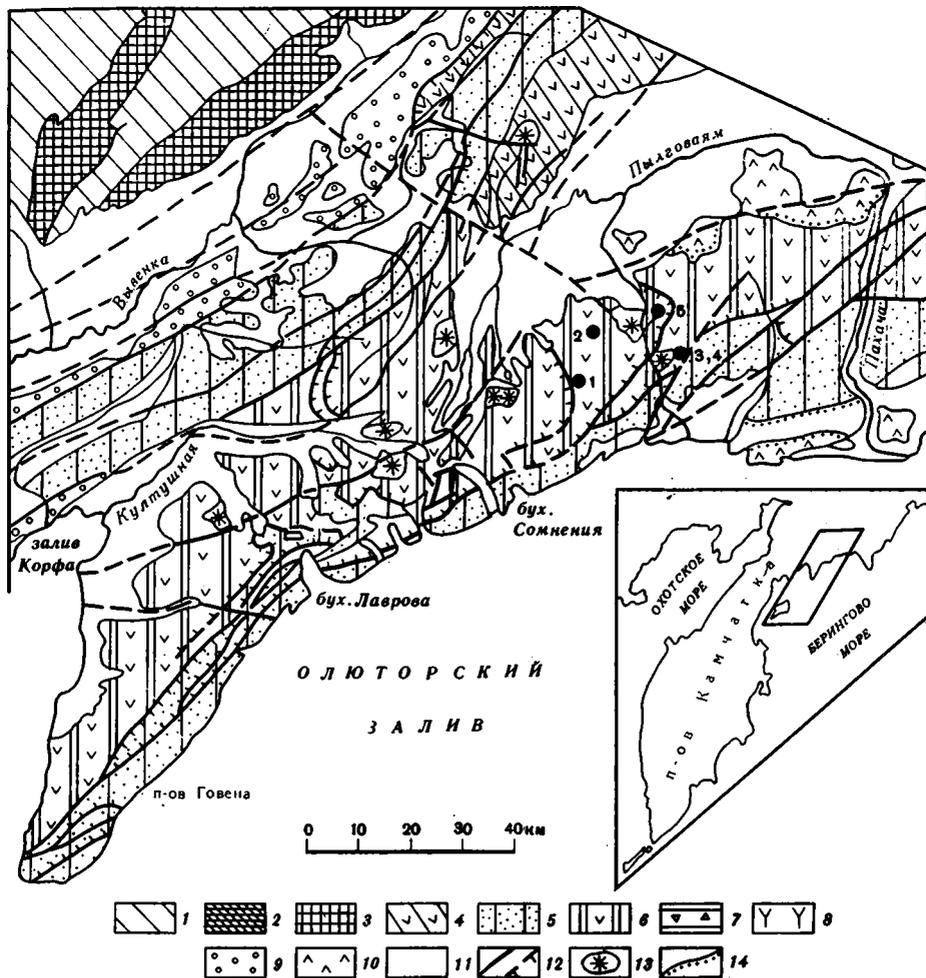


Рис. 1. Схема распространения структурно-вещественных комплексов Олюторской зоны (по [8])

1 — отложения Центрально-Корякской складчатой области ( $K_2$ ); 2—9 — комплексы: 2 — офиолитовый ( $K_2 k-st$ ), 3 — кремнисто-вулканогенный ( $K_2 st-km$ ), 4 — вулканогенно-осадочный ( $K_2 m-d$ ), 5 — флишoidный ( $F-P_3$ ), 6 — вулканогенно-осадочный хр. Малиновского ( $F_2$ ), 7 — осадочного меланжа ( $P_1-P_2$ ), 8 — вулканогенно-молассoidный ( $t_2-P_3$ ), 9 — молассoidный (N); 10 — плиоцен-четвертичные вулканы; 11 — рыхлые четвертичные отложения; 12 — разрывные нарушения (крутые, пологие); 13 — палеовулканические центры; 14 — несогласное налегание. Черные кружки с цифрами — тектонические блоки и их номера

Разрезы блоков 3 и 4 обнажаются в соседних притоках в среднем течении р. Импуки. В их строении участвуют туфы, туфобрекчии, включающие потоки базальтов. Мощности разрезов соответственно 500 и 450 м. Отобрано 45 и 39 проб из тонких туфов, внутренних и закалочных зон лавовых потоков.

Разрез блока 5 располагается в верховьях р. Импуки. Он сложен пачками преимущественно тонких и среднезернистых туфов. Мощность разреза 400 м. Отобрано 15 проб из тонких туфов.

На о-ве Карагинском опробованы разрезы шести блоков (см. рис. 2): один — к северу по побережью от устья р. Ильхатунваям, три — в верховьях р. Карахриваям, два — в бассейне р. Вороньей. Все разрезы сложены пачками переслаивающихся тонких и среднезернистых туфов, иногда кремнецветных, с редкими горизонтами туфобрекчии. Породы блока 1 дислоцированы слабо, остальных блоков — в большей степени. Пробы взяты из тонких разностей. В каждом разрезе отобрано соответственно 16, 8, 6, 15, 14, 12 штуфов.

Из каждого штуфа выпиливалось несколько кубиков с ребром 2 или 1 см в зависимости от намагниченности. Из каждого разреза выбиралось несколько лидирующих образцов, которые подвергались детальной термоочистке от 20 до 600° С через 20—50°. Результаты анализировались на стереопроекции и на диаграмме Зейдервельда. Данные, полученные по лидирующим образцам, использовались при выборе интервала температур для чистки коллекции, в пределах которого проводилось 3—4 нагрева. Для каждого кубика измерялась магнитная восприимчивость  $\chi$ , отношение Кенигсбергера  $\frac{J_n}{\chi H_t}$ . По каждому разрезу рассчитывались

средние направления в древней системе координат (ДСК) и современной системе координат ССК, а также кучности в ДСК и ССК —  $K_d$  и  $K_c$  и угол доверия с вероятностью 0,95 —  $\alpha_{95}$ . Для образцов, векторы намагниченности которых по данным чистки лежат в плоскости большого круга, использован метод кругов перемагничивания [6]. Оценка пересечений кругов перемагничивания выполнялась по методике Холлса [13]. Отбраковка образцов проводилась по степени устойчивости их намагниченности от нагрева к нагреву в пределах выбранного интервала.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

**Хр. Малиновского.** Для большинства лидирующих образцов выявлена многокомпонентная естественная остаточная намагниченность. После нагрева до 250° С, для единичных образцов до 400° С выделяется наиболее стабильная часть намагниченности, которая ведет себя как однокомпонентная. Счищенные компоненты распределены беспорядочно (рис. 3). После нагревов до 500—550° направления  $J_{nt}$  резко меняются в связи со скачкообразным увеличением концентрации новообразований. Интервал температур, выбранный для чистки всей коллекции, 350—500°. Из результатов четырех нагревов в указанном интервале для каждого ку-

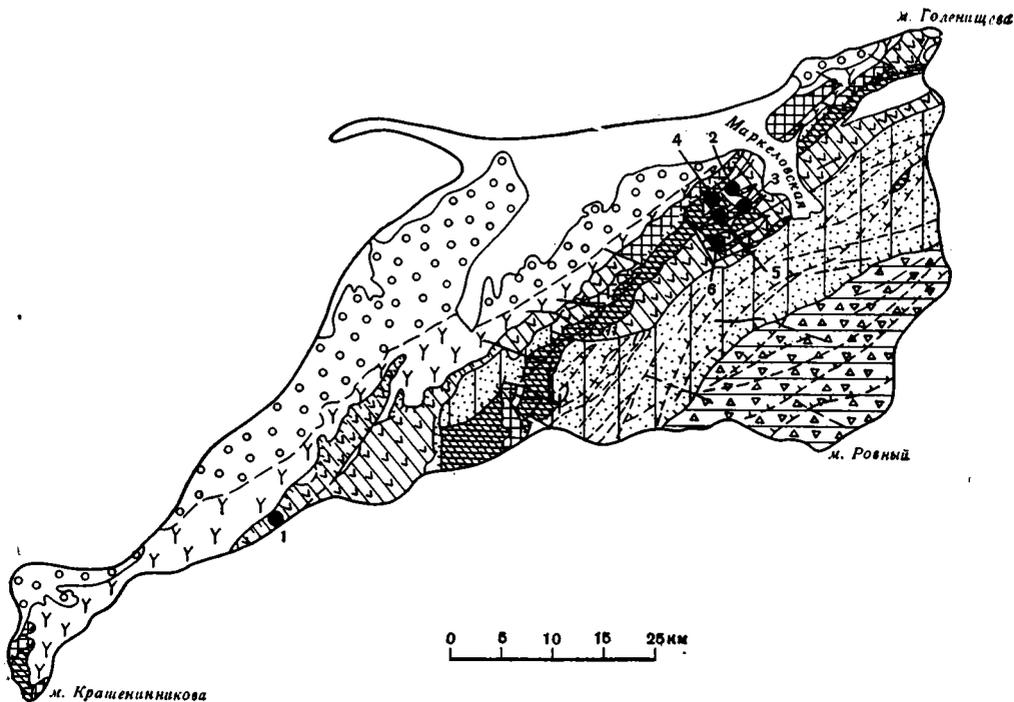


Рис. 2. Схема распространения структурно-вещественных комплексов о-ва Карагинского (по [7, 8])  
Условные обозначения см. на рис. 1

бика выбиралось устойчивое по нескольким нагревам направление намагниченности, которое участвовало в расчете необходимых палеомагнитных характеристик.

Расчетные данные и средние направления векторов намагниченности в ДСК и ССК по каждому разрезу вынесены в табл. 1 и на рис. 4. Для разрезов 1, 2, 5 надежные результаты получены по туфам, для разреза 3 — по закалочным зонам лавовых потоков, по разрезу 4 — по туфам, и по закалочным зонам. Для внутренних частей потоков по всем разрезам, а также для туфов разреза 3 характерен сильный разброс векторов, для базальтов — часто даже в пределах одного потока. Результаты применения метода Холлса по базальтам разреза 1 дают среднее направление пересечения кругов перемагничивания в ДСК — склонение ( $D_d$ ) —  $351^\circ$ , наклонение ( $I_d$ ) —  $81^\circ$ , параметры эллипса доверия —  $16,9$  и  $9,5^\circ$ . Для других разрезов использование этого метода невозможно вследствие малого изменения направлений  $J_{ni}$  в ходе чистки.

Как видно из табл. 1 и рис. 4, практически все выделенные палеомагнитные направления близки, особенно по наклонениям в ДСК, и резко различаются как по склонению, так и наклонению в ССК, причем дисперсия склонений в ДСК значительно превышает дисперсию наклонений. Такое распределение направлений известно как «банановое» распределение, которое дает основание предполагать, что блоки пород, участвующие в анализе, претерпели некоторый поворот одни относительно других. Учитывая сложнейшую чешуйчато-надвиговую структуру района, резкие изменения элементов залегания пород в разных блоках на небольших расстояниях, автор считает, что такое вращение вполне возможно.

Для заключения о преобладании доскладчатой компоненты использовался тест складки и тест обращения.

Тест складки проводился методом «выравнивания» и методом равенства средних (табл. 2) [1]. Как видно из этих данных, для ряда разрезов с различными элементами залегания характерны относительно высокие значения  $K_d/K_c$ . По результатам метода «равенства средних» очевидно, что по первым трем группам разрезов в ДСК тест положительный, а в ССК — резко отрицательный, из чего следует их однокомпонентность в ДСК. Отсюда делается вывод о доскладчатой намагниченности. По четвертой группе разрезов тест отрицательный и в ДСК, и в ССК, что объясняется разворотом одних блоков относительно других.

Кроме того, возможно провести тест обращения по разрезу блока 1. Здесь направления прямой и обратной полярности характеризуются:  $D_d = 345^\circ$ ,  $I_d = 79^\circ$ ,  $K_d = 17$ ,  $\alpha = 14^\circ$ ,  $n = 6$ ;  $D_d = 155^\circ$ ,  $I_d = -73^\circ$ ,  $K_d = 10,5$ ,  $\alpha = 9^\circ$ ,  $n = 23$ . По тесту средних средние равны с  $p = 0,95$ . Среднее наклонение, рассчитанное как среднее арифметическое средних наклонений I и II групп, прошедших тест «равенства средних» равно  $74,1^\circ$ . За угол доверия принят минимальный из всех рассчитанных по разным группам разрезов углов —  $4,8^\circ$ .

**Остров Карагинский.** По результатам исследования лидирующих образцов выявлена многокомпонентная естественная намагниченность, из

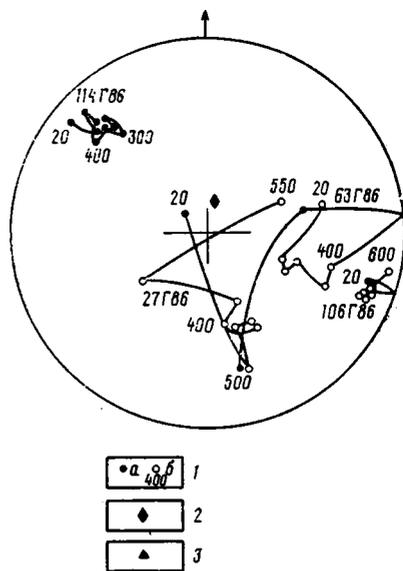


Рис. 3. Характерные кривые размагничивания образцов с хр. Малиновского

1 — направление намагниченности:  $a$  — прямое,  $b$  — обратное, цифра соответствует температуре чистки; 2 — направление современного магнитного поля в районе работ; 3 — направление осредненного магнитного поля для данной широты. 114Г86, 106Г86 — обр. из разреза блока 1; 27Г86 — обр. из разреза блока 5

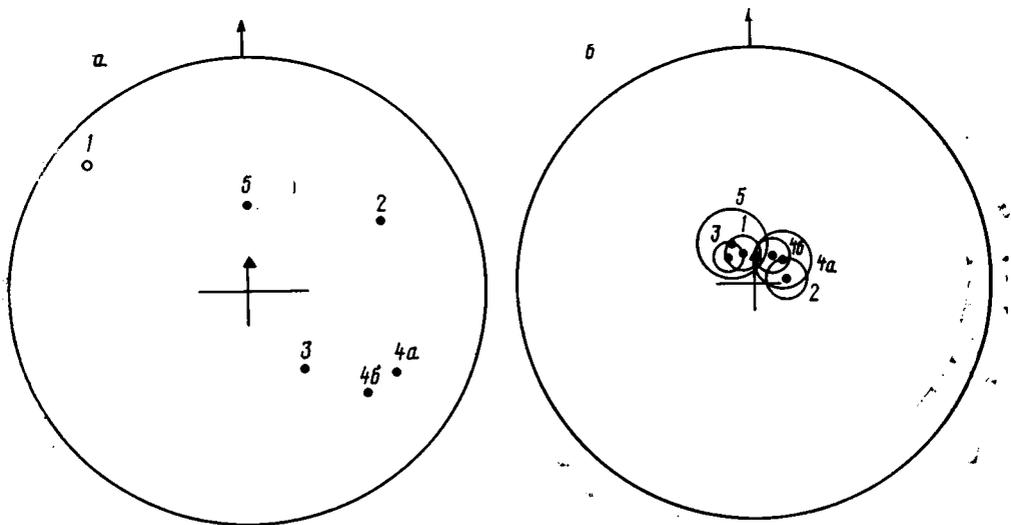


Рис. 4. Распределение средних направлений намагниченности по тектоническим блокам хр. Малиновского (на сетке Вульфа): а — ССК, б — ДСК. Радиусы окружностей соответствуют радиусам кругов доверия. Цифры — номера блоков (разрезов). Остальные условные знаки см. на рис. 3

которой после нагрева до  $300^{\circ}\text{C}$  выделяется устойчивая компонента, стабильная до  $450\text{--}500^{\circ}$  (рис. 5). Счищенные компоненты распределены хаотически. Для чистки всей коллекции выбран интервал  $350\text{--}450^{\circ}$ , в котором выполнено три нагрева. Параметры, рассчитанные по разрезам блоков 1, 2, 3, 6, представлены в табл. 3 и на рис. 6. Распределение векторов  $J_n$  для разрезов блоков 4 и 5 характеризуется  $K < 3$ . Эти блоки признаны перемагнитненными.

По пересечению кругов перемагничивания, построенных по методу Холлса, получены векторы в ДСК, близкие выделенным в процессе чистки, но в связи с большими значениями параметрами эллипсов доверия для направлений, рассчитанных этим методом, палеомагнитные выводы делались на основе векторов, полученных в результате чистки.

Для обоснования доскладчатой природы характерной остаточной намагниченности использованы те же рассуждения, что и для предыдущей

Таблица 1

Палеомагнитные данные по вулканогенно-осадочному комплексу хр. Малиновского (Олюторская зона)

Разрез (№)	Количество образцов	Элементы залегания	$D_c$	$I_c$	$D_d$	$I_d$	$K_d$	$K_c$	$\alpha_{95}$	Полярность
Туфы (1)	50/30	$115 \angle 80$	306	-7	337	74	11,49	11,9	7,67	NR
Туфы (2)	18/18	$235 \angle 550$	60	25	75	77	5,49	5,49	12,15	R
Закалочные зоны лавовых потоков (3)	45/24	$305\text{--}320 \angle 60\text{--}75$	146	45	316	72	12,56	9,58	8,39	N
Туфы (4а)	14/7	$310\text{--}325 \angle 60\text{--}80$	120	19	51	73	14,11	13,9	14,1	N
Закалочные зоны лавовых потоков (4б)	25/19	$310\text{--}325 \angle 60\text{--}80$	132	23	32	74	12,49	10,8	9,09	N
Туфы (5)	15/15	$200\text{--}250 \angle 20\text{--}40$	357	+48	328	+68	4,22	3,41	17,6	R
Среднее по размерам	113				358	79	7,27	1,94	4,83	

Примечание.  $D_c, I_c, K_c$  — склонение, наклонение и кучность в современной системе координат;  $D_d, I_d, K_d, \alpha_{95}$  — склонение, наклонение, кучность, угол доверия с  $p = 0,95$  в древней системе координат. 50/30 — количество образцов отобранных/количество образцов, используемых в анализе.  $115 \angle 80$  — Аз. пад.  $115^{\circ}$ , угол  $80^{\circ}$ .

Результаты применения тестов «выравнивания» и «равенства средних» по вулканогенно-осадочному комплексу хр. Малиновского

Номер группы	Номер разреза	$K_d$	$\alpha_d$	$D_d$	$I_d$	$K_c$	$F_{ЭТ}$	$F_d$	$F_c$	$K_d/K_c$
1	2, 4, а, 4, б	8,5	7,2	49,7	75,8	4,1	1,92	0,648	19,7	2,13
2	1, 3, 5	8,8	5,7	327	72,3	1,6	1,92	0,515	89,5	5,5
3	1, 3	12,1	5,5	327	73,4	1,5	$5,9 \cdot 10^{-2}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$	4,4	8,18
4	1, 2, 3, 4, а, 4, б, 5	7,8	4,8	353	77	1,5	1,83	3,174	1,5	5,2

Примечание.  $F_d$ ,  $F_c$ ,  $F_{ЭТ}$  — значения  $F$ -критерия, используемого при сравнении средних, рассчитанного в ДСК, ССК и табличное значение. Остальные обозначения см. в примечании к табл. 1.

Таблица 3

Палеомагнитные данные по вулканогенно-осадочному комплексу о-ва Карагинского

Номер разреза	Количество образцов	Элементы залегания	$D_c$	$I_c$	$D_d$	$I_d$	$K_d$	$K_c$	$\alpha_{95}$	Полярность
1	16/15	310—320 <10—12	34	82	340	64	14	14,7	9,68	NR
2	8/8	60—90 <60—70	282	24	347	66	9,75	9,01	15,85	N
3	6/6	50—100 <40—70	290	56	74	59	21,6	8,4	12	R
6	15/8	280—330 <10—13	31	73	307	61	20,58	18,76	11,66	NR
Среднее по разрезам	37				349	70	9,01	5,8	7,77	

Примечание. См. примечание к табл. 1.

Таблица 4

Результаты применения тестов «выравнивания» и «равенства средних» по вулканогенно-осадочному комплексу о-ва Карагинского

Номер группы	Номера разрезов	$K_d$	$\alpha_d$	$D_d$	$I_d$	$K_c$	$F_{ЭТ}$	$F_d$	$F_c$	$K_d/K_c$
1	1, 2, 3, 6	9,5	7,5	347	68	5,2	1,8	7,6	15,9	1,8
2	1, 2	12,7	8,2	342	64,7	4,3	0,15	$5,4 \cdot 10^{-3}$	1,77	2,9
3	1, 2, 6	13,3	6,9	332	64,6	5	2,02	1,64	23,8	2,5

Примечание. См. примечание к табл. 1, 2.

го комплекса. Все результаты применения тестов собраны в табл. 4. Очевидно, что по 2-й и 3-й группам разрезов выполняется тест равенства средних в ДСК и не выполняется в ССК. Принимая во внимание также близкие значения  $I_d$  в ДСК по всем разрезам и различные  $I_c$  по ряду разрезов, в целом для комплекса предполагается доскладчатая однокомпонентная намагниченность. Наклонение для всего комплекса рассчитано как среднее арифметическое наклонений 3-й группы разрезов (см. табл. 4) и разреза 3. Оно равно  $62^\circ$ ,  $\alpha_{95} = 7^\circ$ .

#### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРИРОДЫ ДОСКЛАДЧАТОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ

При использовании каких-либо выделенных компонент естественной остаточной намагниченности для палеомагнитных реконструкций необходимо иметь их временную привязку. В данном случае в связи со спор-

ностью вопроса о времени складкообразования тест складок недостаточен для оценки возраста выделенной доскладчатой стабильной компоненты  $J_n$ . Необходимо обоснование синхронности или хотя бы близости выделенной компоненты остаточной намагниченности времени формирования пород. Другими словами, должны быть решены следующие вопросы: 1) о первичности ферромагнитных зерен; 2) о возможных типах намагниченности, которую несут эти зерна. Для этой цели было проведено петромагнитное и минералогическое исследование пород с разной магнитной полярностью.

По данным анализа кривых зависимости намагниченности насыщения и остаточной намагниченности насыщения от температуры ( $J_s - T$ ;  $J_r - T$ ) для ряда образцов туфов и базальтов из обоих комплексов сделан вывод о том, что в породах содержится магнетит с  $T_c = 570-575^\circ \text{C}$ , частично окисленный до маггемита.

Анализ формы зерен магнетита и их химического состава проводился совместно с М. И. Ильным на растровом электронном микроскопе ISI-60 с приставкой для рентгеновского микроанализа LINK-860. Было проанализировано пять образцов из туфов.

Исследования показали, что присутствуют как обломочные зерна магнетита, так и кристаллы, сохранившие первичную огранку, часто скелетные. Размер всех зерен до 15 мкм. Изучение туфов на световом микроскопе показало присутствие мельчайших обломков пироксена и плагиоклаза в тонкой, в большинстве случаев стекловатой матрице. Таким образом, размеры зерен рудных минералов соответствуют зернистости и степени раскристаллизованности вмещающих их туфов, что позво-

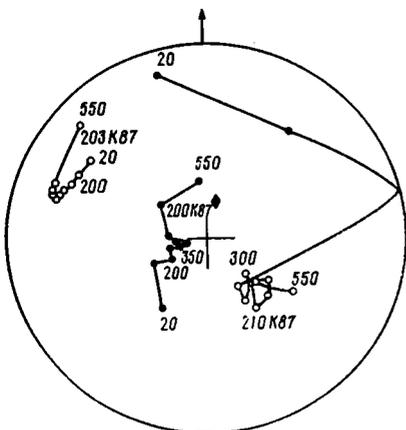


Рис. 5. Характерные кривые размагничивания образцов с о-ва Карагинского

200K87 — образец из разреза блока 6; 203K87, 210K87 — обр. из разреза блока 2. Условные обозначения см. на рис. 3

ляет предположить одинаковое происхождение рудных минералов и зерен вмещающей матрицы. В случае вторичного происхождения рудных зерен их размеры могли бы не соответствовать общей структуре породы.

Химические составы зерен дают довольно широкий спектр титаномагнетитов: от 10—13 до 1,5—3%  $\text{TiO}_2$ , причем составы как обломочных, так и идиоморфных зерен идентичны. Для сравнения также были проанализированы один образец из базальтового потока, запечатанного в исследуемых туфах хр. Малиновского, и один образец из сенонских базальтов с о-ва Карагинский из кремнисто-вулканогенного комплекса, который считается сформировавшимся в результате процессов в той же островной дуге. Составы титаномагнетитов в базальтах попадают в спектр составов этого минерала в туфах. Важно, что именно такой состав титаномагнетитов типичен для титаномагнетитов островных дуг [9, 16].

Итак, судя по этим данным и идиоморфные, и обломочные зерна титаномагнетитов имеют единое происхождение, единый вулканический источник. Идиоморфные и скелетные зерна титаномагнетитов выкристаллизовались из частиц расплава, выброшенных при вулканическом извержении, обломочные образовывались при разрушении присутствовавших в расплаве вкрапленников. Так как отложение туфов происходило в подводных условиях, они должны были приобрести ориентационную намагниченность.

Данные термомагнитного и микронзондового анализа дают разный состав магнитных зерен, из чего следует, что зерна первично-магматического титаномагнетита гетерофазно изменены. Размеры продуктов распада заметно меньше 1—2 мкм, так как они не фиксируются микронзондом. Судя

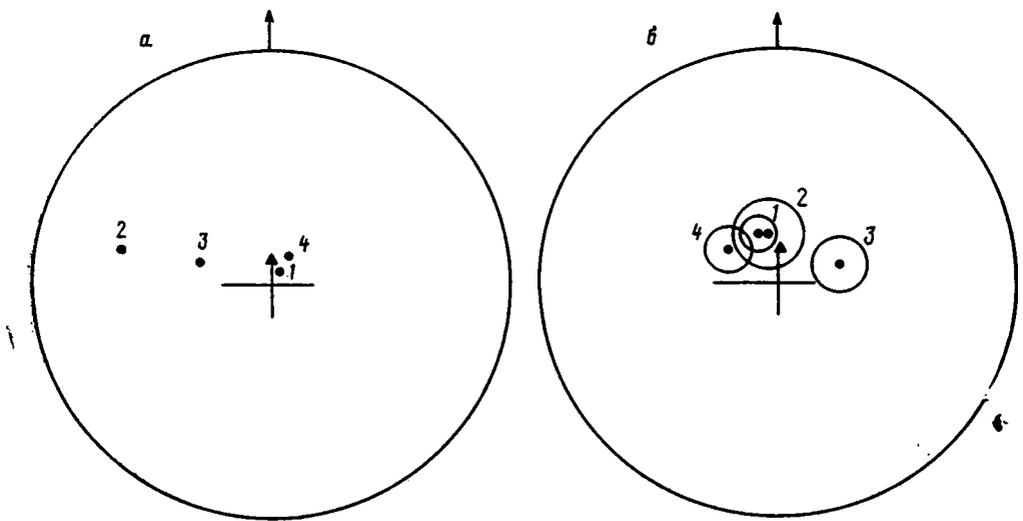


Рис. 6. Распределение средних направлений намагниченности по тектоническим блокам о-ва Карагинского: а — ССК, б — ДСК. Условные обозначения см. на рис. 3, 4

по магнитным свойствам и данным микрозондового анализа, и идио-морфные, и обломочные зерна туфов, и рудные зерна базальтов изменены в равной степени. Термомагнитный анализ для всех пород показывает практически чистый магнетит, спектр составов титаномагнетитов, полученных на зонде, близок для всех групп зерен как из зон прямой, так и обратной полярности. Это позволяет предположить, что гетерофазное изменение титаномагнетитов произошло на стадии извержения и осаднения, т. е. эти изменения не должны исказить ориентационной природы стабильной компоненты  $J_n$ .

Предполагая ориентационную природу остаточной намагниченности туфов, необходимо сделать попытку оценки ошибки наклоения. Для этой цели использовались результаты по хр. Малиновского, где палеомагнитные направления по туфам и закалочным зонам совпадают. Отсюда можно сделать вывод об отсутствии ошибки. Учитывая близкие характеристики туфов и их разрезов и близкую их историю на хр. Малиновского и о-ва Карагинском, выводы об отсутствии ошибки наклоения можно распространить на вулканогенно-осадочный комплекс о-ва Карагинского, где непосредственно провести ее оценку не представляется возможным.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На основании полученных средних значений наклоений вулканогенно-осадочных комплексов хр. Малиновского и о-ва Карагинского были рассчитаны палеошироты места формирования обоих комплексов: для хр. Малиновского (эоцен) —  $61^\circ$  с. ш., что соответствует месту современного положения, и для о-ва Карагинского (маастрихт — даний) — приблизительно  $43-45^\circ$  с. ш. Формирование комплексов в Северном полушарии предполагается исходя из известных в настоящее время скоростей движения литосферных плит.

Оценка относительного широтного смещения исследуемых блоков проводилась методом, предложенным М. Е. Бекк [10] и уточненным Х. Х. Демарестом [11]. Наибольший интерес представляет оценка смещения комплексов относительно Евразии. Для этой цели использовались палеомагнитные полюса для Евразии, собранные в [17]. Результаты применения этого метода для района Олюторской зоны следующие: для мелового комплекса  $F=20^\circ$ ,  $\Delta F=8,1^\circ$ ; значимое смещение около 2000 км и для эоценового комплекса —  $F=8,3^\circ$ ;  $\Delta F=4^\circ$ , значимое смещение порядка 600 км.

Время коллизии комплекса с Евразией оценивалось по результатам применения того же метода (рис. 7) в предположении, что исследуемые

блоки не претерпели существенного смещения на северо-запад после заложения Алеутской дуги. Из анализа кривой  $F$  — время можно сделать предположение, что столкновение дуги с Евразией произошло в миоцене.

При анализе движения Тихоокеанской плиты обращает на себя внимание следующий факт: широтное смещение Тихоокеанской плиты с 69 по 39 млн. лет, рассчитанное по имеющимся полюсам [15], характеризуется  $F=8^\circ$ ,  $\Delta F=3,8^\circ$ . Смещение исследуемых комплексов, при предположении, что они представляют единую островную дугу, определяется  $F=12^\circ$ ,  $\Delta F=7,3^\circ$ . Вероятно, параметры  $F$  для Тихоокеанской плиты и островной дуги статистически не различаются. Тем не менее рассчитанные значимые смещения для Тихоокеанской плиты и дуги составляют

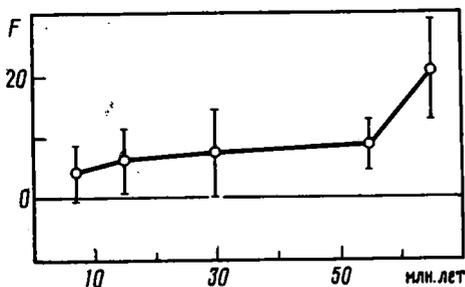


Рис. 7. Кривая  $F$  — время, характеризующая смещение островодужных комплексов относительно Евразии

450 и 850 км. Такое значительное различие смещений для исследуемых комплексов и Тихоокеанской плиты дает основание допустить, что движение дуги могло быть связано не с Тихоокеанской плитой, а с плитой Кула, поскольку спрединг между ней и Тихоокеанской плитой, по некоторым данным [12, 14], продолжался до эоцена.

Для интерпретации этих результатов на данной стадии исследования можно предложить следующую схему, основные элементы которой заимствованы из

[4, 5]: на рубеже мела — палеогена на северо-западе Тихого океана, несколько южнее современной Алеутской дуги, существовала островная дуга, смещавшаяся на северо-запад вместе с плитой Кула. В верхнем палеоцене она, вероятно, уже была в пределах современной Командорской котловины. На рубеже палеоцена — эоцена произошла перестройка зоны субдукции с юго-восточной на северо-западную [4]. Новая зона субдукции, вероятно, компенсировала спрединг в раскрывающейся Командорской котловине. Коллизию дуги с Евразией можно предполагать в миоцене.

#### ВЫВОДЫ

1. В структуре присутствуют как перемагнитченные блоки, так и блоки с доскладчатой намагнитченностью.
2. Выделенная доскладчатая намагнитченность — ориентационная. Ошибка наклона не превышает погрешности метода.
3. Носителями намагнитченности являются титаномагнетиты, подвергшиеся распаду.
4. Определены палеошироты формирования комплексов: хр. Малиновского (эоцен) —  $61^\circ$  с. ш., что соответствует месту современного положения комплекса, о-ва Карагинского (маастрихт — даний) —  $43-45^\circ$  с. ш.
5. В тылу островной дуги в позднем палеогене — начале миоцена существовал бассейн, закрытие которого произошло, вероятно, во второй половине миоцена.

Автор выражает глубокую признательность Д. М. Печерскому, А. Н. Диденко, В. Э. Павлову за предоставление необходимой аппаратуры и ценные замечания и советы в ходе работы и при анализе ее результатов, а также Н. А. Богданову и В. Д. Чеховичу за полезное обсуждение работы и М. И. Ильину за помощь в проведении микрозондовых исследований.

#### Список литературы

1. Баженов М. Л., Шипунов С. В. Метод складки в палеомагнетизме // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 7. С. 89—101.
2. Богданов Н. А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. С. 30—44.

3. Богданов Н. А., Чехович В. Д., Сухов А. Н., Вишневецкая В. С. Тектоника Олюторской зоны//Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189—217.
4. Кравченко-Бережной И. Р. Геологическое положение магматических комплексов западного обрамления Командорской котловины: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИЛСАН, 1989. 27 с.
5. Ставский А. П., Чехович В. Д., Кононов М. В., Зоненшайн Л. П. Тектоника плит и палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона//Геотектоника. 1988. № 6. С. 32—42.
6. Храмов А. И., Гончаров Г. И., Комиссарова Р. А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982 с. 84.
7. Чехович В. Д., Кравченко-Бережной И. Р., Аверина Г. Ю., Ковалёнок Д. В. Аккреционная призма о. Карагинского//Геотектоника. 1989. № 1. С. 112—114.
8. Чехович В. Д., Богданов Н. А., Кравченко-Бережной И. Р. и др. Геология западного Берингово моря//М.: Наука, 1990. В печати.
9. Arcuius R. J., Wills K. J. A. The petrology of Plutonic Blocks and Inclusions from Lesser Antilles Island Arc//J. Petrol. 1980. V. 21. Pt 4. P. 743—799.
10. Beck M. E. Jr. Paleomagnetic record of plate-margin tectonic processes along the western edge of North America//J. Geophys. Res. 1980. V. 85. P. 7115—7131.
11. Demarest H. H. Jr. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data//J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 4321—4328.
12. Engebretson D. C., Cox A., Gordon R. G. Relative motions between oceanic plates of the Pacific Basin//J. Geophys. Res. 1984. V. 89. P. 291—310.
13. Halls H. C. A Least-Squares Method to find a Remanence Direction from Converging Remagnetization Circles//Geophys. J. Roy Astron. Soc. 1976. V. 45. № 5. P. 297—304.
14. Lonsdale P. Paleogene history of the Kula plate: Offshore evidence and onshore implications//Geol. Soc. Amer. Bul. 1988. V. 100. № 5. P. 733—754.
15. Sager W. W. Late eocene and mastrichtian paleomagnetic poles for the Pacific plate: implications for the validity of seamount paleomagnetic data//Tectonophysics. 1987. V. 144. № 4. P. 301—314.
16. Scarfe C. M., Toshitsugu F. Petrology of crystal clots in the pumice of Mount St. Helens's March 19, 1982 eruptions: Significant role of Fe—Ti oxide crystallization//J. Volcanol. geotherm. Res. 1987. V. 34. № 1/2. P. 1—14.
17. Westphal M., Bazhenov M. L., Lauer J. P. et al. Paleomagnetic implications on the evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to Pamirs since the Triassic//Tectonophysics. 1986. V. 123. P. 37—82.

Институт литосферы АН СССР,  
Москва, 109180

Поступила в редакцию  
20.II.1989

УДК 551.462 : 551.24 (267)

©1990 г.

ЩЕРБАКОВ В. С., КАРА В. И., ПИЛИПЕНКО А. И.

**СТРУКТУРА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ  
МАСКАРЕНСКОГО ХРЕБТА В КАЙНОЗОЕ  
(ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН)**

Приводятся результаты сейсмических исследований МОВ ОГТ и цифровой многоканальной сейсмоакустической съемки, выполненных в центральной части Маскаренского хребта по программе Трансиндоокеанского геотраверза. Высказано предположение об аккреционной природе Маскаренского хребта.

В настоящей работе приводятся результаты сейсмических исследований МОВ ОГТ и цифровой сейсмоакустической съемки, выполненных ПО «Южморгеология» в 1985 г. в центральной части Маскаренского хребта (южная часть банки Сая-де-Малья, северная оконечность банки Назарет) по программе Трансиндоокеанского геотраверза на НИС «Исследователь».

Маскаренский хребет является крупнейшим плосковершинным поднятием в западной части Индийского океана. В плане он имеет дугообразные очертания, выпуклой стороной обращен к Аравийско-Индийскому срединному хребту и простирается примерно на 2600 км от Амиранского хребта на севере до о-ва Маврикий на юге (рис. 1). Северная часть хребта (Сейшельская банка) сложена докембрийскими гранитами, центральная его часть (банки Сая-де-Малья, Назарет, Каргадос-Карахос) — реликтовым платформенным чехлом, южная представлена вулканогенными структурами (Реюньон, Маврикий) [1, 3, 9]. Гетерогенное строение Маскаренского хребта и наличие гранитного массива докембрийского возраста позволило ряду исследователей отнести его к реликтивно-континентальным структурам (микроконтинентам), образовавшимся в период новейшего этапа раскрытия Индийского океана [2, 11].

Основной объем выполненных исследований приходится на южную часть банки Сая-де-Малья, являющуюся одним из наиболее крупных структурных элементов Маскаренского хребта. Ширина его плоской вершины достигает 330 км. Вершинная поверхность банки Сая-де-Малья наклонена в южном направлении до глубин 500 м и окаймлена по периметру разрушенными и активно растущими коралловыми рифами. От банки Назарет она отделена узким линейным трогом, поверхность которого располагается на глубине 1000 м. В этом районе отработана система широтных и субмеридиональных сейсмоакустических и сейсмических профилей (рис. 2).

Западный склон Маскаренского хребта обращен к одноименной котловине. Морфологический облик этого склона резко изменяется по простиранию. Наиболее возвышенную часть банки Сая-де-Малья и банку Назарет с запада окаймляет крутой уступ высотой до 2500—2700 м. В подножии уступа располагается полого наклонная равнина, сложенная терригенными отложениями. Южная, погруженная, часть банки Сая-де-Малья окаймлена вогнутым, террасированным участком склона, изрезанным многочисленными разветвленными каньонами.

Восточный склон хребта обращен к фланговой зоне Аравийско-Индийского срединного хребта. Этот склон имеет морфологически более однородное строение. Верхняя часть, до глубин 2100—2200 м, представляет собой крутой уступ, окаймленный широкой региональной ступенью, поверхность которой наклонена к тыльному шву. Внешний склон ступени

крутой и расчленен отрогами трансформных разломов. Троги, образованные последними, протягиваются вплоть до бровки ступени.

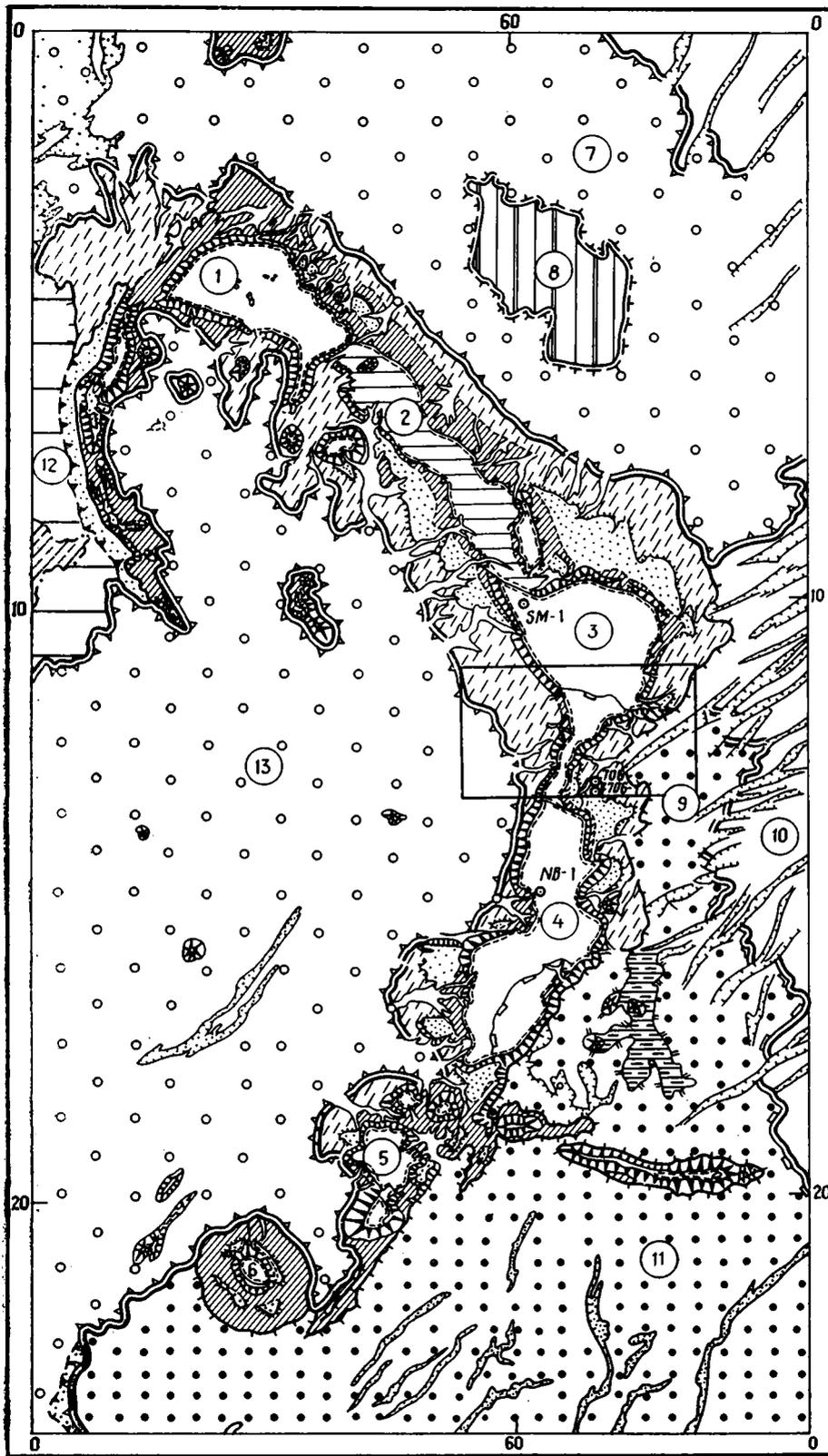
В пределах центральной части Маскаренского хребта возраст сейсмических комплексов определен по привязке горизонтов к скважинам SM-1 и NB-1 [6] и скважинам 706 и 706-А [7, 8] (см. рис. 1). В соответствии с данными бурения основные сейсмоакустические горизонты в осевой части хребта приурочены к подошве рифовых образований плиоцен-четвертичного возраста и кровле раннеолигоценовых мелководных известняков. Стратификация сейсмических комплексов в западной части Маскаренской котловины выполнена на основе сопоставления разрезов скважин глубоководного бурения 237, 239, 240. Анализ изменения условий и скоростей седиментации по направлению от центральной части Маскаренской котловины к осевой части хребта и сопоставление с сейсмическими данными непрерывного сейсмического профилирования, полученными на судне «Гломар Челленджер» в 24-м рейсе [4, 10], позволяют предполагать, что фиксируемые в восточной части Маскаренской котловины три основные сейсмические границы соответствуют региональным несогласиям и перерывам в осадконакоплении, приуроченным к кровлям позднего миоцена, позднего олигоцена и среднего эоцена. Определенное по данным ОГТ региональное несогласие, располагающееся ниже кровли среднего эоцена, бурением не вскрыто. Слоистый характер отложений, залегающих ниже этого несогласия, дает возможность считать, что мощность осадочных и осадочно-вулканогенных отложений в осевой части Маскаренского хребта превышает 4000 м, и эта поверхность имеет, по видимому, предраннепалеоценовый возраст, т. е. является своеобразной подошвой кайнозойских отложений.

На восточном склоне Маскаренского хребта, обращенном к Аравийско-Индийскому хребту, пробурены две скважины судном «Гломар Резолюшен» [4, 10]. В непосредственной близости от этих скважин располагается профиль ОГТ 098603. По сопоставлению данных ОГТ с результатами бурения (рис. 3) можно предполагать, что вскрытые в скважинах 706 и 706-А базальты раннеолигоценового возраста представляют собой покровные излияния, перекрывающие древний позднемеловой — раннеэоценовый (?) осадочный чехол. Несогласие, приуроченное к кровле позднего миоцена, прослеживается как на восточном, так и на западном склоне Маскаренского хребта.

По сейсмоакустическим данным в пределах вершинной поверхности Маскаренского хребта выделяется три сейсмических комплекса, сложенных позднемiocен-четвертичными рифовыми известняками, позднемiocеновыми и позднеолигоцен-раннемiocеновыми известняками мелкого моря (рис. 4). Верхнемiocен-четвертичные отложения залегают на размытой поверхности известняков позднего миоцена и образуют своеобразную осадочную линзу, выклинивающуюся по направлению к бровкам склонов. Время формирования поверхности несогласия приходится на мессиний. У восточной бровки банки Сая-де-Малья располагается обширная коралловая банка, представляющая собой односторонний горст, образованный в процессе запрокидывания восточного фланга Маскаренского хребта на запад. В пределах этой банки на поверхности дна обнажаются нижнеолигоцен-нижнемiocеновые отложения.

Западная оконечность вершинной поверхности банки Сая-де-Малья сложена рифовыми известняками позднего олигоцена — плиоцена, покрытыми слабо сцементированными рифовыми известняками плейстоцена. Эти породы обнажаются в верхней части склона, при этом разная компетентность пород обусловила формирование на глубинах 700—800 м локальных ступеней, приуроченных к выходам кровли известняков позднего олигоцена — раннего миоцена.

Поверхность акустического фундамента, приуроченная к кровле известняков среднего эоцена, ступенчато погружается по направлению к глубоководной котловине (рис. 5). Поверхность ступеней субгоризонтальна, они разделены крутопадающими сбросами, амплитуда которых возрастает по направлению к котловине от 100 до 400 м. На поверхности



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

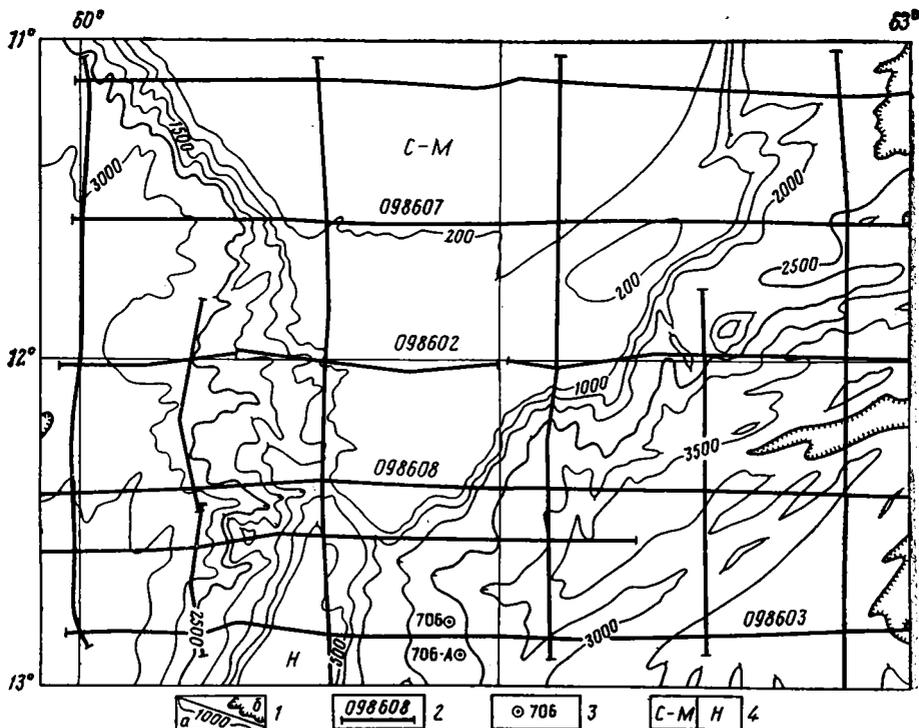


Рис. 2. Схема расположения сейсмических профилей в пределах центральной части Маскаренского хребта (положение района показано на рис. 1)  
 1 — изобаты: а — основные, через 500 м, б — дополнительные; 2 — сейсмические профили и их номера; 3 — местоположение и номера скважин, пробуренных судном «Джондес Резолюшен»; 4 — наименование структурно-геоморфологических элементов: С-М — банка Сая-де-Малья, Н — банка Назарет

акустического фундамента субпараллельно ей располагаются акустически слоистые отложения мощностью от 100 до 300 м. Вблизи плоскостей сбросов эти отложения деформированы в пологие асимметричные складки. Верхняя часть разреза этих отложений срезается подошвой плиоцен-четвертичных акустически полупрозрачных отложений, представленных оползневыми телами, частично перекрытыми турбидитами.

Обширная ступень, располагающаяся на западном склоне хребта на продолжении канала, разделяющего банки Сая-де-Малья и Назарет, сложена относительно мощной (до 450 м) толщей косослоистых отложений. Последние образуют ряд линз, вложенных одна в другую и смещающихся с течением времени по направлению к тыльной части ступени. Это

Рис. 1. Структурно-геоморфологическая карта Маскаренского хребта  
 1 — бровка вершинной поверхности: а — на участках, окаймленных пологим аккумулятивным континентальным склоном, б — на участках, окаймленных эрозивно-тектоническими уступами; 2 — бровка верхней ступени на вершинной поверхности; 3 — глубоко погруженные участки вершинной поверхности; 4, 5 — ярусы склона: 4 — верхний, эрозивно-тектонический, 5 — нижний, аккумулятивный; 6 — ступени на склонах хребта; 7 — юго-восточная разломная граница хребта; 8 — границы глубоководных котловин; 9 — глубоководные котловины; 10 — внутриплитовые возвышенности; 11 — реликтовые останцы Маскаренского хребта; 12 — предкотловинная зона Мадагаскарской котловины; 13 — базисные впадины; 14 — внешняя граница срединного хребта; 15 — трансформные разломы; 16 — континентальный склон Мадагаскара; 17 — цокольная ступень глубоководных котловин; 18 — глубоководные желоба. Цифрами обозначены: 1 — Сейшельская банка, 2 — Маскаренская ступень, 3 — банка Сая-де-Малья, 4 — банки Назарет и Каргадос-Карахос, 5 — Реюньон, 6 — Маврикий, 7 — котловина Мединглей, 8 — возвышенность Мединглей, 9 — впадина Назарет, 10 — Аравийско-Индийский срединный хребет, 11 — Мадагаскарская котловина, 12 — Амиранский желоб, 13 — Маскаренская котловина. Прямоугольником показано положение района работ, цифры и индексы — номера скважин

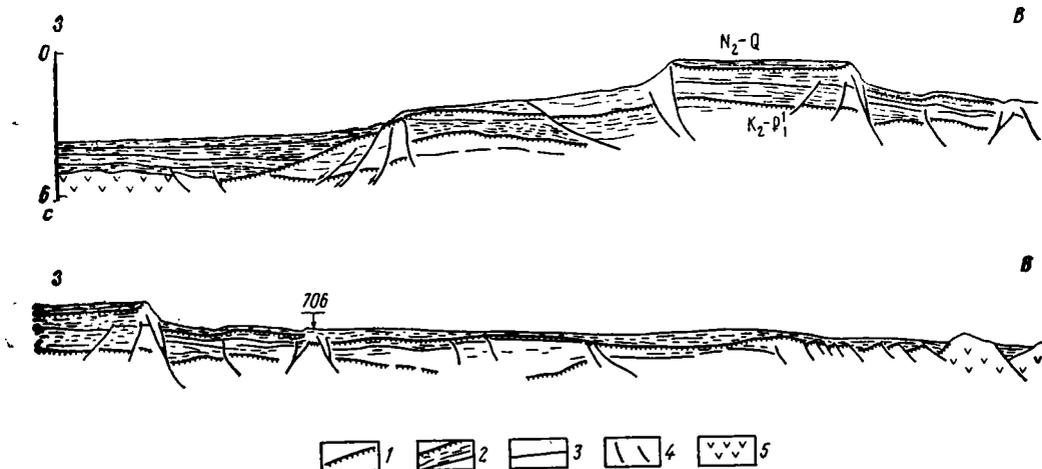


Рис. 3. Сейсмогеологический разрез по профилю ОГТ 098603. Местоположение см. на рис. 2  
 1 — поверхности несогласия; 2 — локальные сейсмические горизонты; 3 — стратиграфические границы; 4 — разломы; 5 — базальты второго слоя. Стрелкой показано положение скв. 706

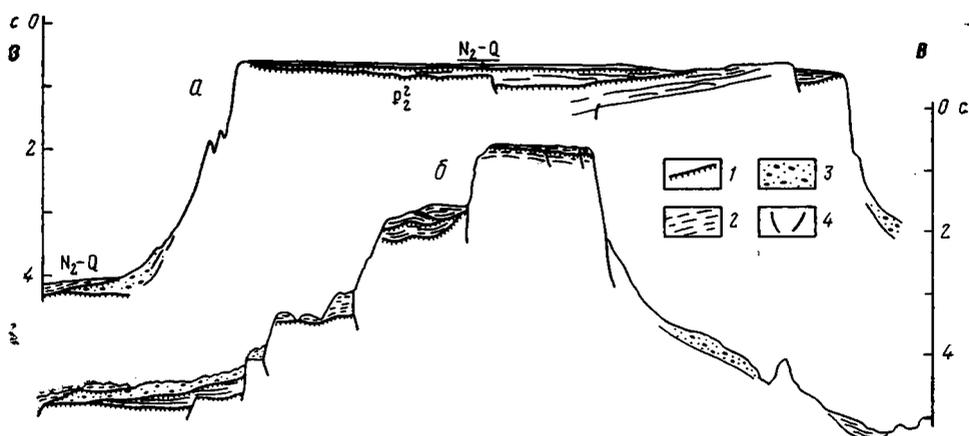


Рис. 4. Сейсмогеологические разрезы по сейсмоакустическим профилям 098607 (а) и 098608 (б). Местоположение см. на рис. 2  
 1 — поверхности несогласия; 2 — локальные сейсмические горизонты; 3 — отложения подводных оползней; 4 — разломы

свидетельствует о постепенном погружении ступени и плавном перекосе ее поверхности по направлению к коренному склону.

В пределах региональной ступени на восточном склоне Маскаренского хребта мощность осадочных отложений, залегающих на поверхности акустического фундамента, составляет 800—850 м (см. рис. 3). Эти ступени представляют собой поверхности опущенных блоков осевой части хребта, испытавших в новейшее время коробление. Слагающие их кайнозойские отложения и поверхность акустического фундамента образуют пологий свод. Подошва плиоцен-четвертичных отложений залегает субгоризонтально, срезает нижележащие горизонты под углом  $5^\circ$  и является поверхностью размыва, происходившего в позднем миоцене.

Акустический облик разрезов осадочных отложений, распространенных на ступенях восточного склона хребта и в зоне подножия его западного склона, во многом сходен. Над поверхностью акустического фундамента залегает полупрозрачная толща, перекрытая горизонтально тонкослоистыми отложениями. Обе эти толщи залегают субпараллельно поверхности акустического фундамента, одинаково с ним деформированы, а их верхние части срезаны подошвой плиоцен-четвертичных отло-

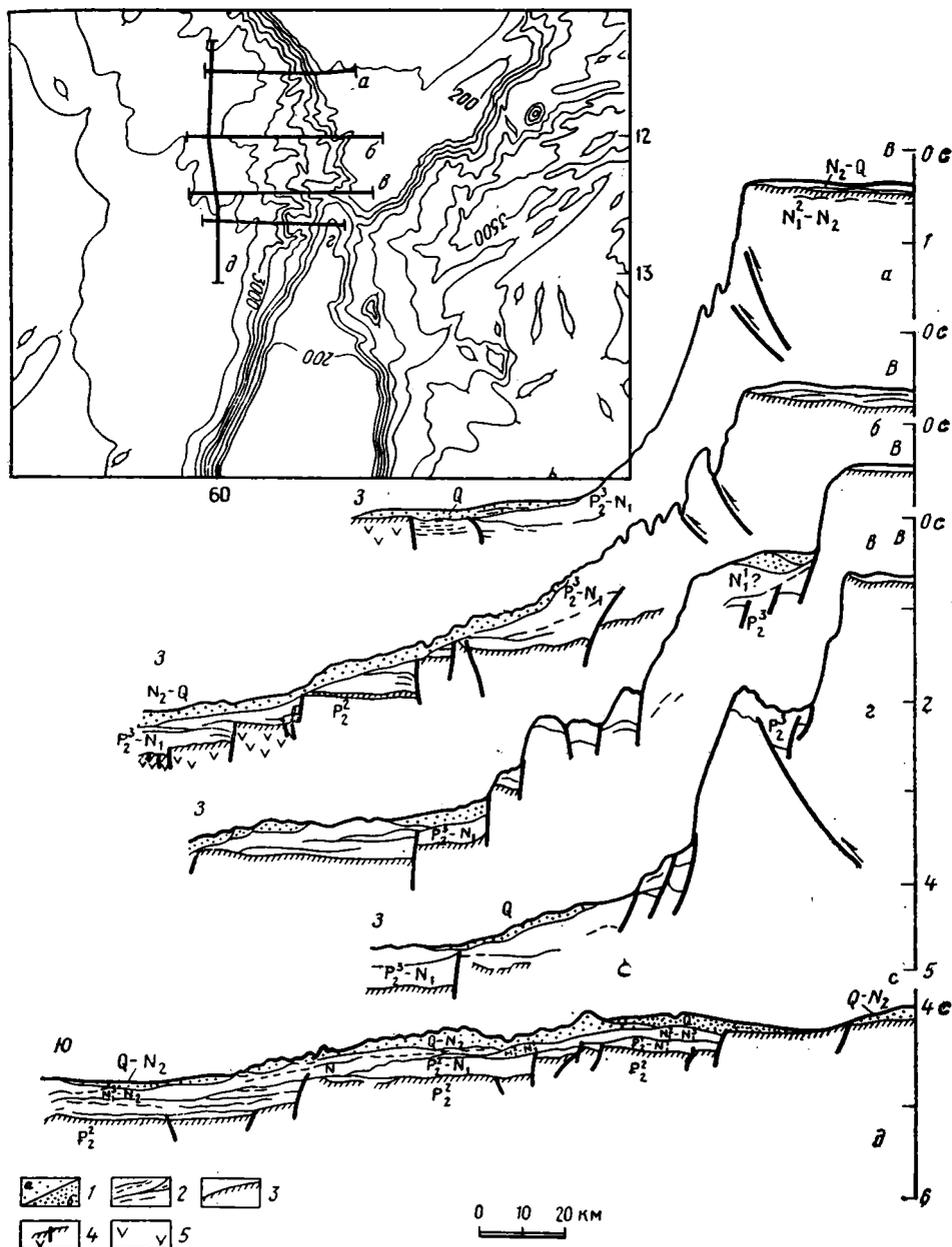


Рис. 5. Сейсмогеологические разрезы (а — д) по заданному склону Маскаренского хребта. Данные сейсмоакустических наблюдений. На врезке показан фрагмент батиметрической карты и положение профилей

1 — терригенные плиоцен-четвертичные отложения: а — оползневые, б — конусов выноса; 2 — верхнеэоцен-миоценовые отложения; 3 — поверхность акустического фундамента; 4 — разломы; 5 — базальты второго слоя

жений. Основное различие в структуре кайнозойского разреза заключается в том, что к западу от Маскаренского хребта эти отложения разбиты системой разломов на ступенчато погружающиеся блоки, а к востоку отдельные блоки имеют большую величину и подвержены кораблению. Это дает основание полагать, что вплоть до позднего миоцена в областях, непосредственно примыкающих к осевой части Маскаренского хребта, условия осадконакопления были идентичны, а морфологическое обособление последнего произошло в позднем миоцене в процессе отчленения от него отдельных блоков (рис. 6). С этих позиций подошва оползневых

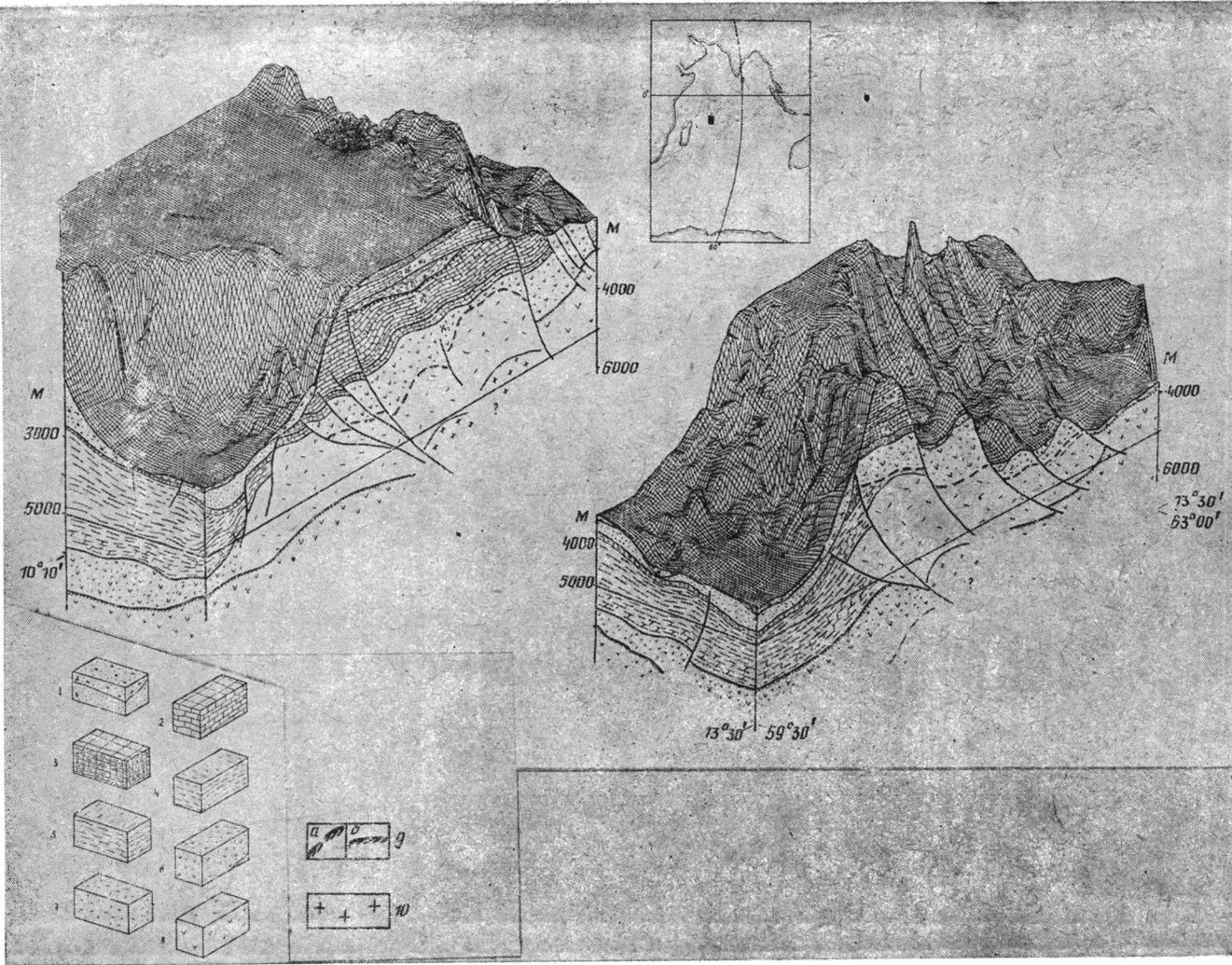


Рис. 6. Блок-диаграмма центральной части Маскаренского хребта. Положение показано на врезке черным прямоугольником. Рельеф дна в изометрии построен на ИВЦ ПО «Южморгеология»

1 — плейстоцен - четвертичные отложения: а — оползневые, б — конусов выноса; 2 — рифовые известняки; 3 — известняки открытого моря; 4 — терригенно-карбонатные отложения; 5 — то же, с прослоями известняков открытого моря; 6 — вулканогенно-осадочные отложения; 7 — базальты щелочного состава; 8 — океанические базальты; 9 — предполагаемое положение подошвы вулканогенно-осадочного комплекса (а) и кровли второго слоя (б); 10 — гранито-гнейсовый цоколь хребта

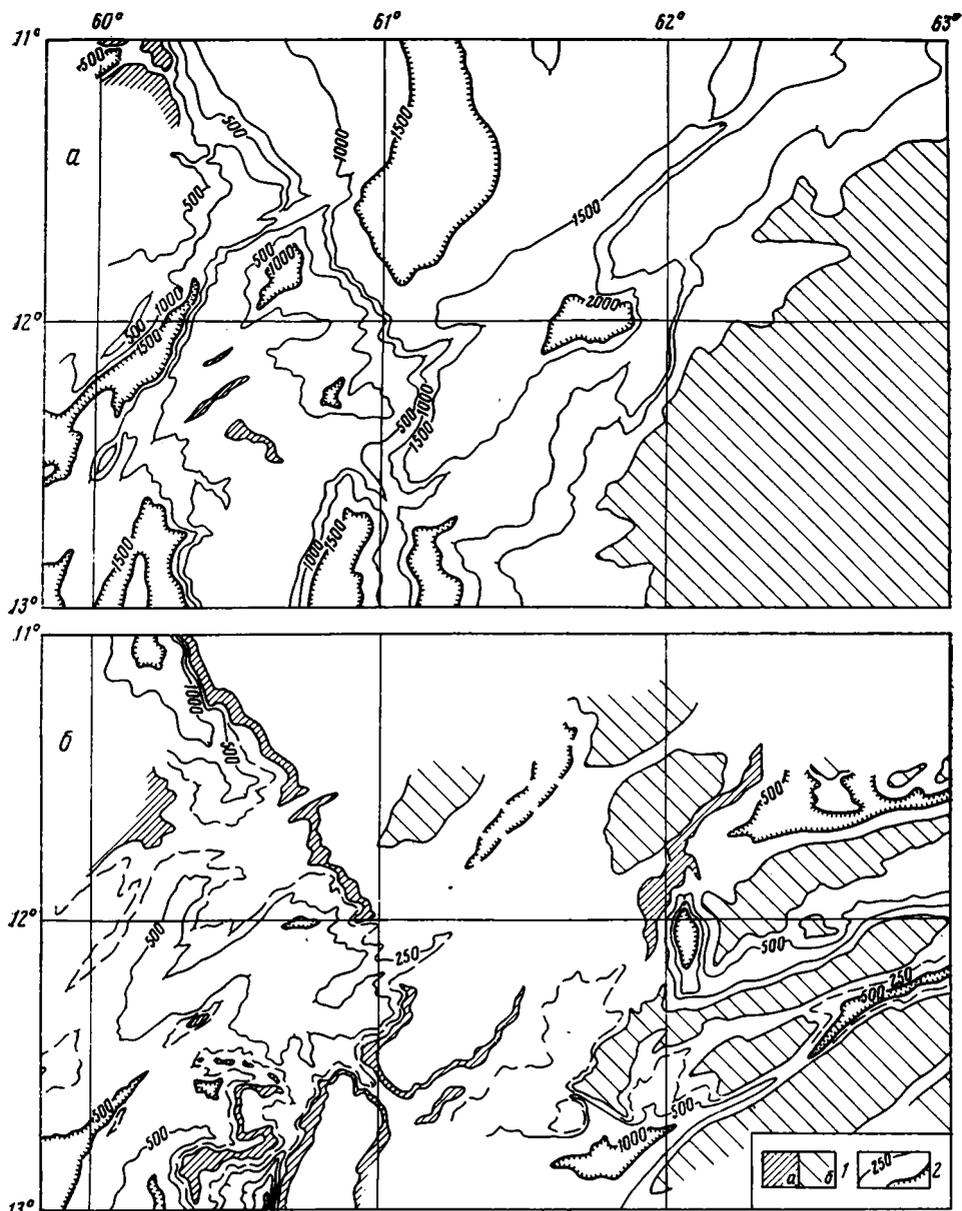


Рис. 7. Схема распределения мощностей синрифтовых (а) и пострифтовых (б) отложений в центральной части Маскаренского хребта  
 1 — области отсутствия отложений: а — эрозионного, б — конседиментационного происхождения; 2 — изопакиты; сечение изопакит 500 м; дополнительные изопакиты проведены пунктиром через 250 м

и терригенных отложений плиоцен-четвертичного возраста может рассматриваться в качестве поверхности палеосклона, формировавшегося в позднем миоцене.

Анализ распределения мощностей кайнозойских отложений позволил установить, что нижнекайнозойские отложения палеоцен-раннеэоценового возраста развиты только в осевой части Маскаренского хребта и на региональных ступенях, окаймляющих хребет. Постсреднеэоценовые отложения развиты на значительно большей площади и выполняют осевые трог трансформных разломов (рис. 7). Эти два осадочных комплекса разделены поверхностью несогласия, которая прослеживается на сейсмоакустических профилях в качестве акустического фундамента, что

позволяет относить постсреднеэоценовые отложения к пострифтовым образованиям, т. е. сформировавшимся после раскола и погружения Аравийско-Индийского срединного хребта. Палеоцен-раннеэоценовые отложения являются синрифтовыми, т. е. сформировавшимися на западном фланге палеосвода, существовавшего на месте Аравийско-Индийского хребта вплоть до среднего эоцена. Граница Маскаренской котловины в это время располагалась западнее 60° в. д., а на месте западного склона Маскаренского хребта существовали относительно приподнятые блоки древней карбонатной платформы, расчлененные разломами северо-восточного простирания.

На границе эоцена — олигоцена проторифт погрузился ниже уровня моря [5] и начавшийся активный спрединг обусловил смещение древней карбонатной платформы к юго-западу. Это привело к формированию зоны надвига вдоль западного фланга обособлявшегося Маскаренского хребта и миграции в северо-восточном направлении границы одноименной котловины, а также формированию западного склона хребта и расчленению единого палеоконтинентального блока на систему отдельных поднятий: банки Сая-де-Малья и Назарет. Отдельные участки этих банок воздымались выше уровня моря.

Развитие срединного хребта в миоцене-плиоцене обусловило расширение разломных трогов, образованных ответвлениями трансформных разломов, их миграцию вплоть до границы палеосвода и ступенчатое погружение крупных блоков на восточном склоне Маскаренского хребта. Погружение блоков вызвано, по-видимому, тем, что они оказались в зоне локального растяжения земной коры, образовавшейся в процессе надвигания западного фланга Маскаренского хребта на древнюю котловину. Погружение же крупных блоков на западном фланге Маскаренского хребта может быть обусловлено тем, что эти блоки оказались на висячем крыле регионального надвига.

Выполненные исследования позволяют предполагать, что формирование центральной части Маскаренского хребта произошло в позднем олигоцене — раннем миоцене в процессе развития южного звена Аравийско-Индийского срединного хребта. Заложение последнего вдоль юго-западного края Индостана обусловило отчленение от мезозойской Лаккадивско-Мальдивской платформы крупных блоков. Своеобразное структурное положение этих блоков, а именно их линейное расположение между мезозойско-раннекайнозойской глубоководной котловиной и активно расширяющимся позднекайнозойским срединным хребтом, обусловило срыв их с первичного основания и смещение в сторону глубоководной котловины. Это привело к дроблению краевых блоков, обращенных к котловине, формированию клинообразных зон надвигов и смещению по листрическим сбросам блоков, обращенных к срединному хребту.

Таким образом, Маскаренский хребет в новейшее время представляет собой «конгломерат» из отдельных блоков мезозойской карбонатной платформы, располагающихся на месте предсреднеэоценовой материковой окраины Индостана. Маскаренский хребет является своеобразной шовной структурой, заложившейся на границе мезозойского Индийского океана в процессе формирования новой, позднекайнозойской, оси спрединга — южного звена Аравийско-Индийского хребта. Он не имеет корней и может также рассматриваться в качестве аккреционной структуры, надвигающейся на океаническую кору мезозойского океана.

#### Список литературы

1. Канаев В. Ф. Рельеф дна Индийского океана. М.: Наука, 1979. 267 с. /
2. Удинцев Г. Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 239 с.
3. Baker D. H., Miller J. A. Geology and geomorphology of the Seychelles islands and structure of the floor of the Arabian sea//Nature. 1967. V. 199. N 4891. P. 246.
4. Cronan D. S., Damiani V. V., Kinsman D. J. J., Thiede J. Sediments from the gulf of Aden and Western Indian ocean//Initial Report of the Deep Sea Drilling Project/ Ed. Fisher R. L., Bunce E. T. et al. Wash., 1974. V. 24. P. 1047.

5. Fisher R. L. Underway observations. Leg 24, Glomar Challenger//Initial Report of the Deep Sea Drilling Project./Ed. Fisher R. L., Bunce E. T. et al. Wash., 1974. V. 24. P. 606.
6. Francis T. J. G., Shor G. G. J. Seismic refraction measurements in the Northwest Indian ocean//J. Geophys. Res. 1966. V. 71. N 2. P. 120.
7. Leg 115 scientific prospectus//Joides Journal. 1987. V. XIII. N 2. P. 3.
8. Leg 115 tracs oozes and hot spots//Geotimes. 1987. V. 11. P. 32.
9. Matthews D. H., Devies D. Geophysical studies of the Seychelles bank//Phil. Trans. Roy. Soc. London. A. 1966. V. 259. P. 227.
10. Meyerhoff A. A., Kamen-Kaye M. Petroleum prospects of Saya de Malha and Nazareth banks, Indian ocean//Geologic Notes. 1977. N 3. P. 1344.
11. Ocean Basin and Margins: The Indian ocean./Ed. Bunce E. T. Wash., 1985. 540 p.

ПО «Южморгеология»,  
Геленджик, 353470

Поступила в редакцию  
21.VI.1988

УДК 551.242.2(267)

© 1990

ПИЛИПЕНКО А. И., СИВУХА Н. М.

**ТЕКТОНИКА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПЛАТО ЭКСМУТ  
И СМЕЖНЫХ ГЛУБОКОВОДНЫХ КОТЛОВИН  
(ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН)**

На основании комплексной интерпретации данных МОВ ОГТ, сейсмоакустических и магнитометрических исследований выполнено структурно-тектоническое районирование с использованием геодинамических критериев. Выделены области развития континентальной, переходной и океанической (спрединговой) земной коры. Области развития континентальной коры охватывают площадь Северного Эксмута и микроконтинент Джой, разделенные рифтовым грабеном Киви. В разрезе континентальной коры выделено два структурных этажа с домеловой поверхностью структурного несогласия между ними. Мощность отложений нижнего палеозойско-среднеюрского структурного этажа достигает 4—6 км. На бортах палеорифта Киви выделены ступенчато-сбросовые структуры с запрокинутыми блоками. На абиссальной равнине Арго в интервале времени от 2,9 до 3,3 с от поверхности дна зарегистрирована наиболее глубокая группа волн, отвечающая слоистой нижней части коры (границе Мохо).

**ВВЕДЕНИЕ**

В 1986—1987 гг. производственным объединением «Южморгеология» Министерства геологии СССР в приавстралийском секторе Индийского океана (рис. 1, врезка) выполнены площадные региональные МОГТ (3100 км) и сейсмоакустические (5500 км) исследования в комплексе с магнитометрией с целью изучения строения разреза верхней части земной коры. В геологическом отношении исследуемый полигон размером 4° по широте и 6° по долготе перекрывает северо-западную оконечность плато Эксмут, глыбовую возвышенность Джой и обрамляющие их абиссальные равнины Арго и Гаскойн (Северо-Австралийская и Западно-Австралийская котловины) (рис. 2).

Результаты проведенных здесь ранее геолого-геофизических исследований отражены в ряде публикаций [2, 3, 6, 11, 15—21]. Тектонический анализ данных глубоководного бурения в Индийском океане детально рассматривался в работах [11, 12]. Выполненные впервые в большом объеме региональные сейсмические исследования 24-кратным МОГТ и непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСАП) в комплексе с магнитометрией дали уникальный объективный материал по тектонике и возрасту континентальной и океанической земной коры [10].

**СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЯ**

1. По данным комплексной интерпретации выделены области развития континентальной, переходной и океанической (спрединговой) земной коры. Области развития континентальной коры охватывают северное глубоководное продолжение плато Эксмут и глыбовую возвышенность Джой, разделенные рифтовым грабеном Киви [10]. В волновом моле МОГТ области развития континентальной коры отличаются значительной мощностью (5—8 км) осадочного чехла. Осадочная толща бассейна Эксмут подразделяется на два структурно-литологических этажа (СЛЭ). Нижний СЛЭ представлен палеозойско-среднеюрскими образованиями, верхний — меловыми и кайнозойскими породами. Граница раздела СЛЭ обычно маркирует вершины тектонических блоков, разделенных разрывными нарушениями, редко проникающими в осадочный чехол верхнего СЛЭ. При определении стратиграфической приуроченности отражающих горизонтов были использованы результаты бурения

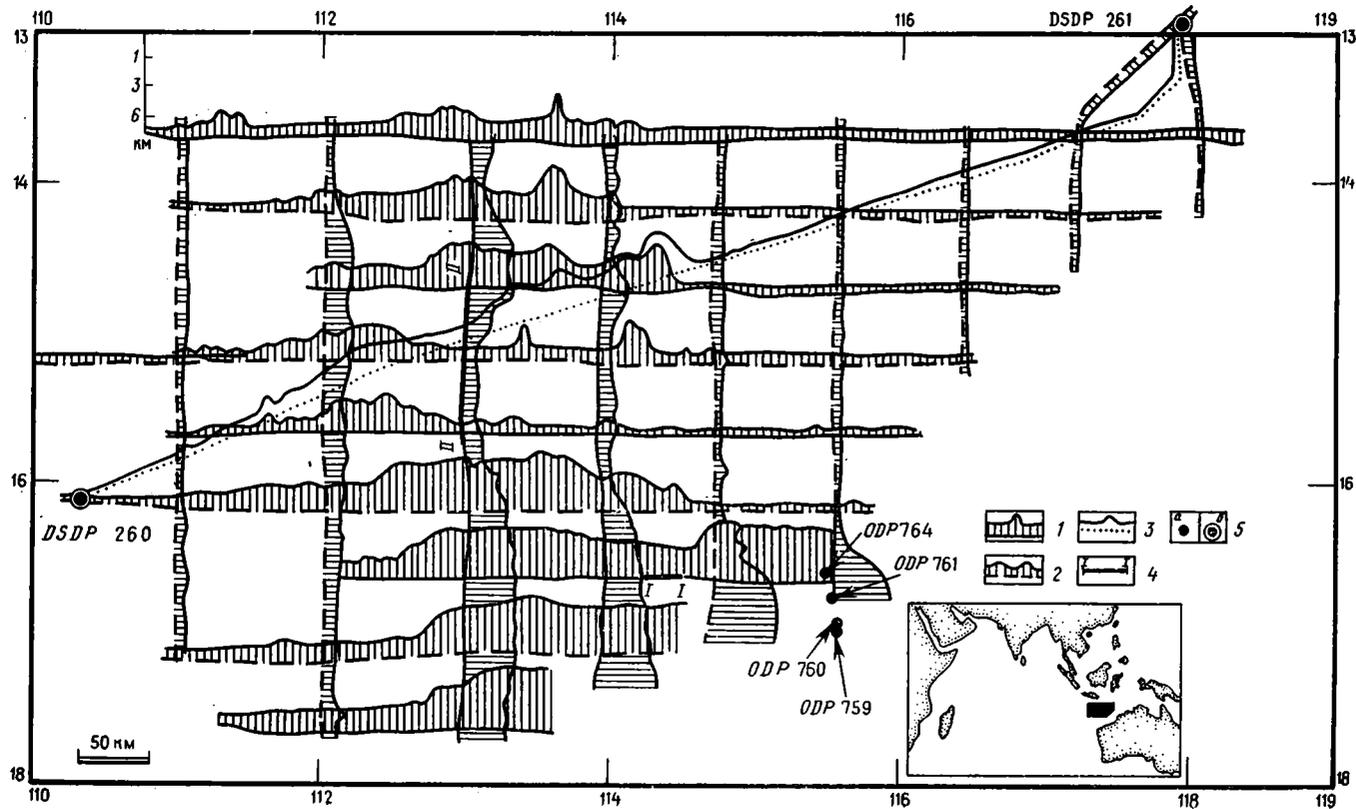


Рис. 1. Профили рельефа дна по данным НИС «Иследователь»

1 — профили МОГТ; 2 — сейсмоакустические профили; 3 — профиль бурового судна «Гломар Челленджер»; 4 — фрагменты временных разрезов, показанные на рис. 3 и 4; 5 — скважины: а — ODP, б — DSDP. На врезке — местоположение исследуемого участка

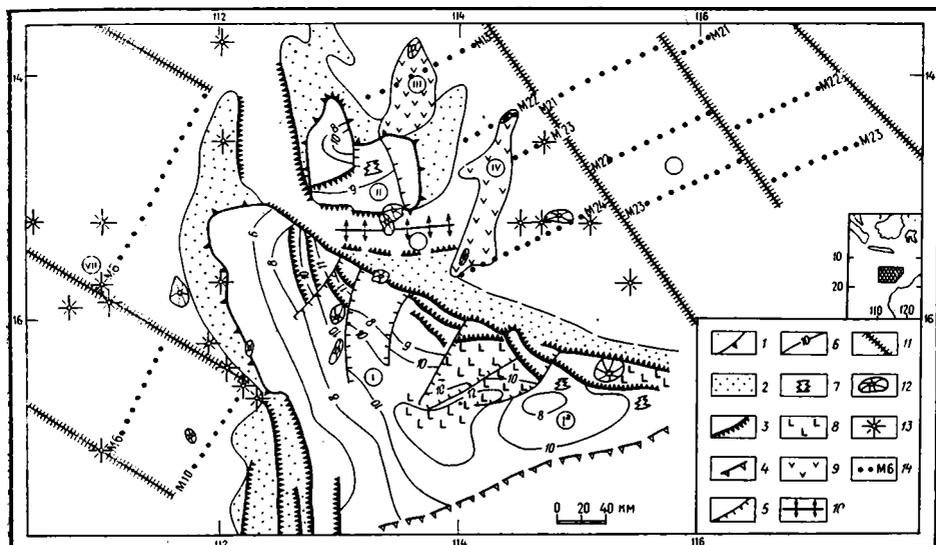


Рис. 2. Структурно-тектоническая схема северной части плато Экмут и смежных котловин

1 — граница континентальной коры; 2 — кора переходного типа; 3 — бортовые уступы рифтовых грабенов; 4 — северный борт грабена Монтебелло; 5 — сбросо-сдвиги в континентальной коре; 6 — изогипсы поверхности докембрийского фундамента, км; 7 — погребенные рифы; 8 — области предполагаемого развития эвапоритов; 9 — приразломные вулканические возвышенности; 10 — ось спрединга отмершего рифта; 11 — палеотрансформные разломы; 12, 13 — вулканы: 12 — крупные, 13 — мелкие; 14 — оси линейных магнитных аномалий и их номера. Римские цифры — структурно-тектонические элементы: I, II — блоки континентальной коры: I — Северный Экмут, Ia — Вомбат, II — Джой; III, IV — приразломные вулканические возвышенности: III — Северный Джой; IV — Восточный Джой; V — палеорифт Киви; VI, VII — абиссальные равнины: VI — Арго, VII — Гаскойн. На врезке — местоположение исследуемого участка

скважин ODP Leg 122 [18] в юго-восточной части полигона. Учитывались также данные драгирования и сейсмических исследований, выполненных зарубежными экспедициями на плато Вомбат [16, 21]. Стратиграфическая приуроченность и временной интервал регистрации опорных отражающих границ приведены в таблице.

Отражающий горизонт *G* выделяется в основании нижнего СЛЭ (рис. 3, 4) и условно, по аналогии с Южным Экмутом [16], относится к поздней перми. Отметим, что скв. ODP Leg 122, пробуренные на северном и восточном склонах возвышенности Вомбат, были остановлены в отложениях триаса, которые представлены главным образом карбонатными фациями [18].

В разрезе нижнего СЛЭ на большей части Северного Экмута выделяются многочисленные оси синфазности, принадлежащие, по всей видимости, триасовым и нижнесреднеюрским образованиям. Наибольшую динамическую выразительность и распространение по площади имеют отражающие горизонты *F* и *E*, которые относятся к триасу и средней юре.

Отражающие границы Северного Экмута и глыбовой возвышенности Джой

Индекс границ	Стратиграфическая приуроченность	Диапазон регистрации $t_0$ , с		Интервал регистрации относительно поверхности дна $\Delta t_0$ , с
		Экмут	Джой	
A	Миоцен	2,0—3,1	?	0,0—0,15
B	Палеоцен	2,1—3,1	?	0,1—0,3
C	Верхний мел	2,2—4,1	4,0—4,7	0,1—0,5
D	Нижний мел	3,5—4,5	4,6—4,9	0,1—0,8
E	Средняя юра	3,5—5,0	4,5—5,1	0,3—1,2
F	Триас	4,0—6,0	5,0—6,2	1,4—2,5
G	Верхняя пермь	4,0—8,0	6,5—8,0	0,9—4,0

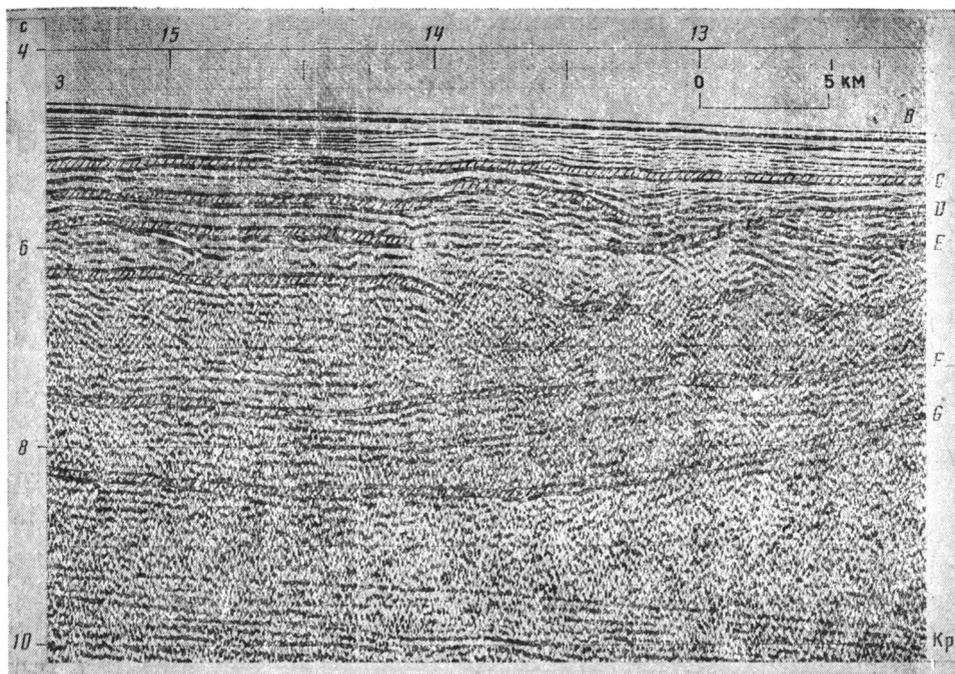


Рис. 3. Фрагмент временного разреза МОГТ (см. линию I—I на рис. 1) по профилю 128604, иллюстрирующий отражающие горизонты в пределах континентальной окраины Северного Эксмута (24-кратное перекрытие, пневматический источник) C, D, E, F, G — отражающие горизонты; Кр — краткое отражение («второе дно»); цифры на горизонтальной линии над разрезом — отметки судового времени в часах

Наличие нижнеюрских карбонатных отложений мелководного генезиса установлено при драгировании на северном континентальном склоне Северного Эксмута [21]. На приподнятых блоках докембрийского фундамента, в том числе и на блоковой возвышенности Вомбат, юрские горизонты выпадают из разреза, в основном за счет срезания их поверхностью несогласия, которая проходит на границе нижнего и верхнего СЛЭ. Известные сейсмостратиграфические признаки [7, 13, 14] позволяют выделять на площадях Джой и Вомбат в интервале разреза E—F рифоподобные структуры, что согласуется с данными бурения скв. 761 и 764, вскрывших рифовые известняки триаса [18].

При сейсмостратиграфическом анализе данных МОГТ в триасово-среднеюрском интервале разреза в депрессии, обрамляющей с запада блоковую возвышенность Вомбат, установлено наличие диапирообразных структур, причем в ряде случаев заметны разрывы в корреляции горизонтов в верхней части комплекса, в то время как нижележащие сейсмические границы прослеживаются непрерывно (см. рис. 3). Указанный интервал разреза в пределах развития этих структур характеризуется относительной акустической «прозрачностью», пластовой скоростью 4,4—4,7 км/с и, по-видимому, имеет эвапоритовый состав. Накопление эвапоритов (лагунных фаций), как известно, происходит еще на континентальной стадии развития рифтов [1, 8].

В разрезе верхнего (пострифтового) СЛЭ на временных разрезах МОГТ выделяются меловые отражающие границы D (фрагментарно) и C (повсеместно), приуроченные преимущественно к несогласиям. При этом отражающая поверхность C (верхний мел) является наиболее качественным сейсмическим репером, картирующимся на большей части Северного Эксмута и блоковой возвышенности Джой. Региональная выдержанность и динамическая выразительность границы C, по-видимому, обусловлены приуроченностью ее к подошве карбонатных отложений,



Рис. 4 (левая часть)

накопление которых в верхнем СЛЭ началось в сеномане, судя по данным бурения скв. ODP 761 [18]. В отличие от материалов МОГТ на сейсмоакустических разрезах ниже горизонта С отраженные волны выделяются лишь эпизодически, что связано, по-видимому, с эффектом экранирования более плотными подстилающими породами мелководного генезиса.

В кайнозойском интервале разреза по сейсмоакустическим материалам можно выделить три сейсмофациальные единицы (подкомплексы): верхнюю и нижнюю акустически прозрачные и среднюю относительно слоистую максимальной мощностью до 200 м каждая. По привязке к скважинам поверхности раздела подкомплексов располагаются, по-видимому, в палеогеновом (граница В) и неогеновом (граница А) интервалах разреза. Можно полагать, что относительная слоистость средней сейсмофации связана с наличием в разрезе кремнистых горизонтов эоценового возраста, скрытых при бурении скв. 761 [18].

2. В абиссальных равнинах Арго и Гаскойн, а также в рифтовом грабене Киви повсеместно выделяется динамически выраженная отражающая граница (поверхность акустического фундамента), которая по привязке к скв. DSDP260 (Гаскойн) и 261 (Арго) рассматривается как поверхность базальтов второго слоя океанической коры. Поверхность акустического фундамента фиксируется в интервале от 6,5 до 8,5 с и уверенно выделяется на временных разрезах МОГТ и НСАП.

В строении неконсолидированной (надбазальтовой) части разреза первого океанического слоя абиссальных равнин Арго и Гаскойн принимают участие отложения от верхнеюрских и нижнемеловых до современных. Детальный анализ сейсмоакустических профилей показал, что осадочный чехол в глубоководных котловинах практически повсеместно состоит из двух сейсмических комплексов: нижнего, акустически прозрачного, и верхнего стратифицированного (горизонтально-слоистого), разделенных поверхностью несогласия. По привязке к скважине глубоководного бурения 261 нижний комплекс представлен преимущественно пелагическими глинами позднеюрско-мелового возраста. Верхний состоит главным образом из сложного сочетания бурых цеолитовых и зеленоватых известковистых глин, радиоляриевых глин, нанопланктонных и нанофораминиферовых серых илов. Возникновение подобных осадков связано с перемещением материала турбидитными потоками. Сеймо-стратиграфический анализ показывает, что нижний комплекс на большей части площади представлен покровнооблекающей сейсмофациальной единицей, накопление которой происходило в условиях облекания палеорельефа. Увеличение мощности верхнего комплекса стратифицированных осадков происходит за счет последовательного расширения его стратиграфического диапазона в нижней части. Для нижних слоев

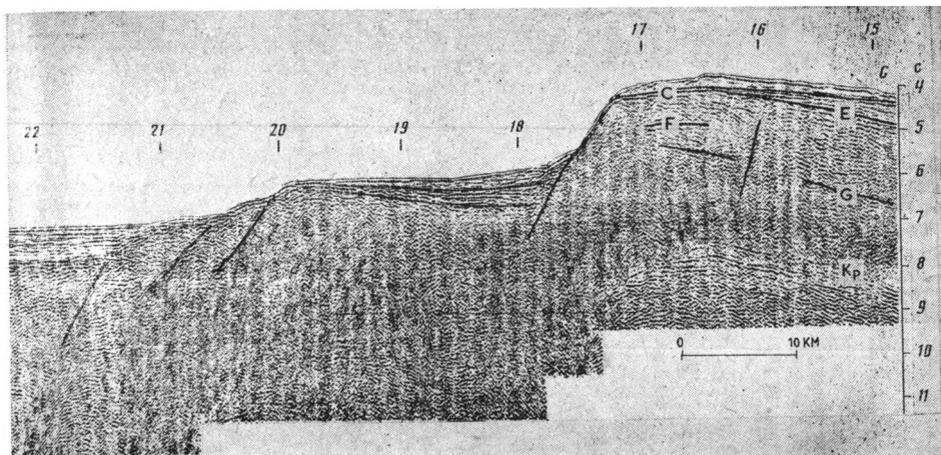


Рис. 4 (правая часть)

Рис. 4. Фрагмент временного разреза МОГТ (см. линию II—II на рис. 1) по профилю 128606, иллюстрирующий глубинное строение палеорифта Киви (24-кратное перекрытие, пневматический источник)

*C, E, F, G* — отражающие горизонты в пределах континентальной коры; *Кр* — кратное отражение («второе дно»); *АФ* — акустический фундамент (поверхность второго океанического слоя); *М* — поверхность Мохо. Цифрами обозначены осадочные сейсмические комплексы океанической коры: 1 — турбидитный кайнозойского возраста, 2 — акустически прозрачный (пелагические осадки) позднеюрско-мелового возраста. Цифры над разрезом — отметки судового времени в часах

верхнего комплекса отмечается усиление динамической выразительности и появление более низкочастотного состава колебаний. В разрезе верхнего сейсмического комплекса абиссальных равнин Арго и Гаскойн по особенностям сейсмоакустической записи с учетом привязки к скв. 261 и 260 выделены три сейсмофациальные единицы (подкомплекса), отнесенные к палеогеновым, миоценовым и плиоцен-четвертичным образованиям. При этом палеогеновый подкомплекс пространственно приурочен к гипсометрически наиболее погруженным участкам поверхности акустического фундамента. В целом мощность первого океанического слоя в пределах равнины Арго от 1,0 до 1,5 км. Максимальная мощность осадочного чехла наблюдается северо-восточнее блоковой возвышенности Вомбат. В котловине Гаскойн мощность осадочного чехла от 0,5 до 1 км (рис. 5).

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ И ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

1. По геоморфологическим особенностям, характеру аномального магнитного и волнового полей установлены области развития континентальной, переходной и океанической (спрединговой) земной коры (см. рис. 2). Области развития континентальной коры охватывают площадь Северного Эксмута и выделенный по материалам комплексной интерпретации микроконтинент Джой, нередко относимые (за исключением блоковой возвышенности Вомбат) к вулканическим массивам средне- и позднемезозойского возраста [21]. Глыба континентальной коры Северного Эксмута имеет форму равнобедренного треугольника с размерами западной и южной сторон около 350 км. От основной части плато Эксмут она отделена субширотным грабеном Монтебелло [16].

Оценки глубин залегания поверхности докембрийского фундамента, выполненные по материалам интерпретации данных МОГТ и магнитометрии, свидетельствуют о наличии на Северном Эксмуте бассейна осадочных пород мощностью от 4 до 9 км. В восточной части выделяется относительно приподнятый блок фундамента субширотного простира-

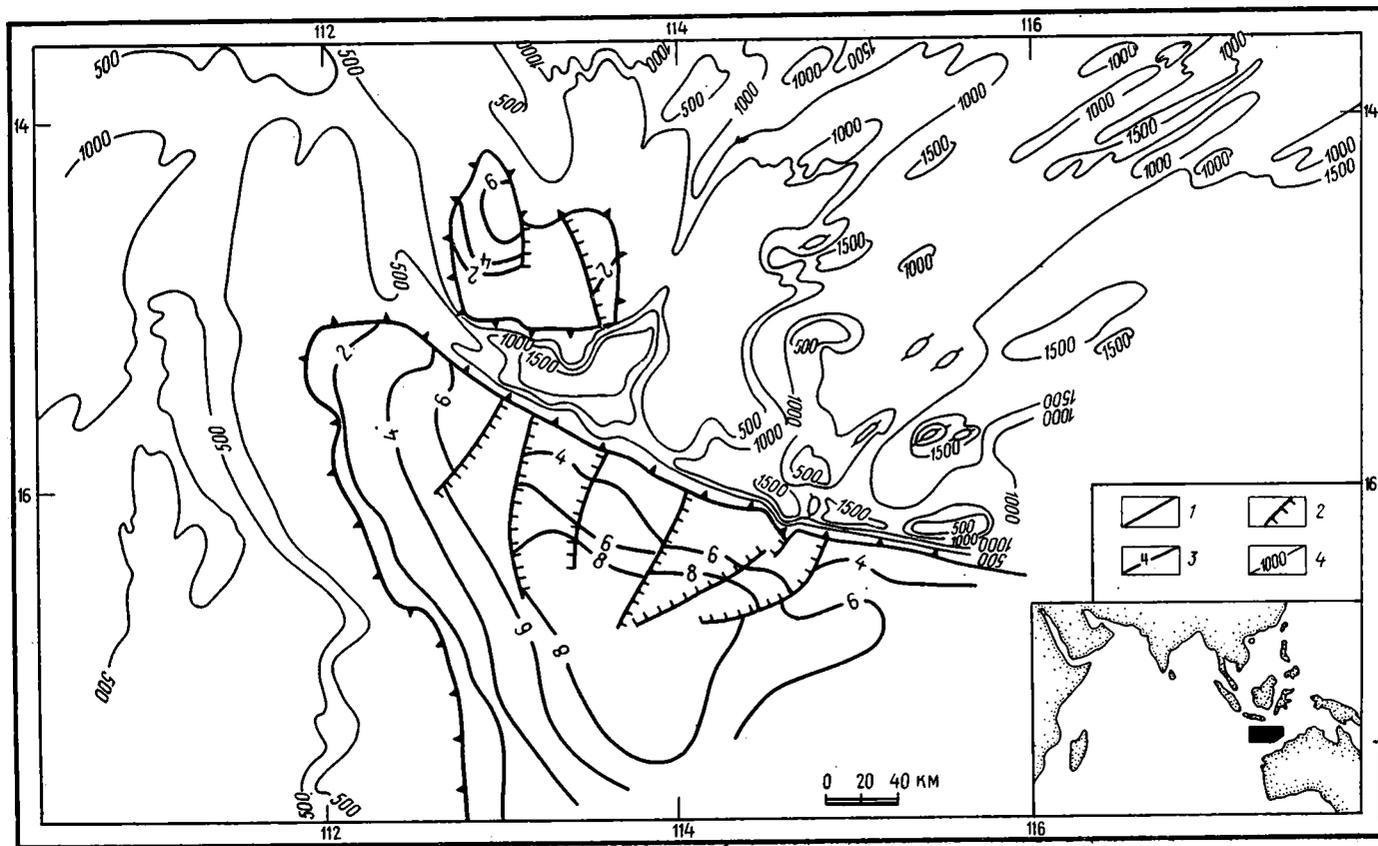


Рис. 5. Схема мощности осадочного чехла северной части плато Эксмут и смежных котловин  
 1 — граница континентальной коры; 2 — сбросо-сдвиги в континентальной коре; 3, 4 — изопахиты осадочного чехла: 3 — в пределах континентальной коры, км, 4 — в пределах океанической коры, м. На врезке — местоположение исследуемого участка

ния, отвечающий в рельефе дна возвышенности Вомбат. Западнее его располагается зона наиболее глубокого (11—12 км) погружения фундамента и значительной мощности (до 8 км) осадочного чехла. Всю западную часть Северного Эксмута занимает обширная моноклинал, в пределах которой магнитоактивные тела, относимые к фундаменту, залегают на глубинах 5—7 км.

Северная глыба континентальной коры (микроконтинент Джой) имеет форму неправильного многоугольника, вытянутого в субширотном направлении, с размерами длинной и короткой его сторон в 120 и 80 км. Микроконтинент Джой является близким аналогом Северного Эксмута по выраженности в рельефе дна, особенностям геомагнитного поля, характерным ассоциациям отражений и взаимоотношениям сейсмических комплексов, глубине залегания поверхности докембрийского фундамента (6—10 км).

Вдоль западной континентальной окраины Северного Эксмута выделяется переходный тип коры в виде узкой субмеридиональной полосы шириной 15—20 км. В волновом поле МОГТ эта полоса выражена зоной потери отражений или дискретно коррелируемых горизонтов. В магнитном поле обнаруживаются специфические аномалии, обусловленные, по-видимому, лавовыми потоками покровного типа в триасовом интервале разреза. Следует отметить, что при драгировании [21] на северном склоне возвышенности Вомбат в триасовом интервале разреза были подняты образцы трахитовых и риолитовых лав. В южной части переходной зоны (южнее 17° ю. ш.) на границе с равниной Гаскойн в поверхности акустического фундамента закартированы две грабенообразные структуры, амплитудой до 1 км, западнее которых земная кора имеет типичное океаническое строение.

2. Между глыбами континентальной коры Северный Эксмут и Джой располагается осевая зона отмершего рифта Киви, которая протягивается параллельно северо-восточной континентальной окраине Эксмута (см. рис. 2). На бортах палеорифта Киви выделены ступенчато-сбросовые структуры с запрокинутыми вдоль листрических разрывов блоками. В плане сеть поперечных и продольных к простиранию рифта разломов формирует ярко выраженную блоковую структуру, контролируемую распространением очагов вулканизма. Угол наклона плоскостей разрывов вдоль бортовых уступов составляет в среднем 60—70°, что весьма близко к теоретическому углу рифтовых грабенов [4, 9]. Амплитуда разрывов составляет от первых сотен метров до 1 км. Палеорифт Киви наиболее выражен на профиле МОГТ, отработанном вкрест его простирания (см. рис. 4). На этом профиле фиксируются практически все типичные элементы, характерные для большинства рифтов с небольшой амплитудой раскрытия: фланги и борта, сопряженные с континентальными структурами, сбрособортовые уступы и центральный осевой трог. Юго-восточная ветвь осевого трога палеорифта Киви состоит из двух грабенов — Южного и Северного. Южный грабен трассируется восточнее меридиана 113° в. д. вдоль подножия Северного Эксмута на расстоянии более 230 км при ширине 20—30 км. Он является погребенной под осадками пограничной структурой на границе абиссальной равнины Арго и континентального подножия Северного Эксмута. Этот грабен имеет асимметричное строение: крутой южный и пологий северный борта.

Северный грабен выделяется только во впадине Киви между 112 и 114° в. д. В плане грабен имеет коленообразный изгиб, меняя простирание с субширотного на север — северо-западное и протягиваясь на расстояние около 250 км при ширине 50—60 км. Примечательная особенность Северного грабена — наличие полосовой аномалии отрицательных значений магнитного поля шириной до 50 км. Рисунок магнитного поля здесь напоминает морфологию магнитных аномалий в рифтовых системах, где земная кора характеризуется полным разрывом континентальной коры [9]. Данные сейсморазведки МОГТ свидетельствуют об однотипности волновых полей днища Северного грабена палеорифта Киви

и абиссальных равнин Гаскойн и Арго, где земная кора имеет типичное океаническое строение.

3. На основании районирования океанического ложа, представленного в скв. 261 толеитовыми базальтами позднеюрского возраста, по особенностям морфологии выделено три типа рельефа, что позволило выполнить площадное районирование акустического фундамента. Первый тип — бугристый (до блоково-грядового) рельеф. Второй — слабохолмистый рельеф с переходом в относительно гладкий с незначительной дизъюнктивной дислоцированностью поверхности акустического фундамента. Третий тип — сглаженная, почти плоская поверхность фундамента. Выделенные три типа рельефа группируются вполне закономерно и объединяются в обширные области преимущественно субмеридиональной ориентации. Границы зон с различным типом акустического фундамента на равнине Арго в большинстве случаев совпадают с пассивными следами трансформных разломов, выделяемыми в аномальном магнитном поле. Следует отметить, что наибольшее площадное распространение имеет третий тип акустического фундамента. Он занимает всю площадь Северного рифтового грабена Киви, 80% площади равнины Гаскойн и 50% — Арго.

На отдельных участках абиссальной равнины Арго на глубинах 8—10 км относительно поверхности дна на временных разрезах МОГТ фиксируется глубинная группа отражений. Глубинные отражения характеризуются существенно низкочастотным составом, подчеркиваются относительно высокими скоростями суммирования и, по всей видимости, соответствуют границе раздела Мохо (М). В палеорифте Киви глубинное отражение, отождествляемое с выступом границы М, фиксируется во временном интервале (двойного пробега) 11,0—11,7 с (см. рис. 4).

В магнитном поле равнин Арго и Гаскойн выделены и идентифицированы линейные аномалии М22—25 (Арго) и М6—10 (Гаскойн). На равнине Арго полосовые магнитные аномалии разорваны палеотрансформными разломами и смещены на несколько десятков километров. Вдоль этих разломов происходит смена типа морфологии поверхности второго океанического слоя. Линейные магнитные аномалии М25 (153 млн. лет) и М6—10 (119 млн. лет) равнин Арго и Гаскойн простираются параллельно континентальным подножиям Северного Эксмута. В результате изгиба и поворота палеорифта Киви и линейной магнитной аномалии М6—10 (Гаскойн) отчетливо наметилось их соединение в районе меридиана 112° в. д., где, очевидно, протягивалась к северу третья ветвь океанического рифта в зоне вероятного тройного сочленения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геодинамические реконструкции показывают, что глыбы континентальной коры Северный Эксмут и Джой представляли собой часть единого праматерика (Гондвана), начало распада которого сопровождалось рифтообразованием. Растяжение земной коры на ранней фазе рифтогенеза (триас — ранняя юра) привело к вспышке вулканизма, которая в основном контролировалась сетью региональных разломов. Раздвижение плит сопровождалось литрическим раскальванием континентальной коры и образованием блоковой тектоники в регионе. Накопление мелководношельфовых карбонатных отложений, включая и рифовые фации, и эвапоритов на Северном Эксмуте говорит о нахождении региона в позднем триасе и ранней юре в зоне аридного климата и связи его с океаном. На Южном Эксмуте, в Каннингском и Карнарвонском бассейнах запада Австралии в это время шло накопление континентальных (включая и угольные пласты) и флювиально-дельтовых фаций [21].

Судя по наиболее древним магнитным аномалиям, закартированным вдоль континентальных окраин Северного Эксмута, раскрытие океанических рифтов относится к концу поздней юры (Арго) и неокому (Гаскойн), что согласуется с палеогеодинамическими реконструкциями

для последних 160 млн. лет [5]. Океаническая структура Арго сформировалась в результате полного раскрытия рифта и спрединга восточнее меридиана 114°, тогда как возникший в поздней юре рифт Киви не получил дальнейшего развития западнее этого меридиана в связи с обособлением микроконтинента Джой. Восточная граница микроконтинента Джой, по-видимому, имеет трансформную природу. Здесь севернее и восточнее последнего располагаются два линейно вытянутых в субмеридиональном направлении приразломных вулканических хребта с амплитудой от 500 до 2500 м — Северный Джой и Восточный Джой, основание которых, судя по характеру аномального магнитного поля, слагают океанические базальты. Образование линейных вулканических структур и одиночных вулканов, тяготеющих к трансформным разломам, можно объяснить активным вулканизмом в ходе разрастания морского дна.

В процессе тектонической эволюции происходило постепенное погружение плато Эксмут и микроконтинента Джой. Начиная с сеномана на плато Эксмут доминирует карбонатная обстановка осадконакопления. В течение позднего мела и раннего кайнозоя глыбы континентальной коры Северный Эксмут и Джой погрузились примерно на 3 км вместе со смежными абиссальными равнинами Арго и Гаскойн. В районе скв. 260 и 261 океаническое ложе было опущено ниже уровня карбонатной компенсации уже в поздне меловую эпоху [15]. Начало зрелой океанической фазы на Северном Эксмуте документируется поднятыми при драгировании пелагическими осадками (радиоляриевые илы) с его северного и южного склонов. Косвенным указанием на изменение палеогеографической обстановки в поздне меловую эпоху является резкое сокращение скорости седиментации в кайнозое. Поверхности аккумулятивных равнин Арго и Гаскойн расположены фактически на одном уровне (~5800 м), хотя мощность осадков на равнине Арго в среднем на 500 м больше, чем на Гаскойн. Это, по-видимому, связано с тем, что абиссальная равнина Арго имеет значительно большую область сноса осадочного материала с прилегающих частей континентального склона Австралии и Северного Эксмута. Увеличение мощности осадочного чехла на равнине Арго происходит в основном за счет верхнего комплекса турбидитных осадков кайнозойского возраста, мощность которого изменяется от 500 до 1000 м. На равнине Гаскойн мощность этого комплекса составляет 200—500 м. Что касается мощности нижнего комплекса пелагических осадков позднеюрско-мелового возраста, то она на обеих равнинах примерно одинакова и составляет в среднем от 200 до 500 м.

Таким образом, в результате комплексных геофизических исследований, главным образом данных сейсморазведки МОГТ, установлены новые особенности геологического строения и тектонической эволюции северной части плато Эксмут и смежных глубоководных котловин.

#### Список литературы

1. Буалло Г. Геология окраин континентов. М.: Мир, 1985. 160 с.
2. Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981. 255 с.
3. Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: Изд-во АН СССР, ГУГК, 1975. 151 с.
4. Грачев А. Ф. Рифтовые зоны земли. М.: Недра, 1987. 285 с.
5. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., Седов А. П. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн. лет//Геотектоника. 1984. № 3. С. 3—16.
6. Канаев В. М. Рельеф дна Индийского океана. М.: Наука, 1979. 267 с.
7. Кунин Н. Я., Кучерук Е. В. Сейсмостратиграфия в решении проблем поиска и разведки месторождений нефти и газа//Месторождения горючих полезных ископаемых. Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ АН СССР, 1984. Т. 13. 198 с.
8. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 280 с.
9. Мирлин Е. Г. Раздвижение литосферных плит и рифтогенез. М.: Недра, 1985. 249 с.
10. Пилипенко А. И., Сивуха Н. М. Геологическое строение и геодинамика северной части плато Эксмут и смежных глубоководных котловин (Индийский океан)//Тез. докл. I Всесоюзной конференции «Геодинамические основы прогнозирования нефтегазоносности недр». М.: МИНХ, 1988. 322—323 с.
11. Пуцаровский Ю. М., Безруков П. Л. О тектонике восточной части Индийского океана//Геотектоника. 1973. № 6. С. 3—19.

12. Рудич Е. М. Движущиеся материк и эволюция океанического ложа. М.: Недра, 1983. 272 с.
13. Сейсмическая стратиграфия/Под ред. Ч. Пейтона. М.: Мир, 1982. Т. I. 375 с.
14. Шлезингер А. Е. Комплексы пород седиментационных ловушек по материалам сеймостратиграфического анализа//Геология и геофизика. 1987. № 1. С. 12—18.
15. Cook P. J., Veevers J. J., Heirtzler J. R. et al. The sediments of the Argo Abyssal Plain and adjacent areas, northeast Indian Ocean//BMR J. Austr. Geology and Geophysics. 1978. N 3. P. 113—124.
16. Exon N. F., Willcox J. B. The Exmouth Plateau: Stratigraphy, structure and petroleum potential//BMR Mineral Res., Geology and Geophysics. Bull. 1980. N 199. 52 p.
17. Heirtzler J. P., Cameron P., Cook P. J. et al. The Argo Abyssal Plain//Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V. 41. P. 21—31.
18. ODP Science operator report, Leg 122: Exmouth Plateau Site Report//Joides J. 1988. V. XIV. N 3. P. 9—15.
19. Veevers J. J., Heirtzler J. R. Bathymetry, seismic profiles and magnetic anomaly profiles//Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. XXVII. Wash.: U. S. Government Printing Office, D. C., 1974. P. 339—383.
20. Veevers J. J., Johnstone M. H. Comparative stratigraphy and structure of the Australian margin and the adjacent deep ocean floor//Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. XXVII. Wash.: U. S. Government Printing Office, D. C., 1974. P. 571—585.
21. Von Stackelberg U., Exon N. F., von Rad U. et al. Geology of the Exmouth and Wallaby Plateaux of northwest Australia: sampling of seismic sequence//BMR J. Austr. Geology and Geophysics. 1980. V. 5. P. 113—140.

ПО «Южморгеология»,  
Геленджик, 353470

Поступила в редакцию  
15.XII.1988

## ДИСКУССИИ

УДК 551.248.1(571.6) : 001.35

© 1990

ТАЛЕНТ Д. Ж. А.<sup>1</sup>

**ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ЛИТОСФЕРНЫМИ БЛОКАМИ  
НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СССР: АВТОХТОНЫ ИЛИ ПРИШЕЛЬЦЫ  
ИЗДАЛЕКА? (НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ К СТАТЬЕ М. Н. ШАПИРО  
И В. Г. ГАНЕЛИНА «ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ  
КРУПНЫХ БЛОКОВ В МЕЗОЗОИДАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР»<sup>2</sup>**

М. Н. Шапиро и В. Г. Ганелин пришли к выводу, что значительное перемещение Колымо-Омолонского блока не соответствует структурам, наблюдаемым вокруг этого блока, явной биогеографической однородности всего региона в целом в течение позднего палеозоя. Они ставят под сомнение простую модель лобового столкновения плит, в которой предполагается, что Колымо-Омолонский блок переместился с юго-востока, а Чукотский блок двигался в противоположном направлении. Представленные авторами данные основаны, конечно, на хорошем полевом знакомстве с соответствующими разрезами. Следовательно, не может быть вопросов относительно их первичных наблюдений, но кажется, что они подошли к решению данной проблемы с позиций слишком упрощенных тектоностратиграфических и биогеографических моделей.

1. Авторы придают значение постоянству типа разрезов при пересечении Колымо-Омолонского блока как доказательству литосферной однородности. Они подтверждают это рядом стратиграфических колонок. Но эти колонки демонстрируют в то же время степень литологических контрастов как на Омолонском массиве, так и между Приколымским и Омулевским поднятиями, что видно, например, из сравнения колонок 2 и 3. Их структурные различия, как и различия, связанные с Сугойским прогибом и его продолжением в северном направлении, являющимся тектонической границей между Приколымским поднятием и Омолонским массивом [2], означают, что Колымо-Омолонский блок М. Н. Шапиро и В. Г. Ганелина может состоять из двух, трех или более тектоностратиграфических террейнов. Поэтому далее автор будет использовать название «Колымо-Омолонские террейны» вместо «Колымо-Омолонский блок».

2. Если в соответствии с моделями плитной тектоники в триасе существовал океан между Сибирским блоком и Колымо-Омолонскими террейнами, то Яно-Колымская складчатая область должна была бы образоваться в результате взаимодействия двух седиментационных призм, одна из которых была связана с Сибирским блоком, а другая — с Колымо-Омолонскими террейнами. Однако палеомагнитные данные по позднему триасу, приведенные М. Н. Шапиро и В. Г. Ганелиным [7, рис. 1, врезка], располагаются за пределами той части складчатой области, которая может уверенно рассматриваться как часть седиментационной призмы, имеющей источники питания на Сибирском блоке. Можно было бы ожидать, что палеомагнитные векторы изученного террейна были направлены в позднем триасе к магнитному полюсу, расположенному рядом на Сибирской платформе [7, рис. 1, врезка], но это не так. Следовательно, требуется отбор образцов на палеомагнитные определения вкосте простираения Яно-Колымской складчатой области, чтобы определить, существует ли резкая несогласованность между палеомагнитными векторами на территории этой складчатой области. И если она имеет место, то как соотносится с ее главными структурами.

3. М. Н. Шапиро и В. Г. Ганелин не рассматривают магматическую историю региона. Однако интерпретация значимости магматических событий очень важна для понимания эволюции территории. Л. П. Зоненшайн [4] и др., например [8], интерпретируют Южно-Анюйскую складчатую область как террейн офиолитовой островной дуги. Колымский батолитовый и Уяндино-Ясачненский вулканический пояса также интерпретировались в терминах плитной тектоники [4, 5]. Нам не известны какие-либо попытки в последнее время продвинуть разработку этого сценария на основе огромного количества имеющихся первичных данных или опровергнуть его в деталях.

4. Не удивительно, что может не быть бесспорных доказательств наличия прошлых глубоководных океанических условий или существования окраинных морей, а именно полос-обнажений офиолитов или связанных с ними осадков, рассекающих надвое складчатые области мезозойд. Однако офиолиты отмечаются в Южно-Анюйской

<sup>1</sup> Prof. Talent J. A.: School of the Earth Sciences, Macquarie University, North Ryde N. S. W., 2109 Australia.

<sup>2</sup> Геотектоника. 1988. № 5. С. 94—104.

складчатой области вдоль южного края Чукотского блока [4, 8]. Чтобы офиолиты появились на поверхности, требуется крупномасштабное надвигание. Вполне вероятно, что не было отдельных надвигов достаточной амплитуды, чтобы это произошло. Межконтинентальные швы, отмеченные офиолитовыми поясами, например на Урале или частично опоясывающие Индийский субконтинент и др., являются скорее исключением, чем правилом. Если механизм размещения различных литосферных сегментов была в основном трансформация (перемещение вдоль границы скольжения плит.— *Ред.*), а не «лобовое столкновение», отсутствие офиолитовых пластин даже более понятно.

5. Сходство между позднепалеозойскими брахиоподовыми фаунами Северо-Востока СССР авторы рассматривают [7] как доказательство близости литосферных блоков того времени. Уместно отметить, что вдоль береговых линий, ориентированных в широтном направлении, современные морские зоогеографические провинции могут опоясывать весь земной шар, например Арктическая и Антарктическая провинции. Общая протяженность континентальных береговых линий и островных дуг Индо-Тихоокеанской провинции составляет более 1600 км внутри тропической области земного шара [6, 15, 16]. Таким образом, палеобиогеографическое сходство еще ни о чем не говорит. Заключение, если оно и возможно, должно быть получено путем расшифровки палеобиогеографических контрастов.

6. Характеристика позднепалеозойской «бореальной провинции» на основе эндемизма брахиоподовых фаун на родовом уровне представляется менее глубокой, чем полагают М. Н. Шапиро и В. Г. Ганелин. По крайней мере три из семи каменноугольных родов брахиопод, которые они отмечают в качестве эндемиков (*Orulganina*, *Sajakella*, *Jakutoproductus*), довольно широко распространены, например, в Казахстане и Китае [1, 10]. Следует отметить, что в последние 25 лет практически не появилось иллюстративной документации по каменноугольным брахиоподовым фаунам Чукотского, Колымо-Омолонских и Охотского террейнов. Это препятствует проведению количественного анализа [3] и, таким образом, мешает серьезному участию в дискуссии по палеобиогеографической оценке таких фаун.

7. В противовес биогеографической гомогенности, утверждаемой авторами для позднего палеозоя Северо-Востока СССР, таксономическая переоценка многочисленных опубликованных данных по раннедевонским фаунам из того же региона демонстрирует картину биогеографической негомогенности. Имеет место почти полное несходство между брахиоподовыми фаунами Таймыра, Арктической Канады и Колымо-Омолонских террейнов и большое различие на родовом и видовом уровнях между фаунами этих регионов и фауной из Сетте-Дабана — окраинной зоны по отношению к Сибирской платформе. В то же время это контрастное различие не столь глубокое, как различия, установленные для раннедевонских брахиоподовых фаун, между Сибирской платформой и Казахстаном, а также другими регионами вдоль южного края Сибирского блока [14]. По-видимому, не было бы такой глубокой биогеографической дифференциации между различными литосферными блоками Северо-Востока СССР и соседними регионами, если бы они находились ранее приблизительно в их нынешних позициях с относительно узкими морскими пространствами между ними, даже допуская большие межблоковые расстояния перед смятием и образованием надвигов. Любопытно, что имеется значительное сходство между фаунами из Колымо-Омолонских террейнов и фаунами, описанными недавно [13] из террейна Александер на юго-востоке Аляски. Террейн Александер является одним из нескольких тектоностратиграфических террейнов на западе Северной Америки. По палеомагнитным данным установлено, что прежде они располагались гораздо южнее и достигли теперешнего их положения, двигаясь вдоль трансформной окраины плиты [11, 12].

М. Н. Шапиро и В. Г. Ганелин предполагают продвижение тропических (тетических) фаун в арктические регионы с помощью особых океанических течений. В этой связи нужно отметить, что в основном широтный характер расположения современных морских зоогеографических провинций искажен океанической циркуляцией. Так, тропическая Индо-Тихоокеанская провинция распространяется на 5—10° дальше к северу вдоль восточных берегов континентов в обоих полушариях. Сравнимое проникновение холодноводных фаун наблюдается вдоль западных берегов континентов, также в обоих полушариях. Наиболее известный пример связан с течением Гумбольдта вдоль западного побережья Южной Америки. Размеры продвижения холодноводной и тропической фаун на юг и север значительны, но не так велики, как допускают авторы. Едва ли реально проникновение тропических фаун, как допускает их модель, почти в полярную область. Следует заметить, что в свое время была установлена тропическая фузулинидовая фауна далеко от ожидаемой области [9], что вызвало поток вопросов о взаимоотношениях литосферных фрагментов вдоль западного побережья Северной Америки. Огромный объем палеомагнитных, палеонтологических, геологических, сейсмологических и тектонических исследований, проведенных с тех пор, воплотился в логичный глобально-тектонический сценарий для запада Северной Америки, сущность которого заключается в том, что многие из тектоностратиграфических террейнов этой области являются «пришельцами издалека» и что некоторые из них все еще движутся [12].

Ясно, что необходимы многочисленные дополнительные высококачественные палеомагнитные и палеонтологические исследования, а также данные о направлениях седиментации для каждого тектоностратиграфического террейна в регионе и для сопряженных с ними складчатых областей. Такие данные необходимы по большому числу участков и большому числу точек в геологической колонке, особенно для палеозойских пород.

М. Н. Шапиро и В. Г. Ганелин утверждают, что при анализе геодинамических обстановок у них отсутствовала предвзятость. Было бы желательно, чтобы они оставались на такой позиции до получения достаточных данных и тщательного рассмотрения более широкого круга тектонических интерпретаций. Возможно, что расшифрованы только первые главы «Колымо-Омолонской повести», а кульминация этой саги еще впереди.

#### Список литературы

1. *Абрамов В. С., Григорьева А. Д.* Биостратиграфия и брахиоподы нижнего карбона Верхоянья. М.: Наука, 1986. 193 с.
2. Геологическая карта Северо-Востока СССР. Масштаб 1 : 1 500 000. М.: ГУГК, 1982.
3. *Елкин Е. А., Талент Дж. А., Грацианова Р. Т.* Австрало-Азиатские позднесилурийские — раннекаменноугольные брахиоподы и трилобиты: Основные проблемы таксономии и биостратиграфии в связи с палеобиогеографическим районированием// Геология и геофизика. 1985. № 12. С. 3—8.
4. *Зоненшайн Л. П.* Тектоника внутриконтинентальных складчатых поясов//МГК. 27-я сессия. Докл. Т. 7. М.: Наука, 1984. С. 48—59.
5. *Зоненшайн Л. П., Натанов Л. М.* Тектоническая история Арктики//Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 31—56.
6. *Талент Дж. А.* Провинциализм и расхождение континентальных блоков в прошлом. Экостратиграфия, палеобиогеография и стратиграфические границы//Тр. XIV Тихоокеанского геологического конгресса. Хабаровск, 1979. Магадан: СВКНИИ, 1985. С. 54—90.
7. *Шапиро М. Н., Ганелин В. Г.* Палеотектонические соотношения крупных блоков в мезозойдах Северо-Востока СССР//Геотектоника. 1988. № 5. С. 94—104.
8. *Andrews-Speed C. P.* The case against a Phanerozoic Kolyma plate in the northeastern USSR//Geology. 1981. V. 9. № 4. P. 174—177.
9. *Monger J. W. H., Ross C. A.* Distribution of fusulinaceans in the western Canadian Cordillera//Canadian J. Earth Sci. 1971. V. 8. № 2. P. 259—278.
10. *Muir-Wood H. M.* Productidina//Treatise on Invertebrate paleontology. New York: Geol. Soc. Amer. 1965. Pt H. Brachiopoda. P. H439—H510.
11. *Rowley D. B., Lottes A. L.* Plate-kinematic reconstructions of the North Atlantic and Arctic: Late Jurassic to present//Tectonophysics. 1988. V. 155. P. 73—120.
12. *Saleeby J. B.* Accretionary tectonics of the North American Cordillera//Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1983. V. 15. P. 45—73.
13. *Soja C. M.* Lower Devonian (Emsian) brachiopods from southeastern Alaska//Palaeontographica. 1988. Abt. A. V. 201. S. 129—193.
14. *Talent J. A., Gratsianova R. T., Shishkina G. R., Yolkin E. A.* Devonian faunas in relation to crustal blocks: Kazakhstan, Mongolia, Northern China//Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg. 1987. B. 92. S. 225—233.
15. *Talent J. A., Gratsianova R. T., Yolkin E. A.* Prototethys: fact or phantom? Palaeobiogeography in relation to the crustal mosaic for the Asia — Australia hemisphere in Devonian — Early Carboniferous times//Internat. symposium on Shallow Tethys 2. Rotterdam: Balkema 1987. P. 87—111.
16. *Valentine J. W.* Evolutionary paleoecology of the marine biosphere. Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1987. 5ii p.

Университет Маквори,  
Сидней, Австралия

Поступила в редакцию  
10.V.1989

УДК 551.248.1(571.6):001.35

© 1990

ШАПИРО М. Н., ГАНЕЛИН В. Г.

#### О ПАЛЕОТЕКТОНИКЕ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР (ОТВЕТ ДЖ. А. ТАЛЕНТУ)

Ответ профессору Дж. Таленту, которому мы весьма благодарны за интерес, проявленный к нашей статье, хотелось бы начать с некоторых общих замечаний. Несколько раз Дж. Талент подчеркивает недостаточность используемых нами данных и чрезмерную упрощенность рассматриваемых моделей. Бесспорно, накопление данных внесет заметные коррективы в существующие упрощенные сценарии событий тектонической истории Северо-Востока СССР. Но это не значит, что обсуждение этих сценариев необходимо отложить на неопределенное время. В конце концов те же, а в большинстве случаев и более ограниченные данные лежат в основе всех известных нам ультрамобилистических реконструкций этого региона, откуда и черпались наши представления о тектонических моделях. И тут важно, насколько полно эти данные используются и каким из них придается решающее значение. С нашей точки зрения, основанной прежде всего на принципах тектоники плит, главное условие, которому должна удовлетворять любая мобилистическая реконструкция, — это непрерывность границ блоков, совмещенных в современной структуре. На любом отрезке такие границы должны иметь, во-первых, структурное выражение, а, во-вторых, при переходе через них должны скачкообразно меняться основные признаки всех комплексов, сформирован-

ных до предполагаемой коллизии. Наше главное утверждение состоит в том, что такая непрерывная граница между Яно-Колымской и Колымо-Омолонской зонами отсутствует. И единственным возможным опровержением этого вывода было бы проведение подобной границы с обоснованием скачкообразности изменений на ней всех допозднеюрских формаций. Мы понимаем, что такого рода опровержений едва ли можно ждать именно от Дж. Талента, замечания которого тем самым не касаются сердцевинных проблемы. Тем не менее некоторые из этих замечаний достаточно серьезны, и мы попытаемся ответить на них в том порядке, в каком они изложены в его отзыве.

1. Мы хорошо сознаем гетерогенность Колымо-Омолонского блока, выделение которого в любых границах есть безусловное упрощение реальной ситуации. Одна из причин такого упрощения связана с тем, что большая часть доказательств «экзотичности» (своеобразие формаций, палеомагнетизм) относится к собственно Омолонскому массиву, в то время как для объяснения с ультрамобилистической позиции структуры Северо-Востока СССР в целом логичнее считать аллохтонным значительно более крупный блок. Именно поэтому идея существования единого Колымо-Омолонского блока в последнее время возрождена теми исследователями, которые еще недавно отрицали существование Колымского массива [2]. Выделяя Колымо-Омолонский блок, мы тем не менее оценивали доказательства его аллохтонности прежде всего в применении к собственно Омолонскому массиву.

2. Мы согласны, что палеомагнитных материалов для решения вопроса явно не хватает. Но мы ознакомились со всеми основными литературными источниками и увидели, что противоречивые данные существуют для единой Яно-Колымской зоны, куда входят и Западное Верхоянье с сибирской ориентировкой палеомагнитных векторов (на рисунке они не показаны, но в тексте упомянуты), и Южное Приохотье, где их ориентировка близка к омолонской. Дж. Талент, по-видимому, предполагает, что верхнепалеозойские и нижнемезозойские терригенные комплексы Яно-Колымской зоны (верхоянская серия) принадлежат к двум тектонически совмещенным седиментационным провинциям, имеющим разные источники материала. Нам не известны литологические исследования, подтверждающие такую точку зрения, но главное в том, что в природе не существует резкой структурной границы, разделяющей две предполагаемые провинции.

3. Едва ли справедливо упрекать нас в том, чего мы не касались в статье, но это хороший повод, чтобы рассмотреть некоторые существующие интерпретации магматических структур и событий в свете гипотезы террейнов. В качестве примера можно взять Уяндино-Ясачненский вулканический пояс, которому посвящена недавняя статья М. И. Гедько [1]. Следует начать с того, что этот пояс в своем распространении практически ограничен хребтом Черского. Ни северного, ни южного продолжения он не имеет и уже во всяком случае не продолжается между Яно-Колымской областью и Омолонским массивом. Во-вторых, этот пояс возник только в оксфорде, когда по всем моделям сближение Колымо-Омолонского блока с Сибирью уже практически закончилось и начался этап коллизии. В-третьих, петрохимическая реконструкция зоны Беньофа показывает ее наклон на юго-запад, что исключает связь Уяндино-Ясачненского пояса с каким бы то ни было сближением Колымского и Сибирского блоков. Колымский батолитовый пояс в еще меньшей мере может служить свидетельством значительного сближения блоков хотя бы потому, что формирование основной массы интрузий относится уже к раннему мелу.

4. Мы не можем согласиться с утверждением Дж. Талента, что офиолиты и связанные с ними осадки являются скорее исключением, чем правилом, для межконтинентальных швов. Во всяком случае нам не известны примеры подобных швов, где бы вообще не было офиолитов. Именно поэтому привлекает к себе внимание Южно-Анюйская зона, которую Дж. Талент называет «террейном офиолитовой островной дуги». Один из авторов, М. Н. Шапиро, имел в прошлом году возможность изучить восточную часть Южно-Анюйской зоны, где ее ширина не превышает 20—25 км. Установлено, что юрские базальтоиды этой зоны имеют преимущественно островодужный состав и залегают эффузивная толща не на офиолитовом основании, а на мощном терригенном комплексе, относящемся, по всей вероятности, к позднему триасу и ранней юре. Кремнистые породы в этом разрезе отсутствуют, а плохо обнаженные гипербазит-габброидные тела неясной природы и неизвестного возраста встречаются как к северу, так и к югу от собственно Южно-Анюйской зоны и не могут рассматриваться как пояс, приуроченный к единому шву. Здесь уместно сказать несколько слов о тектонической интерпретации проявлений островодужного вулканизма вообще. Хорошо известны примеры внутриконтинентальных поясов такого типа. Вероятно, наиболее яркими из них являются плиоцен-четвертичные пояса Кавказа. Можно связывать их со сближением Аравии и Евразии, но очевидно, что они не маркируют окранию какого-либо разновозрастного с ними океанического бассейна.

Южно-Анюйскую зону интерпретируют как шов, оставшийся от того океана, который несколько ранее породил столь впечатляющие структурные ансамбли, как Урал и Таймыр [2]. Последний этап закрытия этого бассейна, как правило, связывается с раскрытием Канадской котловины в тылу Чукотско-Аляскинского блока. Но этот процесс не мог начаться раньше готерива [6], а Южно-Анюйская зона, на востоке перекрывая Охотско-Чукотским вулканическим поясом, полностью сформирована в доаптское время. Следовательно, ни по формационному заполнению, ни по времени формирования, ни, наконец, по масштабу структур она не отвечает представлениям о шве, связанном с закрытием крупного океана и коллизией блоков континентального размера. Если же учесть, что Новосибирские острова по особенностям верхнепалеозойского разреза, бесспорно, принадлежат Чукотскому блоку, то кинематическая модель, связывающая

формирование Южно-Ануйской зоны с раскрытием Канадской котловины, сталкивается с непреодолимыми трудностями из-за нехватки пространства, на что ясно указали Д. Раули и Э. Лоттес [6, с. 112].

5. Опираясь на выдержанность современных субширотных морских зоогеографических провинций, Дж. Талент считает, что палеобиогеографическое сходство не несет существенной информации о первоначальных расстояниях между структурами. С этим нельзя не согласиться. Со своей стороны мы можем добавить, что и отличия в составе соседних фаун не всегда следует интерпретировать как результат тектонического сближения. Но Омолонский массив по палеомагнитным данным считается мигрантом с юга, из значительно более низких широт, и в этом случае тождественность верхояно-колымских и омолонских фаун явно противоречит мобилистическим моделям, хотя и не может рассматриваться как окончательное их опровержение.

6. Мы отдаем должное той деликатности, с какой Дж. Талент оценивает нашу фаунистическую характеристику позднепалеозойской бореальной провинции. Но мы не только не претендуем на глубину такой характеристики, но и не стремились ее давать. Палеонтологическая характеристика каменноугольных разрезов приведена только для того, чтобы показать, что умеренно бореальные визейско-нижнебашкирские комплексы Чукотско-Аляскинской зоны, с одной стороны, и Верхояно-Колымской области — с другой, различаются значительно меньше, чем перекрывающие их верхнебашкирско-московские: существенно фузулинидовые, «тетические» на Чукотке и типично бореальные в пределах остального Северо-Востока СССР. В конце карбона различия вновь нивелируются за счет повсеместного развития бореальных фаун. Можно по-разному оценивать степень эндемизма тех или иных упомянутых нами форм, но это не затрагивает существа проблемы: сходства или различия разрезов двух сравниваемых регионов.

7. Нет необходимости обсуждать палеобиогеографию девонских фаун, так как в нашей статье история региона рассматривалась только с позднего палеозоя. В ней нет отрицания возможности более ранних перемещений блоков, и те интересные данные по раннему девону, которые приводит Дж. Талент, мы не можем расценивать как критику наших построений.

В этом же пункте замечаний Дж. Талент, исходя из современного рисунка биогеографических провинций, указывает на нереальность проникновения фузулинидовых фаун в высокие широты. Это, безусловно, общепринятая точка зрения, и мы не считываем опровергнуть ее одним примером. Мы лишь стремились показать, что чисто плитотектоническая интерпретация разрезов о-ва Врангеля сталкивается с меньшими трудностями. Это стало особенно ясно после проведения здесь дополнительных исследований одним из авторов, В. Г. Ганелиным. Выяснилось, что на острове развит полный и практически непрерывный разрез карбона и перми, имеющий много общего с одновозрастными отложениями Верхоянского и Колымо-Омолонского регионов. Сходство проявлено прежде всего в общей композиции разрезов с мелководной карбонатной нижней частью и преимущественно глинистой, относительно глубоководной верхней. В пределах большей части Северо-Востока СССР (Верхоянье и Приколымье) этот рубеж приурочен к середине башкирского яруса, а в Чукотском блоке — к концу среднего карбона. Появление бореальных фаун также диахронно и повсеместно приурочено к этому формационному рубежу. Начиная с перми сходство разрезов о-ва Врангеля с разрезами Колымо-Омолонского региона подчеркивается появлением специфических составляющих, таких, как колымские известняки, образующие на севере острова мощные (до 200 м) пачки, а на юге, в более глубоководной зоне, тонкие (5—40 м) горизонты среди сланцев. Особенно впечатляет сходство разреза о-ва Врангеля с разрезом Тасканской зоны Омурлевского поднятия. Оба разреза на одном уровне (верхи нижней перми) содержат горизонт марганценосных пестроцветных сланцев, насыщенный родохрозитовыми конкрециями. Такое сходство легко объяснить, только если в конце палеозоя весь современный северо-восток Евразии принадлежал к единому эпиконтинентальному бассейну и блоки этого региона не были разделены широкими океанами.

Дж. Талент считает, что в отличие от нашей интерпретации современная реконструкция событий на западе Северной Америки — это «логичный глобально-тектонический сценарий». Едва ли такое противопоставление полностью правомерно: ведь в разных регионах могут сниматься разные фильмы. Но если уж зашла речь о Северной Америке, то и там последние исследования заставляют внести заметные поправки в прежний сценарий. Так, установлено, что террейны Врангеля и Александер были спаяны единым комплексом интрузий по крайней мере 300 млн. лет назад [4], в то время как по палеомагнитным и палеофаунистическим данным считалось, что еще в позднем триасе они находились в разных полушариях [5]. Постепенные переходы между террейнами Чугач и Принс-Уильям установлены литологическими методами [3]. Оба результата получены при целенаправленном изучении границ предполагаемых террейнов. Именно к этому призывает наша статья, и именно на этом пути могут быть получены решающие доказательства аллохтонности или автохтонности тех или иных блоков.

#### Список литературы

1. Гедько М. И. Уяндио-Ясачненская позднеюрская островная дуга (Северо-Восток СССР)//Геотектоника. 1988. № 3. С. 88—100.
2. Зоненшайн Л. П., Натанов Л. М. Тектоническая история Арктики//Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 31—56.

3. *Dumoulin J. A.* Sandstone petrographic evidence and the Chugach—Prince William terrane boundary in southern Alaska//*Geology*. 1988. V. 16. № 5. P. 456—460.
4. *Gardner M. C., Bergman S. C., Cushing G. W. et al.* Pennsylvanian pluton stitching of Wrangellia and the Alexander terrane, Wrangel Mountains, Alaska//*Geology*. 1988. V. 16. P. 967—971.
5. *Panuska B. C., Stone D. B.* Latitudinal motion of the Wrangellia and Alexander terranes and the Southern Alaska superterrane/Ed. Howell D. G.//*Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region*. Houston, USA, 1986. P. 109—120.
6. *Rowley D. B., Lottes A. L.* Plate-kinematic reconstructions of the North Atlantic and Arctic: Late Jurassic to present *Tectonophysics*. 1988. V. 155. № 1. P. 73—120.

Институт физики Земли АН СССР,  
Москва, 128810

Поступила в редакцию  
30.V.1989

Технический редактор *Л. В. Кожина*

---

Сдано в набор 08.01.90 Подписано к печати 05.03.90 Т-01323 Формат бумаги 70×108<sup>1/16</sup>  
Высокая печать Усл. печ. л. 11,2 Усл. кр.-отт. 17,0 тыс. Уч.-изд. л. 12,7 Бум. л. 4,9  
Тираж 1514 экз. Зак. 3925 Цена 1 р. 40 к.

---

Адрес редакции: 109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7  
Геологический институт АН СССР. Телефон 230-81-77  
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 авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, номера 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 между 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 обозначить 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 подписуемых 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.

1 р. 40 к.

Индекс 70228

## В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовятся к печати:

### **ТИХООКЕАНСКАЯ ОКРАИНА АЗИИ: МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ. 1990. 20 л. 4 р.**

В книге изложены новые данные по геологии и петрологии магматических образований Тихоокеанской окраины Азии. Рассмотрены проблемы магматизма древних вулканических дуг, офиолитовых, плутонических и вулканических поясов, континентального и океанического магматизма. Дана характеристика магматических ассоциаций этих структур, освещены вопросы эволюции магматизма и оруденения в связи с развитием земной коры и мантии. Предложены новые модели магматизма и геодинамики структур активной окраины и океана.

Работа предназначена для геологов, петрографов, тектонистов, геофизиков, изучающих континентальные окраины и океанические структуры.

### **ЮНГА С. Л. МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ. 1990. 12 л. 2 р. 40 к.**

В книге рассмотрены вопросы определения механизма очагов землетрясений. Исследуется механизм деформирования сейсмоактивных объемов горных масс и характер действующих в них тектонических и сейсмотектонических напряжений. Развивается метод реконструкции действовавших в геологическом прошлом палеонапряжений. Дан обзор расчетов полей деформаций и напряжений в земной коре Средней Азии. Проведены модельные расчеты.

Издание рассчитано на сейсмологов и геологов, занимающихся вопросами региональной тектоники и оценки сейсмической опасности тектонически активных областей.

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

252030 Киев, ул. Ленина, 42;

197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7;

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

630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр-т, 22.

ISSN 0016-853X, Геотектоника, 1990, № 2

70228  
ИЗДАТЕЛЬСТВО  
ИЛ  
1 634