

Номер 6

Ноябрь - Декабрь 1995

ISSN 0016-853X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский



XXX

1965 ЛЕТ 1995

МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 6 1995 Ноябрь - Декабрь

Основан в 1965 г.
Выходит 6 раз в год
ISSN: 0016-853x

Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия

Э. Бонатти (Италия), Ч.Б. Борукаев, А.Л. Книппер,
В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский,
К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский,
А.С. Перфильев, В.Е. Хаин, А.В. Чекунов (Украина), 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, информация о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов.

Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями "Роспечати" (№ 70228 в каталоге).

Yu.M. Pushcharovsky – *Editor*

A.A. Mossakovsky – *Coeditor*
V.S. Burtman – *Secretary*

Editorial board

E. Bonatti (Italy), Ch.B. Borukaev, A.V. Chekunov (Ukraine),
R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Hawaii & Australia), V.E. Khain,
A.L. Knipper, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky, Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky,
A.S. Perfilyev, V.N. Sholpo, A.L. Yanshin

"Geotectonica" journal publishes articles on general and regional tectonics, structural geology, geodynamics, experimental tectonics, considers the relation of tectonics to the deep structure of the Earth, to magmatism, metamorphism and mineral resources. There are also published reviews of scientific articles and books, information on scientific life and advertisements of scientific literature, cartographic materials and devices.

Postmaster: "Geotectonica", Geological Institute, 7 Pyzhevsky, 109017 Moscow, Russia.

Зав. редакцией М.Н. Шуплецова

Научные редакторы Н.Б. Заборовская, С.А. Куренков

Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН
Телефон: 230-81-77; Telex: 411 648 GIN SU; Телетайп: 114092 ТЕТИС

*В 1995 году журналу оказана финансовая поддержка
Российским фондом фундаментальных исследований
(грант № 95-05-94011)*

Москва
Международная академическая
издательская компания "Наука"

© Российская академия наук.
Отделение геологии, геофизики,
геохимии и горных наук.
Геологический институт, 1995 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 6, 1995

Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника <i>Ю. Г. Леонов</i>	3
О времени формирования коры Туркестанского палеоокеана <i>С. А. Куренков, В. А. Аристов</i>	22
Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика <i>Р. Г. Язева, В. В. Бочкарев</i>	32
Мезозойско-эоценовый океан и микроконтиненты Южного – Центрального Ирана <i>МакКолл Джозеф</i>	45
Внутриплитные деформации в северо-восточной части Индийского океана (по данным исследований на Маскаренско-Австралийском геотраверзе) <i>А. И. Пилипенко</i>	53
Проблемы сейсмотектоники Камчатки в свете концепции тектонического потока <i>В. В. Гончар</i>	71
Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью <i>Ю. В. Миллер, Р. И. Милькевич</i>	80
Указатель журнала “Геотектоника” за 1995 год	93
Правила для авторов	96

Contents

(English-language abstracts are printed at the end of each article)

Number 6, 1995

Stress Fields in Lithosphere and Intraplate Tectonics <i>Yu. G. Leonov</i>	3
Formation Time of the Turkestan Paleooceanic Crust <i>S. A. Kurenkov, V. A. Aristov</i>	22
Silurian Island Arc of the Urals: Structure, Evolution and Geodynamics <i>R. G. Yazeva, V. V. Bochkarev</i>	32
The Inner Mesozoic to Eocene Ocean of South and Central Iran and the Associated Microcontinents <i>G.J.H. McCall</i>	45
Intraplate Deformations in the Northeastern Indian Ocean (Data from Mascarenes-Australia Geotraverse) <i>A. I. Pilipenko</i>	53
Problems of Kamchatka Seismotectonics in the Light of the Tectonic Flow Concept <i>V. V. Gonchar</i>	71
Folded Nappe Structure of the Belomorsk Zone and Its Relation to the Karelian Granite-Greenstone Belts <i>Yu. V. Miller, R. I. Mil'kevich</i>	80
Index of the journal "Geotectonica" in 1995	93
Instruction	96

Сдано в набор 31.07.95 г.

Подписано к печати 27.09.95 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отг. 70 тыс.

Уч.-изд. л. 12.0

Бум. л. 6.0

Тираж 568 экз.

Зак. 3376

УДК 551.14/551.242.5

НАПРЯЖЕНИЯ В ЛИТОСФЕРЕ И ВНУТРИПЛИТНАЯ ТЕКТОНИКА

© 1995 г. Ю. Г. Леонов

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 22.11.94 г.

Приведен обзор подходов к изучению современных и древних напряжений в земной коре. Рассмотрены результаты и возможности использования информации о напряжениях для решения проблем внутриплитной тектоники и геодинамики. Анализ современного напряженного состояния позволяет сделать вывод, что основные характеристики внутриплитного геодинамического режима обусловлены процессами в глобальной системе литосферных плит, а вместе с данными о палеонапряжениях он показывает, что действие сил, приложенных на границах литосферных плит и платформ, передается во внутренние, в том числе наиболее устойчивые, части плит. Поставлен вопрос о геодинамической роли внутриплитных швов и шовных зон, типа Уральской зоны внутри Евразийской литосферной плиты, которые отражаются в поле современных напряжений. Они обеспечивают известную автономность разделенных ими частей плит. Тем самым они оказываются фактором, понижающим степень монолитности и жесткости литосферных плит, и объясняют существование в пределах единой плиты провинций, различающихся ориентировкой осей напряжения. Специальное внимание уделено согласованию данных по внутриплитным современным и палеонапряжениям, полученных разными способами.

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Сведения о напряженном состоянии земной коры служат источником информации при тектонических и геодинамических исследованиях. Они применимы при решении задач различного масштаба, начиная от локальных, связанных с изучением геодинамического режима отдельных массивов, объектов, участков, и до общих проблем геотектоники. Для внутриплитной тектоники их роль особенно велика: в региональном масштабе они являются обязательной компонентой при разработке моделей формирования и взаимодействия тектонических элементов в пределах отдельных литосферных плит, в глобальном масштабе – при изучении внутриплитных процессов как части глобального тектогенеза. Здесь центральное место занимает вопрос, на который до сих пор не получено однозначного ответа, в какой мере внутриплитный (и платформенный) тектогенез является самостоятельным процессом, а в какой – вписывается в общую систему глобальной геодинамики. Материал данной статьи, опирающийся на накопленную к настоящему моменту информацию по напряжениям, определенно подтверждает тезис о влиянии на внутриплитные напряжения и, следовательно, на внутриплитную геодинамику причин общего значения – параметров движения литосферных плит и процессов на их границах и в подвижных поясах.

В мировой науке изучению напряженного состояния коры и литосферы отводится приоритетное место [78]. Большое внимание на протяжении последнего десятилетия уделялось современным

напряжениям. Этот этап завершился составлением карты напряжений мира, сопровождаемой серией публикаций [79]. В отечественной литературе эта тема, особенно в том, что касается тектонической интерпретации материала по напряжениям и современным напряжениям в особенности, разработана в меньшей степени. Несмотря на выдающийся вклад ряда российских ученых в разработку проблемы напряженного состояния (М.Б. Гзовский, П.Н. Кропоткин, О.И. Гущенко, Л.М. Расцветаев, П.Н. Николаев, С.И. Шерман и др.), в среде наших тектонистов до сих пор не осознана роль информации о напряжениях при анализе внутриплитной тектоники.

Необходимо иметь в виду, что современные напряжения и палеонапряжения не только определяются разными способами, но до известной степени представляют собой разные понятия. Современные напряжения, определяемые инструментальным путем, отображают “моментальную” геодинамическую обстановку сегодняшнего дня. Это главное; но кроме этого, сам способ их измерения позволяет фиксировать не только сильные, но и относительно слабые напряжения, не вызывающие остаточной деформации пород. В противоположность этому, палеонапряжения, во-первых, не являются “моментальными”. Они всегда осреднены за какой-то геологически продолжительный отрезок времени. Во-вторых, они реконструируются по деформационным особенностям пород и минералов и, следовательно, фиксируются лишь тогда, когда их величина оказывается выше некоторого порога, обеспечивающего появление остаточной деформации. Указанные отличия

усугубляются разной точностью получаемых данных, а также тем обстоятельством, что современные напряжения характеризуют слой коры толщиной до 20 - 25 км, тогда как следы древних напряжений удастся наблюдать главным образом в приповерхностном слое. Наконец, редко определяется полная характеристика (тензор) напряжения. Чаще, и в особенности при палеореконструкциях, определяются некоторые компоненты тензора напряжения, что также затрудняет прямое сопоставление данных, полученных разными методами и на разном материале.

В результате отмеченных выше причин использование разных групп данных может приводить к неидентичным, на первый взгляд, геодинамическим выводам. Возникает проблема согласования данных с целью их непротиворечивого использования в тектонических и геодинамических построениях.

Для понимания того, что дают разные методы и насколько достоверны получаемые результаты, полезно, кроме того, познакомиться с главными особенностями существующих способов определения напряжений, что в минимально необходимом объеме и сделано перед обсуждением материала.

ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ КОРЫ ВНУТРИПЛИТНЫХ ОБЛАСТЕЙ

В зависимости от масштаба задач при изучении современных напряжений различаются, хотя и несколько условно, два аспекта: (а) исследования локального масштаба, такие, как изучение напряженного состояния отдельного массива или района; (б) исследования регионального и глобального масштаба. Они, главным образом, и рассматриваются в данной статье. Их объектом является напряженное состояние коры континентов, литосферных плит и их крупных частей. Указанные аспекты тесно связаны один с другим, поскольку глобальные построения зависят от качества материала локальных наблюдений и корректности операций по их генерализации. Но в то же время каждый из этих аспектов имеет свою сферу приложений и выводов, которые не должны автоматически переноситься из одного масштаба в другой [22, 90]. Так, разброс данных на площади какого-либо района или массива сам по себе не свидетельствует о хаотичности регионального или глобального поля напряжений.

Для определения параметров современного поля напряжений используются: а) измерения в горных выработках, б) измерения в скважинах, в) сейсмологические данные [8, 13, 20, 32, 86, 89, 90, 93].

Особую проблему, которая нередко игнорируется, представляет использование для этих же целей данных по современным разрывам и трещинам, чаще голоценовым, но также и более широ-

кого возрастного диапазона. При принятой на карте напряжений мира точности определения ориентировки осей напряжения $\pm 25^\circ$ возможные искажения за счет включения этих данных невелики. Но в принципе корректность их использования в комплексе с инструментальными данными зависит от решения вопроса об устойчивости и величине флуктуаций поля напряжений во времени.

Строго говоря, проблема короткопериодных вариаций напряженного состояния существует и для периода инструментальных наблюдений; их наличие выявляется с помощью мониторинга [21]. Такого рода вариации играют большую роль в динамике многих современных процессов и имеют большие практические следствия (сейсмичность, гидродинамический режим подземных вод и колебание уровня замкнутых водоемов, и т.д.). Однако эффект данного явления в контексте рассматриваемых вопросов, по-видимому, невелик.

В настоящее время определены компоненты поля напряжений для отдельных континентов и крупных провинций [35, 37, 47, 52, 56, 68, 69, 71, 80] и выполнено их обобщение в виде карты напряжений мира [90, 93]. Материалы по России, даже имеющиеся, в карте почти не учтены.

При использовании данных по напряженному состоянию в геодинамических целях важно следующее.

Во-первых, начиная с работы [20], доказано, что практически повсеместно напряженное состояние содержит девиаторную компоненту (избыточное напряжение), свидетельствующее о действии каких-то сил дополнительно к литостатической нагрузке. Задача заключается в выявлении этой компоненты и расшифровке ее геологического смысла.

Во-вторых, результаты, полученные разными методами, удовлетворительно согласуются между собой [90, 93].

В-третьих, ориентировка напряжений в горизонтальной плоскости в пределах точности измерений существенно не меняется с глубиной; поле напряжений в первом приближении постоянно для верхней хрупкой части коры до глубин 20 - 25 км [89, 90]. При этом, правда, девиаторные напряжения на платформах могут фиксироваться в фундаменте и отсутствовать или ослабевать в осадочном чехле [9, 13]. Последнее согласуется с результатами моделирования, показывающими, что величина напряжений возрастает в более прочных породах [59]. Особый случай представляют сорванные чехлы, типа мезозойского чехла Юрских гор, в которых деформация и поле напряжений могут быть автономными по отношению к подстилающим горизонтам [38].

Имеющиеся данные позволили установить (см. работы, отмеченные выше), что во внутриплитных областях доминирует режим горизонтального сжатия. Он характеризуется условием:

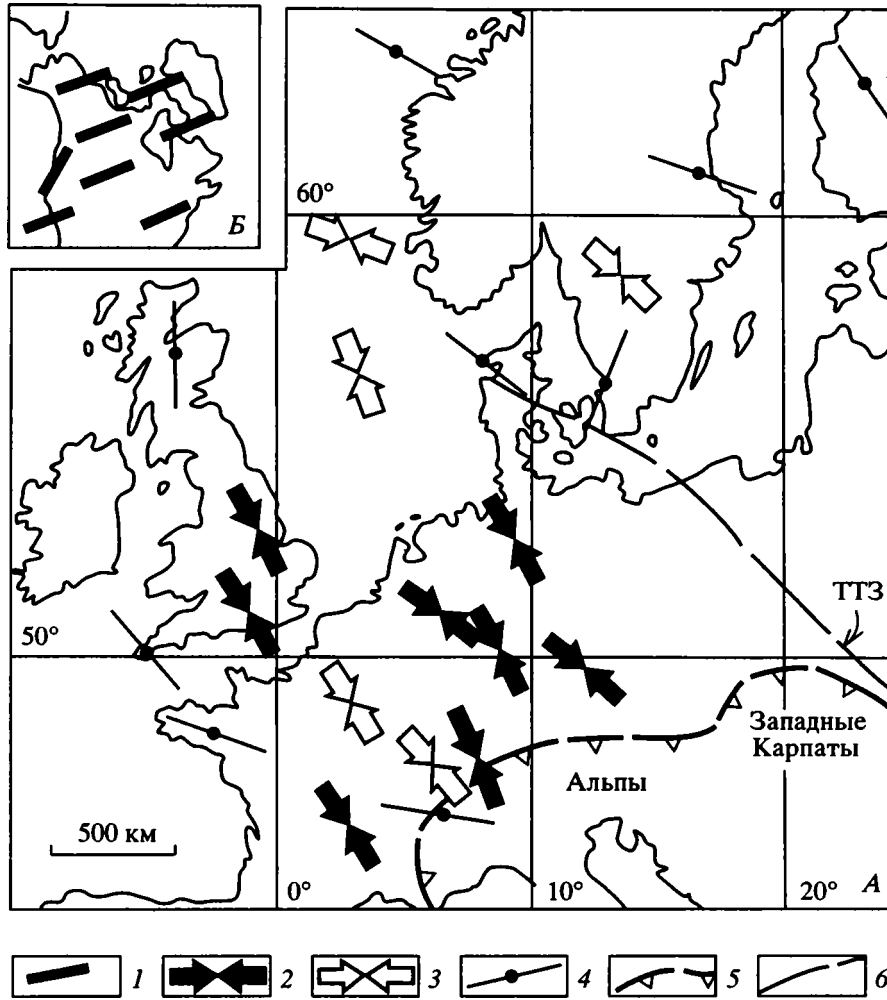


Рис. 1. Обобщенная схема ориентировки оси максимального горизонтального сжатия (SH) в Западной Европе (А), по [71], и Северной Америке (Б), по [66].

1 - 4 - направление максимального горизонтального сжатия: 1 - обобщенные данные (Северная Америка), 2 - данные, базирующиеся на более чем десяти определениях, 3 - то же, от 5 до 10 определений, 4 - то же, менее 5 определений; 5 - фронт Альп; 6 - зона Тессейра-Торнквиста (ТТЗ).

$SH > Sh > Sv$, где SH - максимальное напряжение в горизонтальной плоскости (максимальное горизонтальное напряжение), Sh - минимальное напряжение в горизонтальной плоскости (минимальное горизонтальное напряжение), Sv - вертикальное напряжение. Это соответствует взбросо-надвиговому полю напряжений: ось сжатия субгоризонтальна, ось растяжения субвертикальна, т.е. $\sigma_1 \sim SH$, $\sigma_3 \sim Sv$. Реже, по [13], режим горизонтального сжатия характеризуется условием $SH > Sv > Sh$, что соответствует сдвиговому полю напряжений: ось сжатия и растяжения субгоризонтальны, т.е. $\sigma_1 \sim SH$, $\sigma_3 \sim Sh$.

Режим горизонтального растяжения, при котором ось сжатия субвертикальна, ось растяжения субгоризонтальна ($Sv > SH > Sh$) наблюдается в континентальных внутриплитных областях значительно реже: в зонах рифтов [13] и на

площадях с высотами более 1000 м над уровнем моря [93]. По мнению некоторых авторов, этот тип поля напряжений обусловлен локальным преобладанием напряжений второго порядка, нарушающих генеральную картину, обусловленную напряжениями первого порядка. Так, доминирующее растяжение в горных массивах (запад Северной Америки, Анды, Тибет) объясняется действием местных напряжений, обусловленных рельефом, превышающих величину общего сжатия [37, 90].

Кроме вывода о том, что внутренние части плит находятся в основном в состоянии горизонтального сжатия, принципиальное значение для понимания геодинамики внутриплитных процессов и выяснения природы сил, создающих наблюдаемые напряжения, имеют особенности ориентировки оси максимального горизонтального

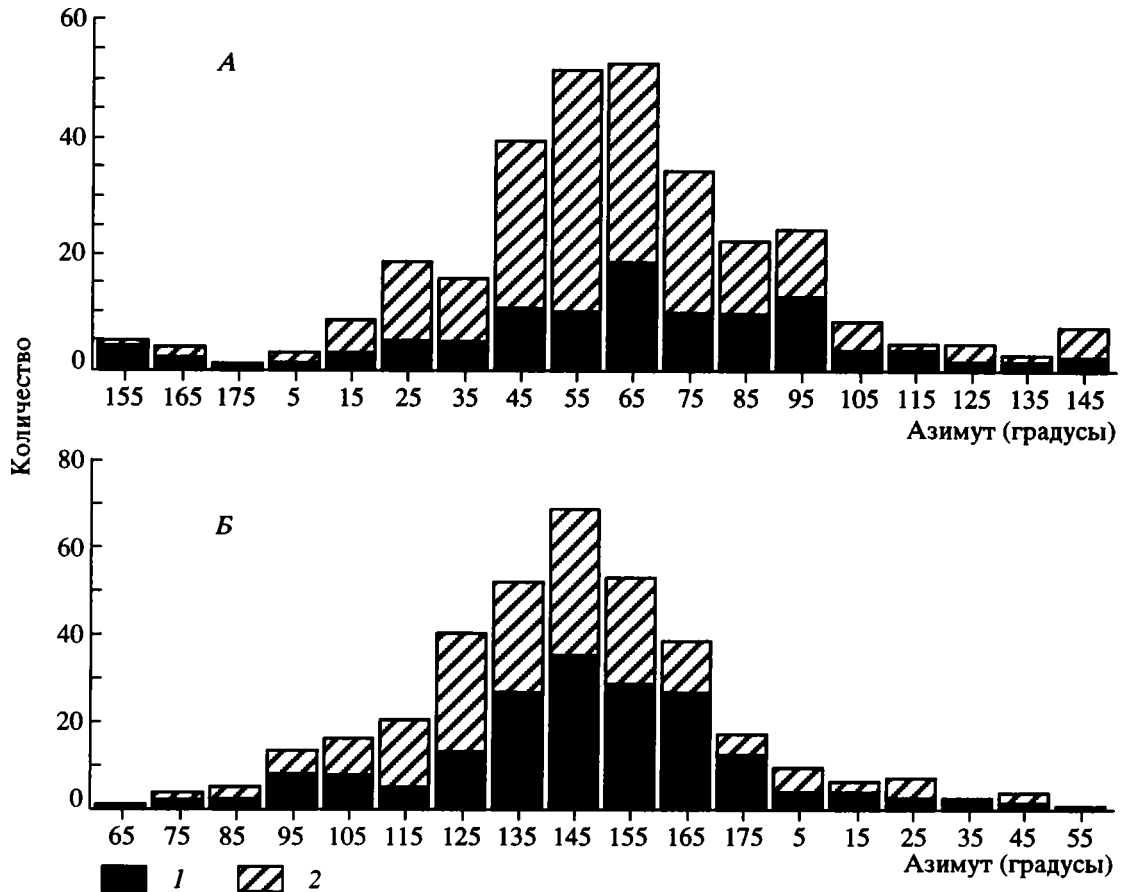


Рис. 2. Гистограммы ориентировки (азимуты) оси SH, по [90]:

А – Северо-Американская плита (364 замера; среднее значение 63° СВ $\pm 28^\circ$); Б – Западная Европа (332 замера; среднее значение 144° ЮВ $\pm 26^\circ$).

1 – сейсмологические данные; 2 – измерения в скважинах и горных выработках; (имеющиеся в оригинале данные по разрывам на рисунке не показаны).

сжатия SH, отмеченные в [89, 90, 93] и других работах. Судя по SH, поле напряжений, с одной стороны, сохраняет устойчивую ориентировку на больших площадях, с другой стороны, оказывается определенным образом упорядоченным и в масштабе земного шара.

Относительно устойчивая ориентировка оси горизонтального сжатия в пределах больших площадей (провинций) позволяет рассматривать характеризующее ими поле напряжений как регулярное (О.Б. Гинтов, В.Н. Исай) или однородное по направлению главных осей (О.И. Гущенко). Оно свидетельствует о наличии однородного сжатия коры на больших пространствах литосферных плит. Наиболее яркими примерами такой обстановки могут служить территории Северной Америки (континентальной части Северо-Американской плиты) и внеальпийская Западная Европа (рис. 1, 2). На Северо-Американской плите ось SH ориентирована в направлении СВ до ВСВ [35, 39, 62], в Западной Европе от фронта

Альп до Северного моря и Британских островов – в направлении СЗ до ССЗ (несколько отличается от остальной Европы Скандинавия, где на фоне большого разброса доминирует ЗСЗ ориентировка [47, 56, 71]). На других плитах из числа тех, где есть надежные данные, как, например, на территории Южной Америки, Китая, также намечаются провинции с устойчивой, но меняющейся от провинции к провинции ориентировкой оси SH [37, 52].

Сказанное свидетельствует о том, что одни плиты (Северная Америка, территория Западной Европы) ведут себя в рассматриваемом аспекте как гомогенные тела: под действием приложенных сил, какова бы ни была природа этих сил, на их территории повсеместно возникает регулярное поле напряжений. Другие плиты (Европа в более широких рамках и тем более Евразия, Южная Америка, территория Китая) более гетерогенны. Отдельные их участки (провинции) в силу каких-то особенностей литосферы неодинаково

реагируют на приложенные силы, или же в разных провинциях доминируют разные силы, но ориентировка напряжений в них варьирует. Возможное решение этого важного для внутриплитной тектоники вопроса будет предложено дальше.

ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ И МЕХАНИЗМЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ НАПРЯЖЕНИЙ В КОРЕ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

В настоящее время нет единого мнения о силах, создающих наблюдаемые девиаторные напряжения в коре литосферных плит. Имеется несколько источников сил, влияющих на напряженное состояние [92]: (а) нагрузка на верхнюю поверхность литосферы (вес осадков, в том числе с отрицательным эффектом при эрозии; вес толщи воды; вес тектонических покровов и вулканических пород; отрицательные и положительные формы рельефа); (б) локальные гравитационные неоднородности (латеральные вариации плотности и пр.); (в) силы, возникающие при изгибах разного масштаба, в том числе мембранные силы, обусловленные перемещением плит по поверхности геоида с меняющейся кривизной, и силы, возникающие при неодинаковом изгибе слоев при разогреве (охлаждении) реологически расслоенной литосферы (см. также [15]); (г) силы, связанные с движением литосферных плит (*Plate driving forces*). К перечисленным следует добавить также силы ротационной природы, обусловленные параметрами вращения Земли (или системы Земля–Луна).

В реальной обстановке перечисленные силы действуют совместно и наблюдаемое поле напряжений представляет суммарный эффект этого воздействия. Из их числа важно выделить доминирующие в каждом случае силы, вносящие основной вклад в напряженное состояние первого порядка, по терминологии М. Зобак [90]. На эту роль могут претендовать лишь немногие из сил, указанных в перечне. Остальные способны обеспечить второстепенные (второго порядка) вариации напряженного состояния, иногда значительные по величине, но локального действия. Для их реализации не требуется передачи внешних механических воздействий. Возбудить напряжения (второго порядка) могут любые перечисленные выше силы, чем, возможно, объясняются некоторые деформации внутри недеформированных объемов, например, в чехлах, без привлечения внешних сил и механизмов их передачи.

По указанной причине отпадают силы, перечисленные в пунктах (а) и (б). Из них только силы, обусловленные избыточными массами при высоком рельефе, создают относительно устойчивые поля напряжений. Но они не создают регулярного поля напряжений на литосферных плит-

тах, так как их действие затухает при удалении от горных систем, как это показано для Высоких Анд, находящихся в режиме широтного растяжения [37]. И в случае компенсационных сил рельефа, и в случае большинства остальных сил, перечисленных в пунктах (а) и (б), ограничения накладываются, кроме того, величиной напряжений. Для внутренних частей плит напряжения составляют в среднем 200 - 300 бар (20 - 30 МПа), местами (Урал, Хибинь) – до 600 - 700 бар (60 - 70 МПа) [14]. Эти значения превышают [13] напряжения, обусловленные как литостатическим давлением, так и рельефом поверхности Земли.

Из пункта (в) в расчет могли бы быть приняты только мембранные силы, ориентировка которых связана с кинематикой литосферных плит.

Выбор вариантов еще более сужается, если учесть, что величина напряжений также не позволяет, по заключению ряда авторов, связать их с действием ротационных и приливных сил [32]. К тому же ротационной природе противоречит глобальный рисунок траекторий оси SH [93]. Несмотря на регулярность в пределах континентов и обширных провинций, поле напряжений не симметрично относительно фигуры и оси вращения Земли и, следовательно, не определяется, во всяком случае прямо, особенностями ротационного режима. Что касается опосредованного влияния ротационного режима – через движение плит, если допустить, что оно зависит от режима вращения Земли, то сказанным оно не отрицается; соответствующий механизм рассмотрен в [13]. Но в этом случае непосредственная причина заложена в кинематике плит.

Источник напряженного состояния остается искать в силах тектонической природы и к тому же достаточно крупного, скорее всего, глобального масштаба. В концепции плитной тектоники к ним принадлежат силы, связанные с движением плит (пункт г).

Ориентировка напряжений на многих плитах определенным образом согласуется с геометрией границ плит и современной кинематикой системы литосферных плит. В нескольких крупных провинциях, особенно отчетливо в Северной Америке и Западной Европе, имеется удовлетворительная корреляция между направлением оси SH и либо вектором абсолютной скорости движения плит (который приблизительно совпадает с направлением движения от спредингового хребта), либо направлением конвергенции плит [71, 75, 93]. Известны, правда, и другие примеры, когда очевидного соответствия не наблюдается (восток Китая, большая часть Индо-Австралийской плиты и др.). Для некоторых плит (Африканской, Антарктической, территории Северной Азии) данных недостаточно. Устойчивая корреляция между

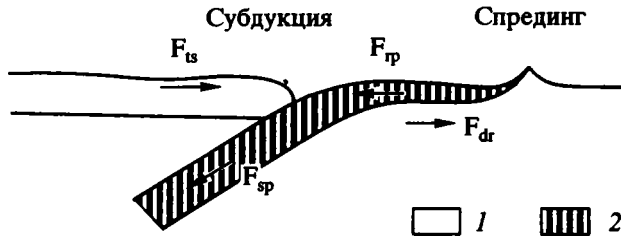


Рис. 3. Силы, действующие на субдукционных и спрединговых границах литосферных плит согласно модели плитной тектоники.

1 – континентальная и 2 – океаническая литосфера.
 F_{rp} – сила давления спредингового хребта (*ridge push*);
 F_{dr} – сила волочения в основании плиты (*drag force*);
 F_{ts} – сила всасывания (*trench suction*); F_{sp} – сила (тяга) опускающейся пластины (*slab pull*).

направлением SH и вектором абсолютной скорости движения плит, полученная для перечисленных плит, позволила многим исследователям прийти к заключению, что силы, вызывающие движение плит или возникающие при движении плит, определяют и поле напряжений во внутриплитной области.

Данное соображение представляется исключительно важным, ибо дает основания анализировать внутриплитные напряжения, и вообще внутриплитную геодинамику, не обособленно, объясняя ее специфическими внутриплитными процессами, а в единой системе с процессами в тектонически активных поясах на окраинах и границах плит и с общей кинематикой плит. На внутриплитные области распространяется действие сил, которые вызывают движение плит либо возникают при движении и столкновении плит, что, естественно, не исключает возможности существования также собственно внутриплитных процессов. Кроме того, суть заключения о зависимости и взаимосвязанности напряженного состояния внутри плит (платформ, континентальных масс) с процессами более общего порядка не теряет смысла и в том случае, если глобальную геодинамику рассматривать не с плитных, а с каких-нибудь иных позиций.

При обсуждении механизмов формирования внутриплитных напряжений приоритет отдается, как уже сказано, силам, так или иначе связанным с движением плит. Укажу некоторые из работ, посвященных этой проблеме, дающие достаточно полное представление о подходах к ее решению, – [13; 32, 43 - 46, 49, 74, 75, 83, 84, 93]. В [32] приведены величины сил и напряжений. Созданию одной адекватной модели мешает, прежде всего, неопределенность в оценках величины сил и напряжений от потенциально возможных источников (многие из которых к тому же в той или иной

степени гипотетичны) и в способах передачи напряжений на большие расстояния.

Рассматривается несколько сил, которыми можно объяснить напряженное состояние внутри плит. Прежде всего, это силы, возникающие на спрединговых и конвергентных (субдукционных и коллизионных) границах плит (*boundary forces*), и силы волочения в основании литосферных плит (*drag forces*) (рис. 3).

Наиболее реальными (на фоне гипотетичности всех моделей) представляются силы давления спрединговых хребтов и коллизионные. Многие исследователи приоритет отдают силам давления хребта на спрединговых границах (*ridge push*) [69, 74, 75, 83, 90]. Остальные силы в этих моделях если и рассматриваются, то только как дополнительные. Но иногда им отводится принципиальная роль. Например, в [74] силами волочения, при приоритете действия сил давления хребта, объясняется совпадение ориентировки осей внутриплитных напряжений с вектором абсолютной скорости движения плит.

Для оценки роли сил давления спредингового хребта важно следующее. Если в прежних расчетах величина напряжений внутри плиты, обусловленных давлением хребта, оценивалась в несколько сот бар, то позже в оценки были внесены существенные поправки: согласно новым вариантам модели [83], напряжения во внутриплитной области, получаемые таким образом, могут быть на порядок больше и выражаться в килобарах.

Расчеты в [43] также показывают реальность возникновения при определенных условиях достаточно сильных сжимающих напряжений (порядка 90 МПа) в верхней континентальной коре внутренних частей литосферных плит за счет сил давления хребта. В частности, допускается возможность объяснить таким образом, а именно за счет процессов в Срединно-Атлантическом хребте, внутриплитные напряжения на востоке Северной Америки и на северо-западе Европы.

Возможно, примером такого влияния служат деформации в осадочном чехле Северо-Американской платформы, хорошо вписывающиеся в поле современных напряжений. Деформации выражены системой малоамплитудных надвигов на юге бассейна Иллинойс [72], ориентированных перпендикулярно господствующему направлению оси SH. Авторы исследования полагают, что эти деформации нельзя связать ни с ориентировкой древних напряжений, ни с причинами нетектонического характера.

Не подлежит сомнению роль сил, обусловленных коллизией. Два примера – определяющее коллизионное воздействие Альп и Гималаев на современное поле напряжений в коре прилегающих к ним частей Евразийской плиты – убеждают в

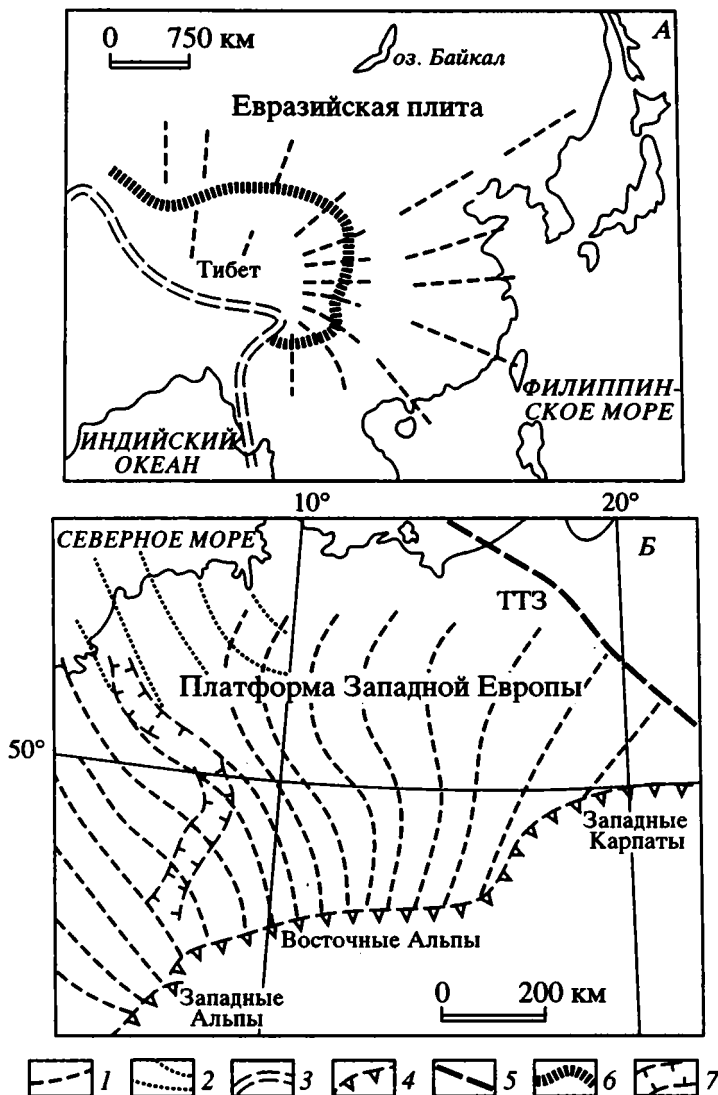


Рис. 4. Распространение сжатия в коре литосферных плит у коллизионных границ Гималаев (А) и Альп (Б), по [58, 85].
 1 – траектории оси сжатия (SH) (в Европе – в консолидированной коре); 2 – то же в осадочном чехле на западе Северо-Германской впадины; 3 – коллизионный шов в Гималаях; 4 – фронт Альп; 5 – зона Тессейра–Торнквиста (ТТЗ); 6 – граница Тибета; 7 – Верхне- и Нижнерейнский грабены.

этом с полной очевидностью [58, 68, 69, 71, 85, 93]. В том и другом случаях наблюдаются характерные системы траекторий оси SH. Они веерообразно расходятся к северу в одном случае от коллизионного фронта альпийской дуги – коллизия Европы и Африки, в другом – от коллизионного фронта Гималаев – коллизия Индии и Азии (рис. 4). При этом в единую систему увязываются напряжения не только в форланде, но на значительных внутренних пространствах плиты. Напряжения, обусловленные действием коллизионных сил, прослеживаются в глубь плиты на расстояние до тысячи с лишним километров в Европе и не менее тысячи – полутора тысяч километров на территории Китая.

Менее ясна роль сил, действующих на субдукционных границах плит. Из них на напряжения внутри плит, по представлению некоторых авторов, могут влиять две группы сил: тяга опускающейся пластины (*slab pull*) и сила всасывания (*trench suction*). Допускается, что тяга опускающейся пластины является доминирующей силой в формировании внутриплитного поля напряжений и что напряжения передаются на расстояние до нескольких тысяч километров [49]. Другие исследователи отрицают возможность эффективной передачи силы тяги опускающейся пластины поверхностным плитам, полагая, что их действие ограничивается площадью, прилегающей к зоне субдукции, и не может оказывать заметного

влияния ни на внутренние части плит, ни на верхние горизонты коры вообще [74, 75].

Гипотетические силы волочения в основании литосферных плит (*drag forces* или *mantle drag*), как отмечают многие авторы, не обеспечивают наблюдаемого поля напряжений во внутриплитных областях. Им чаще отводится дополнительная роль [74, 84], хотя силы волочения и служат обязательным элементом ряда моделей. В целом возможность ощутимого влияния сил волочения и сил сопротивления на внутриплитные напряжения маловероятна. Этому противоречит отсутствие достаточных латеральных градиентов напряжений, которых следовало бы ожидать в этом случае [90].

Следует указать еще на одну сложность на пути создания модели передачи сил волочения, приложенных в основании литосферы (если эти силы в такой форме вообще существуют), в верхнюю кору, где фиксируются напряжения. Она связана с реологическим расслоением коры и тем более литосферы, с наличием слоя или слоев пониженной вязкости. В этих слоях, возможно, происходит течение коры или срыв вещества в горизонтальной плоскости и, как следствие, возникает дисгармония коры в вертикальном сечении. С возможностью подобного строения коры приходится считаться, в том числе для платформенных и вообще внутриплитных областей [10, 16, 17]. Наличие в литосфере даже одного маловязкого слоя, способного при определенных условиях к течению, усложняет задачу о передаче в верхние слои коры сил, действующих в низах литосферы или низах коры. В определенном смысле уместна аналогия с сорванными чехлами. Как упоминалось, напряженное состояние в сорванных чехлах может отличаться от напряженного состояния в фундаменте (коре) ниже поверхности срыва. Это еще один аспект параллели между так называемой "тонкокожной" (дисгармония в чехле) и "толстокожной" (дисгармония в масштабе коры и литосферы) тектоникой, о чем приходилось упоминать в другом контексте [16]. В рамках сказанного логичным представляется предположение, сформулированное на основании других соображений в [75], согласно которому системы напряжений внутри литосферных плит определяются не прямо подкоровыми или подлитосферными течениями, а через параметры движения плит.

Предложены также сложные механизмы возникновения напряженного состояния с действием нескольких сил разной природы [44 и др.], см. также [32].

Наряду с моделями, основанными на классической концепции плитной тектоники, даются и другие объяснения, учитывающие дополнительные факторы, но, как правило, остающиеся

в пределах представлений мобилизма о перемещении континентальных масс. Например, в [13] напряжения связываются с дрейфом континентов под действием горизонтальных напряжений, обусловленных знакопеременными изменениями размеров Земли. В этой гипотезе происходит объединение принципов мобилизма, пульсационной концепции и контракции.

Все рассмотренные модели в большей или меньшей степени гипотетичны и нуждаются в совершенствовании. Но некоторые положения представляются убедительными, и можно думать, что совершенствование моделей будет базироваться на их развитии.

Во-первых, наиболее удовлетворительное объяснение внутриплитных напряжений получается в рамках мобилистических представлений, а точнее – как результат движения литосферных плит. При этом две группы сил дают на уровне моделей наиболее согласующиеся с наблюдаемыми напряжениями результаты: коллизионные силы (наиболее очевидные) и силы давления спрединговых хребтов. Существуют, правда, соображения, в полной мере противоположные изложенным, отрицающие как крупномасштабную упорядоченность ориентировки осей напряжений, так и обусловленность ее причинами глобального фактора. Так, в работе [18] на материале Кольского полуострова высказано мнение, что повышенные напряжения формируются под влиянием чисто локального фактора – воздымания и денудационного среза. В локальном масштабе эти соображения, возможно, справедливы, но их было бы неправомерно распространять на закономерности глобального масштаба.

Во-вторых, модельные построения и их сопоставления с натурой показывают возможность одновременного действия на плиту сил от более чем одного источника. Например, идея Западной и Центральной Европы идея действия двух сил (коллизионных и давления хребта) согласуется с результатами моделирования методом конечных элементов [58]. На разных плитах, в том числе в зависимости от их внутренней структуры (монолитности, гетерогенности и т.д.), такое комбинированное воздействие может выражаться в полях напряжений различной структуры.

В-третьих, реологическая и тектоническая расслоенность литосферы (и коры), скорее всего, ограничивает возможность прямой передачи сил, обусловленных подлитосферными (и подкоровыми) процессами.

В-четвертых, на структуру поля напряжений внутри плиты, регулярного на площади всей плиты или распадающегося на некоторое количество провинций, влияет степень гетерогенности и, вероятно, размер плиты. Очевидно, наибольший

эффект дает деление литосферной плиты на геологические провинции, разделяемые внутриплитными тектоническими швами. Данный вопрос рассматривается в следующем разделе.

ВНУТРИПЛИТНЫЕ ШВЫ: ОТРАЖЕНИЕ В ПОЛЕ СОВРЕМЕННЫХ НАПРЯЖЕНИЙ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ РОЛЬ

Выше было отмечено существование двух групп литосферных плит: а – плиты, которые на всей площади характеризуются однородным (по направлению главных осей) полем напряжений; наиболее очевидный представитель этой группы – Северо-Американская плита. С точки зрения этой характеристики она обладает монолитностью и соответствует понятию жесткой плиты; б – плиты, распадающиеся на участки или провинции с различной ориентировкой напряжений. К ним относится сложная по своему строению Евразийская плита и др. Эта особенность, несомненно, имеет принципиальный смысл. Она свидетельствует об отсутствии абсолютной жесткости таких плит. Возникает серия вопросов: какие геологические особенности лежат в основе такого деления? Как границы между провинциями с разной ориентировкой напряжений отражаются в тектонической структуре? и т.д. Эти вопросы практически не исследованы, хотя они и представляют первостепенное значение для понимания внутриплитной геодинамики и, в частности, того, каким образом сложная, гетерогенная и не обладающая абсолютной жесткостью (в противоположность тому, что принималось в ортодоксальной плитной концепции), плита адаптируется к системе приложенных к ней извне сил. Здесь затрагивается одна сторона этой многосторонней проблемы – вопрос о внутриплитных тектонических швах.

Вероятно, интересные результаты со временем принесет исследование Евразийской литосферной плиты, но сейчас она изучена неравномерно и даже имеющийся материал соответствующим образом для всей плиты не проанализирован. Все же лучше изученная ее европейская часть позволяет высказать некоторые соображения.

В европейской части плиты имеются два главных внутриплитных шва, разграничивающих провинции с принципиально разными историей и строением коры. Это – швы (шовные зоны) Тессейра–Торнквиста (ТТЗ) и Урала. Оба шва оказывают влияние на внутриплитное поле напряжений. Альпийская сутура к этой категории швов не относится. Она представляет не внутриплитный элемент, а границу плиты.

На территории внеальпийской Европы две геологические провинции, разделенные зоной Тессейра–Торнквиста, представлены древней Вос-

точно-Европейской платформой – кратоном, перекрытым по краю аллохтоном Скандинавских каледонид, и эпипалеозойской Западно-Европейской платформой. Данные о напряжениях для большей части Восточно-Европейской платформы не обобщены, и опираться здесь можно только на данные по Скандинавии. В соответствии с геологическим делением, эти элементы относятся к двум провинциям с несколько различной ориентировкой оси SH. Для Западной Европы (Западно-Европейской платформы) характерна устойчивая ориентировка СЗ до ССЗ [71] с веерообразным разворотом всей системы в восточных районах до С и ССВ [58] (см. рис. 1, 4). В Скандинавии, по другую сторону от зоны Тессейра–Торнквиста, преобладает ориентировка ЗСЗ, но со значительным разбросом.

Указанные различия в ориентировке оси SH принято объяснять свойствами литосферы. По [70, 71] большой разброс ориентировки оси SH в Скандинавской провинции – следствие утолщенной и более холодной, по сравнению с Западной Европой, литосферы. Этот вывод опирается также на результаты моделирования, выполненного М. Бруди [70]. Данное объяснение можно принять в части, касающейся менее регулярного поля напряжений Скандинавии. Но оно не в состоянии объяснить причины систематических различий ориентировки в этих двух провинциях. Думается, что ее следует искать в особенностях внутренней сегментации плиты, в основе которой лежит шов зоны Тессейра–Торнквиста (рис. 5). Благодаря наличию этого внутриплитного шва разделенные им провинции, находясь в составе одной литосферной плиты, обладают, по-видимому, некоторой геодинамической автономностью и несколько по-своему реагируют на действующие на плиту силы.

Для Европы таких сил, по-видимому, две: коллизонные силы, действующие со стороны альпийского пояса на юге Европы, и, возможно, силы давления Срединно-Атлантического спредингового хребта на северо-западной границе плиты [55, 71]. Поле напряжений в Центральной и Западной Европе формируется преимущественно за счет коллизонных сил, и при этом не только для современных напряжений, но и для палеонапряжений в течение кайнозоя [40]. В результате наличия зоны Тессейра–Торнквиста действие этих сил на территории, лежащей за ним, ослабевает (так что местные факторы, накладываясь на слабо выраженное региональное поле, приводят к большому разбросу направлений оси SH) или трансформируется (преломляется) в поле с другой ориентировкой осей. В формировании поля напряжений в Скандинавии доминируют, скорее

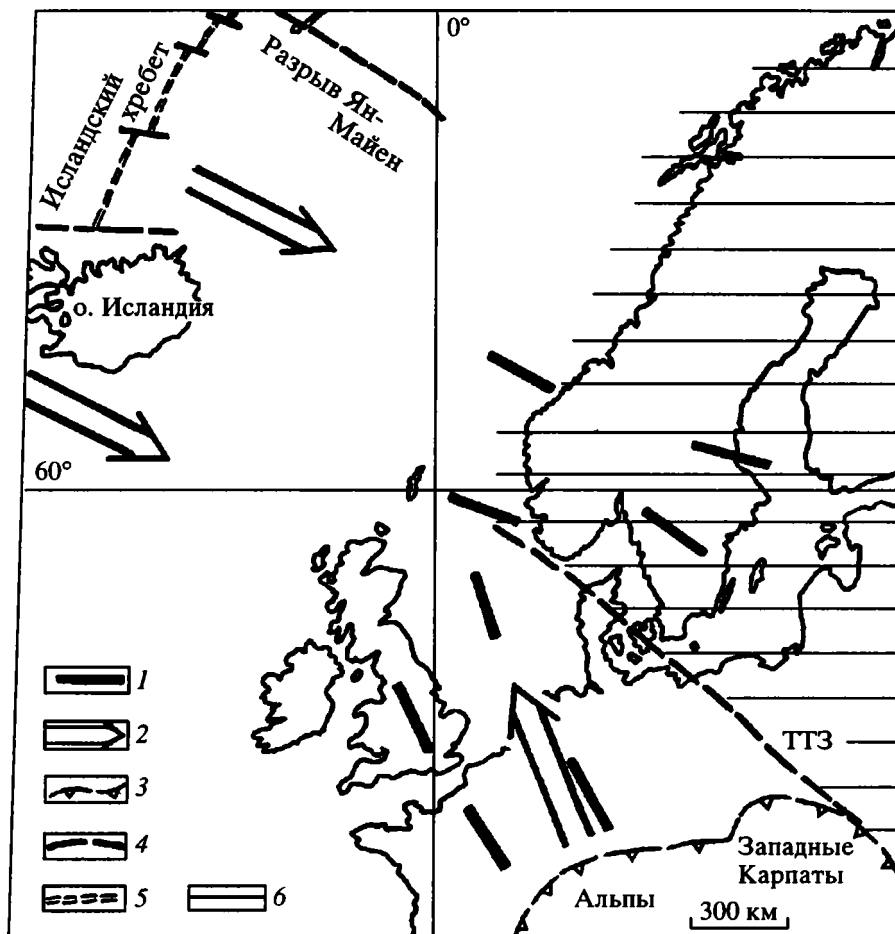


Рис. 5. Предполагаемая схема современной геодинамики Внеальпийской Европы.

1 – осредненная ориентировка напряжения максимального горизонтального сжатия (SH); 2 – осредненное направление действия сил давления Срединно-Атлантического хребта и коллизионных сил Альп; 3 – Альпийский фронт; 4 – трансформные разломы Срединно-Атлантического хребта и шовная зона Тессейра–Торнквиста (ТТЗ); 5 – ось Срединно-Атлантического хребта; 6 – Восточно-Европейская платформа.

всего, не коллизионные силы из достаточно удаленного альпийского пояса, а силы давления Срединно-Атлантического хребта.

Еще один пример существования в пределах одной плиты двух провинций, различающихся ориентировкой осей напряжения (SH), – полуостровная Индия [54]. В ней выделяются две провинции: (а) провинция Мидконтинента, включающая северную часть Индостанского щита, а также Гималаи и Пакистан, и (б) Южная Индия, к которой по ориентировке оси SH близки о-в Шри-Ланка и прилегающие части Индийского океана. На Мидконтиненте оси SH ориентирована в направлении ССВ (напряжения здесь определяются коллизией в Гималаях), в Южной Индии – СЗ. Провинции разделены линией, идущей от района южнее Бомбея (около 16° с.ш.) к Мадрасу.

Внутренние швы играют, по-видимому, большую роль во внутренней геодинамике плит. Они

уменьшают жесткость и монолитность (целостность) литосферных плит, создают их дополнительную внутреннюю делимость, обеспечивающую возможность вариаций геодинамического режима и, в частности, ориентировки поля напряжений на площади таких составных частей (провинций). В итоге поле напряжений на плитах со сложным внутренним устройством отличается от идеальной картины, которую следовало бы ожидать в случае абсолютно жестких и гомогенных литосферных плит. Внутриплитные швы и шовные зоны разного масштаба и разной степени активности, наряду с реологической вертикальной расчлененностью литосферы, т.е. наличием в ней тектонически подвижных слоев, по-видимому, относятся к числу главнейших особенностей строения внутриплитных областей, повышающих их потенциальную подвижность.

Кора (литосфера?) в зонах активных внутриплитных швов должна обладать пониженной

прочностью по сравнению с корой остальной плиты. При этом условия в зоне шва может происходить деформация пород, относительное смещение блоков, релаксация напряжений и скачкообразное изменение напряженного состояния при переходе через шовную зону. Модельные и теоретические исследования показывают, что относительная прочность литосферы в зоне нарушения отражается в степени искажения регионального поля напряжений вблизи зоны [42]. При наличии нарушения и в случае пониженной прочности литосферы в зоне нарушения одна из главных осей напряжения в горизонтальной плоскости в условиях сжатия, направленного под любым углом к простиранию нарушения (транспрессия), приобретает ориентировку, перпендикулярную или под большим углом к зоне нарушения. Это показано для разломов Сан-Андреас, Большого Суматринского, Альпийского в Новой Зеландии и некоторых других [67, 73, 91] (рис. 6).

Сказанное хорошо приложимо в Уралу – крупнейшей и сложно построенной внутриплитной шовной зоне, влияющей на поле напряжений. В зоне субмеридионального Уральского шва и в краевых частях прилегающих к нему с запада и востока платформ в широкой полосе регистрируется обстановка широтного сжатия [1, 12]: ось SH расположена здесь широтно – поперечно к простиранию Урала. Прежде всего это, в соответствии с вышесказанным, не должно интерпретироваться как широтное направление внутриплитного регионального сжатия первого порядка, которое может быть ориентировано под любым углом к простиранию Урала. Но главное состоит в том, что Урал в современной структуре, по-видимому, представляет зону с пониженной прочностью коры или литосферы в целом, т.е. активный внутриплитный шов. При проведении данной аналогии сложной системы Урала с такими более локализованными на площади разрывами, как Суматринский и Сан-Андреас, не играет роли разница в их структурной сложности. Ширина же полосы с аномальной ориентировкой оси сжатия во всех перечисленных случаях, включая Урал, соизмерима.

Для некоторых трансформных разломов срединно-океанических хребтов установлено, что искажение поля напряжений наблюдается только на их активных участках [42]. Вне активных участков это явление отсутствует, что рассматривается как следствие быстрого, за время в несколько миллионов лет, упрочения коры при выходе участка литосферы из области активного формирования разрыва. Если возможна аналогия с внутриплитными швами, то и с этой точки зрения ориентировка SH в полосе Урала подтверждает представление об активных современных процессах в зоне Уральского шва.

В этом смысле зона Тессейра–Торнквиста – пример, противоположный Уральскому. Зона Тессейра–Торнквиста, по данным томографии, выражена вплоть до верхов мантии, до глубин не менее 140 км [88]. Но несмотря на это, шов в современную эпоху малоактивен. Соответственно, здесь не наблюдается аномальной поперечной ориентировки осей напряжений (хотя, возможно, дело в недостаточной изученности). Вероятно, степень влияния на напряженное состояние, коррелирующееся со степенью геодинамической автономности разделяемых швом частей литосферных плит (т.е. ролью шва в создании геодинамической гетерогенности плиты), в таких внутриплитных швах будет различной.

ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОНАПРЯЖЕНИЙ ВО ВНУТРИПЛИТНЫХ УСЛОВИЯХ

Для реконструкции напряженного состояния в прошлом (палеонапряжений) используются макроструктурные, мезоструктурные (анализ трещин) и микроструктурные методы. Одна из особенностей внутриплитных, преимущественно платформенных, областей состоит в том, что в них на первый план выдвигается задача определения напряжений в недеформированных на уровне макроструктуры и слабо деформированных породах. Поэтому, в отличие от складчатых поясов и внутриплитных деформированных зон, возможность применения макроструктурных методов, основанных на изучении структурных рисунков и парагенезов, здесь ограничена. Главную роль играют анализ трещин и микроструктурные исследования.

Принципиальные отличия информации о палеонапряжениях от информации о современных напряжениях были рассмотрены во вступительном разделе статьи.

Макроструктурные методы в большей степени, чем остальные, сталкиваются с трудной проблемой определения времени формирования структур. Невозможность определить его с желаемой точностью часто не позволяет выйти за рамки осредненного результата. Сочетание структур, выражающих итог длительного развития в условиях нестационарного, менявшегося со временем поля напряжений, приходится рассматривать суммарно. Полученные в таких случаях выводы о напряженном состоянии и геодинамической обстановке отражают в осредненном виде генеральную, доминировавшую на определенном этапе тенденцию, которую можно назвать доминантой этапа, но не конкретные условия конкретного времени (в отличие от “моментальной” обстановки, которую отражают современные напряжения).

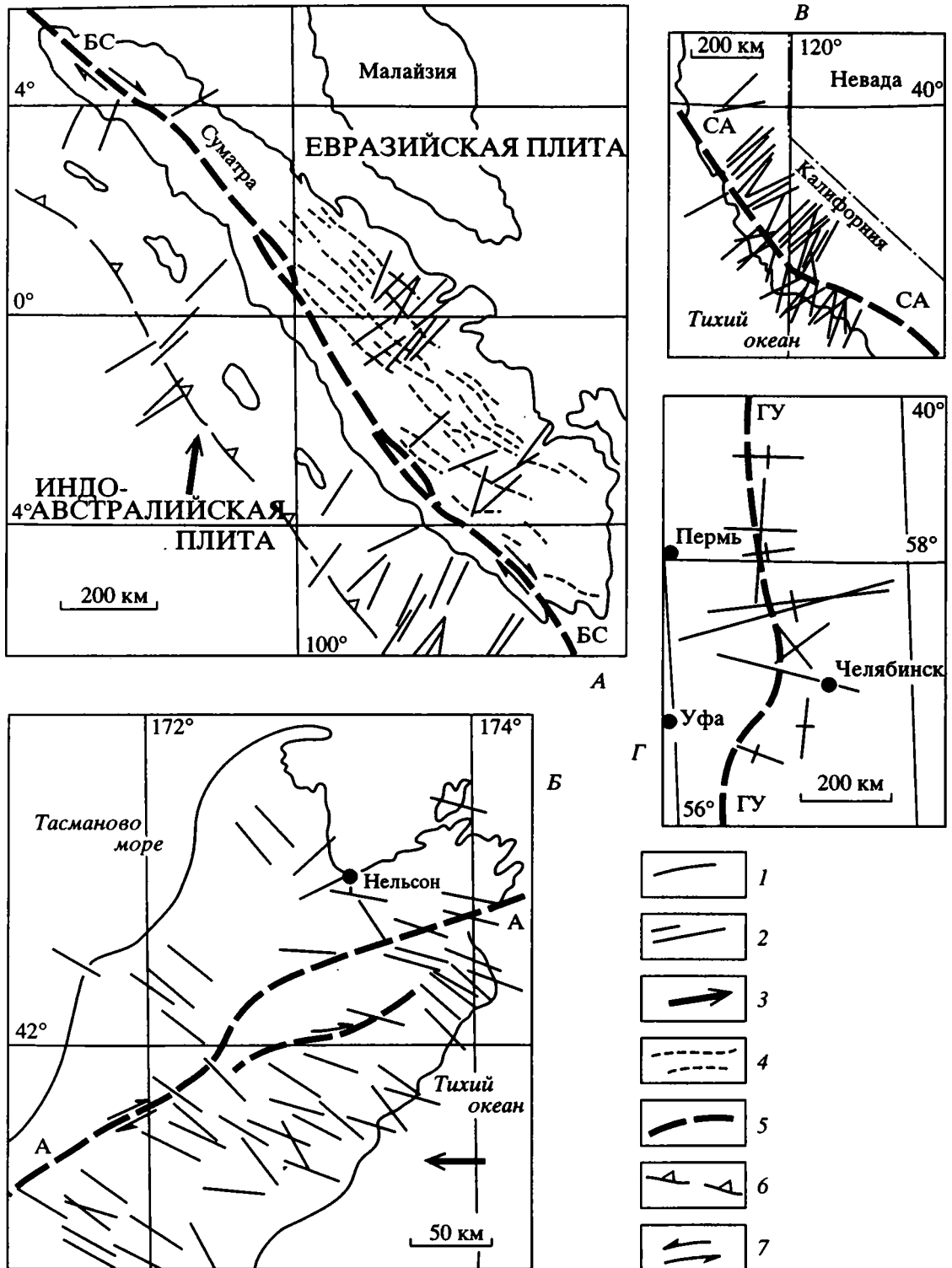


Рис. 6. Современное напряженное состояние коры вблизи крупных тектонических швов: А – Большого Суматринского разлома (БС), о-в Суматра, по [67]; Б – Альпийского разлома (А), северная оконечность южного о-ва Новой Зеландии, по [73]; В – разлома Сан-Андреас (СА), Северная Америка, по [67]; Г – Главного Уральского разлома (ГУ), Урал, по [12].

1 – направление максимального горизонтального сжатия (SH) (схемы А, В) и максимального горизонтального укорочения (схема Б) по совокупности данных, полученных разными методами; 2 – то же, но длина линии пропорциональна величине напряжений (Урал – схема Г); 3 – направление движения плит; 4 – оси складок (о-в Суматра – схема А); 5 – главные разломы (швы) (Большой Суматринский – БС, Альпийский – А, Сан-Андреас – СА, Главный Уральский – ГУ); 6 – Суматринский желоб; 7 – сдвиги.

Иллюстрацией служит известный вывод о формировании неотектонической структуры юга Евразийской плиты от Предкавказья до Центральной Азии в условиях субмеридионального сжатия, обусловленного коллизией гондванских и Евразийской плит [23 - 25, 30, 65]. Определяющая роль субмеридионального сжатия в этом случае хорошо обоснована. Но это – не более чем доминанта неотектонического этапа; при детальном исследовании выясняется, что она распадается на серию сменяющих одна другую геодинамических обстановок. Это показано для отдельных участков упомянутой территории (Предкавказье, Внеальпийская Европа) и для других плит (например, плато Колорадо в США) [29, 40, 41].

Мезоструктурный анализ (анализ трещин) существует в разных вариантах, которые сильно расходятся в методике отбора и интерпретации данных [22, 25, 27, 32, 53]. При этом существует немало примеров успешного применения мезоструктурного метода для реконструкции палеонапряжений на слабодеформированных платформах [29, 36, 40, 41, 62 - 64]. Их достоверность в ряде случаев подтверждается результатами, полученными другими методами.

Тем не менее, некоторые исследователи считают, что определить напряженное состояние по трещинам принципиально невозможно, поскольку трещиноватость горных пород связана не с тектоническими факторами, а отражает первичную анизотропию субстрата. Системы трещин в каждом тектоническом блоке сохраняются в неизменном виде во всех горизонтах вне зависимости от напряженного состояния, неважно, постоянного или меняющегося [7].

Практика изучения трещин в разнообразных структурных условиях опровергает это утверждение в общем виде. Но в определенном смысле с постоянством систем трещин для некоторых категорий тектонических элементов и прежде всего платформенных чехлов следует считаться. Это может относиться к трещинам литогенетического происхождения, отражающим первичную делимость горных пород, которую необходимо отличать от трещин тектонического происхождения, возникающих под воздействием тектонических напряжений. Разделение этих двух типов трещин представляет фундаментальную задачу [26], тем более, что в платформенных чехлах внутренних частей плит, возможно, преобладают трещины именно литогенетической природы.

Но правомерно ли утверждение, что литогенетические трещины не несут информации о палеонапряжениях, т.е. являются в полном смысле неотектоническими? Ответ на него не столь очевиден, как может показаться на первый взгляд. В этой связи внимание привлекает явление так

называемой локализационной неустойчивости, рассмотренное в [2, 19]. Суть его заключается в том, что напряжениями, действующими во время осадконакопления и до полной литификации осадка, определяется положение ослабленных зон – зон локализации деформации, по которым впоследствии развиваются трещины: в недеформированных слоях “системы трещин в осадочных породах возраста t_0 несут информацию о тензоре напряжений $T(t_0)$, действовавшем в период осадконакопления” [2, ст. 27]. Вполне вероятно, что первичная, “литогенетическая”, трещиноватость в породах недеформированных чехлов подчиняется этому закону и, следовательно, несет в себе информацию о напряженном состоянии данного участка литосферы во время становления породы.

Микроструктурными методами определяется направление (чаще ось сжатия) и иногда величина напряжений по деформационным структурам и другим деформационным особенностям минеральных зерен. Ценность микроструктурных методов для определения напряжений в породах платформенных чехлов объясняется тем, что ряд так называемых минералов-датчиков, обладающих высокой чувствительностью к напряжениям, реагирует на них в тех случаях, когда по другим признакам, например, по трещинам, достоверных данных получить не удастся. В случае малоизмененных платформенных пород реальным методом определения палеонапряжений является использование двойников кальцита [50, 57, 61, 76, 77]. По ним замеряется величина и направление оси максимального сжатия (σ_1), или главной оси укорочения, а также оси σ_3 . Остальные микроструктурные методы разработаны в основном для метаморфических пород и менее подходят или недостаточно апробированы в платформенных условиях.

Разработан, наконец еще один способ, в котором информация о напряжениях извлекается в результате операции *back-stripping* и компьютерного моделирования формирования осадочного бассейна [48]. Этим способом устанавливается факт проявления и время эпизодов повышенных внутриплитных напряжений, но не определяется ориентировка осей напряжения. Последняя может быть получена только в совокупности с другими методами [40, 48, 51, 64, 87]. Так как данным способом напряжения фиксируются по их влиянию на режим седиментации и прогибания бассейна вне зависимости от наличия или отсутствия в породах остаточных деформаций, появляется возможность выявлять эпизоды повышенной геодинамической активности на площадях, для которых другие индикаторы напряженного состояния могут отсутствовать.

ПАЛЕОНАПРЯЖЕНИЯ ВО ВНУТРЕННИХ ЧАСТЯХ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Результативность перечисленных методов определения палеонапряжений во внутриплитной обстановке неодинакова. Макроструктурные методы в основном используются для более деформированных форландов складчатых поясов и тектонически активных внутриплитных зон. Углублять эту сторону проблемы здесь нецелесообразно. В общих чертах существование геодинамической связи деформированных форландов со складчатыми поясами и коллизией на границах плит достаточно очевидно.

Менее исследована связь между процессами на границах плит с напряженным состоянием во внутренних частях плит, отличительной чертой которых является, как принято считать, тектоническая стабильность. В этом вопросе главное слово принадлежит мезо- и микроструктурным методам. Полученный материал в настоящее время фрагментарен и неравноценен по точности. Его обобщения в рассматриваемом ракурсе пока не сделано. Однако даже предварительный анализ показывает, что девиаторные напряжения, коррелирующие с событиями на границах и окраинах плит, фиксируются на значительном удалении от них – на расстоянии во многие сотни и более тысячи километров; причем это относится как к молодым, в среднем относительно более подвижным платформам, так и к устойчивым древним кратонам. Связь внутриплитных палеонапряжений с обстановкой на окраинах плит, как правило, коллизионных, подтверждается ориентировкой компонент поля напряжений, хронологическим соответствием, а в отдельных случаях также последовательным уменьшением величины напряжений (максимального горизонтального сжатия) по мере удаления от фронта коллизионных складчатых поясов. Проиллюстрируем сказанное двумя примерами, один из которых относится к эпипалеозойской Западно-Европейской, другой – к древней Северо-Американской платформе.

Для внеальпийской Западной Европы в основном по мезоструктурным особенностям определена [40] ориентировка в горизонтальной плоскости оси сжатия σ_1 и оси растяжения σ_3 (правильнее говорить об осях S_H и Sh) для разных эпох кайнозоя в интервале от позднего эоцена до конца миоцена. Напряженное состояние каждой эпохи согласуется с реконструкциями геодинамических обстановок в альпийском поясе, а именно со скоростью и направлением сближения Европейской и Африканской плит и фронтальным давлением Альп. Это дает основание считать, что напряжения внутри плиты вызваны коллизионными процессами в альпийском поясе и переда-

ются в глубь плиты на расстояние до 500 - 700 км. Этот вывод подтверждается изучением макроструктур и истории формирования осадочных бассейнов Европы, которое позволяет уловить влияние альпийского фронта на расстоянии 700 - 1000 км в Северном море и на Британских о-вах [87]. Он подкрепляется также другими исследованиями, в том числе с применением микроструктурных методов, на плитах по периферии альпийского пояса от Иберийского п-ова до Предкавказья – [29, 51, 60, 64, 81]. Совокупность этих данных указывает, как и полагают многие авторы, на зависимость напряженного состояния и кинематики блоков земной коры по периферии альпийского пояса от коллизионного режима в поясе.

Для древних платформ один из наиболее интересных результатов получен для Северо-Американской платформы. Здесь было выполнено изучение палеонапряжений в палеозойских отложениях чехла по двойникам кальцита на трех профилях, идущих в глубь платформы от позднепалеозойских складчатых поясов Аппалачей и Уачита [50]. По двойникам устанавливается направление укорочения, перпендикулярное фронту Аппалачей и Уачита, а величина напряжений экспоненциально уменьшается по мере удаления от него. Последний пункт, где зафиксированы напряжения, расположен на удалении около 800 км. Образование деформационных структур (двойников) связывается с напряжениями, передающимися из пояса Аппалачей–Уачита на расстояние более 800 км от зоны фронтальных надвигов и более 1200 км, если считать от активной окраины Северо-Американской плиты в палеозое. Разница получается за счет перекрытия надвигами края плиты.

Таким образом, и для относительно молодых, и для древних участков литосферных плит устанавливается передача напряжений на большие расстояния в глубокие внутриплитные области. Это означает, что, как и для современного напряженного состояния, палеополя напряжений не являются автономным внутриплитным явлением, обусловленным только внутриплитными процессами, но генерируются или, как минимум, находятся под регулирующим влиянием процессов более общего характера. Впрочем, сейчас намечаются лишь контуры решения этой проблемы, которая заслуживает планомерного исследования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вследствие ряда причин (см. вводные замечания) современные напряжения, с одной стороны, и палеонапряжения, с другой, дают представление о разных характеристиках напряженного состояния земной коры. Вместе с тем, достаточно очевидно представляется посылка, что напряженное

состояние в прошлом и настоящем в принципе формируется под воздействием одних и тех же факторов и подчиняется одинаковым законам. В разные эпохи, вероятно, меняются конкретные особенности поля напряжений и относительная роль влияющих на него факторов, но вряд ли можно предположить принципиальные различия в самой схеме формирования (внутриплитных) напряжений. Поэтому данные о современных напряжениях и палеонапряжениях взаимно дополняют одни другие, позволяя закономерностями сегодняшнего дня уточнять картину прошлого, и наоборот. Какие же выводы могут быть сделаны по совокупности имеющихся данных?

Во-первых, на материале современных напряжений показано, что регулярные (однородные по ориентировке главных осей) поля напряжений на плитах зависят от кинематики и динамики системы литосферных плит и процессов (спрединг-овых, коллизионных) на их границах. В чистом виде этот случай встречается не часто (Северная Америка), и его следует, по-видимому, рассматривать как идеальный, модельный вариант, характеризующий достаточно жесткую гомогенную плиту без значительных внутренних (собственно внутриплитных) источников сил. В реальности плиты обычно в большей или меньшей степени отличаются от этого идеального варианта.

Данная закономерность выявляется для современного напряженного состояния. По палеонапряжениям материала не только недостаточно, но, скорее всего, его сейчас трудно получить и в принципе: для этого следовало бы иметь информацию о слабых напряжениях, которые в структуре горных пород не фиксируются (или не обнаруживаются современными методами). Однако это не дает оснований сомневаться в том, что речь идет об общей закономерности, свойственной литосферным плитам как в настоящий момент, так и в прошлом.

Во-вторых, далеко идущие, как кажется, последствия имеет вывод о сложном строении современного поля напряжений на многих плитах, распадающихся с этой точки зрения на провинции, и об определяющей (в некоторых случаях?, часто?, всегда?) роли в этом делении внутриплитных швов. Последние снижают общую жесткость плит, обеспечивая ту или иную степень геодинамической свободы отдельных провинций. Эти свойства – деление на провинции и влияние на напряженное состояние внутриплитных швов – для палеоусловий пока не установлены, и трудно сказать, насколько возможно это сделать прямыми способами (с помощью реконструкции палеонапряжений). Но, опять-таки, их, без сомнения, можно распространить на обстановки прошлого как одну из фундаментальных характеристик внутриплитной геодинамики литосферных плит.

В-третьих, на материале одновременно и древних, и современных напряжений выявляется передача напряжений от краевых – коллизионных (подвижных, складчатых) поясов через форланд в удаленные внутренние части плит. Это показывает, что кора даже внутренних участков плит, в том числе “жестких” кратонов, находится под геодинамическим влиянием событий в складчатых поясах.

Все три перечисленных положения приводят к главному, не раз подчеркивавшемуся по ходу статьи выводу, что неотъемлемым фактором внутриплитной тектоники и геодинамики являются силы и процессы, обусловленные поведением плиты в целом и как индивидуального элемента, и как составной части глобальной системы литосферных плит. С этим обстоятельством необходимо считаться при разработке концепции внутриплитного тектогенеза. Но в то же время хотелось бы со всей определенностью подчеркнуть, что сказанным ни в малейшей мере не отрицается и не снимается с обсуждения роль иных (доминирующих?, дополнительных?, равноценных?) факторов, имеющих чисто внутриплитную природу.

Не возвращаясь здесь вновь к ряду других выводов, сформулированных в предыдущих разделах статьи, в том числе и к вопросу о природе сил, вызывающих внутриплитные напряжения первого порядка, следует остановиться на одной неупоминавшейся проблеме: как заключение о зависимости напряженного состояния коры внутриплитных областей от геодинамической обстановки в системе плит и на краях плит согласуется с представлением о существовании так называемой регматической планетарной сети, или решетки, трещин (и разрывов вообще), т.е. сети со статистически постоянной ориентировкой систем нарушений. Закономерная ориентировка в глобальном масштабе, иными словами, по отношению к фигуре Земли, приводит большинство авторов к мнению об их ротационном происхождении [4 - 6, 11, 33, 34], что контрастирует с рассмотренными выше соображениями, противоречащими ротационной природе современного глобального поля напряжений. Из этого противопоставления следует, что регматическая сеть, зафиксированная в структуре верхних горизонтов коры, не соответствует современному напряженному состоянию. Так же очевидно, что она не может соответствовать напряженному состоянию любой эпохи геологического прошлого, если, в соответствии с ранее сказанным, в прошлом имели место те же, что и сейчас, законы формирования внутриплитного поля напряжений.

Поэтому наиболее естественным представляется предположение, что наблюдаемая регматическая сеть – не индивидуализированное выражение какого-либо одного конкретного напряженного

состояния, а суммарный конечный результат многоактной истории формирования нарушений в условиях менявшегося напряженного состояния. В итоге некоторых исследований показано, что с увеличением числа тектонических событий поле нарушений становится все более изотропным. Такой вывод сделан, например, в [82] в итоге сопоставления систем разрывов и трещин двух районов Африки: Камеруна (Центральная Африка) и территории к югу от Регибатского щита. Если во втором из названных районов, испытывавшем две фазы деформации, различаются две соответствующие им системы нарушений, то в Камеруне многофазная деформация с неоднократно менявшейся ориентировкой напряжений вызвала в итоге образование изотропной системы нарушений. Данное наблюдение согласуется с известным теоретическим обобщением В.С. Буртмана [3], а затем и других авторов [6] о консервативности насыщенной (состоящей максимум из 6 направлений) системы нарушений в меняющемся поле напряжений. Вопросы возможной связи регматической сети с ротационным режимом здесь не рассматриваются; в принципе их удачное решение предложено в [5, 6]. Но раз сформировавшись, регматическая сеть остается неизменной при любых дальнейших изменениях поля напряжений: при достижении насыщения новых систем нарушений не возникает, меняется лишь кинематика уже существующих [3, 28, 31]. Таким образом, снимается противоречие между данными о глобально унифицированной ориентировке регматической сети и особенностях современного поля напряжений.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований – проект № 93-05-09125.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алейников А.Л., Беллавин О.В., Булашевич Ю.П. и др. Горизонтальные напряжения и тектогенез Урала // Глубинное строение Урала и сопредельных регионов. Свердловск: Изд-во Уральск. отдел. АН СССР, 1988. С. 106 - 113.
2. Белоусов Т.П., Мухамедиев Ш.А. К реконструкции палеонапряжений по трещиноватости горных пород // Физика Земли. 1990. № 2. С. 16 - 29.
3. Буртман В.С. Стационарная сеть разломов континента и мобилизм // Геотектоника. 1978. № 3. С. 26 - 37.
4. Воронов П.С. Очерк о закономерностях морфологии глобального рельефа Земли. Л.: Наука, 1968. 107 с.
5. Гарбар Д.И. Две концепции ротационного происхождения регматической сети // Геотектоника. 1987. № 1. С. 107 - 108.
6. Гарбар Д.И. Регмагенез древних платформ // Общая и региональная геология: Обзорная информация. М.: ВИЭМС, 1991. Вып. 4. 45 с.
7. Грачев А.Ф. Рифтогенные зоны Земли. М.: Недра, 1987. 285 с.
8. Гуценко О.И., Мострюков А.О., Петров В.А. Структура поля современных региональных напряжений сейсмоактивных областей земной коры восточной части Средиземноморского подвижного пояса // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 4. С. 830 - 835.
9. Замесов Н.Ф., Дзема И.И. Прогнозирование исходных полей напряжений в рудных месторождениях. М.: Ин-т проблем комплексного освоения недр АН СССР, 1987. 157 с.
10. Иванов С.Н. Зоны пластичных и хрупких деформаций в вертикальном разрезе литосферы // Геотектоника. 1990. № 2. С. 3 - 13.
11. Кац Я.Г., Козлов В.В., Поletaев А.И. Ротогенез Земли: структурный анализ и проблемы // Науки о Земле. М.: Знание, 1991. № 11. 45 с.
12. Кононенко И.И., Халевин Н.И., Блюмин М.А., Яценко В.Р. Современная геодинамика Урала // Свердловск: АН СССР. Уральское отдел. 1990. С. 106 - 113.
13. Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. № 1. С. 3 - 24.
14. Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н. Тектонические напряжения на платформах и глобальные вариации сейсмичности // Геотектоника. 1993. № 5. С. 34 - 36.
15. Кучай В.К., Тычков С.А., Еремин Г.Г. Динамика реологически расслоенной литосферы // Литосфера и астеносфера континентов и океанов. Новосибирск: Наука, 1985. С. 81 - 92.
16. Леонов Ю.Г. Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3 - 20.
17. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.
18. Марков Г.А. О происхождении и закономерностях проявления напряжений горизонтального сжатия в массивах горных пород в верхней части земной коры // Геотектоника. 1983. № 3. С. 32 - 41.
19. Мухамедиев Ш.А. Процессы разрушения в литосфере Земли // АН СССР. Ин-т физики Земли им. О.Ю. Шмидта. М., 1990. 203 с.
20. Напряженное состояние земной коры. М.: Наука, 1973. 180 с.
21. Николаев В.А., Варушенко С.С. Автоматизированный сейсмолинеamentный анализ и определение поля напряжений в земной коре Таджикистана // Докл. АН СССР. 1992. Т. 322. № 2. С. 351 - 355.
22. Николаев П.Н. Методика тектоно-динамического анализа. М.: Недра, 1992. 294 с.

23. *Расцветаев Л.М.* Альпийская структура Средней Азии и смежных областей // *Тектоника Средиземноморского пояса.* М.: Наука, 1980. С. 105 - 122.
24. *Расцветаев Л.М.* Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация. Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 145 - 197. (Тр. ГИН. Вып. 340).
25. *Расцветаев Л.М.* Выявление парагенетических семейств тектонических дизъюнктивов как метод палеогеомеханического анализа полей напряжений и деформаций земной коры // *Поля напряжений и деформаций в земной коре.* М.: Наука, 1987. С. 171 - 181.
26. *Расцветаев Л.М.* О некоторых трудностях, возникающих при использовании трещиноватости осадочных пород в качестве объекта тектонофизического анализа // *Механизмы структурообразования в литосфере и сейсмичность: Тезисы докладов.* М.: ИФЗ АН СССР, 1991. С. 183 - 185.
27. *Сим Л.А.* Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // *Изв. вузов. Геология и разведка.* 1991. № 10. С. 3 - 22.
28. *Соболев Г.А.* Физика очага и прогноз землетрясений // М.: Геофиз. центр РАН, 1992. 344 с.
29. *Тверитинова Т.Ю.* Тектодинамические условия формирования разрывов и трещин в породах альпийского чехла на территории Кавказских Минеральных Вод: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1989. 15 с.
30. *Трифонов В.Г.* Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 223 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 361).
31. *Хаин В.Е.* Проблемы внутриплитной и межплитной тектоники // *Динамика и эволюция литосферы.* М.: Наука, 1986. С. 7 - 15.
32. *Шерман С.И., Днепровский Ю.И.* Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1989. 155 с.
33. *Шульц С.С.* Некоторые вопросы планетарной трещиноватости и связанных с ней явлений // *Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр.* 1969. № 1(6). С. 3 - 15.
34. *Шульц С.С.* Планетарные трещины – тектонические дислокации // *Геотектоника.* 1971. № 4. С. 6 - 14.
35. *Adams J., Bell J.S.* Canadian contribution to World Stress Map // 28 Int. Geol. Congr.: Abstr. Washington, 1989. V. 1. 11 p.
36. *Angelier J.* Tectonic analysis of fault slip data sets // *Journ. Geophys. Res.* 1984. V. 89 (B7). P. 5835 - 5848.
37. *Assumpao M.* The Regional Intraplate stress field in South America // *Journ. Geophys. Res.* 1992. V. 97. № B8. P. 11889 - 11903.
38. *Becker A.* Detached neotectonic stress field in the northern Jura Mountains, Switzerland // *Geol. Rundsch.* 1989. Bd. 78. Heft 2. S. 459 - 475.
39. *Bell J.S., Adams J.* Contemporary stress provinces in Canada // 28 Int. Geol. Congr.: Abstr. Washington, 1989. V. 1. P. 113 - 114.
40. *Bergerat F.* Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision // *Tectonics.* 1987. V. 6. № 2. P. 99 - 132.
41. *Bergerat F., Bourroz-Weil C., Angelier J.* Paleostresses inferred from macrofractures, Colorado Plateau, western U.S.A. // *Tectonophys.* 1992. V. 206. № 1. P. 219 - 243.
42. *Bergman E.A., Solomon S.C.* On the Strength of Oceanic Fracture Zones and Their Influence of the Intraplate Stress Field // *Journ. Geoph. Res.* 1992. V. 97. № B 11. P. 15365 - 15377.
43. *Bott M.H.P.* Ridge push and associated plate interior stress in normal and hot spot regions // *Tectonophys.* 1991. V. 200. № 1. P. 17 - 32.
44. *Bott M.H.P., Kuznir N.J.* The origin of tectonic stress in the lithosphere // *Tectonophys.* 1984. V. 105. № 1 - 4. P. 1 - 13.
45. *Bott M.H.P., Waghorn G.D., Whittaker A.* Plate boundary forces at subduction zones and trench-arc compression // *Tectonophys.* 1989. V. 170. № 1-1. P. 1 - 15.
46. *Bott M.H.P., Waghorn G.D., Whittaker A.* Stress in plates produced by convergent plate boundaries: trench-arc compression, slab pull, and trench suction // 28 Int. Geol. Congr.: Abstr. Washington, 1989. V. 1. P. 177.
47. *Brereton R., Müller B.* European Stress: contributions from borehole breakouts // *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 1991. Serie A. V. 337. P. 165 - 179.
48. *Cloetingh S., Kooi H., Groenewoud W.* Intraplate stresses and sediment basin evolution // *Am. Geophys. Union. Geophys. Monograph.* Ed. R.A. Price. New York, 1989. P. 1 - 16.
49. *Cloetingh S., Wortel R.* Stress in the Indo-Australian plate // *Tectonophys.* 1986. V. 132. № 1 - 3. P. 49 - 67.
50. *Craddock J.P., B. van der Pluijm.* Late Paleozoic deformation of the cratonic carbonate cover of eastern N. America // *Geology.* 1989. V. 17. № 5. P. 416 - 419.
51. *De Ruig M.J., Smit J., Geel T., Kooi H.* Effects of the Pyrenean collision on the Paleocene stratigraphic evolution of the southern Iberian margin (southeast Spain) // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1991. V. 103. № 11. P. 1504 - 1512.
52. *Ding Jianmin, Liang Guoping, Guo Qiliang, Gao Jianli.* Crustal stress state in continental China // 28 Int. Geol. Congr.: Abstr. Washington, 1989. V. 1. P. 399.
53. *Gillipsie P.A., Howard C.B., Walsh S.S., Watterson J.* Measurement and characterisation of spatial distribution of fractures // *Tectonophys.* 1993. V. 226. № 1 - 3. P. 113 - 141.
54. *Gowd T.N., Srirama S.V., Gaur V.K.* Tectonic Stress field in the Indian subcontinent // *Journ. Geoph. Res.* 1992. V. 97. № B8. P. 11879 - 11888.
55. *Gregorson S.* Crustal stress regime in Fennoscandia from focal mechanisms // *Journ. Geoph. Res.* 1992. V. 97. № B8. P. 11821 - 11827.
56. *Gregorson S., Pavoni N., Udias A.* Crustal stress regime in Europe from focal mechanisms // 28 Int. Geol. Congr. Abstr. Washington, 1989. V. 1. P. 588.

57. *Groshong R.H., Teufel L.W., Gastliger C.* Precision and accuracy of the calcite strain-gage technique // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1984. V. 95. № 3. P. 357 - 363.
58. *Grünthal G., Stromeyer D.* The recent crustal stress field in Central Europe: trajectories and finite element modeling // *Journ. Geoph. Res.* 1992. V. 97. № B8. P. 11805 - 11820.
59. *Jianguo S., Xiaoping Zh.* Magnitude of deviatoric stress in the Upper lithosphere // *Geol. Rew.* 1991. V. 37. № 4. P. 297 - 299.
60. *Lacombe O., Angelier J., Laurent P., Bergerat F., Tournier C.* Contribution de l'analyse des macles de la calcite à la connaissance de l'histoire tectonique d'une région: l'exemple de la plateforme carbonatée bourguignonne // *C. r. Acad. sci. Ser. 2.* 1989. 309. № 19. C. 1979 - 1984.
61. *Lacombe O., Laurent P.* Determination of principal stress magnitudes using calcite twins and rock mechanics data // *Tectonophysics.* 1992. V. 202. № 1. P. 83 - 93.
62. *Letouzey J.* Cenozoic paleostress pattern in the Alpine Foreland and structural interpretation in a platform basin // *Tectonophysics.* 1986. V. 132. № 1 - 3. P. 215 - 231.
63. *Letouzey J., Angelier J., Bergerat F.* Paleostress Pattern and intraplate tectonic stress // 28 Int. geol. Congr.: Abstr. Washington, 1989. V. 2. P. 285.
64. *Letouzey J., Trémolières P.* Paleo-Stress fields around the Mediterranean since the Mesozoic from microtectonics // *Rock Mechanics. Suppl.* 9.1980. P. 173 - 192.
65. *Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // *Science.* 1975. V. 189. № 4201. P. 419 - 426.
66. *Moore G.W.* Tectonic development of the Pacific Basin as inferred from the Geodynamic Map of the Circum-Pacific region // *Int. geol. Congr.: Abstr. Kyoto, 1992.* V. 1. P. 37.
67. *Mount V.S., Suppe J.* Present-Day Stress Orientations adjacent to active strike-slip faults: California and Sumatra // *Journ. Geophys. Res.* 1992. V. B7. № 38. P. 11995 - 12013.
68. *Müller B., Fuchs K., Brereton R., Gregersen S. et al.* Comparison of stress pattern in Europe: Contribution to World Stress Map // 28 Int. Geol. Congr.: Abstr. Washington, 1989. V. 2. P. 480.
69. *Müller B., Fuchs K., Brereton R. et al.* Stress orientation in Europe deduced from wellbore breakout // 28 Int. Geol. Congr.: Abstr. Washington, 1989. V. 2. P. 480.
70. *Müller B., Fuchs K.* The World Stress Map – a Fundamental Database for Europrobe // *Europrobe Symposium. Jablonna, 1991.* Warszawa: Publ. Inst. Geophys. Polish Ac. Sci., 1993. P. 123 - 128. A-20 (255).
71. *Müller B., Zoback M.L., Fuchs K. et al.* Regional Patterns of Tectonic Stress in Europe // *Journ. geophys Res.* 1992. V. 97. № B8. P. 11783 - 11803.
72. *Nelson W.J., Bauer R.A.* Thrust faults in Southern Illinois Basin – result of contemporary stress? // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1987. V. 98. № 3. P. 302 - 307.
73. *Pettinga J.R., Wise D.U.* Paleostress adjacent to the Alpine Fault: Broader implications from fault analysis near Nelson, S. Island, New Zealand // *Journ. Geoph. Res.* 1994. V. 99. № B2. P. 2727 - 2736.
74. *Richardson R.M.* The origin of the intraplate stress field // 28 Int. Geol. Congr.: Abstr. Washington, 1989. V. 2. P. 695 - 696.
75. *Richardson R.M.* Ridge Forces, Absolute plate motions, and the Intraplate Stress field // *Journ. Geophys. Res.* 1992. V. 97. № B8. P. 11739 - 11748.
76. *Rowe K.J., Rutter E.H.* Paleostress estimation using calcite twinning: experimental calibration and application to nature // *Journ. Structural Geol.* 1990. V. 12. № 1. P. 1 - 17.
77. *Shelley D.* Calcite twinning and determination of paleostress orientations: three methods compared // *Tectonophysics.* 1992. V. 206. № 1. P. 193 - 201.
78. *Solid Earth // Science and Society. Summary and Global Overview.* National Acad. Press. Washington: D.C., 1993. 46 p.
79. *Stress in the Lithosphere // Journ. Geoph. Res.* 1992. V. 97. № B8. C. 11703 - 12013.
80. *Suter M., Suárez G.* State of stress in Mexico and Western Central America // 28 Int. Geol. Congr.: Abstr. Washington, 1989. V. 3. P. 200 - 201.
81. *Tournierat C., Laurent P.* Paleo-stress orientations from calcite twins in the North Pyrenean foreland, determined by the Etchecopar inverse method // *Tectonophysics.* 1990. V. 180. № 2 - 4. P. 287 - 302.
82. *Vignes-Adler M., Le Page A., Adler P.M.* Fractal analysis of fracturing in two African regions from satellite imagery to ground scale // *Tectonophysics.* 1991. V. 196. № 1/2. P. 69 - 86.
83. *Wortel R., Govers R., Cloetingh S., Stein C.* Stress level in the Indian plate: new constraints from the depth distribution of oceanic intraplate seismicity // 28 Int. Geol. Congr.: Abstr. Washington, 1989. V. 3. P. 382 - 383.
84. *Xu Zhenhuai, Yu Yanxiang, Wang Suyun.* Joint action of plate collision and basal drag: an interpretation of the stress field of China's continent // 28 Int. Geol. Congr.: Abstr. Washington, 1989. V. 3. P. 394 - 395.
85. *Xu Zhenhuai, Wang Suyun, Huang Yurui, Gao Ajia.* Tectonic stress field of China inferred from a large number of small Earthquakes // *Journ. Geoph. Res.* 1992. V. 97. № B8. P. 11867 - 11877.
86. *Zheng Z., Kemeny J., Cook N.G.W.* Analysis of Borehole Breakouts // *Journ. Geophys. Res.* 1989. V. 94. № B6. P. 7171 - 7182.
87. *Ziegler P.A.* Late Cretaceous and Cenozoic intraplate compressional deformations in the Alpine foreland – a geodynamic model // *Tectonophysics.* 1987. V. 137. № 1 - 4. P. 389 - 420.
88. *Zielhuis A., Nolet G.* Deep Seismic Expression of an ancient plate boundary in Europe // *Science.* 1994. V. 265. № 1. P. 79 - 81.
89. *Zoback M.L.* World stress Map Project: Global Patterns of stress and constraints in Intraplate Deformation //

- 28 Int. Geol. Congr.: Abstr. Washington, 1989. V. 3. P. 449 - 450.
90. *Zoback M.L.* First- and second-order paterus of stress in the Lithosphere: the World Stress Map Project // Journ. Geoph. Res. 1992. V. 97. № B8. P. 11703 - 11728.
91. *Zoback M.D.* New evidence on the state of stress of the San Andreass fault system // Science. 1987. V. 238. P. 1105 - 1111.
92. *Zoback M.D., Stephenson R.A., Cloetingh S. et al.* Stresses in the lithosphere and sedimentary basin formation // Tectonophysics. 1993. V. 226. № 1. P. 1 - 13.
93. *Zoback M.L., Zoback M.D., Adams J. et al.* Global patterns of tectonic stress // Nature. 1989. V. 341. № 6240. P. 292 - 298.

Рецензент: В.Е. Хаин

Stress Fields in Lithosphere and Intraplate Tectonics

Yu. G. Leonov

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

Various approaches to study present and past stress fields in the Earth crust are analyzed. In addition, results and possibilities of using this information for solving problems of intraplate tectonics and geodynamics were considered. The analysis of present state of stress suggests that principal characteristics of the intraplate geodynamic regime are related to tectonic processes in the global system of lithosphere plates. In combination with data on paleostress, it shows that forces applied to plate and platform boundaries also affect their internal, even most stable parts. This puts forward a problem of geodynamic significance of the intraplate suture zones, for instance, of the Uralian zone inside the Eurasian lithosphere plate, influencing the present stress field. Such zones provide a certain autonomy to plate parts on their sides thus acting as factor decreasing the solidity and rigidity of lithosphere plates. They also can be responsible for the fact that monolithic plates consist of provinces with different orientation of stress axes. The special attention is paid to correlation of data obtained by different methods and concerning the recent and ancient stress fields.

УДК 551.241(575)

О ВРЕМЕНИ ФОРМИРОВАНИЯ КОРЫ ТУРКЕСТАНСКОГО ПАЛЕООКЕАНА

© 1995 г. С. А. Куренков, В. А. Аристов

Геологический институт РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 04.04.94 г.

Привлечение для биостратиграфических целей конодонтов позволило получить качественно новую картину строения верхней части коры Туркестанского палеоокеана. Основным этапом магматической деятельности предваряется и завершается некомпенсированным осадконакоплением, что позволяет определять интервалы времени, за которые накапливались лавовые толщи. Дайково-силловый комплекс и реликты вторичных магматических камер представляют собой сохранившиеся фрагменты магмовыводящих систем. Следовательно, возрастной интервал вулканических излияний отвечает времени формирования каждого конкретного участка базальтового слоя древней океанической структуры. В целом формирование коры Туркестанского палеоокеана происходило длительно, охватывая период от начала ордовика до серпуховского века раннего карбона.

Магматические образования, слагающие базальтовый слой Туркестанского палеоокеана, входят в состав офиолитовых шарьяжей, занимающих верхнее структурное положение в покровно-складчатом комплексе герцинид Туркестано-Алая и Северо-Восточной Ферганы (рис. 1, [1, 7, 10]). Как правило, лавовые и дайково-силловые комплексы второго слоя древней океанической коры наименее тектонизированы, что позволяет выявлять специфику их строения, во многом определяемую формированием в геодинамической обстановке повторного спрединга рассеянного типа [8, 9].

Определение возрастных диапазонов, в течение которых формируются офиолитовые серии, встречает значительные трудности. Это во многом связано с несовершенством изотопических методов и ограниченностью сферы применения биостратиграфических приемов. Фрагменты офиолитовых ассоциаций герцинид Южного Тянь-Шаня оказались выигрышными объектами. Дело в том, что в истории развития Туркестанского палеоокеана этапу массового распространения вулканической деятельности предшествовала стадия некомпенсированного, относительно глубоководного кремнистого осадконакопления. Аналогичные по составу, но отличающиеся по возрасту кремнистые образования во многих случаях завершают этап магматической рассеяноспрединговой деятельности. Благодаря такой специфике строения базальтовая часть древней океанической коры (аналог второго слоя) оказывается зажата осадочными горизонтами. В них на протяжении нескольких лет авторами производились множественные сборы образцов на конодонты. При химическом растворении пород выход микрофауны оказался весьма ограниченным, тем не менее удалось собрать достаточное количество

фактов, позволяющих утверждать, что в современной покровно-складчатой структуре герцинид Южного Тянь-Шаня участвуют тектонические пластины, представляющие собой разновозрастные фрагменты некогда единого палеоокеанического бассейна.

ОФИОЛИТЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ФЕРГАНЫ

Верхний аллохтонный ярус в петлеобразно изгибающихся структурах Северо-Восточной Ферганы слагается офиолитами (см. рис. 1). Они расчленены надвигами на тектонические клинья и пластины, разбиты на блоки крутыми разломами, по которым нередко протрудируют меланжированные серпентиниты [11].

Офиолитовая ассоциация в реконструированной последовательности представлена (снизу вверх): серпентинизированными гипербазитами (дунит-гарцбургитовый комплекс?), гнейсовидными полосчатыми габбро, габбро-амфиболитами, дайковым комплексом (типа "дайка в дайке"), аповулканическими сланцами и метабазами майлисуйской серии. Верхние горизонты последней по радиоляриям датируются ранним-средним палеозоем [11].

Детальное изучение дайкового комплекса в верховьях ручья Кубагьльсай показало, что здесь преобладают магматические тела дайкового облика, имеющие меридиональное простирание. Они слагают мощные пакеты, состоящие из многих десятков, а нередко и сотен тел. Среди них одинаково часто встречаются дайки и полудайки. Последние могут быть как с западной, так и с восточной ориентацией закальных зон. Существует также

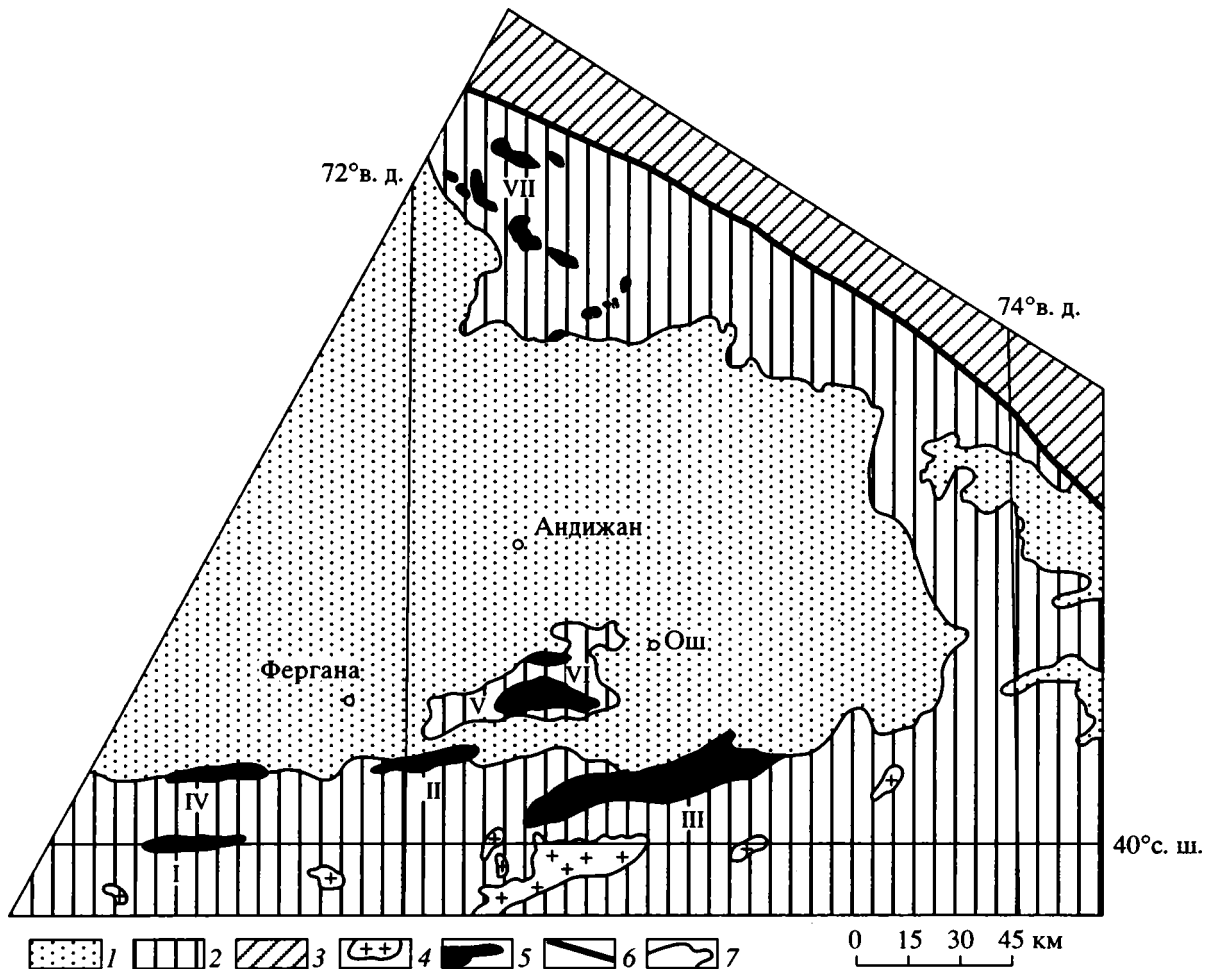


Рис. 1. Схема расположения офиолитовых фрагментов в герцинидах Южного Тянь-Шаня

1 – мезозойско-кайнозойские отложения; 2, 3 – покровно-складчатые структуры: 2 – герцинид Южного Тянь-Шаня, 3 – каледонид Северного и Среднего Тянь-Шаня; 4 – коллизионные гранитоиды; 5 – фрагменты офиолитовых комплексов; 6 – Таласо-Ферганский сдвиг; 7 – геологические границы. Римскими цифрами на схеме обозначены офиолитовые фрагменты: I – Сарталинский, II – Ходжагаирский, III – Киргизатинский, IV – Канский, V – Карачатырский, VI – Араванский, VII – Северо-Восточной Ферганы.

более поздняя генерация, дайки которой нередко оказываются секущими по отношению ко всем остальным и выделяются маломощностью и извилистостью. Все магматические тела указанной серии сложены однообразными слабонакислаллизованными долеритами.

Меридиональные серии, мощностью от 50 до 300 м, удалены одна от другой на расстояния от первых метров до многих сотен метров. Роль разделяющего пространства выполняют скриноподобные блоки. В них наблюдаются комплексы “дайка в дайке” с широтной ориентацией закальных зон. В этих сериях преобладают полудайки с северной направленностью эндоконтактов. Подавляющее большинство тел сложено разностями основного состава, раскристаллизованными до габбро-долеритов и габбро. Мощности полудаек

варьируют незначительно (0.7 - 0.9 м). Закальные зоны устроены однотипно и представлены тонкозернистыми долеритами небольшой мощности (5 - 8 см). Широтные простирания в скриноподобных пакетах выдерживаются строго. Нередко можно наблюдать торцовые соприкосновения закалок у тел из разнонаправленных дайковых серий. При этом меридиональные всегда оказываются секущими.

Таким образом, в офиолитах Северо-Восточной Ферганы по характеру взаимоотношений дайковых серий устанавливается их разновозрастность и разнонаправленность. Древняя серия отличается однородностью строения, зафиксированного в морфоструктурных параметрах: незначительные вариации мощностей, одинаковая степень раскристаллизованности, преобладание полудаек

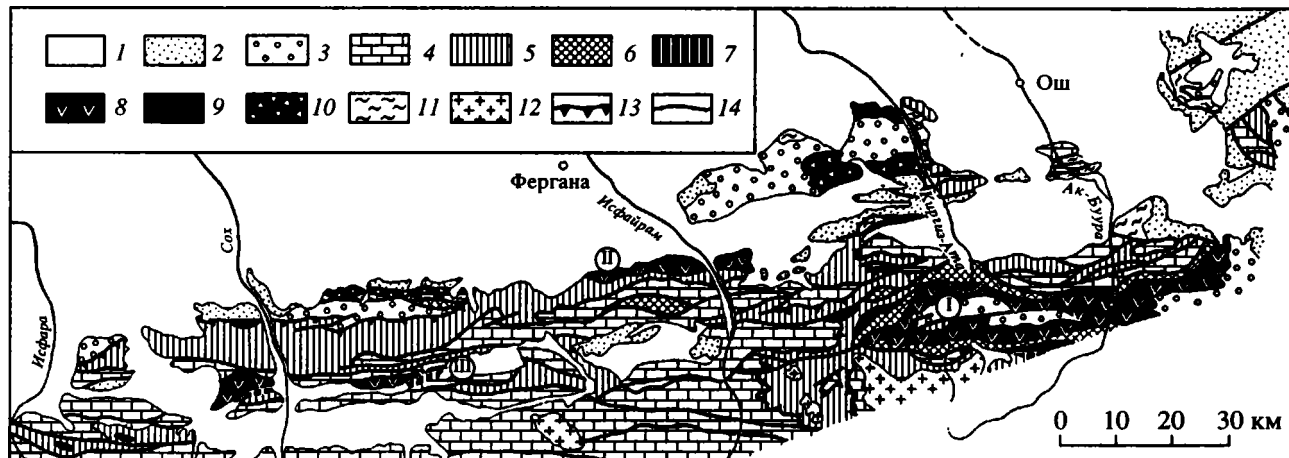


Рис. 2. Схема геологического строения северной части герцинид Туркестано-Алая

1 – кайнозойские и 2 – мезозойские отложения; 3 – неоавтохтонные образования: конгломераты, песчаники, алевролиты (C_2 -P); 4 – 6 – параавтохтонные образования: 4 – шельфовые отложения: известняки, доломиты ($S-C_1$), 5 – отложения континентального склона: песчаники, алевролиты, аргиллиты ($S-C_1$), 6 – олистостромовые комплексы: конгломерато-брекчии с олистолитами (C_1-2); 7 – 10 – образования океанической коры Туркестанского палеоокеана: 7 – расслоенный комплекс: дуниты, гарцбургиты, габбро (V-E?), 8 – базальтовый слой: дайковый комплекс, подушечные лавы и ассоциирующие с ними осадочные отложения ($O-C_1$), 9, 10 – меланж: 9 – моно- и олигомиктовый, 10 – полимиктовый; 11 – метаморфические динамосланцы ($S-D_2?$, D_3-C_1); 12 – коллизионные гранитоиды (C_3 -P); 13 – крупные надвиги; 14 – крутые разломы. Римские цифры (в кружках) – офиолитовые аллохтоны: I – Киргизатинский, II – Ходжагаирский, III – Сарталинский.

с односторонне ориентированными закалками. Совокупность таких данных позволяет предполагать, что комплекс широтной направленности формировался в геодинамической обстановке концентрированного спрединга, то есть в ситуации, характерной для срединно-океанических хребтов.

Меридиональные серии обладают признаками рассредоточения зон магмовыведения: отдельные удаленные один от другого пучки, наличие полудаек, совмещающихся до целых. Применение методики совмещения и изъятия целых даек из разрезов [5] позволило определить, что палеопространство путем извлечения полноценных магматических образований закрывается, оставляя при этом только широтные дайковые серии. Есть основания предполагать, что широтные пакеты “дайка в дайке” представляют собой реликты древней океанической коры, становление которой происходило в стандартных условиях срединно-океанического хребта. Пока отсутствуют прямые данные, позволяющие определить возрастную диапозон этого этапа. Можно только допустить, что концентрированный спрединг существовал в раннем палеозое (возможно, и в позднем рифее).

Палеомагнитные исследования показывают, что фрагменты широтных дайковых пакетов испытали к моменту внедрения в них меридиональных серий деформации, выразившиеся в повороте всего блока по часовой стрелке на 90° и перемещениях в северном направлении более чем на 1000 км [4]. Это указывает на значительную про-

тяженность времени формирования дайкового “слоя” в целом, хотя оценить количественно длительность этого периода не представляется возможным.

На примере базальтового слоя офиолитов Северо-Восточной Ферганы можно демонстрировать ограниченность возможностей датировок отдельных комплексов геологическими методами с привлечением данных палеомагнитных исследований. Они позволяют лишь утверждать относительную разновозрастность изучаемых образований. Подобные критерии, к сожалению, не создают основы для последующей корреляции событий при создании модели формирования Туркестанского палеоокеана. Отмеченный недостаток устраняется при помощи конодонтовой стратиграфии.

ОФИОЛИТЫ САРТАЛИНСКОГО АЛЛОХТОНА

Офиолитовый шарьяж Сартале венчает пакет тектонических пластин, слагающих ядро крупной синформной складки субширотного простирания [1, 7, 10]. Аллохтонный комплекс залегает на параавтохтонных образованиях, представленных палеозойскими отложениями шельфа и континентального склона Алайского микроконтинента (рис. 2, см. рис. 1).

В нестандартном разрезе офиолитовой ассоциации Сартале чередуются осадочные и магматические образования (рис. 3, III, снизу вверх):

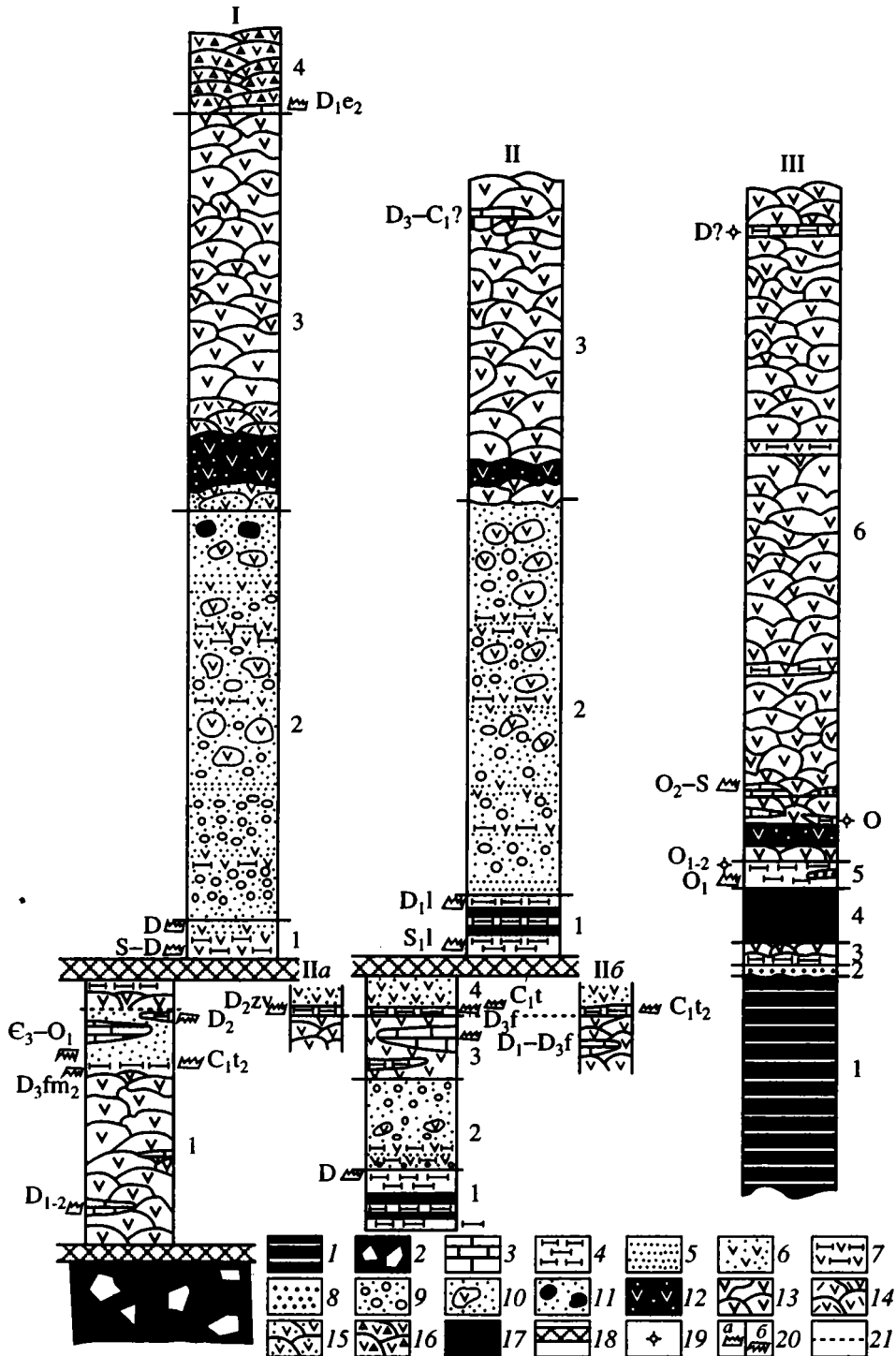


Рис. 3. Корреляция сводных разрезов офиолитовых аллохтонов: I – Киргизатинского, II – Ходжагаирского, III – Сардалинского

1, 2 – комплекс пород меланократового основания: 1 – ненарушенный, 2 – меланжированный; 3 – осадочные отложения: 3 – карбонатные, 4 – гематитизированные кремнистые породы, радиоляриты, фтаниты. 5 – кремнистые песчаники и кремнистые алевролиты, 6 – туфопесчаники, туфоалевролиты, 7 – туфосилициты, 8 – офиолитокластовые конгломератобрекчи; 9 – 11 – pulverизационные гиалокластиты: 9 – мелко- и среднегалечной и 10 – валунной фракций, 11 – с примесью ультраосновного материала; 12 – 16 – эффузивные образования: 12 – покриты, 13 – 16 – подушечно-трубовые лавы: 13 – базальты, 14 – порфириновые и 15 – оливковые базальты, 16 – лавы и лавобрекчи основного состава; 17 – дифференцированные силлы верлит-габбро-долеритового состава; 18 – катаклазиты; 19, 20 – места находок микрофауны: 19 – радиолярии, 20 – конодонты: а – найденные *in situ*, б – переоотложенные; 21 – тектонические нарушения.

1. Полосчатый комплекс, содержащий линзующиеся горизонты дунитов, гарцбургитов, пироксенитов и кумулятивных габбро-норитов. Каждый из них имеет мощность от первых метров до десятков метров. Общая видимая мощность полосчатого комплекса составляет сотни метров.

2. На полосчатом комплексе с явным размывом залегают офиолитокластовые конгломератобрекчии. Породы имеют хаотическое сложение, обусловленное неравномерным распределением розовато-серого карбонатного ("офикальцитового") цемента. Обломочный материал по размерам варьирует от валунов до мелких полуокатанных галек и обломков. В нижней части преобладают серпентинизированные верлиты, реже встречаются серпентинизированные дуниты и гарцбургиты. Постепенно вверх они вытесняются амфиболовыми габброидами с элементами такситовости. В верхних горизонтах наблюдается отчетливое преобладание мелкообломочных и мелкогалечных долеритов и габбро-долеритов при одновременном сокращении количества цемента. Мощность толщи может достигать 120 м.

3. Гематитизированные кремнистые породы, стратиграфически залегающие на конгломератобрекчиях. Мощность колеблется от 3 - 4 до 20 - 22 м. В верхних частях толщи закономерно появляются потоки подушечных лав базальтового состава мощностью от 0 до 40 м.

4. Дифференцированное пластовое тело верлит-габбро-долеритового состава. Силл имеет отчетливые эндоконтакты со вмещающими осадочными образованиями. Его мощность достигает 300 м.

5. Кремнистые породы, в нижних частях гематитизированные. В них располагаются линзовидные прослои конгломератобрекчий, в обломочном материале которых наряду с офиолитовым материалом обнаружены окатанные гальки кварц-плагиоклазового состава. Верхняя часть пачки сохраняет первичные красные и зеленовато-желтые цвета, а также тонкую слоистость. Здесь обнаружены радиолярии раннего-среднего ордовика [2], а также единичная находка конодонта *Oistodus lanceolatus* Pander – ранний ордовик. Общая мощность кремнистой пачки не превышает 25 м.

6. Толща лав пикрит-базальтового состава. Ее основание (первые 20 - 25 м) слагают мало мощные потоки миндалекаменных базальтов, чередующихся с тонкослойными кремнями красноватых оттенков. В них ранее были выделены радиолярии ордовика [2, 7]. Кроме того, в западных выходах Сарталинских офиолитов (участок Заркар) в условиях плохой обнаженности наблюдается вулканогенно-осадочная пачка (чередование базальтовых потоков и зеленовато-серых плитчатых кремней), которую можно сопоста-

вить с низами описываемой толщи. В кремнях выделены конодонты (сборы Л.Н. Абакумовой): *Walliserodus? rallus* Nowlan et McCracken, *Protopanderodus sp.*, известные в верхнем ордовике гор Маккензи (Канада).

Базальты и кремни сменяются пикритовыми порфиритами, мощностью до 80 - 85 м. Породы имеют признаки эффузивного происхождения и содержат редкие линзы красных кремней с радиоляриями ордовика.

Пикриты от вышележащих лав отделяются прослоями десквамационной гиалокластике и маломощными линзами известняков. В одной из них содержатся конодонты рода *Coelocerodontus*. Возрастной интервал распространения этого таксона неизвестен. Подобные формы описаны в мелководных отложениях верхнего ордовика мидконтинента США. В другой линзе обнаружен оулодовый элемент неясной родовой принадлежности (O_2-S). Таким образом, возраст описываемой пачки определяется как позднеордовикско-силурийский.

В лавовой пачке преобладают подушечно-трубовые афировые и мелкопорфировые базальты с редкими потоками плагиопорфиритов. Лавы неравномерно чередуются с прослоями туфосилицистых пород с признаками турбидитного происхождения. Общая мощность этой части разреза достигает 500 м. В ее самых верхних горизонтах были обнаружены радиолярии девонского облика [7].

Таким образом, базальтовый слой Сарталинского фрагмента Туркестанского палеоокеана, представленный лавовой толщей и ассоциирующими с ней силлами, предваряется осадочным чехлом, формировавшимся в некомпенсированных условиях. Древний чехол накапливался на протяжении раннего-среднего ордовика, перекрывая породы полосчатого комплекса. Базальтовый слой соиздался весьма длительно, охватывая поздний ордовик, силур и девон.

В наиболее западной части (левобережье р. Сох) Сарталинские офиолиты приобретают усложненное строение. Описанный выше комплекс здесь находится в перевернутом залегании. Вышележащая тектоническая пластина отделяется надвигом, нередко трассируемым серпентинитовым меланжем. Разрез верхней тектонической пластины отличается простым строением. Его нижняя часть (не менее 800 м) слагается монотонными подушечно-трубовыми лавами, практически лишенными осадочной компоненты. Венчается вулканогенный разрез толщей пульверизационных гиалокластитов, мощностью до 300 м. Завершает строение пластины пачка слоистых кремней и яшм, мощностью в несколько десятков метров. Она сопоставляется с отложениями тамашинской свиты, в которой содержатся конодонты D_1-C_1t возраста.

Область распространения офиолитового пакета не выходит за рамки синформной складки. Это позволяет предполагать, что сдвигание океанических разрезов произошло до главного этапа шарьирования.

Сравнительная маломощность лавового разреза нижней офиолитовой пластины при значительной продолжительности формирования, частоте затухание вулканической деятельности и появление мощных дифференцированных силлов гипербазит-базитового состава подсказывают, что данная часть базальтового слоя Туркестанского палеоокеана создавалась на флангах зон магмовыведения, существовавших в силуре и девоне в условиях рассеянноспредингового геодинамического режима. Часть палеоокеанической коры, сохранившаяся на левобережье р. Сох в виде верхней тектонической пластины, выделяется обилием мощных лавовых излияний, отсутствием перерывов в вулканической деятельности и накоплением конденсированных отложений (относительно глубоководных) на завершающем этапе. Все это указывает на то, что формирование данного разреза происходило непосредственно в одной из областей магмовыведения. К сожалению, отсутствие точных датировок основания и средней части разреза верхней пластины не позволяет напрямую коррелировать условия создания разных частей палеоокеанической структуры. Тем не менее, можно предполагать, что в девонское время они развивались одновременно, представляя собой области Туркестанского палеоокеана, разноудаленные от осей магмовыведения.

ХОДЖАГАИРСКИЙ (УЧКУРГОНСКИЙ) ОФИОЛИТОВЫЙ ФРАГМЕНТ

Ходжагаирские офиолиты обнажаются узкой широтной полосой, располагаясь в предгорной части междуречья Шахмардана и Абшира (см. рис. 1, 2). Пакет тектонических пластин в северном направлении надвинут на позднепалеозойскую молассу, а с юга тектонически перекрывается ретрошарьированными образованиями терригенного меланжа [3].

Офиолитовая ассоциация представлена двумя тектоническими пластинами, каждой из которых присущ свой характер вулканогенно-осадочных разрезов, отличающихся от Сарталинских офиолитов возрастными характеристиками и появлением рифоидных комплексов. Наиболее сложным оказался разрез пластины, занимающей нижнее структурное положение (см. рис. 3, II, снизу вверх):

1. Видимое основание слагается пачкой темно-серых и черных кремней и фтанитоидов, общей мощностью до 80 м. Они расслоены единичными

силлами, внедренными в самые нижние горизонты кремнистой пачки. Здесь же (нижние 38 м) удалось обнаружить *Polygnathus sp.* и конический элемент рода *Icriodus*, свидетельствующие о девонском возрасте отложений.

2. Конденсированные кремнистые образования сменяются стратиграфически залегающими на них пульверизационными гиалокластитами, мощность которых достигает 500 м. Гиалокластиты содержат в себе редкие небольшой мощности (1 - 5 м), прослой туфосилицитов с признаками турбидитного происхождения [6].

3. Гиалокластиты по отчетливому стратиграфическому контакту сменяются лавовой толщей с известняками рифоидного облика. По простиранию толща крайне неоднородна. В отдельных сечениях могут преобладать существенно лавовые образования, практически лишенные осадочной компоненты. В других – проявляются рифоидные известняки, турбидитные образования склонов и подножий подводных поднятий, а лавы начинают встречаться в редуцированных количествах. Весь облик описываемой толщи свидетельствует о значительной роли внутриокеанических поднятий или островов при ее формировании. В известняках на разных стратиграфических уровнях найдены конодонты: *Belodella resima* (Philip), *B. triangularis* (Stauf.), *Dvorakia sp.* Все перечисленные таксоны являются характерными обитателями рифовых или околорифовых обстановок. К сожалению, возраст отложений по данному комплексу может определяться в широком диапазоне – D₁–D_{3f}. Мощность варьирует от первых десятков метров до одного километра.

4. Горизонт кремнисто-терригенных пород общей мощностью до 150 м. Нижняя часть представлена кремнисто-яшмоидными отложениями характерного красно-бордового цвета, верхняя – туфопесчаниками и туфоалевролитами с плохо выраженной слоистостью, специфического зеленовато-серого цвета. Эти литологические ассоциации известны в литературе под названиями ходжагаирской и талской свит, соответственно.

На правобережье р. Исфайрам (горы Сарыташ) в красных кремнях (16 м от основания) обнаружены конодонты: *Polygnathus ex gr. varcus* Stauf., *P. cristatus* Hinde, *Tortodus sp.* – живетский ярус среднего девона (см. рис. 3, Па). Намного западнее, на правобережье ручья Ходжагаир, в тех же красных кремнях и яшмоидах собраны: в 0.1 м от контакта с лавами *Polygnathus cf. politus* Ovn. – франский ярус (верхнефранский? подъярус) верхнего девона; в 1.7 м – *Polygnathus sp.*, *Pandorinellina sp.* девонского облика; в 2.9 м – *Palmatolepis sp.* – франский ярус верхнего девона; в 8.0 м – *Gnathodus cf. cuneiformis* Mehl et Thom., *Bispathodus stabilis* (Br. et Mehl) – турнейский ярус нижнего карбона; в 10.0 м – спикулы губок, чешуя рыб и

Gnathodus punctatus Cooper – турнейский ярус нижнего карбона. Выше, на границе кремней и туфопесчаников, известны находки гониатитов серпуховского яруса нижнего карбона.

На левобережье ручья Ходжаалма в красных кремнях (1 - 4 м от контакта с лавами) обнаружены радиоларии, чешуя рыб и конодонты *Gnathodus typicus* Cooper, *G. cuneiformis* Mehl et Thom., *Pseudopolygnathus triangulus* Voges, *Hindeodus sp.*, *Scaliognathus sp.* верхнетурнейского подъяруса нижнего карбона (см. рис. 3, IIб).

Получается, что рассматриваемая толща, несмотря на фациальное сходство осадочных образований, начинала формироваться на лавах с рифоидными поднятиями в разное время. Это свидетельствует о существовании расчлененного палеорельефа, создавшего отдельные ванны, где кремнистое осадконакопление началось в живетское время, и поднятия, на которых лавы с перерывом перекрываются турнейскими отложениями.

Общая мощность пластины может достигать 1500 м. Описанный комплекс отделяется от вышележащей пластины зоной катаклазированных пород, мощность которых изменяется от первых метров до километра. Катаклазиты за пределы области развития офиолитов не выходят, а их залегание конформно структуре.

Разрез верхней тектонической пластины представлен следующими образованиями (см. рис. 3, II, снизу вверх):

1. Кремнисто-фтанитовая толща, сложенная черными и темно-серыми фтанитами, чередующимися с тонкослоистыми кремнистыми алевролитами. Породы нередко превращены в микрокварциты, так как они прогреты расслаивающими их дифференцированными силлами гипербазитового состава. Основание разреза теряется в катаклазитовой зоне, а наблюдаемая мощность составляет 100 - 110 м.

В нижней части толщи фтанитов выделены конодонты *Ozarkodina clavula* Uyeno et Barnes – лландоверийского яруса нижнего силура. В верхних частях обнаружены *Pandorinellina optima* (Mosk.) – верхняя часть лохковского яруса нижнего девона.

2. Без видимых следов несогласия кремни сменяются гиалокластито-осадочной толщей основного состава. Мелко- и среднегалечные фракции, преобладающие в нижних горизонтах, постепенно вверх замещаются на валунные. Они переслаиваются с небольшой мощности горизонтами туфосилицитов и туфопесчаников, обычно имеющими турбидитный облик. Общая мощность толщи не менее 600 м.

3. Пикрит-базальтовая толща, стратиграфически сменяющая в разрезе пульверизационные гиалокластиты. В самых низах присутствует небольшое количество ультраосновных лав, которые

обнаруживаются в аллювии ручьев и в небольших выходах среди четвертичных отложений. Превалирующая часть толщи сложена подушечно-трубовыми лавами афировых, миндалекаменных, плагиопорфировых и пироксенпорфировых базальтов. В самых верхних горизонтах появляются линзы светлых кристаллических известняков, которые геологами Южно-Киргизской геологической экспедиции предположительно датируются ранним карбоном (по некоторым сведениям возраст предполагается в более широком диапазоне: поздний девон – ранний карбон). В полных сечениях мощность лавовой толщи может достигать многих сотен метров.

Как видно из описания, ходжагаирские офиолиты выделяются наличием гиалокластито-осадочной и рифоидной толщ, отсутствующих в Сартале, а также заметным увеличением мощности лавового комплекса.

Разрезы нижней и верхней пластин слагаются сходными формациями, однотипно и последовательно сменяющимися одна другую снизу вверх. Однако обнаружили существенные возрастные отличия. Так, конденсированные кремни верхней пластины накапливались на протяжении силура – начала девона. Аналогичный комплекс нижней пластины отлагался в девоне, во время формирования гиалокластитов верхней пластины. С другой стороны, на протяжении почти всего девона накапливались лавы верхней пластины, тогда как лавы и рифоидные известняки нижней пластины к живетскому времени уже образовались.

Смещенные по возрасту, но однотипные и закономерно чередующиеся формации в разрезах тектонических пластин Сарталинской и Ходжагаирской офиолитовых ассоциаций представляют собой надвинутые один на другой еще на дообдукционной стадии различные фрагменты древнего палеоокеана. В главный этап шарьирования эти счешуенные пакеты были обдурцированы на край Алайского микроконтинента.

КИРГИЗАТИНСКИЙ ОФИОЛИТОВЫЙ АЛЛОХТОН

Породы офиолитовой ассоциации слагают обширные пространства в зоне Высоких предгорий Алайского и Кичик-Алайского хребтов, участвуя в аллохтонном комплексе Киргизатинской синформной складки (см. рис. 1, 2).

Основание разреза Киргизатинской офиолитовой ассоциации представлено серпентинитовым меланжем, тектонические линзы которого приурочены к ограничивающему покров надвигу. В меланже сосуществуют блоки, сложенные серпентинизированными дунит-гарцбургитами, амфиболовыми такситовыми габброидами, кумулятивными габбро-норитами, кремнями, долеритами

и подушечными базальтами. Такой состав меланжа позволяет предполагать смешение в нем реликтов первичной (доордовикской) океанической коры, которая позднее (в раннем палеозое) подверглась существенной трансформации в условиях рассеянного спрединга [7, 8].

Выше меланжа располагается нижняя тектоническая пластина (см. рис. 3, I) сложенная снизу вверх:

1. Вулканогенно-осадочная толща, в нижних горизонтах состоящая из чередования потоков подушечных лав базальтового состава и линзовидных прослоев известняков рифоидного облика. В линзе известняков обнаружены экземпляры *Neopanderodus sp.* ранне-среднедевонского возраста.

Средняя часть толщи сложена переслаивающимися кремнями, известняками, алевролитами, песчаниками и конгломератами. В них обнаружены разнообразные комплексы конодонтов: в яшмовидных кремнях – *Gnathodus delicatus* Br. et Mehl, *G. cuneiformis* Mehl et Thom, *G. cf. texanus* Roundy, *Polygnathus communis* Br. et Mehl – C₁t₂; *Bispathodus stabilis* (Br. et Mehl), *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* Ziegl., *P. sp.* – верхнефаменский ярус верхнего девона; в кремневой гальке из конгломератов: *Polygnathus ex gr. linguiformis* Hinde – средний девон; *Pseudopolygnathus nodomarginatus* Brans. – верхнефаменский подъярус верхнего девона; *Palmatolepis foliacea* Young., *P. cf. subrecta* Mill. et Young., *Polygnathus timanicus* Ovn. – французский ярус верхнего девона; *Bispathodus stabilis* (Br. et Mehl) – верхнефаменский подъярус верхнего девона-турнейский ярус нижнего карбона; *Furnishina sp.*, *Oistodus sp.* – верхний кембрий – нижний ордовик. Всю пачку следует считать турнейской с переотложенными ранне-среднепалеозойскими комплексами конодонтов.

Выше располагается лавовая пачка, в которой обнаружены (в линзе известняков): *Polygnathus gronbergi* Klap. et Johns., *Icriodus steinachensis* Al-Rawi – эмсский ярус нижнего девона.

Перекрывается вулканогенно-осадочная толща пачкой красных яшмовидных кремней и кремнистых алевролитов (внешне напоминающих отложения ходжагаирской свиты), в средней части которых выделены *Polygnathus xylyus* Stauf. живетского яруса среднего девона.

Общая мощность разреза нижней тектонической пластины может достигать 600 - 800 м. Детальное изучение показало, что в разрезе нарушена стратиграфическая последовательность, скорее всего, из-за тектонического ссещивания латерально сочтанных комплексов. В таком случае мощность каждой отдельно взятой тектонической чешуи может достигать 200 - 250 м.

Мощная зона катаклазитов, конформная всей структуре, отделяет нижнюю тектоническую пла-

стину от верхней, имеющей не менее сложное строение (см. рис. 3, I, снизу вверх):

1. Кремнистая толща, представляющая собой чередование туфосилицитов песчаной, алевроитовой и пелитовой размерности с признаками турбидитного происхождения. Ее основание теряется в катаклазитах либо в зоне меланжа. Мощность может достигать 100 - 120 м. В нижних горизонтах видимой части разреза ранее установлены радиоларии силурийского облика. Примерно в 25 м от нижней тектонической границы обнаружены конодонты *Ozarkodina sp.*, *Belodella sp.* силурийско-девонского возраста. Выше них (50 м) выделены *Icriodus sp.*, *Polygnathus sp.* девонского возраста.

2. Гиалокластито-осадочная толща, стратиграфически залегающая на предыдущей. Основной объем толщи сложен мелко- и среднеобломочными фракциями пульверизационной гиалокластики с песчано-алевролитовой матрицей. Вверх по разрезу увеличивается количество обломков ультраосновного состава. Образование гиалокластитов периодически прерывалось, что фиксируется гравититами туфосилицитового состава. Мощность толщи достигает 1000 м.

3. Пикрит-базальтовая лавовая толща, без видимых следов несогласия залегающая на гиалокластитах. Низы разреза характеризуются преобладанием пикритов, пироксен-плагиоклазовых и плагиопорфировых базальтов, часто перемежающихся с оливиновыми разностями. Основная часть толщи сложена однообразными подушечными-трубовыми лавами монотонного базальтового состава. Только в верхних горизонтах они прерываются маломощными (первые метры) прослоями десквамационной гиалокластики. Общая мощность толщи в полных сечениях может достигать 800 м.

4. Лавобрекчиевая толща, которая отделяется от нижележащей линзами красновато-коричневых кристаллических известняков. В них выделен комплекс конодонтов: *Polygnathus costatus patulus* Klap., *P. serotinus* Telf., *Panderodus semicos-tatus* Zieg. et Lind., *Belodella triangularis* (Stauf.) – эмсский ярус нижнего девона (самая верхняя конодонтовая зона эмсского яруса). Мощность всей толщи варьирует от 150 до 1500 м.

Таким образом, в Киргизатинской синформе наблюдаются офиолитовые пластины, так же, как и в Ходжагаире, тектонически совмещенные на ранних стадиях деформаций палеоокеанической структуры. В последующие периоды развития Алая они были обдущированы в виде единого, но сложно построенного аллохтона. Совокупность данных по строению и составу офиолитовых пластин указывает на то, что ложе древнего палеоокеана было неоднородным. Представляется возможным реконструировать область активного

глубоководного вулканизма (спредингового типа), островные поднятия с рифами и вулканами центрального типа со склонами и подножиями.

Детальное изучение офиолитовых разрезов герцинид Туркестано-Алая с привлечением для биостратиграфических целей конодонтов позволило получить качественно новую картину строения верхней части коры Туркестанского палеоокеана, основываясь на надежных возрастных определениях. Этому в значительной мере способствует нестандартность самих офиолитовых разрезов. Она выражается в том, что основной этап магматической (рассеянноспрединговой) деятельности предваряется и завершается некомпенсированным кремнистым осадконакоплением. Таким образом, зажатость вулканитов осадочными горизонтами с установленными возрастами позволяет определять интервал времени, за который накапливались те или иные лавовые толщи. Подавляющее количество магматических тел дайково-силлового комплекса комагматично излившимся аналогом и, несомненно, представляет сохранившиеся фрагменты магмовыводящих систем. Следовательно, возрастной интервал вулканических излияний отвечает времени формирования каждого конкретного участка базальтового слоя древней океанической структуры.

Установлено, что при реконструкциях Туркестанского океана можно выделять разновозрастные области со сходными геодинамическими режимами, а также синхронно существовавшие области, отличающиеся геодинамическими условиями формирования.

Все это способствует созданию существенно видоизмененной и дополненной исторической схемы образования Туркестанской структуры с корой океанического типа. Изложение схемы пока приводится в упрощенно-декларативной форме из-за отсутствия статистически значимых данных по вещественному составу, результатов магнитотектонических реконструкций, а также седиментологических материалов. Приобретение знаний в этих областях позволит существенно расширить предлагаемый вариант.

1. В целом формирование коры Туркестанского палеоокеана происходило длительно, охватывая период от начала ордовика до серпуховского века раннего карбона. Одновременно сосуществовали области активного спредингового магматизма (в вулканической и субвулканической формах), области с подавленной вулканической деятельностью, а также участки внутриокеанических вулканических поднятий с рифами. В разных частях палеоокеанической структуры сходные геологические процессы могли проходить синхронно или со значительным смещением во времени.

2. Ордовикский период развития Туркестанского палеоокеана знаменуется осуществившейся дес-

трукцией древней океанической коры. На ее деформированном ложе начинает накапливаться некомпенсированный осадочный чехол.

3. Силурийский период отличается существенным усложнением формирующейся океанической структуры. Возникают рассеянноспрединговые области магмовыведения с фланговым вулканизмом, продукты которого накапливались на конденсированных отложениях ордовика. В других частях расширяющегося бассейна продолжается некомпенсированное осадконакопление, сменяющееся выпадением значительных объемов пульверизационной гиалокластике.

4. Девонский период развития палеоокеана характеризуется максимальным усложнением геологических обстановок. Наряду с обширными областями активного рассеянноспредингового магматизма существуют участки некомпенсированного осадконакопления, а также внутриокеанические поднятия.

5. К середине раннего карбона произошло первое тектоническое совмещение разно построенных и разновозрастных частей палеоокеанической структуры, завершившееся окончательным обдущиванием пакета офиолитовых пластин в середине среднего карбона.

Авторы благодарят С.В. Дубинину за консультации при определении ордовикских конодонтов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 93-05-8952 и 94-05-16829-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. // М.: Наука, 1976. 164 с.
2. Буртман В.С., Клишевич В.Л., Куренков С.А. и др. Новые данные о палеозойском океане в Южной Фергане // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237. № 3. С. 668 - 671.
3. Буртман В.С., Куренков С.А., Аристов В.А. и др. Тектоника варисид Тянь-Шаня: Путеводитель экскурсии 032 XXVII Международного геологического конгресса. Фрунзе: Кыргызстан, 1984. 74 с.
4. Диденко А.Н., Куренков С.А., Турманидзе Т.Л., Шелестун Н.К. Офиолиты Северо-Восточной Ферганы и их геодинамическая история по палеомагнитным данным // Докл. РАН. 1995 (в печати).
5. Книппер А.Л., Куренков С.А., Савельева Г.Н. Изучение и картирование офиолитовых комплексов // Тектоническая расслоенность и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 19 - 128.
6. Контева В.В. Базальтовый вулканизм и системы магмовыведения зоны рассеянного спрединга (Алайский хребет) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 8. С.42 - 54.

7. Куренков С.А. Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 95 с.
8. Куренков С.А., Перфильев А.С., Аристов В.А. и др. Повторный спрединг в офиолитах Алайского хребта (Южный Тянь-Шань) // Внутриплитные явления в земной коре. М.: Наука, 1988. С. 71 - 102.
9. Куренков С.А., Перфильев А.С. Дайковые комплексы и их тектоническая интерпретация // Геотектоника. 1984. № 5. С. 3 - 17.
10. Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных регионов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 214 с.
11. Христов Е.В. Структурное положение серии параллельных даек в офиолитах Северо-Восточной Ферганы // Изв. АН КиргССР. 1984. № 2. С. 22 - 26.

Рецензенты: В.С. Буртман, А.С. Перфильев

Formation Time of the Turkestan Paleooceanic Crust

S. A. Kurenkov, V. A. Aristov

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

The conodont biostratigraphy provided the new insight into the upper crust structure of the Turkestan paleocean. The uncompensated sedimentation was preceding and terminating there the main stage of magmatic activity thus defining the formation interval of lava sequences. The dyke-sill complex and relics of secondary magma chambers represent preserved elements of magma discharge systems. Each interval of volcanic eruptions corresponds to the formation period of particular areas of the basaltic layer inside this paleoceanic structure. In general, the crust formation of the Turkestan paleocean was lasting since the Early Ordovician until the Serpukhovian Stage of the Early Carboniferous.

УДК 551.242.3(234.85)

СИЛУРИЙСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА УРАЛА: СТРУКТУРА, РАЗВИТИЕ, ГЕОДИНАМИКА

© 1995 г. Р. Г. Язева, В. В. Бочкарев

Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН, г. Екатеринбург

Поступила в редакцию 14.07.94 г.

Показано, что силурийская островная палеодуга является самой ранней надсубдукционной структурой активной окраины Уральского палеоокеана. Ее комплексы в виде изолированных террейнов прослежены от полярных широт до южного Зауралья, т.е. по масштабам она сопоставима с современными островными дугами Западной Пацифики. В структуре складчатого пояса палеодуга разорвана на два крупных сегмента: северный, исходно энсиалический, и южный, энсиматический, с автохтонно развившимся "гранитным" слоем. Смещение южного отрезка палеодуги связывается с причленением к желобу и аккреционному клину Челябинско-Мугоджарского микроконтинента. Это же событие вызвало временное прекращение субдукции в раннем девоне, перескок сейсмофокальной зоны в открытый океан и смену направления поддвига океанической коры с фронтального на косое.

При палеотектонических реконструкциях эпиконтинентальных складчатых областей (орогенов) наиболее сложным является анализ ранних этапов их формирования, поскольку инициальные магматические, осадочные и метаморфические комплексы, как правило, слагают неоднократно перемещенные, изолированные один от другого террейны или пакеты аллохтонных пластин. Для Урала, который является классическим примером эпиконтинентального палеозойского орогена, первые обобщающие палеотектонические реконструкции позволили отделить ранние и наиболее продуктивные в металлогеническом отношении образования океанической и островодужной стадий от более поздних предконтинентальных и континентальных [22, 28]. С учетом новых данных [9, 24, 29] можно предположить, что раскрытие океана вслед за континентальным рифтогенезом произошло на Урале в конце раннего ордовика вследствие рассеянного многоосевого спрединга. Новообразованная океаническая кора была неоднородной и включала серию разрозненных микроконтинентов: Салдинско-Мурзинский, Челябинско-Мугоджарский, Зауральский и др.

Первые дифференцированные толлитовые серии островодужного типа, т.е. начальные продукты надсубдукционного вулканизма, на всем протяжении Урала датированы поздним ордовиком и ранним силуром (лландовери), а известково-щелочные – поздним лландовери [1, 10, 13 - 15, 17], т.е. режим активной окраины над конвергентной границей плит возник (в геологическом масштабе времени) вскоре после начала океанического спрединга.

Геодинамические реконструкции, проводившиеся в ряде районов восточного склона Урала,

т.е. в пределах бывшей активной окраины, выявили прерывистость в субдукционном процессе. Прекращение поддвига океанической коры совпадало по времени с эпохами коллизии сначала силурийской, а затем девонской островных дуг с восточным континентальным краем [35, 36]. Остается неясным, чем было вызвано временное прекращение субдукции и каковы причины очень существенных различий в составе магматитов, внедрявшихся вдоль конвергентной границы плит. Ответ на эти вопросы, с нашей точки зрения, могут дать палеорекострукции самой первой в новообразованном Уральском палеоокеане силурийской островной дуги, в предыстории которой – только молодая океаническая кора и впаиваемые в нее допалеозойские микроконтиненты.

Террейны силурийских островодужных магматитов и осадочных пород, разные по размерам, уровню эрозионного среза, степени дислоцированности, прослежены нами вдоль всего восточного склона Урала от Щучьинской зоны на севере до южных районов Зауралья (рис. 1). По своей протяженности силурийская палеодуга была, по видимому, вполне сопоставима с современными дугами Западной Пацифики, но опубликованных данных по ее вулканизму и особенно интрузивным породам несравнимо меньше, чем по более молодым девонским. В первую очередь, это связано с неосвоенностью главных районов их распространения (Север Урала), а также со значительной тектонической нарушенностью ранних комплексов активной окраины на юге складчатого пояса. Геологические описания, фациальный анализ и сведения по петрохимии силурийских вулканических пород приводились в работах Г.Ф. Червяковского, В.А. Коротева, Т.В. Диановой, Л.Я. Кабановой,

Ю.С. Каретина, Н.С. Чурилина, Р.И. Ерошевской, В.Н. Воронина, А.И. Левита и др., эти же данные по интрузивным фациям есть в трудах Н.Д. Знаменского, Л.В. Малаховой и др. В процессе наших работ для многих малоизученных вулканогенных комплексов и комагматичных плутонитов, помимо новых геологических наблюдений, были получены геохимические данные по литофильным, когерентным, редкоземельным и другим информативным элементам-примесям, без которых сопоставления с современными эталонными геодинамическими обстановками не имеют необходимой достоверности. Все эти материалы послужили основой для уточнения геодинамики ранних стадий субдукции на Урале.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СОСТАВ СИЛУРИЙСКИХ МАГМАТИТОВ НА СЕВЕРЕ УРАЛА

В современной орогенной структуре северной части Урала силурийские вулканы, интрузивные и осадочные комплексы слагают цепь разобщенных террейнов, самый крупный из которых расположен в Тагильской мегазоне, прослеживаясь от широты г. Екатеринбурга (Средний Урал) до широты г. Саранпауля (Приполярный Урал). С запада он ограничен Главной сутурой (Главным Уральским глубинным разломом), с востока – блоком метаморфитов Салдинско-Мурзинского микроконтинента. Несмотря на осложняющие внутренние тектонические срывы, местное сдвигание разрезов и частичное перекрытие островодужных комплексов более поздними магматитами и осадками постколлизийного девонского вулканоплутонического пояса, в пределах этого террейна сохранилась первичная полярность, свойственная всем островным дугам (рис. 2).

Нижнепалеозойский разрез Тагильской мегазоны включает в направлении с запада на восток образования фронтального аккреционного клина, барьерной зоны дуги и задугового моря.

Реликты аккреционного клина представлены пакетами тектонических линз и пластинами аспидиловых сланцев, фтанитов, серпентинитов, кливажированных океанических толеитов (вийский, мариинский и другие комплексы O_2-3 [15]) и более мощными блоками бимодальных колчеданосных толеитов островодужного типа (шумурский, валенторский и другие комплексы позднего ордовика–лландовери [1, 10]). Рассланцованные толеиты вмещают габбро-гипербазитовые массивы Платиноносного пояса, которые также являются частью фронтального аккреционного клина.

Восточнее залегают образования барьерной зоны палеодуги, которые включают известково-щелочные вулканы позднего лландовери–венлока,

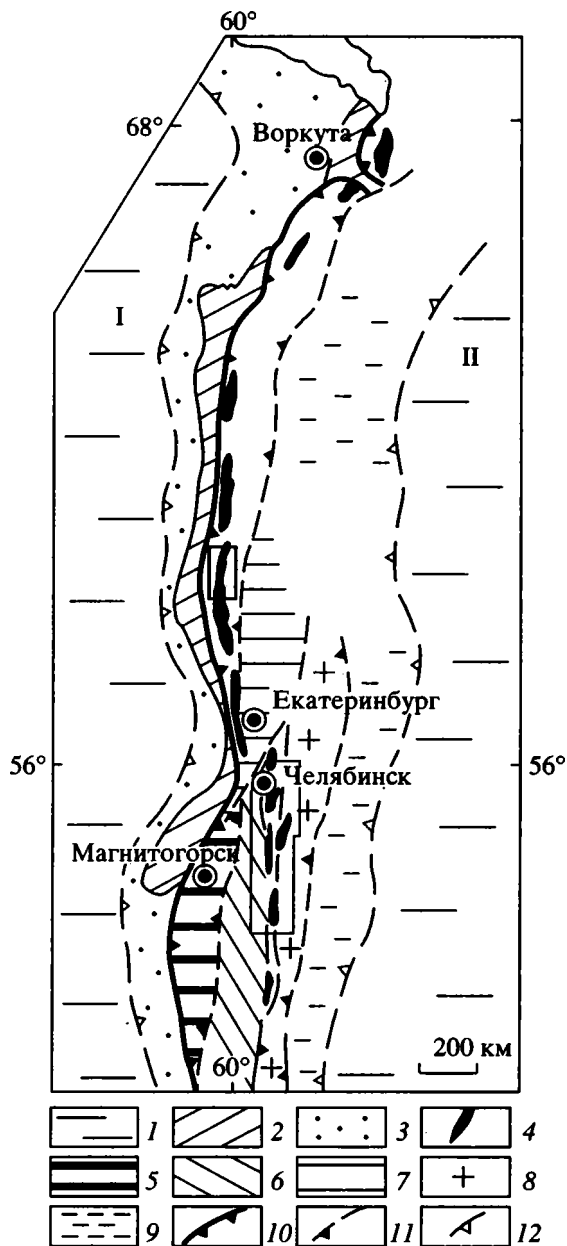


Рис. 1. Схема расположения террейнов силурийской палеодуги в структуре Уральского складчатого пояса 1 – Восточно-Европейская (I) и Казахстанско-Тяньшаньская (II) континентальные плиты; 2 – поднятия рифейского платформенного чехла; 3 – осадочные комплексы пассивной окраины палеозойского океана и Предуральского прогиба; 4 – наиболее крупные террейны известково-щелочных и субщелочных комплексов силурийской палеодуги; 5 – комплексы девонской палеодуги (Магнитогорская мегазона); 6 – 8 – микроконтиненты: 6 – Челябинско-Мугоджарский, 7 – Салдинско-Мурзинский с аллохтонами девонских островодужных комплексов, 8 – Зауральский и Березовский; 9 – раздробленный край казахстанид под отложениями краевого пояса S_{1-2} ; 10 – Главная Уральская сutura, зона сочленения активной и пассивной окраин; 11 – ранние сутуры на границах островодужных комплексов с микроконтинентами; 12 – границы Уральского складчатого пояса. Оконтурированы площади, показанные на рис. 2 (вверху) и рис. 5 (внизу).

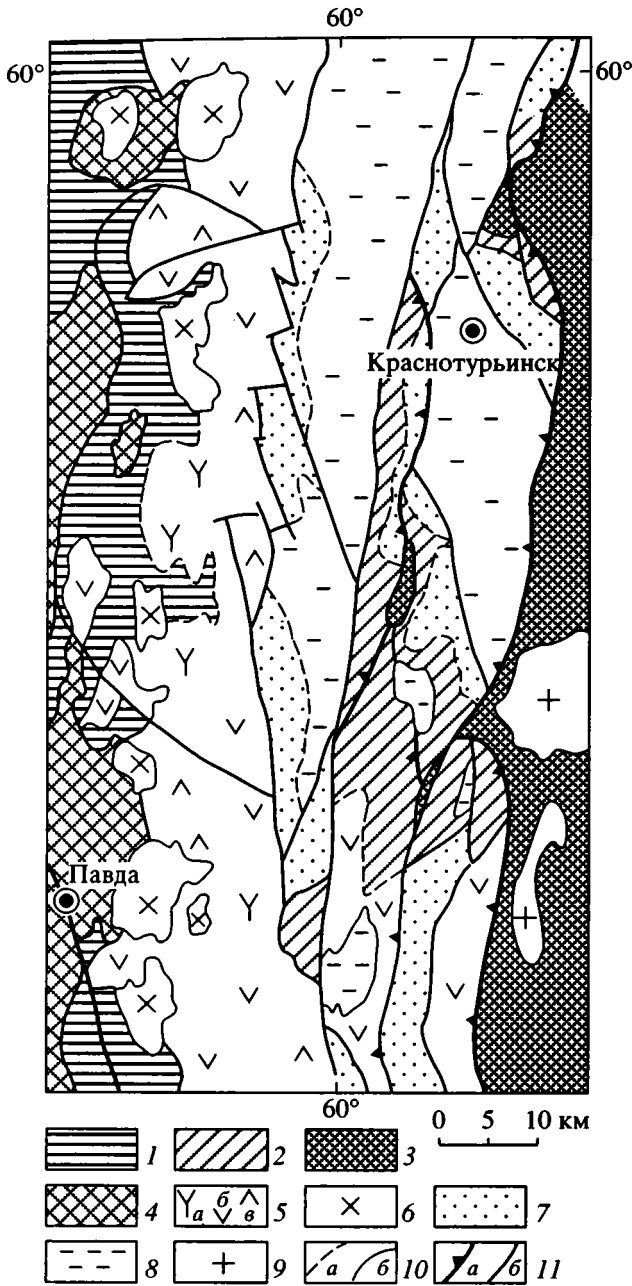


Рис. 2. Схема геологического строения Павдинского сегмента силурийской палеодуги на Северном Урале
 1 – толеиты: 1 – фронтальные островодужные O_3-S_1I , 2 – задугового спредингового моря S_1 ; 3 – альпийские гипербазитовые массивы (Устейский и др.); 4 – габбро-гипербазитовая формация Платиноносного пояса; 5 – известково-щелочные эффузивы пржидолия-лохкова; 6 – кварцевые диориты, комагматы андезитов венлока; 7 – базальт-трахитовые (шошонитовые) эффузивы пржидолия-лохкова; 8 – гранодиорит-андезитовые вулканоплутониты, известняки и красноцветная моласса девонского краевого пояса; 9 – гранодиорит-гранитные плутоны краевого пояса S_{1-2} ; 10 – контакты: а – стратиграфические, б – интрузивные; 11 – надвиги в зоне Серовско-Маукской сутуры – а и прочие тектонические нарушения – б... Положение рис. см. на рис. 1.

относящиеся к андезито-дацитово-формации, сопоставимой с современной зеленотуфовой. Эти эффузивы объединены в павдинский комплекс, который сложен внизу мощными толщами пемзовых туфов и лавами риолитов, а сверху – агглютинатами, тефроидами андезитов и гибридных андезито-дацитов [10, 35]. Комагматические андезитам массивы кварцевых диоритов и гранодиоритов прорывают подстилающие толеиты базитового цоколя. Выше по разрезу и восточнее выходов пород андезито-дацитовой формации залегают калиево-натриевые базальтовые и андезито-базальтовые пирокластиты венлока-лудлова (именновский комплекс, андезито-базальтовая формация), которыми завершается разрез барьерной зоны палеодуги.

Тыловодужные образования, залегающие восточнее, представлены трахит-базальтовыми (шошонитовыми) подушечными лавами пржидолия – лохкова с комагматическими габбро и сиенитами, известными под названием туринского и кушвинского комплексов соответственно [20]. К востоку от них под мощными флишоидами с вулканомиктовым материалом субщелочных базальтов залегают спилиты и диабазы параллельных даек нижнего силура (красноуральский комплекс Восточно-Тагильской зоны) и альпийские габбро-гипербазитовые массивы Серовско-Маукского пояса, также отвечающие образованиям задугового вторично-спредингового моря [34].

Последовательность залегания и эволюция состава силурийских вулканитов свидетельствуют о восточном погружении сейсмофокальной зоны в период их формирования, а наблюдаемое телесопиривание последовательных формаций можно рассматривать как признак крутого наклона субдукционной плоскости. Главная сутура Урала, ограничивающая террейн по западному краю выходов апоспилитовых сланцев аккреционного клина, и Серовско-Маукская сутура, вдоль которой тыловодужные субщелочные комплексы и офиолиты надвинуты на край Салдинско-Мурзинского микроконтинента, имеют встречное падение граничных надвигов, т.е. островодужные комплексы Тагильского террейна веерообразно выжаты на сближенные континентальные блоки [27].

Севернее, в районах Приполярного Урала, силурийские островодужные магматиты слагают пластины и небольшие чешуи мощностью от первых сотен метров до нескольких километров и известны только в зоне Главной сутуры, где надвинуты на рифей-вендские метаморфиты Центральноуральского поднятия, т.е. на чехол Восточно-Европейского континента. В узкой полосе сутуры скучены альпийские и “платиноносные” габбро и гипербазиты [31], океанические толеиты среднего ордовика (щекуринский комплекс), островодужные толеиты раннего силура

Таблица 1. Химический состав магматитов северного сегмента силурийской островной палеодуги

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂ ¹	50.75	50.54	71.60	56.20	63.46	58.81	52.30	51.37	58.24
TiO ₂	1.16	0.87	0.49	0.72	0.56	0.72	0.95	0.70	0.58
Al ₂ O ₃	17.03	15.00	13.8	17.32	15.20	15.84	17.63	17.49	18.79
Fe ₂ O ₃	4.08	3.09	1.53	3.78	2.58	2.63	4.51	4.34	1.32
FeO	6.6	5.1	1.86	3.86	3.14	5.01	5.41	4.75	3.00
MnO	0.15	0.19	0.09	0.11	0.08	0.14	0.14	0.15	0.22
MgO	5.94	10.26	1.2	4.15	3.1	4.32	3.72	4.30	2.51
CaO	5.64	5.94	0.98	5.62	3.49	6.56	6.32	6.58	1.85
Na ₂ O	4.73	3.42	5.31	4.39	4.31	2.97	3.77	3.38	4.89
K ₂ O	0.29	0.70	2.15	0.69	1.00	1.39	1.19	3.25	6.43
P ₂ O ₅	0.17	0.08	0.10	0.13	0.10	0.16	0.25	0.41	0.29
П. п. п.	3.36	3.89	0.90	3.22	3.02	2.38	3.53	3.28	1.86
Rb ²	4	9	18	12	20	31	16	46	93
Sr	276	98	165	423	344	413	701	910	762
Cr	178	190	22	76	69	—	57	—	55
Ni	65	100	9	45	31	46	29	—	—
Co	27	30	5	19	15	8	30	—	—
V	260	200	40	175	162	—	301	—	95
Zr	51	45	183	72	102	—	124	92	—
Y	20	26	28	20	20	—	25	23	—
Nb	1	2	5	5	4	—	6	10	—
n	40	7	35	15	12	6	5	51	8

Примечание. 1 – толеиты O₃-S₁l, фронтальные; 2 – толеиты S₁l, тыловые; 3 – риолиты S₁l; 4, 5 – павдинский комплекс S₁v; 4 – андезиты, 5 – гибридные андезито-дациты; 6 – кварцевые диориты S₁; 7 – базальты именовского комплекса S₂ld; 8, 9 – туринский комплекс S₂-D₁; 8 – трахибазальты, 9 – трахиты; n – число проб. ¹ – в %, ² – в г/т.

(маньинский комплекс), деформированные мезоабиссальные плутоны диорит-трондьемит-гранитной формации – комагматы андезито-дацитовых эффузивов лландовери-венлока (Вольинский и другие массивы), а также значительно более поздние субщелочные среднедевонские трахиандезиты и молассоиды окраинно-континентального пояса [3]. Таким образом, известково-щелочные вулканы силурийской палеодуги на Приполярном Урале эродированы, но сохранились фрагменты толеитового цоколя и андезитоидные магматиты мезоабиссального уровня.

Далее на север, в Войкарской зоне Полярного Урала, накопления силурийской палеодуги практически полностью погребены под пирокластолитами девонского андезит-тоналитового краевого вулканоплутонического пояса. В останцах среди тоналитовых плутонов и в их обрамлении обнажены реликты фронтального аккреционного клина, представленные океаническими толеитами среднего ордовика (хараматолоуский комплекс) и пироксенит-габбровой формацией “платиноносного” типа, которые тектонически совмещены с образованиями раннесилурийской офиолитовой (альпинотипной) ассоциации [5]. Лишь на севере района, в бассейне р. Сось и в Щучинской зоне, известны пластины и блоки силурийских эффузивов барьерной зоны палеодуги: ханмейшорский плагиолипарит-дацито-

вый комплекс (S₁?) и юнъягинский базальт-андезитовый (S₁l) [14]. Первый сопоставим с современной формацией зеленых туфов и с низами павдинского комплекса Тагильского террейна, а второй – с калиево-натриевыми базальтоидами современных барьерных зон и именовским комплексом Северного и Среднего Урала. Интрузивные фации этих вулканизов (габбро, кварцевые диориты, гранодиориты) и железо-скарновая минерализация тагило-кушвинского типа [7] залегают среди рассланцованных и амфиболитизированных базальтов (островодужных толеитов) верхнесядского комплекса (O₃-S₁) [14].

Особенности химизма силурийских магматитов северной части Урала показаны на примере опорного тагильского сечения. Как уже отмечалось, доступный для наблюдений цоколь палеодуги сложен преимущественно дифференцированными островодужными толеитами, петрохимия и геохимия которых описана в ряде работ [10, 20, 32, 35]. По этим данным фронтальные толеиты, вмещающие массивы Платиноносного пояса, отличаются по химизму от задуговых толеитов Восточно-Тагильской зоны, ассоциирующих с альпинотипными габбро-гипербазитовыми массивами. Задуговые характеризуются более низкой суммарной щелочностью, меньшим содержанием глинозема, титана, стронция, но повышенной магнезиальностью (табл. 1).

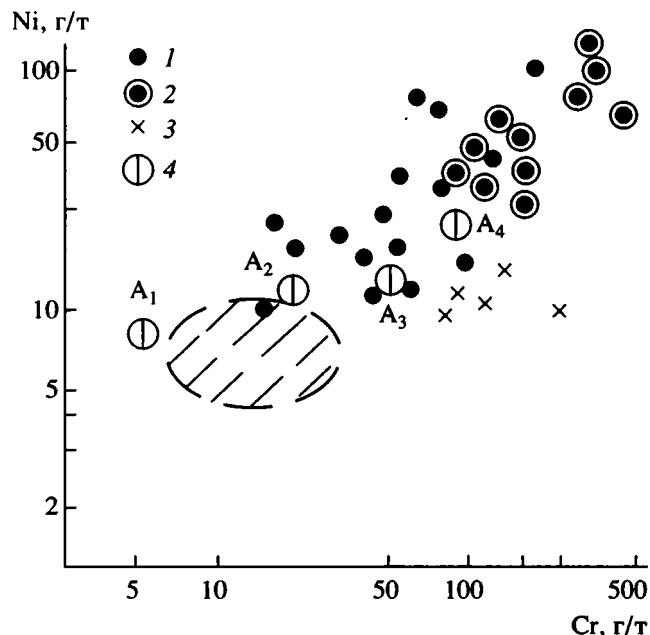


Рис. 3. Диаграмма Ni—Cr для островодужных андезитовидных магматитов Урала

1 — силурийские андезиты: 1 — Севера Урала, 2 — из Челябинско-Варненской зоны Южного Урала; 3 — тоналиты Нижнесанарского плутона; 4 — эталонные составы — андезиты: A₁ — толеитовых серий островных дуг [37], A₂ — известково-щелочные Курильских островов и Камчатки [18], A₃ — Соломоновой дуги [40], A₄ — АНД [16]. Заштриховано поле андезитовых составов девонской палеодуги (улутауский комплекс Магнитогорской мегазоны).

Автохтонно залегающая на толеитовом цоколе серия известково-щелочных калиево-натриевых вулканитов антидромна и начинается риолитовой пемзовидной пирокластикой лландоверийского возраста. Невысокая железистость, повышенное для кремнекислых пород содержание титана и хрома, высокая концентрация циркония характеризуют их как палингенные продукты, “загрязненные” реститовым материалом субстрата, а не как дифференциаты более основных магм.

Перекрывающие андезитовые эффузивы венлока относятся к “континентальному” (андийскому) геохимическому типу. В отличие от обычных островодужных они характеризуются относительной обогащенностью тугоплавкими элементами — хромом и никелем, но беднее их цирконием, иттрием и тяжелыми лантаноидами [16, 37]. Эти черты силурийских павдинских андезитов отчетливо видны при сравнении с аналогичными породами улутауского комплекса девонской островной дуги (рис. 3). Свообразным является также присутствие трахиандезитовых разностей на разных уровнях венлокского разреза [10]. По умерен-

ному содержанию РЗЭ и высокой степени их фракционирования (рис. 4) павдинские андезиты сходны с соответствующими кайнозойскими породами зрелой Японской дуги. Кварцевые диориты диорит-трондьемитовой формации, комагматы андезитовидных эффузивов, при общем сходстве химизма закономерно отличаются от них более высокой калиевой щелочностью и пониженным глиноземом (см. табл. 1), в них не проявлен обычный для вулканитов дефицит кальция и избыток натрия, связанный с региональным зеленокаменным метаморфизмом эффузивных фаций.

Лудловские порфиоровые базальты и андезитобазальты последующего именновского комплекса по концентрации стронция (до 1100 г/т), калия и рубидия (до 40 г/т), высокому содержанию циркония, ниобия, лантаноидов и иттрия (см. табл. 1) также отнесены к калиевой известково-щелочной серии. Они близки к соответствующим вулканитам Северных Курил (вулкан Алайд) и Японии [30].

Завершающая ассоциация трахитов, трахибазальтов пржидолия-лохкова и комагматичных им габброидов и сиенитов Тагильского сегмента дуги принадлежит уже калиевой субщелочной серии. Ее состав характеризуется типичной для нее высокой концентрацией стронция, циркония и редких земель (см. рис. 4). В современных зрелых островных дугах подобные шошонитовые магматиты появляются при мощности коры, превышающей 30 км, на тыловых подводных склонах барьерных зон [2, 30, 38].

Суммируя вышеизложенное, важно подчеркнуть следующие особенности островодужных магматитов на Севере Урала: наличие больших объемов калиево-натриевых палингенных кремнекислых вулканитов уже в лландовери, “континентальный” характер геохимии венлокских андезитов, высокостронциевый тип лудловских базальтоидов, мощные проявления завершающего субщелочного вулканизма и плутонизма в пржидолии-лохкове. Некоторые из этих характеристик силурийского вулканизма отмечались ранее [10] как доказательство эпиконтинентальной природы Уральской эвгеосинклинали на Севере Урала. С позиции плитотектонической концепции они позволяют предполагать, что в силуре в северной части Урала островная палеодуга возникла как энсиалическая без длительной эволюции и трансформации надсубдукционной океанической литосферы. В ее цоколе возможно присутствие не вскрытого эрозией блока древней сиалической коры (микроконтинента), т.е. по петрологическим и геохимическим характеристикам она была близка к современным Новозеландской, Японской, Соломоновой и другим подобным дугам.

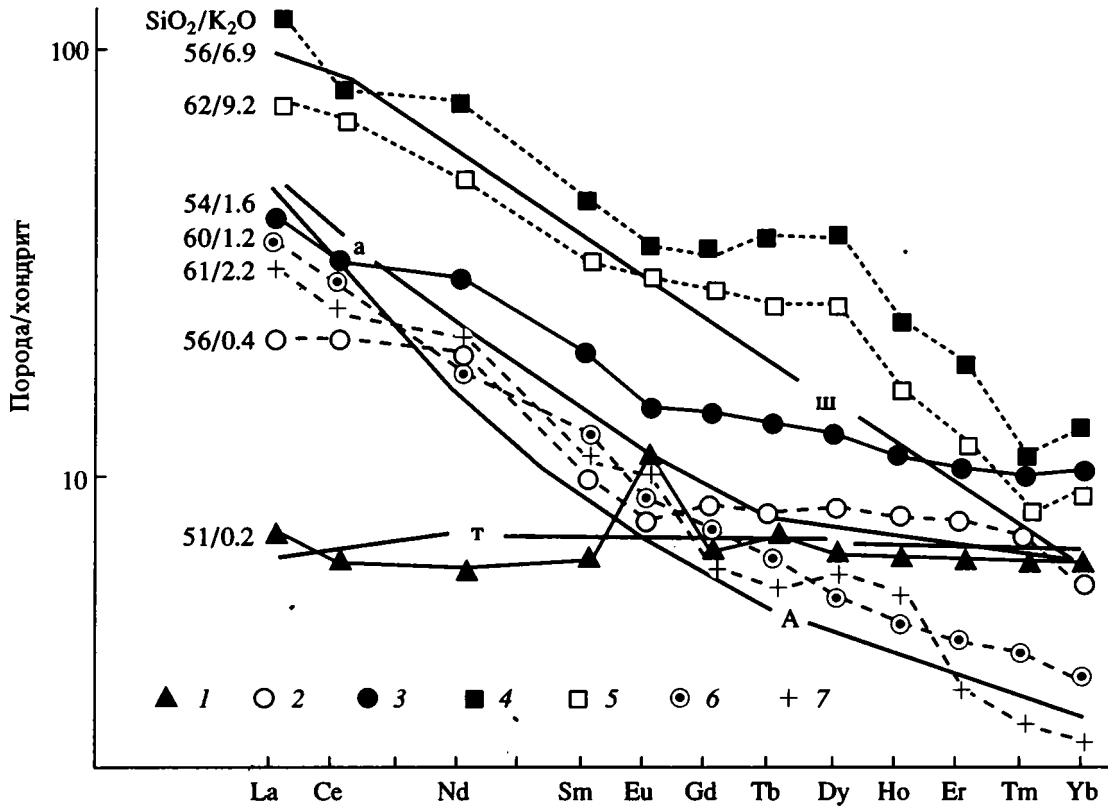


Рис. 4. Нормированные по хондриту [39] содержания РЗЭ в магматических породах силурийской палеодуги 1 - 5 - Северный Урал: 1 - спилит из валенторского комплекса фронтальных толеитов лландовери; 2 - андезит, павдинский комплекс, венлок; 3 - андезито-базальт, именовский комплекс, лудлов; 4, 5 - туринский комплекс, пржидоль: 4 - шошонит, 5 - калиевый трахит; 6, 7 - Южный Урал: 6 - андезит, катенинский комплекс, лудлов; 7 - тоналит Нижнесанарского батолита. Эталонные кривые: т - толеит островов Тонга, а - андезит, ш - шошонит о-ва Хоккайдо [2], А - андезит вулкана Сан-Педро, Чили [38].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СОСТАВ СИЛУРИЙСКИХ МАГМАТИТОВ НА ЮГЕ УРАЛА

Южное продолжение цепи террейнов, сложенных силурийскими островодужными магматитами, кулисообразно смещено к востоку по отношению к простираению аналогичных "тагильских" фрагментов палеодуги (см. рис. 1) и расположено в Челябинско-Варненской зоне Южного Урала. Эта зона является частью так называемой Восточной вулканогенной полосы, которая выделяется на схемах тектонического районирования между Восточно-Уральским и Зауральским сиалическими поднятиями, простираясь параллельно главной, Тагило-Магнитогорской [6]. Исследования последних лет показали сутурную природу этой узкой протяженной структуры, разделяющей сближенные микроконтиненты. Восточная вулканогенная полоса и в плане (рис. 5), и в разрезах представляет собой коллаж тектонических линз, пластин, контуры которых трассируются лентами расланцованных и развальцованных серпентинитов и гофрированных углистых филлитов. В смежных пластинах могут залегать ран-

непалеозойские толеиты и триасовые угленосные осадки, силурийские андезиты и субщелочные эффузивы визейского возраста.

Блоки островодужных вулканогенных комплексов, датированные силуром, достоверно установлены только в южной, Челябинско-Варненской, части Восточной полосы, а в северной, Алапаевско-Каменской, формационный ряд палеозойских вулканитов по возрасту и составу отвечает разрезу Магнитогорской зоны, т.е. образованиям девонской островной палеодуги, но в аллохтонном залегании [33].

Относительно целостной зональной структуры, подобной описанному выше Тагильскому террейну, ни в северной, ни в южной частях Восточной вулканогенной полосы не сохранилось. Лишь в самых крупных пластинах (длиной до 150 км при ширине до 10 - 15 км), сложенных интрузивными и вулканическими породами, можно наблюдать первичные геологические взаимоотношения, восстанавливая историю формирования палеодуги по фрагментам аккреционного клина, барьерной и тыловой зон.

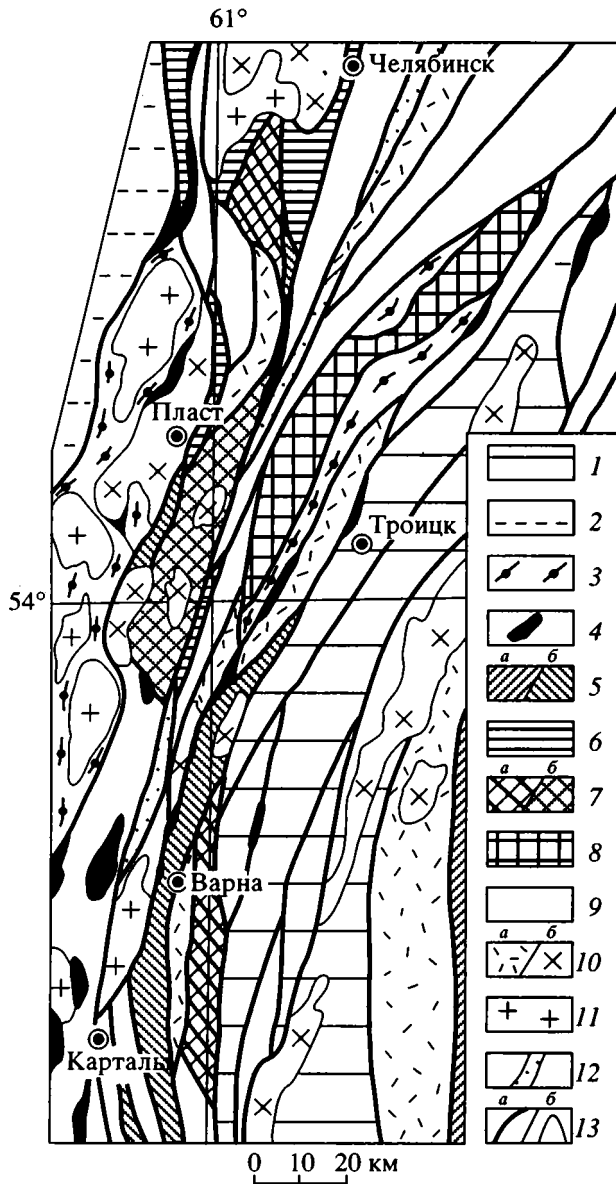


Рис. 5. Схема геологического строения Челябинско-Варненской сутурной зоны на Южном Урале

1 – орто- и парасланцы PR_3 и O_{1-2} Зауральского микроконтинента; 2 – аркозовые песчаники, кремни $O-S$ осадочного чехла Челябинско-Мугоджарского микроконтинента, частично перекрытые известняками карбона; 3 – амфиболиты и слюдястые сланцы в ореолах гранитоидных плутонов; 4 – серпентиниты; 5 – океанические толеиты O_2-S_1 Денисовской зоны (а) и нижнеполянковского комплекса (б); 6 – 8 – фрагменты барьерной зоны: 6 – базальт-порфировый томинский комплекс лландовери; 7 – комплексы: а – андезитовые лудлова (мичуринский к югу от г. Челябинска и катенинский к востоку от г. Варны), б – базальт – андезито-дацитовый кособродский и трахибазальтовый чабанский S_2-D_1 ; 8 – Нижнесанарский тоналитовый плутон; 9 – известняки, граувакки и континентальные толеиты C_1 ; 10 – андезитовые комплексы (а) краевого пояса C_{1-2} и гранодиоритовые массивы (б); 11 – позднепалеозойские плутонические граниты; 12 – триасовые терригенные породы и траппы; 13 – контакты тектонические (а) и интрузивные (б).

Реликтами аккреционного клина, с нашей точки зрения, являются цепочки пластин рассланцованных толеитов океанического типа (нижнеполянковский комплекс позднего ордовика–лландовери) [17, 24], фтанитов и серпентинитов. Они прослеживаются в аллохтонах вдоль восточного борта Челябинско-Мугоджарского сиалического блока. Здесь же известны небольшие массивы, сходные с гипербазит-габбровой формацией Платиноносного пояса (Татищевский и др.), т.е. и на юге присутствует ассоциация пород, аналогичная образованиям аккреционного клина северного сегмента палеодуги.

К образованиям барьерной зоны дуги можно отнести тонкослойные риолито-дацитовые пепловые туфы и туффиты позднего лландовери, выходы которых описаны по р. Багаряк, у деревень Зотино, Усманово и др. [13], а также лландоверийские грубообломочные туфы базальт-порфировой формации (томинский комплекс [26]) и венлок-лудловские эффузивы андезито-дацитовой формации (андезитовая формация силура по [13]).

Выходы пород томинского комплекса обнажены и разбурены в рудном поле Биргильдинского медно-порфирового месторождения, у пос. Томино и Коркино, непосредственно к югу от г. Челябинска. Его порфировые базальты и андезито-базальты принадлежат к малокалевой известково-щелочной серии и характеризуются низким содержанием литофильных элементов-примесей (рубидия, стронция), повышенным – никеля и хрома (табл. 2). По химическому и минеральному составу эти породы сходны с современными эффузивами эпикейских дуг (Тонга, Южной Сэндвичевой и т.п.).

Более полно и разнообразно в фациальном отношении представлены венлок-лудловские эффузивы андезито-дацитовой формации. В виде цепочки изолированных выходов они прослеживаются от бассейна р. Багаряк на севере (колпаковский комплекс) до окрестностей г. Челябинска (мичуринский) и бассейна р. Карталы-Аят на юге Восточной полосы (катенинский комплекс), т.е. на расстоянии более 350 км по меридиану (см. рис. 5). Аналогичными породами сложен и кособродский комплекс, относимый к силуру условно, в отличие от вышеперечисленных, возраст которых обоснован фаунистически [13, 17, 26]. Андезито-дацитовая формация силура Челябинско-Варненской зоны не содержит больших объемов кремнекислых пород в сравнении с северными, тагильскими разрезами. В ее петрофонде преобладают андезиты, которые также принадлежат к калиево-натриевой известково-щелочной серии с повышенной концентрацией стронция, рубидия, хрома (см. табл. 2). Для этих пород, как и для северных аналогов, характерна высокая степень фракционирования $P3Э$ ($La/Yb = 7 - 8$)

Таблица 2. Химический состав магматитов южного сегмента силурийской островной палеодуги

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂ ¹	50.58	61.10	60.73	59.05	59.36	60.97	51.73	50.97	54.52
TiO ₂	0.63	0.41	0.45	0.63	0.61	0.73	0.59	0.68	0.74
Al ₂ O ₃	15.45	16.79	17.29	15.59	16.06	17.55	18.03	14.66	15.98
Fe ₂ O ₃	3.46	3.10	3.21	3.76	3.85	1.20	2.34	4.36	3.97
FeO	6.83	2.84	2.38	4.73	2.66	4.74	8.10	5.35	5.29
MnO	0.15	0.11	0.09	0.13	0.09	0.11	0.17	0.16	0.14
MgO	7.69	3.94	3.38	3.68	4.24	2.54	2.97	6.64	3.99
CaO	7.36	3.50	2.86	3.42	3.87	5.52	5.57	8.04	4.90
Na ₂ O	3.91	4.03	5.02	4.58	4.22	3.38	3.79	4.04	5.81
K ₂ O	0.30	1.72	1.26	0.72	1.18	2.15	1.55	0.98	1.08
P ₂ O ₅	0.17	0.17	0.12	0.12	0.12	0.21	0.23	0.33	0.43
П. п. п.	2.96	2.25	2.89	3.60	2.75	0.25	5.19	3.52	3.01
Rb ²	3	17	16	7	26	60	23	22	25
Sr	85	512	414	424	431	407	786	433	336
Cr	203	65	—	—	155	123	35	—	—
Ni	41	—	—	—	42	12	—	—	—
Co	36	—	—	—	25	18	—	—	—
V	348	60	—	—	177	83	70	—	—
Zr	57	—	—	166	137	190	—	129	170
Y	26	—	—	—	34	37	—	—	—
Nb	5	—	—	—	7	12	—	—	—
n	23	3	4	24	10	9	3	10	9

Примечание. 1 – порфиновые базальты (S₁l), томинский комплекс; 2 - 5 – андезиты андезито-дацитовой формации (S₂ld); 2 – колпаковский, 3 – мичуринский, 4 – кособродский, 5 – катенинский комплексы; 6 – тоналиты Нижнесанарского плутона; 7 – дайки базальтов, секущие андезиты колпаковского комплекса; 8, 9 – субщелочные базальты (8) и андезито-базальты (9) чабанского комплекса (S₂-D₁).

при невысоком суммарном содержании лантаноидов (50 - 65 г/т). Как отмечалось выше, эти черты химизма свойственны андезитам и дацитам окраинно-континентальных обстановок [16, 38, 40].

Интрузивные породы, комагматичные силурийским эффузивам андезито-дацитовой формации, представлены Нижнесанарским тоналитовым плутоном. В современной структуре Челябинско-Варненской зоны он выдвинут в самую верхнюю турне-триасовую часть разреза в виде мощной пластины вместе с вмещающими парасланцами, кварцитами и амфиболитизированными метабазитами ордовика и нижнего силура, т.е. с породами цоколя палеодуги (см. рис. 5). Судя по составу сосуществующих биотита и роговой обманки, породы массива являются образованиями абиссальных фаций и потому с комагматичными эффузивами они изначально были разобщены пространственно. Линейность в крупнокристаллических тоналитах, подчеркнутая порфиroidными мегакристаллами роговой обманки и биотита, их шлирами, ориентирована по-

перек общего субмеридионального простирания массива и срезается его контактами. Внутри массива рассеяны серии пологих тектонических зон, содержащих затертые линзы гофрированных биотит-амфиболовых сланцев и будины известняков. Очень вероятно поэтому, что пластина тоналитов представляет собой дуплекс, т.е. разбитый на тектонические чешуи и ограниченный надвигами отторженец значительно более крупного плутона.

Радиологический возраст тоналитов по данным альфа-свинцового (420 + 35 млн. лет) и калий-аргонового (410 – 420 млн. лет) методов соответствует позднему силуру [21]. Тоналиты сходны с лудловскими андезитами по главным петро- и геохимическим параметрам (см. табл. 2, рис. 3 и 4), закономерно отличаясь более высоким и стабильным содержанием калия и кальция, рубидия и стронция, что связано с практически полным отсутствием в абиссальных породах низкотемпературных гидротермальных и зеленокаменных изменений, широко проявленных в вулканитах.

Высокоглиноземистые калиевые базальты известково-щелочной серии, аналогичные именновским по составу (см. табл. 2) и времени образования (после пород андезито-дацитово-формации), самостоятельного комплекса не образуют, но встречаются в виде нечастых субвулканических даек, секущих андезитовые и андезито-дацитовые пирокластолиты.

К тыловодужным образованиям окраинного моря могут быть отнесены слоистые тефroidы и дайки субщелочных базальтов и андезито-базальтов (чабанский комплекс), радиологические датировки которых (411 - 412 млн. лет, данные $K = Ag$ метода по валовым пробам) соответствуют границе пржидолия и лохкова [17]. Эти субщелочные эффузивы не образуют единого протяженного пояса, подобного туринскому на севере Урала, масштабы их проявлений несопоставимо меньшие. По сравнению с вулканитами трахит-базальтовой формации северной части палеодуги в них ниже суммарная щелочность, содержание калия, рубидия, стронция и глинозема, которое отвечает нижнему пределу, характерному для субщелочных серий островных дуг [19]. Тем не менее, наличие этих пород свидетельствует, что и на южноуральском отрезке силурийская дуга в своей эволюции достигла зрелой стадии.

Таким образом, сравнение с тагильским стратотипом показывает, что зарождение силурийской островной палеодуги (островодужный толеитовый вулканизм лландовери) и ее завершающая стадия развития (субщелочной тыловодужный базальтоидный магматизм пржидолия-лохкова) на севере и юге Урала были синхронными. Однако известково-щелочной андезитовый магматизм, проявления которого возможны лишь в условиях достаточно зрелой коры, на юге начался позже, лишь в конце венлока – начале лудлова, и ему предшествовал базальтовый вулканизм с составом продуктов, типичным для юных энсиматических дуг, не известный на севере Урала.

Такая последовательность вулканических формаций с эволюцией от толеитов к малокалиевым известково-щелочным базальтоидам, сменявшимся андезитовыми магматитами и локальными проявлениями субщелочных эффузивов, а также более плавное нарастание калиевой щелочности и сопутствующих литофильных компонентов в ряду магматических формаций сближают развитие южной части силурийской палеодуги с современными островными грядами Южных Курил, Фиджи и т.п. По геологическим данным в фундаменте этих дуг залегает новообразованный сиалический слой, образовавшийся при трансформации океанической коры в надсубдукционном клине [30, 38]. Наши исследования подтвердили предположение об автохтонном характере “гранитного слоя” в Восточной зоне

Урала, высказанное при проведении первых геодинамических реконструкций [22].

Различной была и девонская, т.е. постколлизонная история формирования северного и южного сегментов дуги. На севере Урала область причленения сгруженных собственно островодужных и задуговых комплексов к тыловым микроконтинентам (Салдинскому, Березовскому и др.) уже в раннем девоне стала ареной мощного андезитового вулкано-плутонизма [34], а на юге аналогичная область аккреции оставалась амагматичной вплоть до начала карбона. Известно, что девонские образования в Восточной вулканоогенной полосе Южного Урала и в Зауралье представлены кремнистыми туффитами и радиоляритами, полимиктовыми песчаниками (портнягинский комплекс) и красноцветными молассоидами [22, 24 - 26]. Постколлизонный магматизм проявился здесь лишь в каменноугольный период в виде многочисленных гранит-гранодиоритовых интрузий (Пластовский, Коелгинский, Джетыгоринский, Михайловский и др. массивы) и андезит-трахиандезитовых эффузивных накоплений (варненский, кабанский, сахарышский и другие комплексы позднедевонского возраста), а в раннем девоне область активного островодужного вулканизма на юге Урала располагалась западнее амагматичной зоны аккреции (в современных координатах), т.е. сместилась в открытый океан, где началось формирование Ирландской дуги.

От потухшей силурийской палеодуги юную девонскую отделяло не только задуговое море с корой океанического типа (современная Магнитогорская мегазона в эйфеле-живете), но и обширный амагматичный блок Челябинско-Мугоджарского микроконтинента. Роль последнего в геодинамике субдукционного процесса на юге Урала до сих пор не обсуждалась. Известно, что его осадочный чехол, сохранившийся в виде чешуй, пластин под аллохтонами девонских задуговых офиолитов на западном краю микроконтинента и в грабенах Восточных Мугоджар, представлен однородными (конденсированными) кремнистыми пачками (с возрастом от среднего ордовика до позднего эйфеля), глинисто-карбонатными и карбонатными слоистыми отложениями раннедевонско – раннеэйфельского возраста [22 - 24, 29]. Отсутствие вулканомиктовой примеси в осадках чехла свидетельствует о том, что микроконтинент был частью абиссальной равнины, достаточно удаленной от областей активного островодужного вулканизма в ордовике и силуре, в начале девона он местами приподнялся до уровня карбонатакопления, и на этом “платформенный” или внутриплитный этап его геологической истории закончился. Можно предполагать, что именно в это время микроконтинент при дрейфе вместе с океанической плитой оказался вблизи активной конвергентной границы плит.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ СИЛУРИЙСКОЙ ПАЛЕОДУГИ НА УРАЛЕ

В известных схемах тектонического районирования Урала [6, 23 и др.] Тагило-Магнитогорская вулканогенная мегазона (синклиний), сиалическое Восточно-Уральское поднятие и Восточная вулканогенная зона (прогиб), простирающиеся параллельно вдоль значительной части складчатого пояса, традиционно выделялись в качестве самостоятельных структур первого порядка. Геодинамические реконструкции, проведенные на плито-тектонической основе, показали схематичность подобного районирования, поскольку для каждой из этих структур выявляется коллажный тип строения с тектоническим совмещением комплексов, типоморфных для весьма разнородных геодинамических обстановок.

Как было показано выше на примере магматитов восточного склона Урала, реликты зрелой силурийской палеодуги из его северной, тагильской, части прослеживаются на юг не в Магнитогорскую, а в Восточную вулканогенную зону. В западной части Магнитогорской мегазоны известны ордовикские вулканы, которые представлены главным образом толеитами океанического типа (поляковский, бардымский, сугралинский и другие комплексы). С процессами ранней субдукции связывают часть вулканогенных комплексов Сакмарской зоны западного склона (байтерекский и др.) [9, 22, 28, 29]. Эти эффузивы, слагающие пластины в мощном пакете надвигов на краю Восточно-Европейского континента, представлены туффитами и пепловыми туфами риолитов и тефроидами базальтов повышенной калиевости, которые накапливались на ордовикских океанических толеитах [11]. Их геологическая позиция, с нашей точки зрения, соответствует скорее внутриплитным эпиокеаническим обстановкам (океаническим островам типа Маркизовских, Гоф и т.п.), а не надсубдукционной островной дуге активной окраины [4].

Если высказанные соображения верны, то протяженный Восточно-Уральский сиалический блок (поднятие) не мог быть изначально геологически единой структурой. На севере Урала в силуре он был в тылу дуги, подобно банке Ямато в Японском море (рис. 6, А). И с запада после замыкания краевого моря на него были обдуцированы силурийские тыловодужные офиолиты и субщелочные тефроиды [34]. На юге он же фигурирует как часть фронтального аккреционного клина силурийской палеодуги, в тылу которой расположен Зауральский микроконтинент (см. рис. 1). Противоречие снимается, если предположить, что Восточно-Уральское поднятие в его современном виде — это коллаж ранее весьма удаленных микроконтинентов (Березовского, Салдинского, Челябинско-Мугоджарского и др.), сгруженных

при гиперколлизии и изостатическом всплывании в позднем палеозое—мезозое.

Причиной разрыва единой цепи вулканических островов и смещения ее южного отрезка по латерали в сторону восточного континентального края мог быть дрейф относительно легкой и жесткой глыбы Челябинско-Мугоджарского микроконтинента, впаянного в субдуцируемую океаническую плиту. Известно, что в современных активных окраинах на конвергентных границах плит наиболее частой причиной излома островной дуги, временного прекращения субдукции, перескока сейсмофокальной зоны и даже смены ее полярности являются несубдуцируемые, плавучие блоки микроконтинентов и океанических островов, которые транспортирует океаническая плита в своем движении от оси спрединга к желобам на фронте островных дуг [8, 38, 41]. Судя по составу и возрасту осадочного чехла, Челябинско-Мугоджарский микроконтинент мог достичь палеожелоба и заstopорить движение субдуцируемой плиты в раннем девоне. Как следствие должен был прекратиться и процесс вторичного задугового спрединга. Вдавливаясь в аккреционную раму активной окраины, микроконтинент образовал штамповую структуру, сместив часть цепи вулканических островов. Косвенным подтверждением этой динамической модели может служить сдвиговая природа тектонических нарушений, обрамляющих восточный фронтальный борт этого сиалического блока (Челябинская система левосторонних сдвигов, по К.П. Плюнину [23]), и преимущественно надвиговая — вдоль его тылового западного края, обращенного к девонскому внутреннему морю Магнитогорской мегазоны.

Судя по возрасту соответствующих комплексов пассивной и активной окраин, процессы спрединга и субдукции функционировали на Урале до конца девона [24, 29, 36]. Поэтому после раннедевонской амагматичной паузы, которая и в других участках Урала отмечается как одна из важнейших и напряженных тектонических эпох [12, 22, 25, 36], новая сейсмофокальная плоскость в южном сегменте активной окраины скачкообразно сместилась в сторону открытого океана, где возник молодой надсубдукционный вулканический пояс — Ирландская островная дуга (см. рис. 6, Б).

На северном отрезке активной окраины толеитовые и субщелочные комплексы силурийского задугового моря, ставшие частью Серовско-Маукской сутуры [34], уже в начале девона были прорваны андезитовидными вулкано-плутонитами. Смена калиевых субщелочных магматитов, завершивших эволюционный ряд островодужных формаций, известково-щелочными может быть связана с миграцией магматического фронта на более тонкую часть надсубдукционного маантийного клина после смещения зоны субдукции в сторону

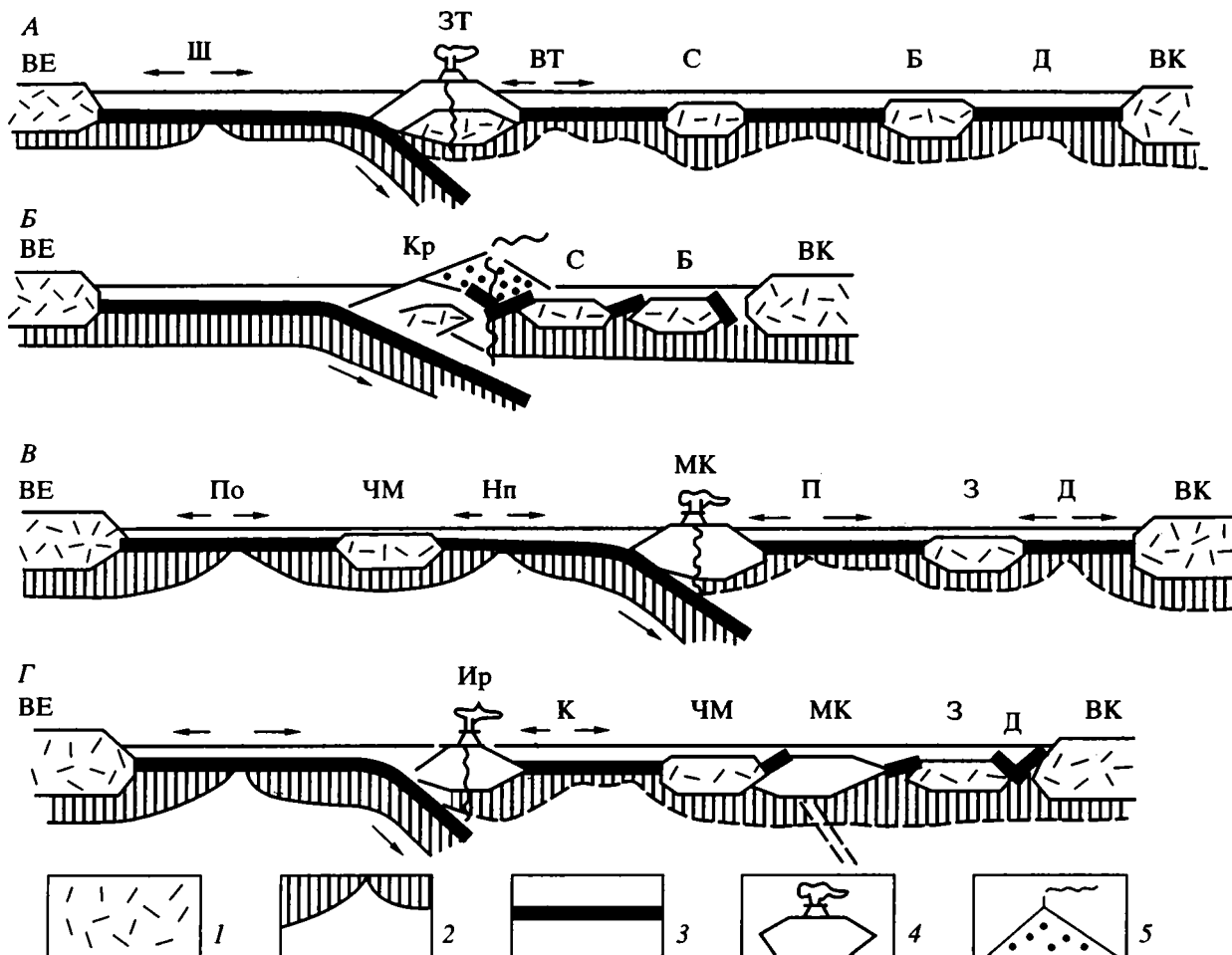


Рис. 6. Предполагаемые геодинамические обстановки при формировании силурийской палеодуги на Урале и при ее коллизии с континентальным краем: А – в силуре на Северном Урале; Б – там же, в раннем девоне; В – в силуре на Южном Урале; Г – там же, в раннем и среднем девоне

1 – континентальная кора; 2 – литосфера с подстилающей астеносферой; 3 – океаническая кора; 4 – островная дуга; 5 – окраинно-континентальный пояс. Буквами обозначены: континенты: ВЕ – Восточно-Европейский, ВК – Восточный (Казахстано-Тяньшаньский); микроконтиненты: С – Салдинско-Мурзинский, Б – Березовский, ЧМ – Челябинско-Мургоджарский, З – Зауральский; комплексы океанических толеитов: Ш – поляковский, Нп – нижнеполяновский, Д – денисовский; барьерные зоны островных дуг: ЗТ – Западно-Тагильская (Павдинская) на Севере Урала, МК – мичуринская, катенинская в Челябинско-Варненской зоне Южного Урала, Ир – Ирендыкская; толеиты задуговых морей: ВТ – восточнотагильские, П – поляновский, К – карамалыташский комплексы, Кр – Краснотурьинская вулканоплутоническая ассоциация (краевой пояс). Стрелками показано направление движения плит.

палеоокеана, а телескопирование до- и постколлизии комплексов говорит о том, что смещение не было столь кардинальным, как на юге Урала.

Из сказанного следует, что в раннем девоне направление поддвига океанической коры относительно конвергентной границы плит изменилось. Если островодужный режим силура, единый на всем протяжении активной окраины (от Полярного Урала до южного Зауралья), мог быть обусловлен только фронтальной субдукцией, то с пражского века движение субдуцируемой плиты было направлено под косым углом к континентальному краю: на севере Урала сейсмофокальная зона по-

гружалась непосредственно под аккреционную окраину континента (по кордильерскому типу [8]), а на юге – под отшнурованную и расширяющуюся часть океанической плиты (краевой бассейн япономорского типа). Поэтому андезитоидный окраинно-континентальный пояс с золото-медноскарновой специализацией на Севере Урала к югу, по простиранию конвергентной границы сменился одновозрастной энсиматической островной дугой с колчеданной специализацией инициальных толеитовых базальтов. Смена фронтальной субдукции на косую удовлетворительно объясняет особенности состава и металлогении силурийский и девонских магматитов Урала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анцигин Н.Я., Шурыгина Н.В., Наседкина В.А.* Новые данные по стратиграфии палеозоя Северного Урала // Геологическое развитие Урала: достижения и проблемы. М.: Мингео РСФСР, 1988. С. 111 - 121.
2. *Богатиков О.А., Цветков А.А.* Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. С. 318.
3. *Бочкарев В.В.* Магматические формации северной части Приполярного Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 68.
4. *Бочкарев В.В., Иванов К.С.* Палеотектоническая позиция калиевых субщелочных магматитов Сакмарской зоны // Ежегодник-1992. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 1993. С. 40 - 44.
5. *Бочкарев В.В., Карстен Л.А.* Современная и палеотектоническая позиция раннегеосинклинальных комплексов севера Урала // Геотектоника. 1989. № 2. С. 12 - 21.
6. Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т. 12. Кн. 1. 721 с.
7. *Дымкин А.М., Полтавец Ю.А., Нечкин Г.С.* Геолого-петрологические особенности железоносных вулканоплутонических ассоциаций. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 72.
8. *Дьюи Дж., Берд Дж.* Горные пояса и новая глобальная тектоника // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 191 - 220.
9. *Иванов К.С., Иванов С.Н.* О соотношении главных вулканогенных мегазон Урала – Тагильской и Магнитогорской // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318. № 4. С. 937 - 940.
10. *Каретин Ю.С.* Геосинклинальное развитие Урала: факты и концепции // Геологическое развитие Урала: достижения и проблемы. М.: Мингео РСФСР, 1988. С. 68 - 78.
11. *Кориневский В.Г.* Вулканогенные породы нижнего силура Сакмарской зоны Мугоджар // Вопросы петрологии вулканитов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 58 - 68.
12. *Кориневский В.Г.* Важнейший эпизод тектонической истории Южного Урала // Геотектоника. 1988. № 2. С. 37 - 51.
13. *Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я.* Среднепалеозойский вулканизм Восточной зоны Урала. М.: Наука, 1979. С. 130.
14. Корреляция магматических комплексов севера Урала и прилегающих территорий. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 55.
15. Корреляция магматических комплексов Среднего Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 76.
16. *Кузьмин М.И.* Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. С. 198.
17. *Левит А.И.* Химизм раннегеосинклинальных формаций Поляновско-Кособродской структуры // Химизм колчеданосных вулканогенных формаций Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 72 - 80.
18. *Леонова Л.Л.* Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки // Геохимия. 1979. № 2. С. 179 - 197.
19. Магматические горные породы. М.: Наука, 1983. Т. 1. С. 368.
20. Магматические формации СССР. Л.: Недра, 1979. Т. 1. С. 319.
21. *Мамаев Н.Ф.* Древние толщи Восточно-Уральского мегантиклинория. М.: Наука, 1967. С. 144.
22. *Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. С. 188.
23. *Плюснин К.П.* Методика изучения тектонических структур складчатых поясов. Пермь: Пермский гос. ун-т, 1971. С. 216.
24. *Пучков В.Н., Иванов К.С.* Новые данные по тектонике Урала // Геотектоника. 1987. № 2. С. 24 - 34.
25. *Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н.* Модель формирования палеовулканических поясов и магматической зональности Южного Урала. УФА: БНЦ УрО АН СССР, 1990. С. 36.
26. *Сначев В.И., Шулькин Е.П., Муркин В.П. и др.* Магматизм Восточно-Уральского пояса Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. 179 с.
27. *Соколов В.П.* Строение земной коры Урала // Геотектоника. 1992. № 5. С. 3 - 19.
28. Тектоника Урала. Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1 : 1000000. М.: Наука, 1977. 120 с.
29. Формирование земной коры Урала / Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. М.: Наука, 1986. С. 248.
30. *Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А.* Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 264 с.
31. *Шмелев В.Р., Пучков В.Н.* Габбро-гипербазитовые ассоциации Приполярного Урала // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 113 - 124.
32. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Андезиты толеитовых серий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 2. С. 20 - 29.
33. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Геодинамическая реконструкция среднеуральского альпинотипного шарьяжа // Геотектоника. 1993. № 2. С. 20 - 28.
34. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Постколлизийный девонский магматизм Северного Урала // Геотектоника. 1993. № 4. С. 56 - 65.
35. *Язева Р.Г., Пучков В.Н., Бочкарев В.В.* Реликты активной континентальной окраины в структурах Урала // Геотектоника. 1989. № 3. С. 76 - 85.
36. *Язева Р.Г., Пучков В.Н., Бочкарев В.В.* Геодинамика и металлогения восточной палеоконтинентальной окраины и краевых вулканоплутонических поясов Урала // Геодинамика и металлогения Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 43 - 45.
37. *Bryan W.B., Stice G.D., Ewart A.* Geology, petrography and geochemistry of volcanic islands of Tonga // Jour. Geophys. Res. 1972. Vol. 77. № 8. P. 1566 - 1585.

38. *Gill J.B.* Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin, Heidelberg, New-York: Springer-Verlag, 1981. 385 p.
39. *Schmitt R.A., Smith R.H., Olehy D.A.* Rare earth, yttrium and scandium abundances in meteoritic and terrestrial matter. II // *Geoch. Cosmoch. Acta.* 1964. Vol. 28. P. 67 - 86.
40. *Taylor S.R., Capp A.C., Graham A.L., Blace D.N.* Trace element abundances in andesites. Saipan, Bougainville and Fiji // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1969. Vol. 23. № 1. P. 1 - 26.
41. *Uyeda S.* Subduction zones: an introduction in comparative subductology // *Tectonophysics.* 1982. Vol. 81. № 3/4. P. 133 - 160.

Рецензент: С.В. Руженцев

Silurian Island Arc of the Urals: Structure, Evolution and Geodynamics

R. G. Yazeva, V. V. Bochkarev

Institute of Geology and Geochemistry, Uralian Division, Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg

The Silurian island arc is the oldest suprasubduction structure related to an active margin of the Uralian paleocean. The island-arc complexes occur as isolated terranes scattered between polar latitudes and southern districts of the eastern Urals, and this indicates that original structure was comparable with modern island arcs of the Western Pacific. Within the fold belt the Silurian arc structure is broken into two large segments. The northern one was originally ensialic, while an autochthonous "granitic layer" of the southern segment appeared later. The displacement of the southern part presumably was related to coupling of the Chelyabinsk–Mugodzhary microcontinent with the paleotrench and accretionary wedge. The same event seems responsible for cessation of subduction during the Early Devonian and for the seismofocal zone reversal accompanied by changes in the underthrust movements from frontal to oblique.

УДК 551.242.3(235.15)

МЕЗОЗОЙСКО-ЭОЦЕНОВЫЙ ОКЕАН И МИКРОКОНТИНЕНТЫ ЮЖНОГО-ЦЕНТРАЛЬНОГО ИРАНА

© 1995 г. Дж. МакКолл

Ливерпульский университет, Англия

Поступила в редакцию 19.05.94

Региональное геологическое картирование, охватившее альпийские сооружения Средиземноморского пояса на расстоянии приблизительно 600 км с запада на восток до границы с Пакистаном (квадрат Сараван), с составлением карты этого района и карты района Никшахр, дало новое понимание тектонического строения территории южного-центрального Ирана. Конфигурация Неотетиса в мезозое была здесь унаследована от внешнего океана на юге и внутреннего океана на севере. Эти океаны были разделены тремя микроконтинентами. Закрытие внутреннего океана происходило в различные отрезки времени в разных секторах, начиная с раннего мела по эоцен. Зона субдукции, как и для южного океана, трассируется по комплексу "цветного меланжа". Динамика событий в кайнозое отличалась наличием двух линейных зон субдукции северо-запад-юго-восточного простирания и связанных с ними проявлений известково-щелочного вулканизма. Эоценовая зона субдукции находилась севернее депрессии Джаз Муриан, постэоценовая располагалась несколько севернее.

Постэоценовая зона субдукции прекратила активность после накопления эоценового флиша, тогда как первая (к югу от микроконтинента) испытала перемещение к югу. В конце неогена южная зона субдукции перескочила на современное положение (jumping out) вблизи побережья Макрана. Наклон плоскости субдукции становился, вероятно, более пологим, но проявления известково-щелочного вулканизма продолжались в том же месте, находясь в настоящее время в пределах вулканической цепи Бафтан-Тафтан слабой активности. Эта цепь имеет восток-северо-восточное простирание и расположена в 600 км в глубь континента от фронта субдукции. Особенностью Макрана является вовлечение пород кайнозойского возраста в интенсивное складко- и надвигообразование лишь на поздней стадии диастрофизма в позднем миоцене - раннем плиоцене.

ВВЕДЕНИЕ

С 1976 по 1978 гг. внутренняя область Иранского Макрана была объектом регионального геологического картирования с целью создания основы поисков полезных ископаемых. Для картирования по основным траверсам использовались вертолеты. Из картирования была исключена узкая прибрежная полоса на юге, где аналогичная работа была выполнена Геологической службой Ирана. Картирование было организовано совместной Ирано-Австралийской компанией (Парагон Контех) по контракту с Геологической службой Ирана: северо-восточное окончание квадрата Фанай и северная часть квадрата Никшахр были закартированы Геологической службой Ирана; северная часть квадрата Сараван закартирована компанией Интеркон-Тексас Инструментс. Результаты этих исследований использованы автором при подготовке отчетов по соответствующим листам геологической карты (рис. 1).

На большей части площади внутреннего Иранского Макрана картирование было выполнено в масштабе 1 : 250000 с детализацией для 11 ключевых районов в масштабе 1 : 100000. Итоги

картирования были обобщены в 7 отчетах, подготовленных по единому плану. Эти отчеты представляют значительный прогресс в понимании строения части Альпийского горного пояса, которая до 1976 г. детально не изучалась геологами и рассматривалась в географическом аспекте как сочетание голых яркоокрашенных хребтов. Все карты масштаба 1 : 250 000 и семь отчетов, включая общие итоги проекта, опубликованы целиком или в виде краткой информации Геологической службой Ирана [4 - 10]. Все карты масштаба 1 : 100000 по 11 ключевым районам (Нюу-Дез, Канудж, Минаб, Калез, Манусаджан, Дур-Кан, Дарпан, Авартин, Ремешк, Рамак, Фаннудж и Эспакех) опубликованы с объяснительными записками и доступны для изучения в Геологической службе Ирана (Тегеран). Методология программы вертолетной съемки, разработанная компанией Парагон-Контех, была также опубликована [13]. Тектонические результаты картирования обсуждались ранее [11]. В данной работе проводится синтез данных по тектонике, выполненный на основе завершения составления карт и отчетов для квадратов Никшахр и Сараван, проведенного в сотрудничестве с доктором Дж. Эфтехар-незадом.

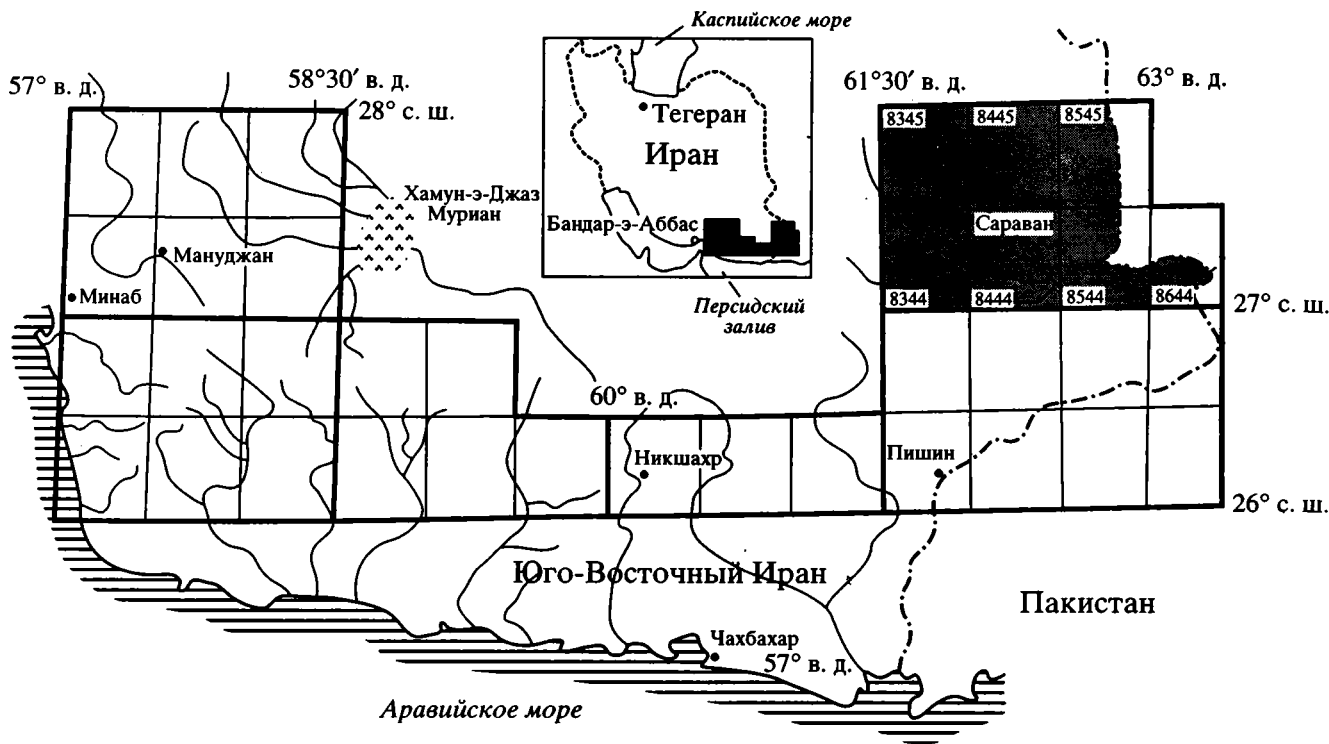


Рис. 1. Схематическая карта расположения 6 квадратов геологической съемки по проекту "Восточный Иран М13 – площадь № 1".

МЕЗОЗОЙСКО-РАННЕПАЛЕОГЕНОВОЕ ВНУТРЕННЕЕ МОРЕ В ПРЕДЕЛАХ МИКРОКОНТИНЕНТА САНАНДАДЖ–СИРДЖАН–БАДЖГАН– ДУР-КАН

Важный вывод о наличии ансамбля отторгнутых от Гондваны микроконтинентов, которые ныне совместно образуют более или менее жесткий континентальный блок Южного Ирана, Пакистана и Афганистана, были получены при составлении отчета по квадрату Сараван [9]. Обнаружение того факта, что микроконтинент Санандадж–Сирджан распространяется к востоку до границы с Пакистаном, совпадающей с хребтом Кух-э-Бирк, явилось еще одним существенным выводом из итогов геологического картирования 1976 - 1978 гг. На западе Макрана этот блок получил ныне название Санандадж–Сирджан–Баджган–Дур-Кан (СС–БД). В его пределах развиты метаморфические породы, вероятно, палеозойского возраста (комплекс Баджган), которые восточнее перекрыты сильно нарушенной толщей нижне- и верхнемеловых известняков, содержащих обломки древних шельфовых известняков каменноугольного, пермского и юрского возраста. К востоку блок становится более узким и метаморфические породы исчезают с поверхности, так как их кровля оказывается глубоко погруженной. Породы, образующие рассматриваемую зону,

после перерыва в обнажениях, вызванного, возможно, сдвигом (*shearing-out*), появляются вновь на северо-востоке в области массива Кух-э-Бирк (лист Сараван). Они представлены здесь верхнемеловыми мелководно-морскими известняками, а также аналогичными пермскими известняками и вулканитами Моргхак, также относящимися, по видимому, к данному блоку (?). Эоценовый разрез находящийся поблизости тектонических единиц Сараван и Заболь существенно наращивает вниз этот разрез шельфовых известняков (единицы Абедан и Йезд), снова отражая мелководно-морскую седиментацию на поверхности данного блока.

Офиолиты к северу и югу от зоны микроконтинента, как это было установлено, представляются образованиями двух меловых океанов. Офиолиты комплексов Банд-э-Зейрат, Дар-Энар, Гандж, Ремешк и Мохтарабад представляют кору внутреннего очень глубокого океана, что следует из развития радиоляритов и пелагических известняков с возрастом от юры до раннего палеоцена. Эти офиолиты преимущественно не нарушены и представляют классическую последовательность с элементами меланжа на локальных участках. Несколько необычным является лишь комплекс Гандж, в котором преобладают пластинчатые дайки среднего и кислого состава. Комплекс "цветного меланжа" к югу от СС–БД микроконтинента является классическим офиолитовым меланжем

тектонического происхождения с радиоляритами и пелагическими известняками с возрастом от юры до раннего палеоцена. Офиолиты в нем представлены, главным образом, небольшими нарушенными фрагментами, но имеются два ненарушенных или частично не нарушенных расслоенных комплекса – Сорхбанд и Рудан с преобладанием ультраосновных пород [6]. Эти офиолиты отчетливо отражают различие в строении двух океанов.

Кроме главной зоны субдукции, выраженной комплексом “цветного меланжа”, имеются свидетельства наличия здесь, возможно, синхронной северной зоны субдукции, которая была активной до раннего палеоцена. Признаком наличия этой зоны являются “голубые сланцы” в районе Рамака (лист масштаба 1 : 100000 квадрата Фаннудж – “В” на рис. 2, в [5]).

Первая реконструкция, следующая из новых данных, была опубликована ранее [16]. Однако она не отражала всей сложной истории региона, поскольку не учитывала наличия широкого внутреннего океана – важной черты области Неотетиса. Три компонента ядра внутреннего микроконтинента: блоки Йезд, Табас и Лут – разделены зонами разломов и смещены по отношению к их начальной позиции (А. Шенгер, устное сообщение). Эти блоки одно время были окружены водами внутреннего океана. Закрытие этого океана было неодновременным в различных секторах. Так, мощные отложения эоценового флиша свидетельствуют о наличии океана до конца эоцена в секторе Систан (квадрат Сараван и прилегающие районы). Последнее накопление эоцен-олигоценного флиша перекрывает восточное окончание микроконтинента СС–БД, которое, вероятно, было сушей на северо-западе Макрана (Минаб). Оно (между Минабом и Фаннуджем, листы масштаба 1 : 100000) перекрывалось лишь небольшими локальными эоцен-олигоценными бассейнами в среднем секторе с накоплением грубых кластических осадков и шельфовых известняков. Глубины морского бассейна увеличивались к востоку, но микроконтинент все еще образовывал хребет, разделяющий два океана. В мелу, палеоцене и раннем эоцене восточное продолжение микроконтинента было областью накопления шельфовых известняков, которая разделяла два глубоководных океанских бассейна. В раннем эоцене к северу и югу от указанного раздела существовали два бассейна с флишевой седиментацией.

Внутренний океан обрамлял ядро Йезд–Табас–Лут и включал так называемые “океан Систан” и “океан Сабзевар”, по терминологии А. Шенгера [16]. Первый океан оставался открытым дольше всего во всех секторах, второй закрылся в раннем мелу. “Океан Систан” отделял ядро Йезд–Табас–Лут от ядра микроконтинента Гельменд–Фарах и был открытым к югу от блока Гельменд в меловом периоде. Кора этого океана

представлена офиолитовым меланжем Талкхаб в квадратах Сараван и Наррех-Ноу [1, 9, 10]. Участок внутреннего океана к югу от ядра Йезд–Табас–Лут был назван “океаном Фаннудж”; его кора представлена обширными по протяженности телами ненарушенных офиолитов, радиоляритов и известняков с *Globotruncana*. Этот океан закрылся в палеоцене, поскольку в эоцене происходило накопление лишь мелководно-морских осадков в локальных бассейнах, которые являлись реликтами бывшего океана (к ним же относится тонкий и прерывистый чехол на хребте микроконтинента СС–БД). Возраст наиболее молодых глубоководных отложений датируется палеоценом по радиоляриям офиолитовом комплексе.

Как следует из интерпретации аэроснимков [2], опубликованных Национальной нефтяной компанией Ирана, офиолиты имеют продолжение в северном направлении к западу от “океана Фаннудж”. Они прослеживаются через районы Бафт и Наин, а затем подходят с запада к офиолитам Сабзевара [11]. Таким образом, мезозойский внутренний океан образовывал кольцо вокруг ядра микроконтинента Йезд–Табас–Лут. Подобно тому, как этот океан сообщался на юго-востоке с сектором “океана Систан”, его ветвь могла протягиваться к северо-западу между блоками Санандадж–Сирджан и Северо-Западного Ирана в Турцию (рис. 2). При этом блок Санандадж–Сирджан является, как известно, продолжением массива Битлис в Турции. Эта главная океанская компонента в структуре Неотетиса может, следовательно, иметь распространение по латерали на тысячи километров. Ее юго-восточное продолжение не известно, так как обнажения меланжа Талкхаб прослеживаются через квадраты Наррех-Ноу и Сараван и затем исчезают в обширной депрессии Машкел, представляющей песчаную пустыню, родственную пустыне депрессии Джаз Муриан в Макране. Последняя образовалась в самом конце плиоцена – квартере, и, таким образом, офиолиты не могут быть прослежены дальше. По предположению Шенгера (устное сообщение), внутренний и внешний океаны, скорее всего, объединяются здесь в единый океан (т.е. в итоге прогрессивного погружения и сужения микроконтинент СС–БД здесь выклинивается). А. Шенгер полагает, что там нет признаков внутреннего океана и микроконтинент СС–БД замыкает его, имея продолжение к северу через сектор Чаман. Хотя возможность такого продолжения не может быть с достоверностью опровергнута. Представляется возможным, впрочем, что блок Гельменд–Фарах был также обрамлен внутренним океаном в мезозое (?). Офиолиты могли быть тектонически совмещены и уничтожены.

Существование весьма протяженного, но узкого отторженца Гондваны – микроконтинента Битлис – СС–БД и внутреннего океана к северу

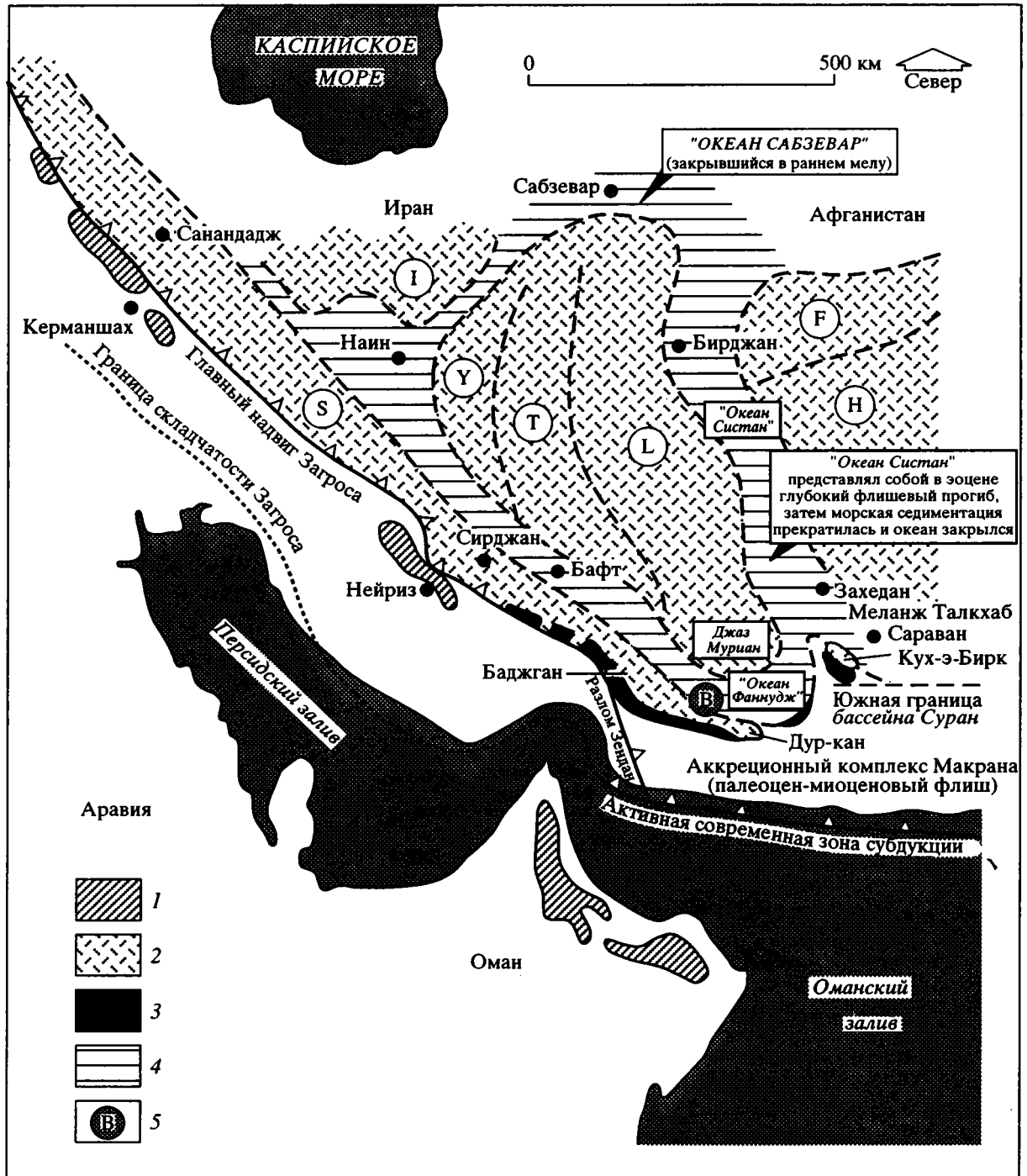


Рис. 2. Главные тектонические элементы южного и центрального Ирана и сопредельных частей Аравии и Пакистана. 1 – офиолиты, расположенные на древней континентальной окраине Аравийского п-ова; 2 – блоки микроконтинентов (S – "пластина" Санандадж–Сирджан–Баджган–Дур-кан; блоки: I – северо-западного Ирана, Y – Йезд, Т – Табас, L – Лут, F – Фарах, Н – Гельменд; 3 – "цветной меланж" южной окраины пластины СС–БД; 4 – офиолиты "Кольцевого океана" к северу и востоку от пластины СС–БД; 5 – выход голубых сланцев на южной окраине "океана Фарнудж", в котором значительное морское осадконакопление прекратилось в раннем палеоцене.

Показан предполагаемый юрско-меловой – раннепалеогеновый внутренний океан, который включает "океан Сабзевар" и "океан Систан" А. Шенгёра с соавторами [16], а также выделенный в настоящей работе "океан Фарнудж". Эти океаны отмечены зонами меловых офиолитов. Кольцевой океан резко отличается от океана, расположенного к югу от вытянутого полосой микроконтинента, представленного комплексом "цветного меланжа". Океаны разделялись в мелу только мелководными шельфовыми морями, перекрывавшими древние шельфовые известняки и метаморфиты фундамента хребта. При закрытии внутреннего океана несколько микроконтинентов в разное время спаялись в жесткий континентальный массив.

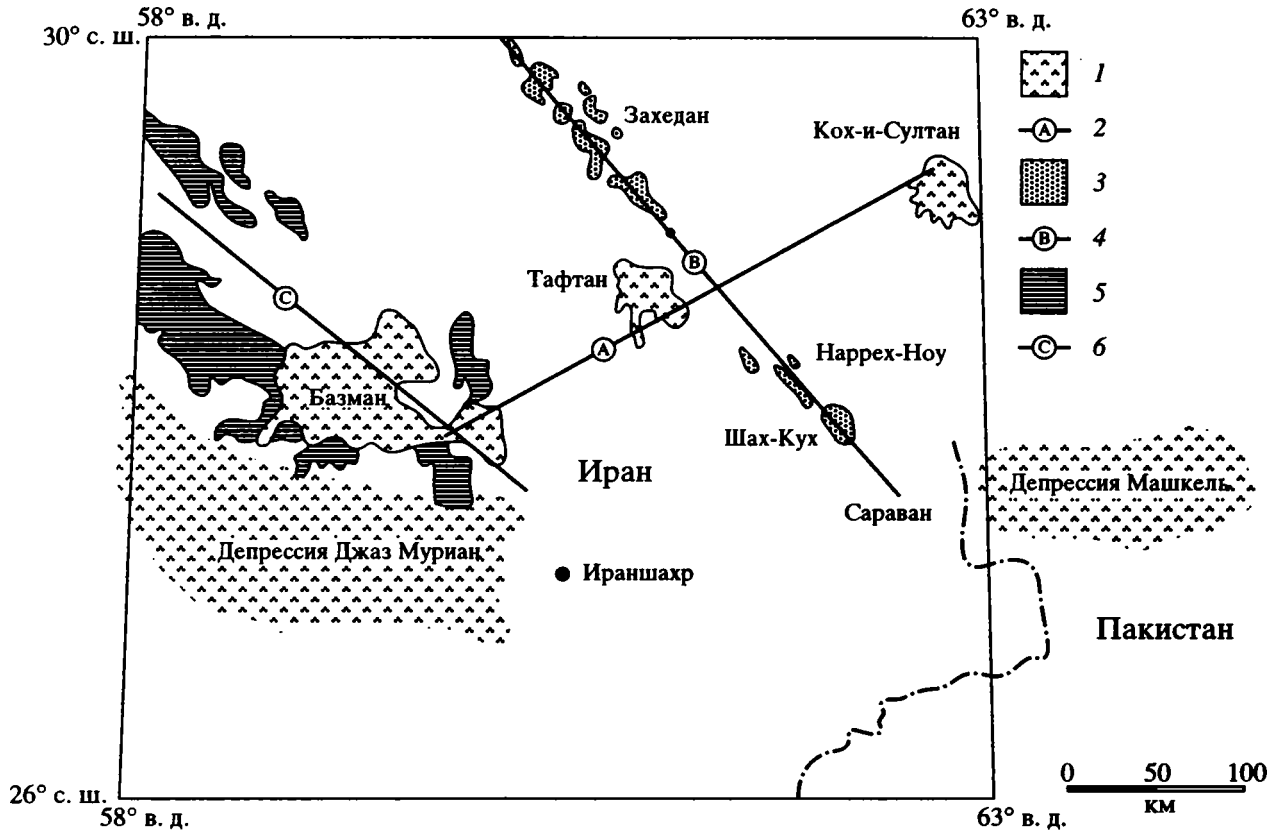


Рис. 3. Схема положения двух цепей отмерших центров кайнозойского известково-щелочного вулканизма и активной цепи.

1 - 6 - известково-щелочные эруптивные центры: 1, 2 - активные: 1 - вулканиты, 2 - их цепь; 3, 4 - олигоцен-миоценовые: 3 - зона Шах-Кух-Захедан (интрузии), 4 - ее цепь (?); 5, 6 - эоценовые: 5 - вулканиты и интрузии, 6 - их цепь. Эоценовый флиш метаморфизован интрузией гранодиоритов Шах-Кух в квадрате Сараван, по-видимому, в олигоцене-миоцене. Западная зона датирована эоценом [2]. Полагают, что эти две цепи относятся к разным зонам субдукции, причем зона Шах-Кух-Захедан связана с субдукцией последнего этапа эволюции океана Систан, перед его окончательным закрытием. Ориентировка современной активной зоны отличается от позиции зон субдукции в эоцене.

от него весьма примечательно. Система внутренней океан - протяженный хребет с тонкой континентальной корой к югу от него напоминает строение некоторых тектонических элементов Индо-Пацифики, где развиты пластины, отторгнутые от окраин мегаконтинентов. Эта зона может иметь даже большую протяженность: она, вероятно, скрыта в секторе субконтинента Индостан-Гималаев, испытавшем коллизию, и затем продолжается через Бирму и Индонезию! Она представляет, вероятно, главный тектонический компонент области Неотетиса. Отсюда возникает проблема - мог ли Неотетис по всей протяженности разделяться на внутренний и внешний мезозойские океаны?

ПРИЗНАКИ ЗОН СУБДУКЦИИ В ПАЛЕОГЕНЕ, НЕОГЕНЕ И КВАРТЕРЕ

На крайнем севере квадрата Сараван развиты гранодиориты массива Шах-Кух, на контакте с которыми метаморфизован эоценовый флиш

Бадаму-Сиахан (на листе карты Наррех-Ноу метаморфиты отнесены к олигоцену-миоцену, но это, возможно, возраст метаморфизма, а не седиментации, которая происходила в эоцене). Позднеэоценовая или раннеолигоценая интрузия, возможно, представляет последнюю вспышку известково-щелочного магматизма после окончательного закрытия океана Систан. Она образует часть косой цепи таких интрузий, которые прослеживаются к северо-северо-западу через Захедан (рис. 3). Цепи этих интрузий и более древних эоценовых известково-щелочных интрузий и вулканитов, прослеживающиеся в северо-западном направлении к депрессии Джаз Муриан, по-видимому, несогласны по отношению к структурам более древних пород внутреннего океана, залегая несогласно по отношению к более древним зонам офиолитов. В данном районе имеются две линейные зоны кайнозойских центров известково-щелочного магматизма, расположенные под небольшим углом одна к другой: одна к северу от депрессии Джаз Муриан и другая вдоль зоны

Шах-Кух–Захедан. Наличие этих зон вызывает предположение, что в палеогене были две зоны субдукции, тогда как в мезозое существовали, возможно, три зоны субдукции, представленные с юга на север “цветным меланжем”, голубыми сланцами сектора Фаннудж и меланжем Талк-Хаб (см. рис. 2). Единственная возможная для палеогена альтернатива включала бы предположение о крупном поперечном разломе, сместившем единую магматическую цепь, но там нет признаков такого разлома, магматические зоны имеют разный возраст (если их датировка на карте, составленной Национальной Иранской нефтяной компанией, корректна), а положение зоны Шах-Кух–Захедан несовместимо с простым ступенчатым продвижением эоценовой зоны по направлению к океану. На современном этапе только южная зона субдукции сохранила активность. Обнажения неогеновых известково-щелочных вулканитов, связанных с этой зоной, отсутствуют, но к югу от эоценового флиша развита мощная толща флиша олигоцен-миоценового возраста. Вторая, северо-восточная, зона субдукции перестала быть активной в палеогене.

Современная зона субдукции протягивается в 100 - 150 км от побережья Индийского океана [17]. Известково-щелочные эруптивы, связанные с этой зоной, представлены вулканическими центрами Базман, Тафтан и Кох-и-Султан, образующими цепь восток-северо-восточного простирания.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ МАКРАНА В КАЙНОЗОЕ

Автор Дж. МакКолл [12] отметил, что история развития Макранской преддуговой зоны в кайнозое резко отличается от модели Дж. Мура и Д. Карига [14] для Зондской преддуговой зоны о-ва Ниас, вблизи Северной Суматры. Как отмечали Дж. Платт с соавторами [15], изучавшие небольшой район в пакистанской части Макрана, миоцен-нижнеплиоценовые отложения склона и шельфа сохраняют последовательность напластования и залегают без четко выраженного несогласия на флишевой толще абиссальной равнины. В иранской части Макрана кайнозойский флиш позднепалеоцен раннемиоценового возраста слагает основные структуры в квадратах Никшар, Пишин и Сараван, не обнаруживая никаких признаков заметной дислоцированности до накопления миоцен-нижнеплиоценовых мелководных осадков. Значительные дизъюнктивно-пликативные дислокации, включающие взбросы и сдвоенные складки (*duplex*), характерные для кайнозоя Макрана (фактически охватывающие и мезозойские отложения), по-видимому, связаны с интенсивным и широко проявившимся кульминационным эпизодом в позднем миоцене – раннем плиоцене,

сопровождаящим перескок зоны субдукции в ее современное положение по направлению к океану, за которым последовало поднятие и накопление перед его фронтом мощной прерывистой толщи фангломератов континентальной молассы плиоцена–плейстоцена.

Дж. Платт с соавторами объясняют такое согласное залегание пологим погружением плоскости субдукции, вызвавшим очень быстрое обмеление бассейна, которое отчетливо видно также и в Иранском Макране. Это весьма пологое современное падение плоскости субдукции подтверждается проявлениями островодужного вулканизма в сотнях километрах от побережья: в вулканических районах Бафтана, Тафтана и Кох-и-Солтана. Вполне очевидно, что Макран ни в коей мере не отвечает модели Дж. Мура и Д. Карига, как свидетельствуют данные геологического картирования. Геологам следует основываться на результатах полевых исследований и не использовать модели, правомерные для других районов. На основании полевых съемок здесь выполнен детальный структурный анализ, который не выявил никаких признаков многофазной складчатости в геологическом строении.

Примечательно, что цепи палеогеновых (эоценовых) центров известково-щелочного вулканизма к северу от депрессии Джаз Муриан расположены не дальше от побережья, чем современная Бафтан-Тафтанская зона слабого известково-щелочного вулканизма (см. рис. 3). Из этого следует вывод о том, что зона субдукции по мере продвижения в течение кайнозоя к югу последовательно выполаживалась (Питер Уэбб, устное сообщение).

Эоценовый флиш в квадрате Сараван (расходящая аккреционная призма Макрана по [16]) фиксирует завершающую стадию внутреннего океана в секторе Систан, в то время как флишевые толщи по всему югу Макрана накапливались в главном (южном) океане. В чрезвычайно мощных эоценовых и эоцен-олигоценных флишевых толщах в квадрате Сараван не обнаруживается нигде заметных несогласий. В отличие от юга здесь отсутствуют морские олигоцен-миоценовые отложения. Сходство структурного рисунка с южными районами Макрана свидетельствует о том, что сложные дислокации и здесь сформировались во время заключительной фазы тектогенеза в миоцене – раннем плиоцене.

Из итогов картирования на юге складывается впечатление, что после главного перескока субдукции в палеоцене происходило последовательное воздымание, поскольку бассейн активного накопления флиша прерывисто перемещался к югу от аналогичного бассейна в эоцене на протяжении олигоцена и раннего миоцена. При этом каждый импульс поднятия создавал область сноса

обломочного материала, отлагавшегося в новом бассейне седиментации южнее. Однако нет никаких интенсивных разломно-складчатых дислокаций морских толщ в Макране до эпохи интенсивной складчатости, образования взбросов и поднятий в конце миоцена – начале плиоцена, причем все эти дислокации образуют тесно связанные упорядоченные системы. Здесь нет также признаков многофазной складчатости, хотя движение по разломам, конечно, возобновлялись позднее и имеются определенные свидетельства несогласий в олигоцене [9].

Предположение о возможности уничтожения поздними деформациями признаков более ранней складчатости также оказалось несостоятельным. В конце миоцена – начале плиоцена весь Макран подвергся единой мощной фазе складчатости, в результате которой кайнозойские отложения обрели современную сложную разломно-складчатую структуру местами с внутренними дислокациями (включая осадочный меланж – [3], с. 295 - 298), и этот процесс сопровождался интенсивным вздыманием, приведшим к накоплению впечатляющих толщ плиоцен-плейстоценовых фанконгломератов (Палами, Тахтун и Наханг – [6 - 10]; и Кеч – в Пакистане). Фронт субдукции постепенно смещался к югу до эпизода главной складчатости в конце миоцена – начале плиоцена и затем переместился резко в его современное положение на севере Оманского залива. О причинах этого пароксизма можно только гадать, но, несомненно, он был связан с коллизией Индийского субконтинента при его движении на север.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

До последнего времени Макран в геологическом отношении был слабо изучен и геотектонические реконструкции базировались на скудном фактическом материале. Внутренний Макран в Иране включает полосу микроконтинента, отделявшего главный южный фронт мел-палеоценовой субдукции от одновозрастного внутреннего океана, представленного, главным образом, нарушенными мел-палеоценовыми офиолитами; в этом океане субдукция также имела место, о чем свидетельствуют “голубые сланцы” и офиолитовый меланж. Эоценовый флиш в квадрате Сараван накапливался на заключительной стадии эволюции этого внутреннего океана, но в других районах океан закрывался раньше. Эоцен, если присутствует вообще, залегает выше меловых офиолитов и представлен мелководными отложениями замкнутых остаточных морских бассейнов и шельфа. Мел-палеоценовые офиолиты, представляющие этот океан, относятся к наиболее обнаженным офиолитам мира и сравнимы с офиолитами Троодос на Кипре. До сих пор они сколько-нибудь детально не изучены. Как внут-

ренный океан, так и микроконтинент и внешний океан представляют главные тектонические структуры области Неотетиса. Они протягиваются, по крайней мере, от Турции до Пакистана. Однако зона микроконтинента может иметь и гораздо большую протяженность. Структура, состоящая из двух океанов, разделенных полосой микроконтинента, возможно, наиболее существенная особенность области Неотетиса. В мезозое здесь, вероятно, существовали одновременно три зоны субдукции, и похоже, что две аналогичные зоны были в кайнозое. Из них северная зона потеряла активность после эоцена, а другая, по всей видимости, была активной и в неогене, а затем, после перескока, действует и поныне. Эта зона характеризуется, по-видимому, очень пологим погружением.

История деформаций в Макране не отвечает модели Дж. Мура и В. Карига [14] и заслуживает дальнейших детальных исследований, особенно в свете данных морских геофизических работ Р. Уайта [17] к югу от побережья Макрана. Эти работы выявили наличие, по-видимому, ранней стадии складчатости у фронта субдукции.

Иранский Макран является не только превосходной лабораторией для изучения офиолитов и меланжа, – здесь хорошо обнажены флиш, мелководные отложения и фангломераты, а для геолога-структурщика здесь имеется интереснейшая тектоническая структура, требующая дальнейшей расшифровки. Кроме того, из миоценовых кораллово-водорослевых известняков собраны кораллы, уступающие по богатству форм только лишь району Индо-Пацифика (МакКолл и др., в печати).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Eftekhar-nezad J.* Map of the Narreh-Now Quadrangle. 1 : 250 000. Geological Survey of Iran, 1993.
2. *Huber H.* Geological map of Iran. 1 : 1 000 000 (and backnotes). National Tehran: Iranian Oil Company, 1978.
3. *McCall G.J.H.* Melanges of the Makran, southeastern Iran / Ed. McCall G.J.H. // Ophiolitic and related melanges. Benchmark papers in geology. Pennsylvania, Stroudsburg: Hutchinson and Ross, 1983. V. 66. P. 292 - 299.
4. *McCall G.J.H.* Area Report, East Iran Project Area № 1. Geological Survey of Iran, 1985. Report № 57. 634 p.
5. *McCall G.J.H.* Explanatory text of the Fannuj Quadrangle Map. 1 : 250 000. 1985. № K14. 409 p.
6. *McCall G.J.H.* Explanatory text of the Minab Quadrangle Map. 1 : 250 000. 1985. № J13. 530 p.
7. *McCall G.J.H.* Explanatory text of the Pishin Quadrangle Map. 1 : 250 000. 1985. № M14. 295 p.
8. *McCall G.J.H.* Explanatory text of the Tahruie Quadrangle Map. 1 : 250 000. 1985. № J14. 454 p.
9. *McCall G.J.H.* Explanatory text of the Nikshahr Quadrangle Map. 1 : 250 000. 1993. № L14. 312 p.

10. *McCall G.J.H.* Explanatory text of the Saravan Quadrangle Map. 1 : 250 000. 1993. № M13.
11. *McCall G.J.H., Kidd R.G.W.* The Makran, Southeastern Iran: the anatomy of a convergent plate margin active from the Cretaceous to Present / Ed. J.K. Leggett // *Trench-Forearc Geology*. Geological Society of London Special Publication. 1982. № 10. P. 387 - 397.
12. *McCall G.J.H., Rosen B.R., Darrell J.G.* Carbonate deposition in accretionary prism settings: Early Miocene coral limestones and corals of the Makran Mountain Range, southern Iran. 1993. (Facies, bieng revised for publication).
13. *McCall G.J.H., Simonian G.O.* The Makran Project – a case history // *Prospecting in Desert Terrain*. London: Institute of Mining and Metallurgy, 1986. P. 31 - 42.
14. *Moore G.F., Karig D.E.* Structural geology of Nias Island, Indonesia: implications for subduction zone tectonics // *American Journal of Science*. 1980. V. 280. P. 193 - 223.
15. *Platt J.P., Leggett J.K., Young J., Raza H., Ala S.* Large-scale sediment underplating in the Makran accretionary prism, southwest Pakistan // *Geology*. 1985. V. 13. P. 507 - 511.
16. *Senghor A.M.C., Altiner D., Cin A., Ustaomer T., Hsu K.J.* The origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwanaland / Eds. Audley-Charles M.G., Hallam A. // *Gondwana and Tethys*. Geological Society of London. Special Publication. 1988. № 37. P. 119 - 181.
17. *White R.S.* Deformation of the Makran accretionary prism in the Gulf of Oman (northwest Indian ocean) / Ed. Leggett J.K. // *Trench-Fore-arc Geology*. Geological society of London. Special Publication. 1982. № 10. P. 357 - 372.

Рецензент: В.Е. Хаин

The Inner Mesozoic to Eocene Ocean of South and Central Iran and the Associated Microcontinents

G.J.H. McCall

Liverpool University, UK

The regional mapping and compilation for the Geological Survey of Iran of the Makran, an Alpine mountain range approximately six hundred kilometres long from west to east, has recently been completed with the preparation of the map and explanatory notes of the Saravan quadrangle on the Pakistan frontier. The compilation of this and the Nikshahr 1 : 250 000 sheet has given a new insight into the geotectonic make-up of southern and central Iran. The configuration of Neotethys in the Mesozoic was that of an outer ocean to the south, a continental sliver extending from the Bitlis massif, Turkey, through Sanandaj and Sirjan, continuing in the Bajgan and Dur-kan complexes of the Makran and tapering to the Kuh-e Birk massif near the Pakistan frontier: and to the north an inner ocean containing the Yazd-Tabas-Lut microcontinent and separating it from both the microcontinental sliver to the south and the Helmand-Farah microcontinental block to the east. This ocean closed at various times from the early Cretaceous to the end Eocene. The site of subduction as well as the southern zone contains abundant Cretaceous-Paleocene ophiolites and associated radiolarites. An Eocene zone of volcanics and intrusions to the north of the Jaz Murian depression and a second post-Eocene zone, extending from Zahedan to the Shah-Kuh granodiorite body in the Saravan quadrangle represent two distinct subduction zones. After the deposition of Eocene flysch the second zone of subduction ceased to be active, but the subduction zone south of the microcontinental sliver moved southwards. It is suggested that the angle of the subduction surface shallowed progressively but the zone of calc-alkaline eruptivity has remained in the same place, being now situated in the Baftan-Taftan volcanic chain about 600 km inland from the subduction front. A peculiarity of the Makran is that all the intense folding, thrust faulting and dislocation of the Cenozoic rocks (including the formation of the sedimentary melange) took place in a late cataclysmic event during the late Miocene – early Pliocene.

УДК 551.242.2(267)

ВНУТРИПЛИТНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА (ПО ДАННЫМ ИССЛЕДОВАНИЙ НА МАСКАРЕНСКО-АВСТРАЛИЙСКОМ ГЕОТРАВЕРЗЕ)

© 1995 г. А. И. Пилипенко

НПО "Южморгеология", г. Геленджик

Поступила в редакцию 04.04.95 г.

На основании анализа сейсмических съемок, выполненных на Маскаренско-Австралийском геотраверзе, получены новые данные о типах и времени проявления тектонических деформаций в северо-восточной части Индийского океана. Приводятся примеры сейсмического изображения деформаций. В Северо-Австралийской котловине с поздне меловой фазой тектонической активности связано формирование поверхности регионального несогласия. В пределах Восточно-Индийского хребта важная роль принадлежит эоценовому событию. Отмечается реактивизация разломов в позднекайнозойское время в Западно-Австралийской котловине. Основные этапы деформаций отвечают времени коллизии континентов и перестройке относительного движения океанических плит.

ВВЕДЕНИЕ

Деформации в северной части Индийского океана были известны еще два десятилетия тому назад [13]. Ранние исследования были сосредоточены преимущественно на Бенгальском конусе выноса, где в осадочном чехле и фундаменте были обнаружены коротковолновые (5 - 20 км) и длинноволновые (100 - 200 км) деформации. Последующими исследованиями в северной части Центральной котловины был установлен повышенный тепловой поток [16] и выявлена высокая внутриплитная сейсмичность [24, 29 и др.].

Для объяснения внутриплитных деформаций Индо-Австралийской плиты были предложены различные плитотектонические модели, сравнительный анализ которых приведен в работе [32]. Общим для этих моделей является то, что деформации в северной части Индийского океана рассматриваются как результат формирования конвергентной границы. Преобладают представления о наличии так называемой "диффузной" границы между Австралийской и Индийской плитами, примерно совпадающей с полосой высокой сейсмичности (рис. 1). Однако при этом обычно полагают, что южнее 5° - 7° ю.ш. деформации отсутствуют либо развиты незначительно.

Выполненные объединением Южморгеология (Роскомнедра) в 1985 - 1989 гг. площадные сейсмические съемки методом НСП (непрерывное сейсмическое профилирование) на Маскаренско-Австралийском геотраверзе (10° - 18° ю.ш.) позволяют внести существенные коррективы в существующие представления о масштабах и времени проявления внутриплитных деформаций в Индийском океане.

В настоящей статье приводится сравнительный анализ данных НСП по внутриплитным де-

формациям, полученных на Маскаренско-Австралийском геотраверзе в Северо-Австралийской, Западно-Австралийской и Центральной котловинах, а также в районе Восточно-Индийского хребта. Некоторые аспекты, посвященные данной тематике, частично рассматривались в публикациях [4 - 6].

В ходе исследований на полигонах Маскаренско-Австралийского геотраверза было отработано около 50000 км профилей НСП (частоты 70 - 130 Гц). В результате анализа и систематизации данных установлено, что океаническое ложе северо-восточной части Индийского океана подвержено разновозрастным и разнотипным деформациям. Сравнительный анализ данных о времени проявления деформаций позволяет сделать заключение о синхронности главнейших событий, совпадающих с временем коллизии континентов и перестройкой относительного движения океанических плит.

В статье впервые приводятся данные о внутриплитных деформациях Северо-Австралийской котловины, океаническое ложе которой по сравнению с другими котловинами имеет относительно более древний (позднеюрский) возраст. Анализ площадных данных НСП свидетельствует о том, что начало внутриплитных деформаций в этой котловине приходится на поздне меловое время.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОТЛОВИНА

Внутриплитные деформации океанической литосферы в северной части Центральной котловины являются уже длительное время известным и широко освещенным в литературе геологическим феноменом [2, 3, 12 - 14, 20, 28, 30]. Главные их отличия заключаются в следующем. Океанический

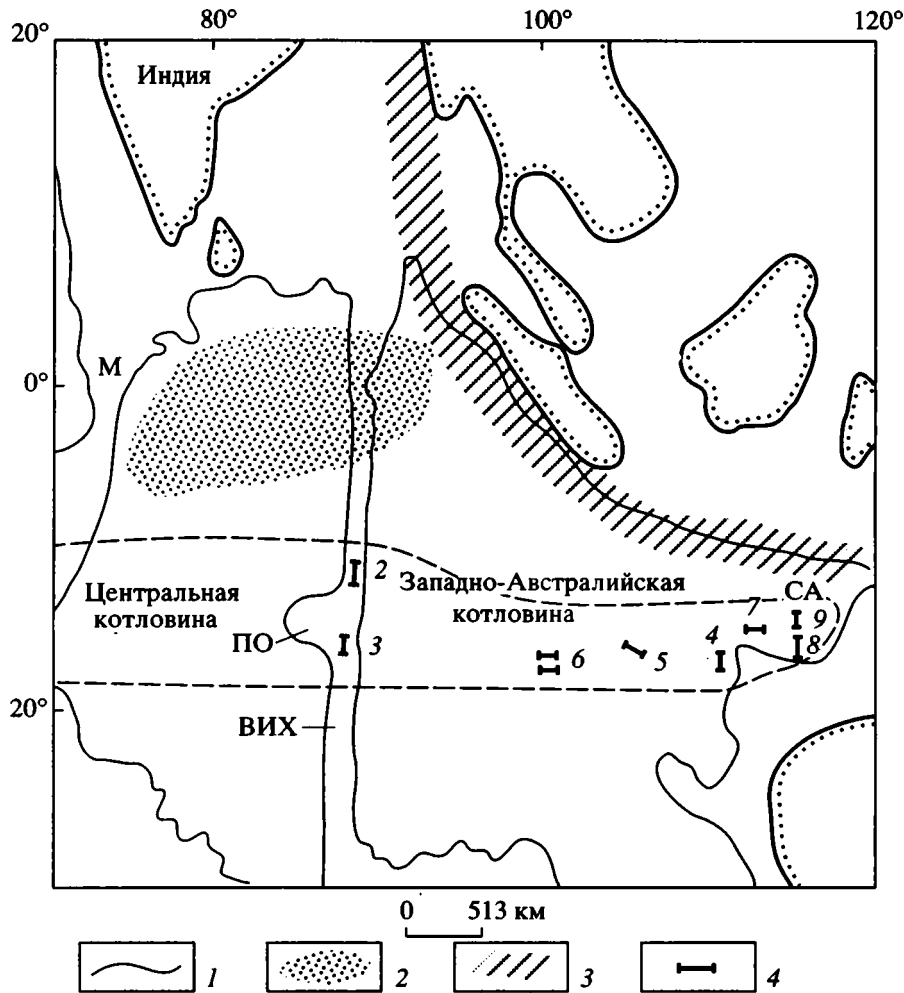


Рис. 1. Обзорная схема с положением фрагментов профилей НСП, иллюстрируемых на рис. 2 - 9.

1 - изобата 4 км; 2 - область современной внутриплитной сейсмичности; 3 - Зондская зона субдукции; 4 - положение фрагментов профилей, иллюстрируемых на рис. 2 - 9 (цифры - номера рисунков). Буквами обозначены: ПО - плато Осборн; хребты: ВИХ - Восточно-Индийский, М - Мальдивский; СА - Северо-Австралийская котловина.

фундамент и перекрывающий его осадочный чехол деформированы в широкие ундуляции широтного простирания с длиной волны 100 - 200 км и амплитудой до 2 км. Эти большие по размерам и крупноамплитудные деформации, как правило, выражены в гравитационном поле, где они проявляются аномалиями в свободном воздухе до 30 - 80 мГал [20, 28]. Осадочный чехол частично либо полностью нарушен крутопадающими разрывами с расстоянием между блоками от 5 до 20 км, которые характеризуются тенденцией выполаживания с глубиной [16, 29]. Отмечается необычно высокая сейсмичность в этом регионе. Фокальные механизмы землетрясений свидетельствуют о преимущественно взбросовом и сдвиговом характере смещений вдоль разрывных нарушений.

В Бенгальском конусе выноса по данным сейсмических исследований и глубоководного буре-

ния выделяются две поверхности несогласия (раннеэоценовая и позднемиоценовая) [13, 14]. Эти несогласия обычно коррелируются с основными этапами коллизии Индостана и Азии [14]. Миоценовое событие обычно рассматривается в качестве главного, с которым связано формирование внутриплитных деформаций и регионально-го сжатия, направленного с юга на север [14].

В результате сейсмических площадных съемок, выполненных НПО "Южморгеология" в 80-е годы, получена дополнительная информация об особенностях геологического строения Центральной котловины южнее экватора (10° - 18° ю.ш.). В юго-восточной части Центральной котловины выделяется плато Осборн, представляющее крупную (длинноволновую) деформацию океанической коры [5], существовавшей уже в предпозднеэоценовое время. Плато Осборн имеет близкие к изометричным очертания в плане с размером

в поперечном сечении до 200 км (по изобате 4000 м). В гравитационном поле плато Осборн характеризуется положительным максимумом силы тяжести [20].

По данным сейсмостратиграфического анализа [4], осадочный чехол на плато Осборн повсеместно подразделяется на два крупных сейсмических комплекса, разделенных внутризеоценовой (?) поверхностью регионального несогласия. В составе нижнего комплекса выделены сейсмофации субаэрального и мелководно-морского генезиса, а также налегающие клиноформные тела у северного подножия плато Осборн [4].

Вдоль северо-западного обрамления плато Осборн в осадочном чехле и поверхности фундамента широкое развитие получили разрывные нарушения типа взбросов [5]. Разрывные нарушения характеризуются падением плоскостей на юго-восток и по времени проявления относятся к разрывам позднемиоцен-четвертичной возрастной генерации. Подобные деформации наблюдаются и юго-западнее плато Осборн (16° - 18° ю.ш.), однако профили НСП обнаруживают здесь также смещения типа сбросов, что свидетельствует о существовании и обстановок растяжения.

Важно отметить, что в юго-восточной части Центральной котловины, сопряженной с южным окончанием архипелага Чагос, а также в районе разлома Индранги отмечается ослабление интенсивности современных деформаций одновременно с усилением роли сбросов. Можно полагать, что в этой части котловины (кора здесь имеет эоценовый возраст), видимо, происходит смена полей напряжения (сжатие сменяется растяжением), что в общем согласуется с информацией о распределении векторов максимальных растягивающих и сжимающих напряжений, определяемых по данным о сейсмичности и интерпретации гравитационных аномалий [24, 28, 29].

ВОСТОЧНО-ИНДИЙСКИЙ ХРЕБЕТ

Восточно-Индийский хребет является крупнейшим линейно вытянутым (приблизительно по меридиану 90°) более чем на 4500 км структурно-геоморфологическим элементом, простирающимся от 9° с.ш. до 32° ю.ш. Согласно данным глубоководного бурения, возраст океанического фундамента хребта становится древнее в том же направлении, что и в смежной Центральной котловине, изменяясь от среднего эоцена на юге до позднего мела на севере [19, 23].

Выполненные на геотраверзе работы позволили определить геодинамические типы многих разрывных нарушений, установить широкое развитие в коре Восточно-Индийского хребта взбросовых и чешуйчатых структур, вызывающих значительную ее тектоническую раздробленность.

Получению информации о тонкой структуре акустического фундамента способствовало использование сейсмической записи с высокой (25 м) плотностью наблюдений.

Анализ временных разрезов НСП позволяет выделить разрывные нарушения, главным образом, двух возрастных генераций. Нарушения ранней возрастной генерации смещают поверхность фундамента и нижнюю осадочную толщу (рис. 2), не затрагивая верхнюю. По времени проявления они отвечают эоценовому событию. Нарушения более поздней возрастной генерации, как правило, смещают весь осадочный разрез с образованием ступенчато-взбросовых (или сбросовых) морфоструктур в рельефе морского дна (рис. 3, А). Время начала их образования приходится, видимо, на поздний миоцен.

В северной половине геотраверза (10° - 14° ю.ш.) наблюдается наиболее значительная раздробленность пород фундамента на мелкие блоки и тектонические чешуи размером 3 - 5 км и менее (см. рис. 2, А). На представленном рисунке отчетливо выделяется поверхность регионального несогласия. На приподнятом блоке фундамента она имеет характер эрозионного среза. Плоскостное срезание произошло, очевидно, в условиях суши. Этот процесс сопровождался интенсивным сжатием Восточно-Индийского хребта и формированием взбросовой и чешуйчато-надвиговой структуры в фундаменте и нижней части осадочного чехла. Поверхность акустического фундамента во многих местах расслоена на отдельные пластины, что надо рассматривать как результат горизонтального срыва и в итоге скучивания (по Ю.М. Пущаровскому) океанского субстрата.

По простираанию Восточно-Индийский хребет дифференцирован на ряд блоков. Они разделены глубокими асимметричными впадинами, трассирующимися поперек вершинной поверхности хребта. Анализ сейсмических профилей показывает, что по особенностям морфологии впадин, степени их асимметрии и ориентации относительно вершинной поверхности Восточно-Индийского хребта выделяются две самостоятельные области, граница между которыми проходит примерно на 15° ю.ш. Эти области отвечают южному и северному звеньям хребта, которые отличаются батиметрическими особенностями и прежде всего шириной. Северное звено хребта имеет ширину, в среднем, 100 км, южное - 160 км.

Северное звено хребта отличается преобладанием однотипной морфологии впадин, заключающейся в том, что они повсеместно выражены в виде грабенных с пологими северными и относительно более высокими и крутыми южными бортами. Расстояние между впадинами составляет, в среднем, 50 - 80 км. Впадины имеют ширину около 15 км при глубине по поверхности фундамента

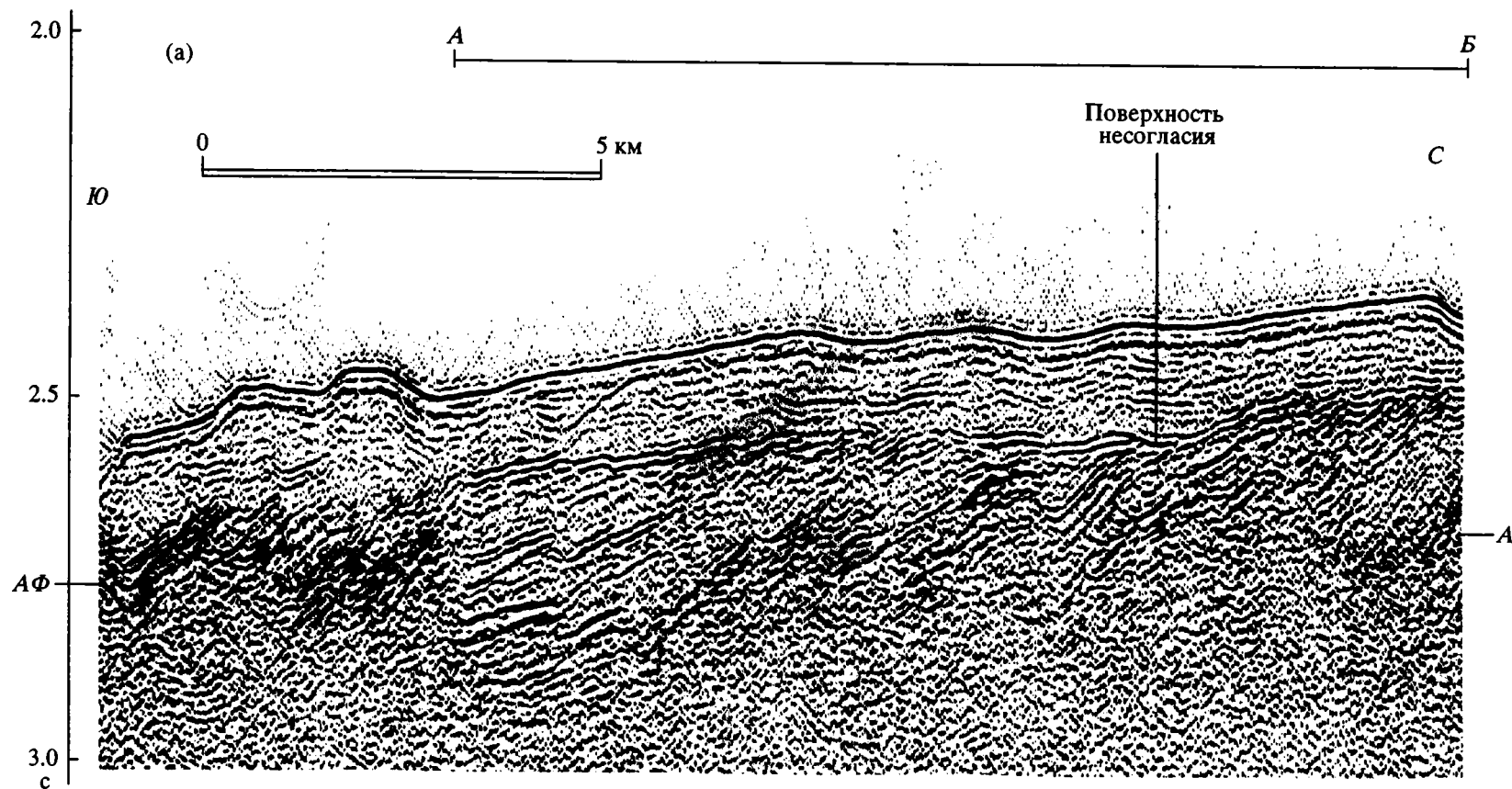


Рис. 2. Мигрированные фрагменты (А, Б) временных разрезов по профилю НСП, иллюстрирующие строение осадочного чехла и акустического фундамента по простиранию Восточно-Индийского хребта в северной части геотраверза. Фрагменты А и Б являются составной частью единого профиля. Линия АБ – перекрытие фрагментом. АФ – акустический фундамент. Вертикальный масштаб – двойное время прохождения сигнала в секундах. Положение рис. 2 см. на рис. 1.

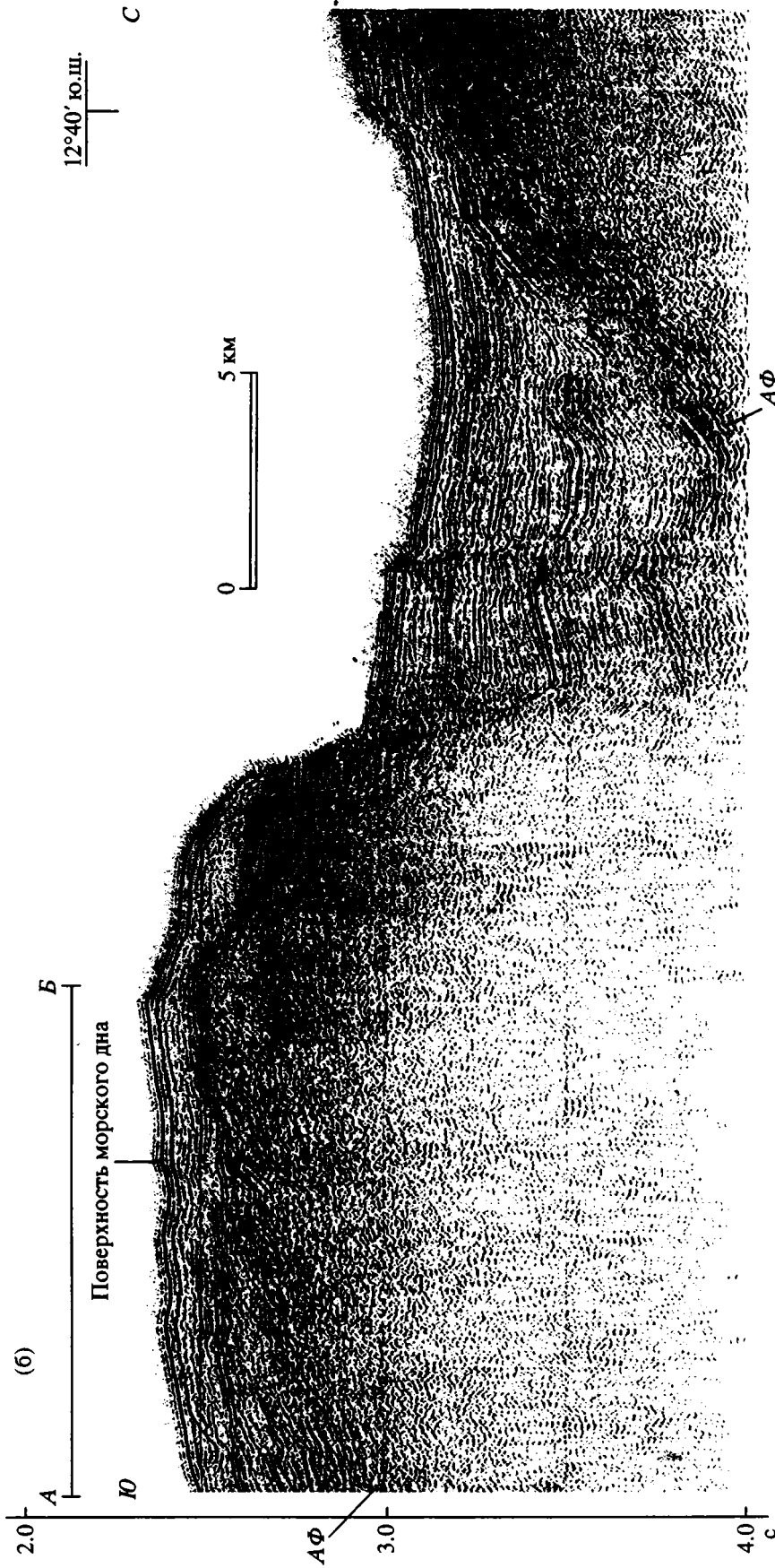


Рис. 2. Окончание.

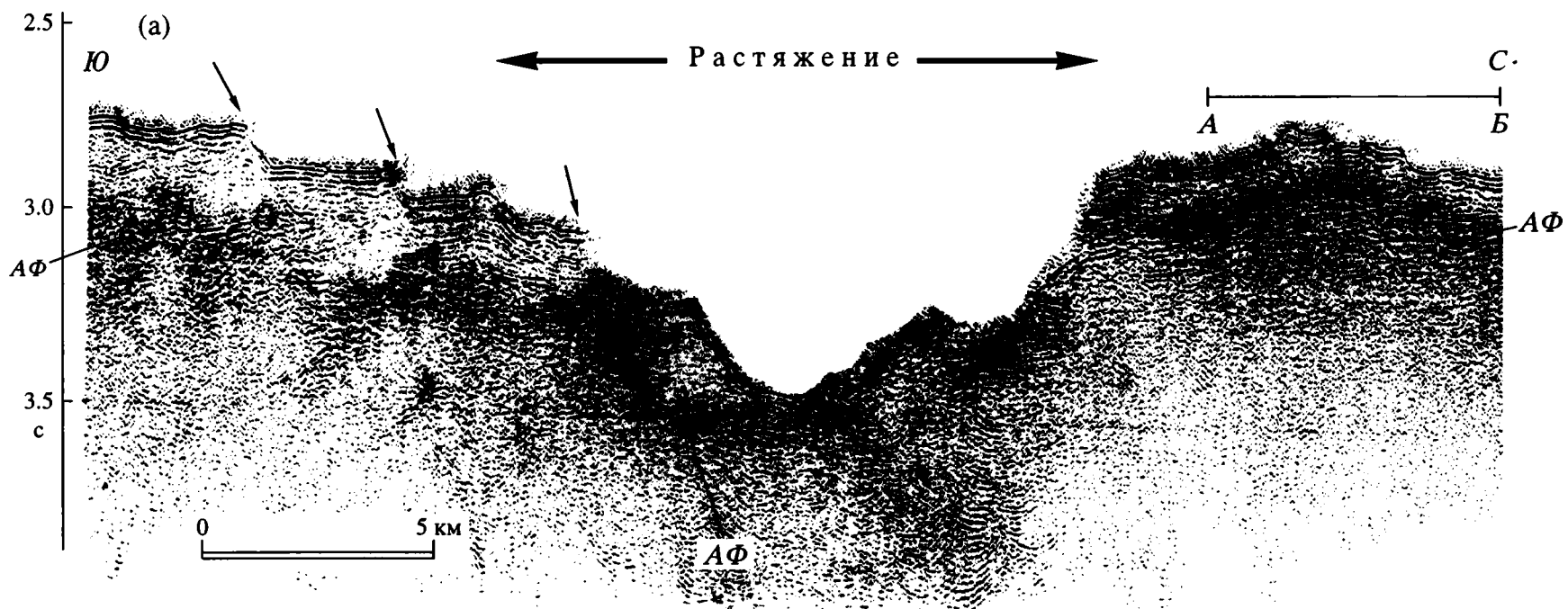


Рис. 3. Фрагменты временных разрезов по профилю НСП через асимметричную впадину (А) и гипотетический "брошенный" рифт (В). Фрагменты являются составной частью единого профиля. Линия АВ – перекрытие фрагментов (А – мигрированного, В – немигрированного). Стрелками показано направление смещения сбросовых блоков. Другие обозначения соответствуют рис. 2. Положение рис. 3 см. на рис. 1.

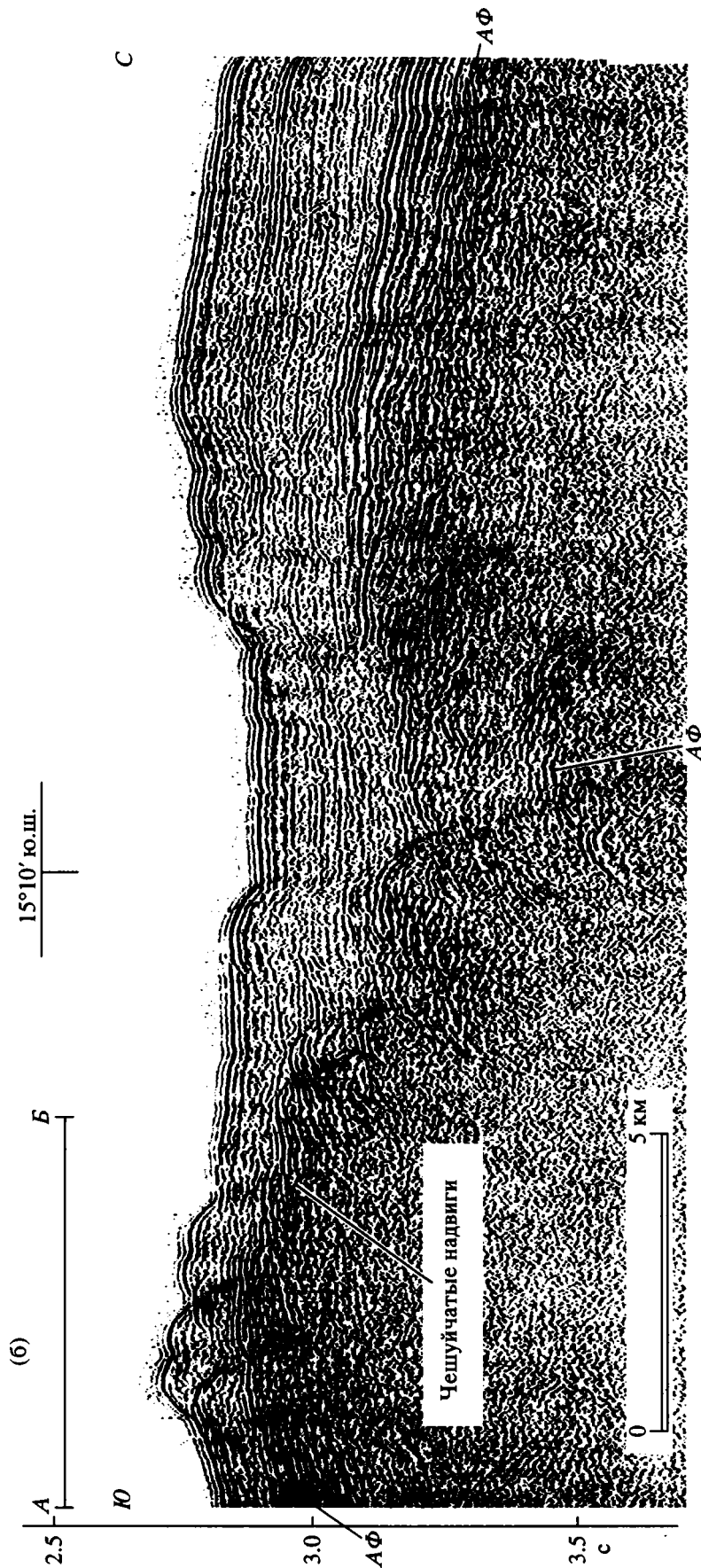


Рис. 3. Окончание.

0.5 - 1.5 км (см. рис. 2, Б). Мощность осадочного чехла в некоторых впадинах превышает 1 км, в то время как фоновое ее значение на вершинной поверхности Восточно-Индийского хребта составляет 300 - 400 м (см. рис. 2).

На южном звене хребта, непосредственно к югу от 15° ю.ш., выделяются впадины с различной морфологической выраженностью, включая и впадины с относительно более пологими южными бортами. Осадочная толща в отдельных впадинах деформирована с образованием асимметричных складок. Последние, как правило, не проявляются в верхних горизонтах чехла. На широте 13° - 16° ю.ш. отмечается усиление роли сбросов во впадинах. На рис. 3, А в современном рельефе дна видна ярко выраженная ступенчато-сбросовая структура южного борта впадины, обусловленная относительно молодым по возрасту растяжением.

Природа впадин остается во многом неясной. В результате выполненных сейсмических исследований НСП на полигоне Маскаренско-Австралийского геотраверза установлено, что поперечные впадины являются специфическим образованием Восточно-Индийского хребта и на смежных сегментах глубоководных котловин не выделяются. В качестве рабочей гипотезы можно предположить, что поперечные грабенообразные структуры документируют последовательное перескакивание (мелкомасштабный джампинг) оси рифта в южном направлении. Это предположение согласуется с палеогеодинамическими реконструкциями [26, 27], выполненными для сегмента между разломами 84° и 90°. Согласно этим реконструкциям, на Восточно-Индийском хребте наряду с глобальным скачком (скачками) весьма вероятное развитие в палеоценовое и эоценовое время получили и скачки на небольшие расстояния [26].

Перескок оси спрединга предполагает формирование нового рифта на старой океанической литосфере. Эволюционная последовательность этого процесса наиболее полно рассмотрена в работах [1, 26] и включает следующие основные стадии: растяжение и утонение океанической литосферы с образованием глубокой топографической впадины, воздымание высокотемпературного мантийного материала, переход от рифтогенеза к спредингу на новом спрединговом центре, прекращение спрединга на старом.

Таким образом, результат перескока оси спрединга отражается в рельефе океанического фундамента в существовании закономерной системы, состоящей из старого ("отмершего") спредингового хребта, нового спредингового хребта, сформировавшегося на старой океанической литосфере, и двух шовных зон. Последние представляют собой контакт разновозрастных литосферных блоков, сформировавшихся на новом и старом спрединговых центрах. Как показано в работе [22], эти шовные зоны расположены симметрично относительно новой оси разрастания и отображаются

в рельефе дна глубокими топографическими впадинами. Дж. Маммерикс и Д. Сэндвелл [22] назвали их проксимальной, расположенной ближе к "брошенному" центру спрединга, и дистальной, находящейся на удалении от последнего.

Таким образом, можно полагать, что поперечные впадины на Восточно-Индийском хребте представляют собой древние шовные зоны. В их пределах наблюдается скачок уровня глубин разновозрастных литосферных блоков. С изложенных выше позиций опущенный блок на фрагменте рис. 2, Б соответствует более древней коре, испытавшей рифтогенез (проксимальная впадина). Приподнятый блок соответствует, надо полагать, более молодой коре, образовавшейся после перескока оси спрединга в новое положение. Дистальная впадина в ходе стационарного спрединга мигрировала в южном направлении.

Асимметричная впадина, показанная на рис. 3, А, по всей видимости, также соответствует древней шовной зоне. Последняя, будучи потенциально ослабленной зоной литосферы, испытала реактивизацию тектонических движений в плиоцен-четвертичное время.

Косвенными признаками, указывающими на джампинговую природу впадин, является наличие в рельефе акустического фундамента между впадинами относительно симметричных структурных форм, которые интерпретируются как "брошенные" рифты (отмершие центры спредингов). В их осевой части, хотя и непоследовательно, наблюдается центральный грабен (см. рис. 3, Б). "Брошенные" рифты, в основном, обнаруживаются в пределах северного звена хребта. Они располагаются на расстоянии около 25 - 30 км от осевых частей впадин, причем ближе к их южным бортам. "Брошенные" рифты характеризуются, как правило, взбросовой структурой поверхности акустического фундамента. Это обусловлено, видимо, компенсационным сжатием, возникающим в отмирающем рифте и направленным со стороны раскрывающегося нового рифта. Этим, по-видимому, можно объяснить тот факт, что южные склоны "брошенных" рифтов испытали более интенсивное сжатие, нередко с образованием чешуйчатых структур в фундаменте (см. рис. 3, Б).

ЗАПАДНО-АВСТРАЛИЙСКАЯ КОТЛОВИНА

Детальный анализ геофизических, в первую очередь, сейсмических, материалов, полученных в Западно-Австралийской котловине в полосе Маскаренско-Австралийского геотраверза между 13° - 18° ю.ш., указал на широкое развитие здесь внутривпадных деформаций литосферы [6]. Как и в Центральной котловине, они выражены в блоковой раздробленности пород фундамента и осадочной толщи, многочисленных тектонических нарушениях, складчатом характере осадков.

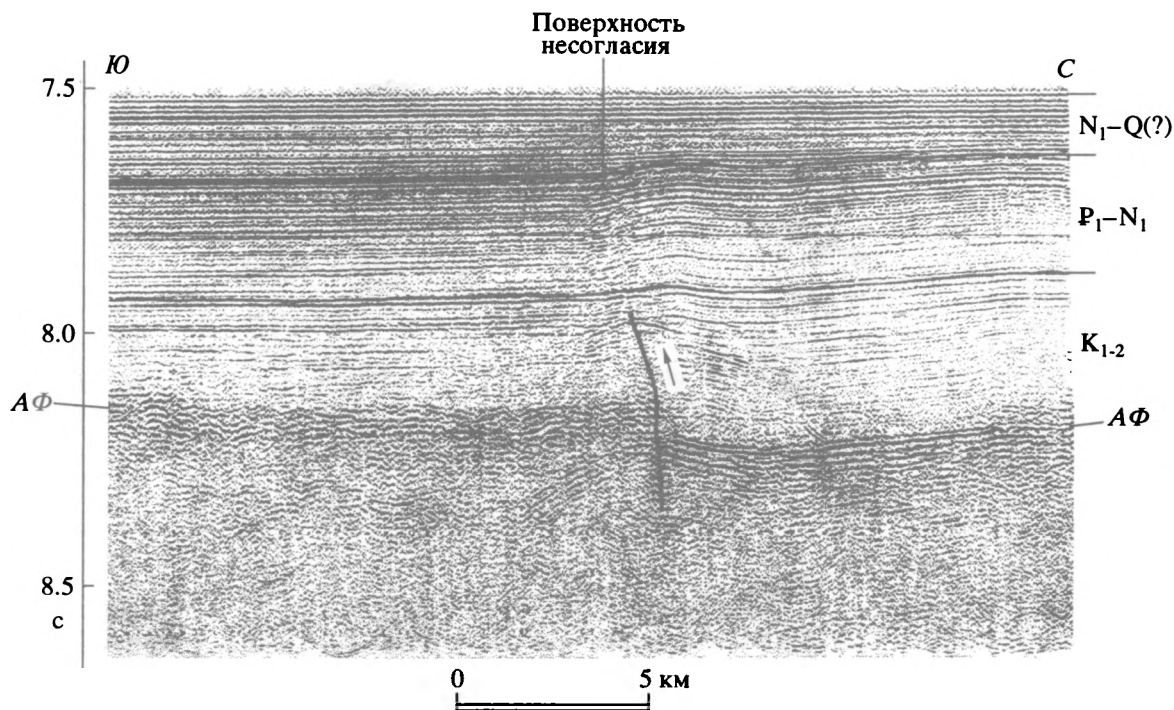


Рис. 4. Мигрированный фрагмент временного разреза по профилю НСП, иллюстрирующий внутриплитовые деформации в зоне сдвига на равнине Гаскойн.

Стрелкой показано направление смещения приразломного блока в миоценовое время. Другие обозначения соответствуют рис. 2. Положение рис. 4 см. на рис. 1.

По особенностям проявления деформаций выделяются две тектонические области (Восточная и Западная), которые отвечают двум различным фазам спрединга. Океаническая кора Восточной области формировалась в результате дрейфа Большой Индии в СЗ-ом направлении в меловой период (от 134 до 96 млн. лет) [25]. Около 96 млн. лет назад произошла дискордантная перестройка относительного движения Индийской и Австралийской плит и спрединг стал субмеридиональным. Разрастание океанического дна Западной области происходило от широтного спредингового хребта (Вартон), отмершего в эпоху аномалии 20 (эоцен) [16, 21].

Обнаруживаются определенные отличия в распределении и стиле деформаций коры в указанных областях. Наиболее древняя (раннемелового возраста) кора располагается на крайнем востоке Западно-Австралийской котловины (равнина Гаскойн). Анализ полученных данных позволяет сделать вывод о наличии на равнине Гаскойн разновозрастных пликтивных и дизъюнктивных деформаций, интенсивность которых постепенно возрастает в западном направлении. Большинство нарушений здесь идентифицируется как взбросы и сдвиги, которые наиболее выразительно выделяются соответственно на субширотных и субмеридиональных профилях.

На рис. 4 приведен фрагмент временного разреза по профилю НСП через субширотный раз-

лом, движения по которому носили характер сдвига с компонентой сжатия. Возникновение самого разлома в фундаменте равнины Гаскойн относится еще к раннему мелу. Образовавшийся тектонический уступ был вскоре заполнен осадочным материалом. Однако в миоценовое время разлом испытал реактивизацию, в результате чего турбидитовые слои на северном крыле разлома были смяты в пологие складки. Они дислоцированы конформно и имеют отчетливо инверсионный характер: нисходящие движения раннемелового времени в зоне разлома сменились восходящими в миоценовое время.

Зона наиболее деформированной коры на самом западе Восточной области картируется между меридианами 102° - 105° в.д. Здесь на профилях НСП выделен останец "брошенного" срединно-океанического хребта поздне мелового возраста с азимутом простираения около 35° [6]. Его структурный план в значительной степени был изменен последующими деформациями сжатия и растяжения [6]. В северной части Маскаренско-Австралийского геотраверса в поперечном сечении он хорошо выражен в рельефе дна. Сейсмическое изображение западного фланга хребта показано на рис. 5, на котором можно наблюдать структуры сжатия и растяжения. Поверхность акустического фундамента местами не имеет четкой динамической выраженности. Это связано, видимо,

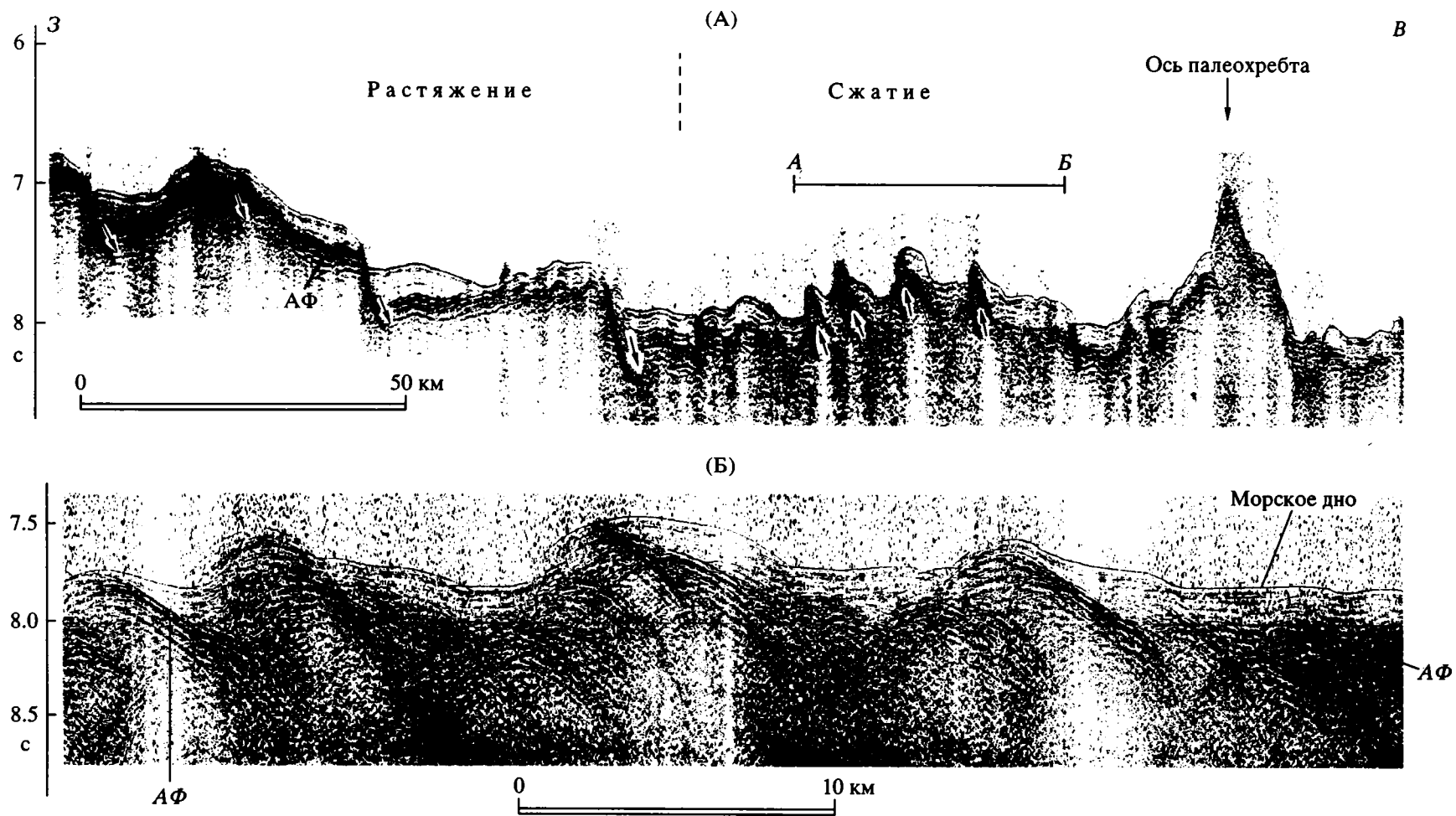


Рис. 5. Фрагмент временного разреза по профилю НСП, иллюстрирующий строение осадочного чехла и фундамента на западном фланге "брошенного" срединно-океанического хребта (А), и сейсмическое изображение участка АВ (взбросо-надвиговой зоны) в крупном масштабе (Б).

Стрелками показано направление смещения блоков вдоль разрывных нарушений. Другие обозначения соответствуют рис. 2. Положение рис. 5 см. на рис. 1.

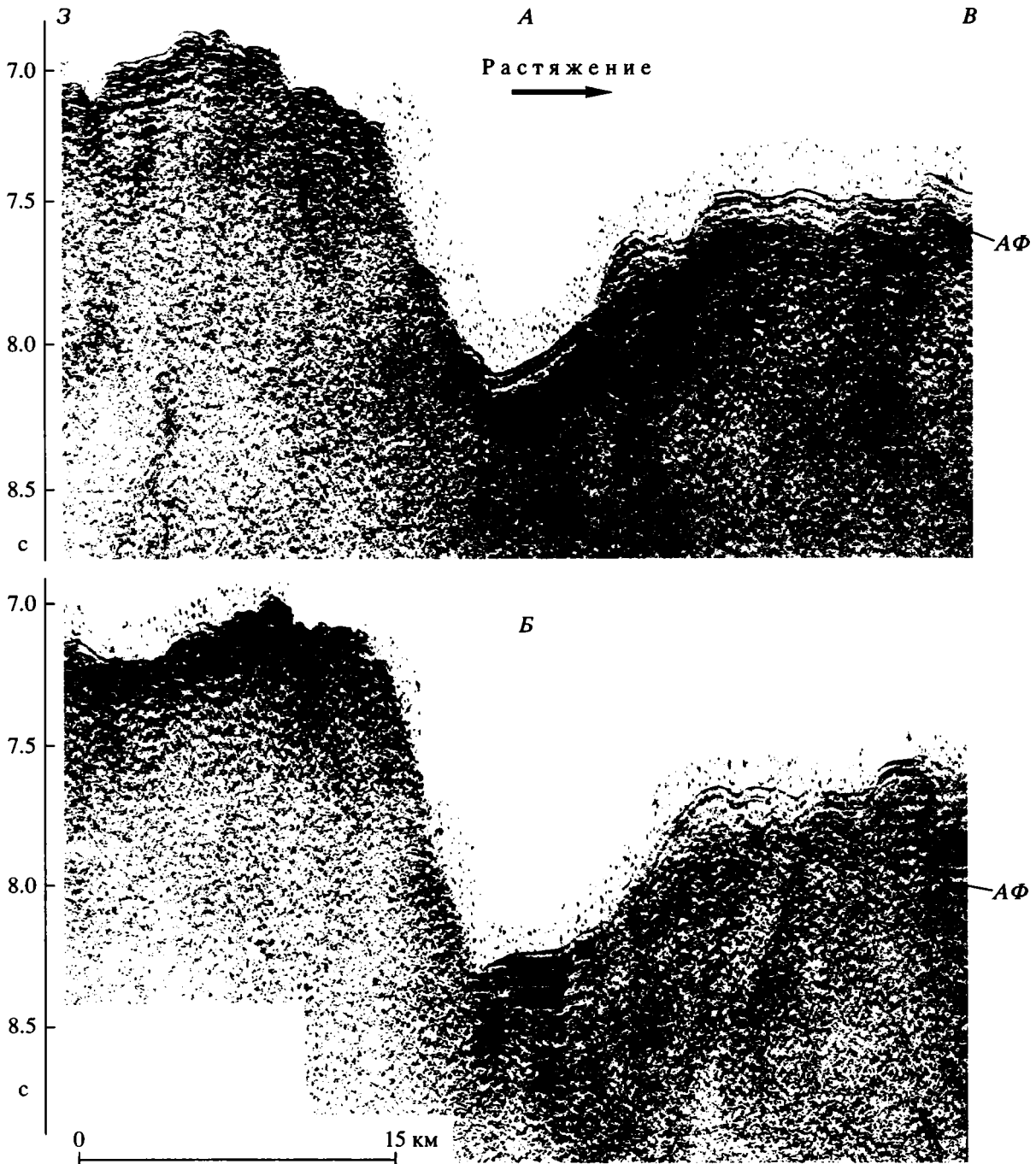


Рис. 6. Фрагменты временных разрезов по профилю НСП через разломную зону Инвестигейтор на широте $16^{\circ}10'$ ю.ш. (А) и $17^{\circ}10'$ ю.ш. (Б).

Условные обозначения соответствуют рис. 2. Положение рис. 6 см. на рис. 1.

с раздробленностью пород фундамента вследствие срыва и движения их по латерали.

В западной части Западно-Австралийской котловины (Западная область) геодинамические типы нарушений определяются, в основном, сдвиговыми смещениями вдоль региональных разломных зон субмеридионального простирания (пассивных

следов трансформных разломов). На основании анализа особенностей залегания осадков в днищах приразломных трогов можно сделать вывод, что деформации здесь имеют, в основном, молодой (плиоцен-четвертичный) возраст. На рис. 6 приведены фрагменты временных разрезов НСП через разломную зону Инвестигейтор – разлом 98° ,

вдоль которого линейные магнитные аномалии 32 - 33 (поздний мел) испытывают левостороннее смещение [21]. Деформации растяжения (очевидно, со значительной сдвиговой компонентой смещения) в виде узких трещин, заполненных осадками, и наклонных блоков характерны для этого линейного трога.

Усиление контрастности и выразительности относительно молодых по возрасту деформаций отмечается близ зон региональных разломов 92°, 94°, а также в Восточно-Индийском желобе. В последнем установлены постседиментационные наклонные турбидитных слоев, очевидно, первоначально залегающих горизонтально [4]. Это позволяет сделать вывод об оживлении сдвиговых тектонических движений в плиоцен-четвертичное время на восточной границе Восточно-Индийского хребта.

СЕВЕРО-АВСТРАЛИЙСКАЯ КОТЛОВИНА

Северо-Австралийская котловина ограничивается континентальной окраиной Австралии на юге и востоке (плато Эксмут и Скотт), краевым валом Зондского желоба на севере и возвышенностями Джой и Роу на западе [2, 17]. Дно котловины имеет сглаженную, почти ровную поверхность, полого наклоненную в южном направлении. Большая часть морского дна котловины (так называемая абиссальная равнина Арго) лежит на глубинах более 5000 м. В строении осадочного чехла Северо-Австралийской котловины по данным бурения скв. DSDP261 и ODP765 принимают участие отложения от верхнеюрских до современных [11, 18]. В котловине выделены линейные магнитные аномалии М 26–М 16, идентифицированные как позднеюрские. Они испытывают правостороннее смещение вдоль разломных зон СС3-го простираения [15].

Нами выполнен сейсмостратиграфический анализ материалов НСП с расчленением разреза на специфические сейсмокомплексы и подкомплексы. Стратификация отражающих горизонтов, разделяющих сейсмические комплексы, произведена по увязке с сейсмическим профилем Джойдес Резолюшн-1, отработанным между скважинами 765 и 261 [11]. Стратиграфический возраст сейсмокомплексов, иллюстрируемых на рис. 7 - 9, приводится ниже в таблице. В таблице приводятся также данные о средних (фоновых) значениях мощностей сейсмокомплексов в депоцентрах осадконакопления.

В гипсометрически наиболее погруженных участках котловины надфундаментный комплекс СК-6 удается расчленить на два подкомплекса (СК-6-1 и СК-6-2), граница между которыми условно проходит между верхним и нижним мелом.

Широкое развитие в осадочном чехле получили пологие ундуляции с размерами 15 - 20 км и ме-

нее (см. рис. 7). Большинство тектонических нарушений в рельефе поверхности океанического фундамента идентифицируются как взбросы. Они погружаются, в основном, в южном направлении (см. рис. 8). Кроме того, во многих местах устанавливаются тектонические смещения типа сбросов (см. рис. 9). Разрывные нарушения, как правило, загущают в нижнем надфундаментном комплексе (СК-6) на разных стратиграфических уровнях (см. рис. 8, 9). На рис. 9 обращает внимание отсутствие динамически выраженного отражения от поверхности океанического фундамента в пределах горстообразного выступа фундамента, что, возможно, является следствием значительной тектонической раздробленности пород, обусловленной дифференцированными тектоническими движениями.

Установлено, что основные деформации сжатия в Северо-Австралийской котловине произошли еще на ранней стадии тектонической эволюции (в раннем и позднем мелу). С позднемеловой фазой горизонтального сжатия связано формирование в рассматриваемом регионе регионального несогласия. Как видно из рисунка 7 (правая часть), подошвенное несогласие в основании нижнекайнозойской преимущественно горизонтально-слоистой осадочной толщи выражено очень отчетливо. Над приподнятым блоком фундамента у верхней границы СК-6 отмечается последовательное выпадение из стратиграфической последовательности слоев, принадлежащих раннекайнозойскому интервалу разреза. При этом выклинивание происходит по схеме подошвенного налегания (on lap). Подобная сейсмическая картина наблюдается на профиле НСП в районе скв. 261, где бурением установлено отсутствие в разрезе отложений от палеоцена до среднего миоцена включительно [18].

На рис. 7 (левая часть) показано также угловое несогласие, обусловленное тектоническими деформациями более поздней (миоценовой) генерации. Перекрывающие это несогласие осадочные толщи характеризуются существенно горизонтально-слоистым типом залегания.

С плиоценовой фазой тектонической активности (горизонтального сжатия) связано формирование в осадочном чехле Северо-Австралийской котловины малоамплитудных (первые градусы) пликативных деформаций и пограничных флексур. Показательно, что плиоценовые деформации более выразительно выделяются на субмеридиональных профилях, что позволяет сделать заключение о преобладающем напряжении, направленном в сторону Зондской дуги (т.е. с юга на север). На фрагменте временного разреза (см. рис. 9) видно, что изменение условий залегания осадочных пород, обусловленное относительно молодыми (плиоценовыми) тектоническими движениями,

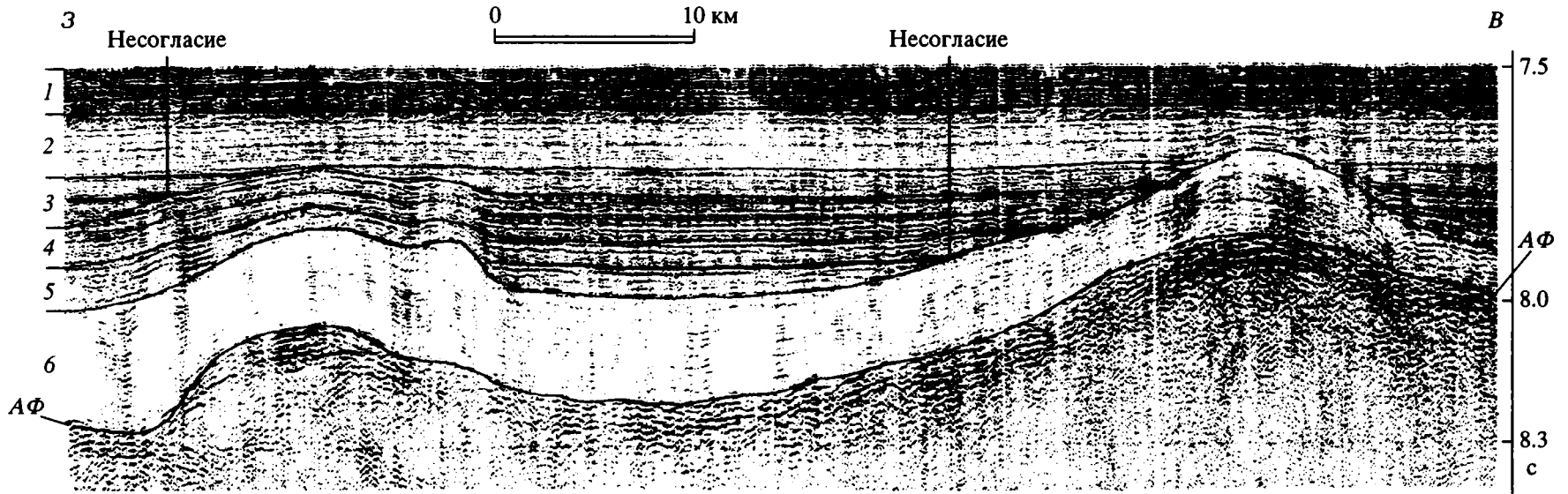


Рис. 7. Фрагмент профиля НСП, иллюстрирующий тектонические деформации в западной части Северо-Австралийской котловины. Стрелками показано подошвенное налегание у верхней границы сейсмокомплексов. Цифрами (1 - 6) обозначены сейсмические комплексы. Другие обозначения соответствуют рис. 2. Положение рис. 7 см. на рис. 1.

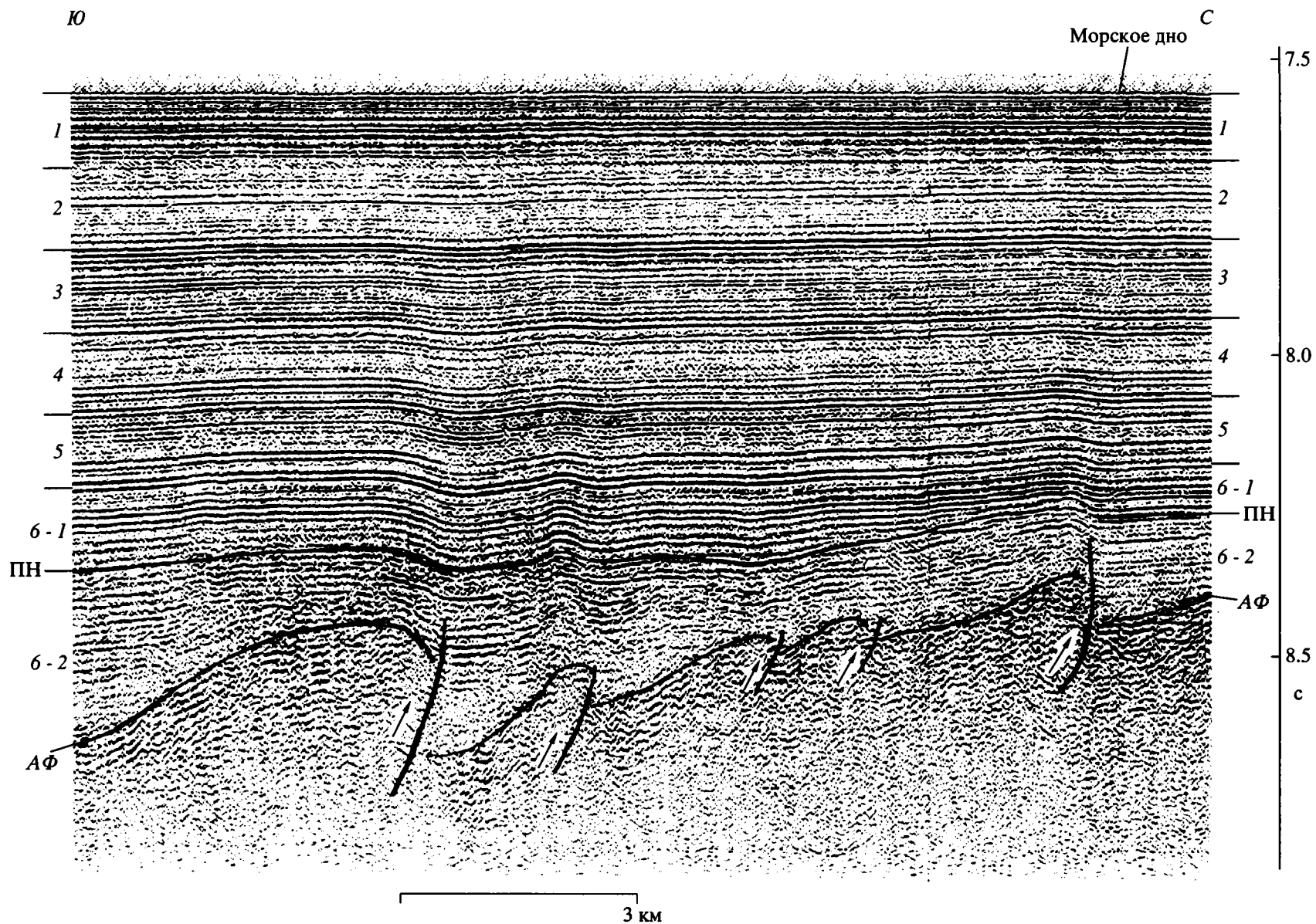


Рис. 8. Мигрированный фрагмент профиля НСП, иллюстрирующий тектонические деформации в центральной части Северо-Австралийской котловины. Стрелками показано направление смещения взбросовых блоков вдоль разрывных нарушений. Цифрами обозначены сейсмические комплексы. Другие обозначения соответствуют рис. 2. Положение рис. 8 см. на рис. 1.

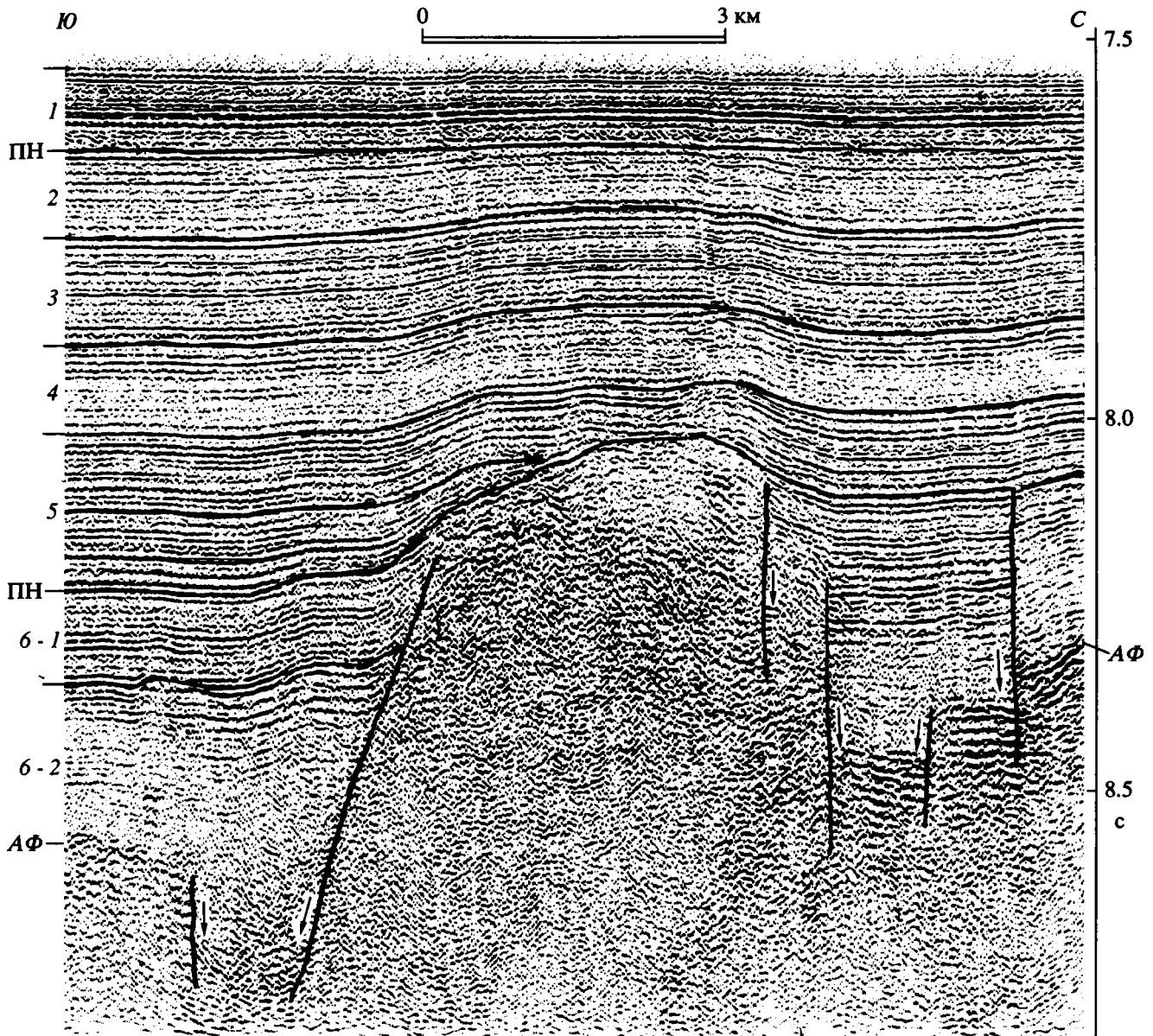


Рис. 9. Мигрированный фрагмент профиля НСП, иллюстрирующий тектонические деформации в центральной части Северо-Австралийской котловины.

Горизонтальной стрелкой показано подошвенное налегание (ПН – поверхности-несогласий), вертикальными стрелками – направление смещения сбросовых блоков. Цифрами (1 - 6) обозначены сейсмические комплексы. Другие обозначения соответствуют рис. 2. Положение рис. 9 см. на рис. 1.

наблюдается между структурными толщами СК-1 и СК-2. Накопление верхней структурной толщи (СК-1) происходило в относительно спокойных тектонических условиях.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

1. В Центральной котловине позднемиоценовые деформации обычно рассматриваются как “отклик” на сжимающие напряжения, возникшие

в результате столкновения Индостана с Евразией. Преобладают представления о наличии между Индийской и Австралийской плитами “диффузной” границы, примерно совпадающей с полосой высокой сейсмичности [24, 31, 32 и др.]. Однако единой точки зрения о площадном характере распространения этой диффузной границы в пределах Индо-Австралийской плиты не существует. Обычно считают, что “диффузная” граница ограничивается на востоке Восточно-Индийским хребтом и в пределы Западно-Австралийской

Сейсмические комплексы Северо-Австралийской котловины

Сейсмические комплексы (СК)	Стратиграфический возраст	Средняя мощность
СК-1	Поздний плиоцен – плейстоцен	100
СК-2	Поздний миоцен – поздний плиоцен	110
СК-3	Поздний миоцен	130
СК-4	Средний – поздний миоцен	140
СК-5	Палеоген – средний миоцен	180
СК-6	Поздняя юра – мел	330

котловины не распространяется либо занимает ограниченную по размерам площадь [31, 32]. Более расширительное толкование “диффузной” границы с включением значительной по размерам северной части Западно-Австралийской котловины приводится в работе [24].

Исследования на Маскаренско-Австралийском геотраверзе показали, что определение контуров “диффузной” границы является непростой задачей, поскольку деформации как в Центральной котловине, так и на Восточно-Индийском хребте и в смежной Западно-Австралийской котловине рассеяны на значительно большей площади, чем это предполагалось ранее. В отличие от северной части Центральной котловины, для которой, в основном, характерны субширотные простирания зон внутриплитных деформаций, к югу от экватора наметилась преимущественно ЮЗ-СВ-ая зональность пространственного положения позднемiocеновых структурных неоднородностей.

Полученные материалы позволяют сделать вывод, что эоценовое событие играло также важную роль в формировании современного структурного облика Центральной котловины. Интенсивное сжатие и воздымание Восточно-Индийского хребта в эоценовое время сопровождалось короблением коры и в пределах плато Осборн. Последнее в качестве самостоятельной морфоструктуры существовало уже в эоценовое время, а его сводовая часть подвергалась субазральной эрозии [4].

2. На Восточно-Индийском хребте в пределах изученного сегмента (10° - 18° ю.ш.) океаническая кора испытала интенсивное сжатие на ранней стадии его эволюции. Площадные исследования НСП свидетельствуют о преимущественно взбросовой и чешуйчатой структуре фундамента на вершинной поверхности Восточно-Индийского хребта. В осадочном чехле выделяются деформации двух возрастных генераций-внутриэоценовой и позднемiocен-четвертичной. Важная роль в фор-

мировании современного структурного облика Восточно-Индийского хребта принадлежит эоценовому событию. Отдельные наиболее приподнятые фрагменты хребта в эоценовое (?) время вывелись из-под уровня моря и подвергались континентальной эрозии.

Установлено, что поперечные асимметричные впадины являются структурами древнего заложения, своеобразными глубинными швами (“шрамами”) в консолидированной коре, документирующими, на наш взгляд, скачкообразное перемещение оси спредингового хребта в южном направлении в раннекайнозойское время. Такая интерпретация согласуется с палеогеодинамическими реконструкциями [26]. Многие из этих глубинных швов, будучи потенциально ослабленными зонами литосферы, испытали оживление (реактивизацию) в позднемiocен-четвертичное время с образованием как структур сжатия, так и структур растяжения.

3. Характер проявления деформаций в Западно-Австралийской котловине весьма неравномерен. Западно-Австралийская котловина в ходе тектонической эволюции прошла сложный путь развития с перестройкой относительного движения Индийской и Австралийской плит около 96 млн. лет назад [25], приведшей к значительным деформациям коры и трансформации глубин в окрестности “брошенного” срединно-океанического хребта. Это событие совпало с началом внутриплитных деформаций на равнине Гаскойн. Анализ профилей многоканального сейсмического профилирования, обработанных на равнине Гаскойн, показал, что сжатие в осадочный чехол передалось по глубинным надвигам. Они испытывают погружение в западном направлении. На западном фланге “останца” палеосредингового хребта (см. рис. 5), напротив, разрывные нарушения погружаются в восточном направлении.

Внутримиоценовая фаза тектонической активности привела к реактивизации и оживлению многих разрывных нарушений в коре мелового возраста Западно-Австралийской котловины. Миоценовые деформации на равнине Гаскойн носили преимущественно эпизодический импульсивный характер. Возможно, что возникновение этих деформаций связано с какой-то стадией развития Зондской зоны субдукции.

В северо-западной части Западно-Австралийской котловины доминируют сдвиговые деформации, обусловленные относительными перемещениями крупных сегментов коры вдоль субмеридиональных разломных зон (92°, 98° и др.). Анализ сейсмических материалов показывает, что многие деформации в этой части котловины имеют относительно молодой (плиоцен-четвертичный) возраст.

4. Деформации в Северо-Австралийской котловине заметно дифференцированы по времени проявления. С позднемеловой фазой горизонтального сжатия связано формирование в Северо-Австралийской котловине регионального несогласия. Позднекайнозойские деформации на большей части площади носили импульсивный кратковременный характер. Отмечается тенденция омоложения и усиления интенсивности позднекайнозойских деформаций в северо-восточном направлении, т.е. с приближением к Зондскому желобу.

Разломные зоны север-северо-западного простирания в значительной степени контролировали распределение деформаций во времени и пространстве. Обращает внимание то, что позднемеловая (главная) фаза тектонической активности в Северо-Австралийской котловине коррелируется с двумя явно взаимосвязанными событиями: 1) перестройкой относительного движения Индийской и Австралийской плит (около 96 млн. лет назад) [25] и 2) с коллизией Тибета, Бирмы, Таиланда и Малайзии с Азией [10].

Согласно реконструкциям [10], активная субдукция в Зондском желобе севернее Северо-Австралийской котловины существовала уже в позднемеловое время. В таком случае природу ранних деформаций в Северо-Австралийской котловине можно рассматривать как отклик на напряжения, возникшие в результате заложения Зондской зоны субдукции.

5. Анализ фактических сейсмических материалов, полученных на Маскаренско-Австралийском геотраверзе, свидетельствует о том, что океаническое ложе северо-восточной части Индийского океана подвержено разнотипным и дифференцированным по времени проявления тектоническим деформациям различной интенсивности. При этом практически во всех регионах имеют место как напряжения сжатия, так и напряжения растяжения, что является исключительно важной особенностью строения многих участков океанического ложа [7 - 9]. Тектоническая расслоенность предполагает дифференцированное движение пластин и блоков земной коры и образование зон сжатия и растяжения [7 - 9].

Отмечается общность и взаимосочетание (синхронность) главнейших тектонических событий в литосфере северо-восточной части Индийского океана для позднемелового, эоценового и миоценового времени.

В заключение автор выражает признательность академику Ю.М. Пушаровскому за полезные обсуждения и ценные замечания.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Галушкин Ю.И., Дубинин Е.П. Эволюция рельефа дна и термического режима литосферы при перескоке оси спрединга // Тихоокеанская геология. 1991. № 6. С. 123 - 138.
2. Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: АН СССР, ГУГК, 1975. 151 с.
3. Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Непрочнов Ю.П. Складчатые структуры в Центральной котловине Индийского океана // Геотектоника. 1985. № 1. С. 15 - 23.
4. Пилипенко А.И. Сейсмостратиграфический анализ осадочного чехла Восточно-Индийского хребта на широте 10° - 18° ю.ш. Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1. № 4. С. 93 - 100.
5. Пилипенко А.И., Корсаков О.Д. Тектонические деформации литосферы Индийского океана // Геотектоника. 1992. № 5. С. 27 - 44.
6. Пилипенко А.И., Сивуха Н.М. Геологическое строение и геодинамика Западно-Австралийской котловины // Геотектоника. 1991. № 1. С. 109 - 123.
7. Пушаровский Ю.М. Глубоководное бурение и проблемы тектоники // Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984. С. 138 - 143.
8. Пушаровский Ю.М. Сравнительная тектоника Тихого и Атлантического океанов // Геотектоника. 1992. № 3. С. 3 - 16.
9. Пушаровский Ю.М., Разницин Ю.Н., Соколов С.Д. Тектоническая расслоенность океанической коры современных океанов и их палеоаналогов // Геодинамика и развитие тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 97 - 112.
10. Audley-Charles M.G., Ballantyne P.D., Hall R. Mesozoic-Cenozoic rift-drift sequence of Asian fragments from Gondwanaland // Tectonophysics. 1988. V. 155. № 2. P. 317 - 329.
11. Buffler R.T. Geologic history of the eastern Argo Abyssal Plain based on ODP drilling and seismic data. AGSO // J. Australian Geology and Geophysics. 1994. V. 15. № 1. P. 157 - 164.
12. Bull J.M., Scrutton R.A. Seismic reflection images of intraplate deformation, central Indian Ocean, and their tectonic significance // J. Geological Society. 1992. V. 149. P. 955 - 966.
13. Curray J.R., Moore D.G. Growth of the Bengal Deep-sea Fan and denudation in the Himalayas // Geol. Soc. Am. Bull. 1971. V. 82. № 1. P. 563 - 572.
14. Curray J.R., Munasinghe T. Timing of intraplate deformation, northeastern Indian Ocean // Earth and Planet. Sci. Lett. 1989. № 94. P. 71 - 77.
15. Fullerton L.G., Sager W.W., Handschumacher P.W. Late Jurassic-early cretaceous evolution of the eastern Indian Ocean adjacent to northwest Australia // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. № B3. P. 2937 - 2953.
16. Geller C.A., Weissel J.K., Anderson R.N. Heat transfer and intraplate deformation in the central Indian Ocean // J. Geophys. Res. 1983. № 88. P. 1018 - 1032.
17. Heirtzler J.R., Cameron P., Cook P.J. et al. The Argo Abyssal Plain // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V. 41. P. 21 - 31.

18. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project // Washington: U. S. Gov. Print. Office, 1974. № 27. 585 p.
19. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project // Washington: U. S. Gov. Print. Office, 1974. V 27. 890 p.
20. *Korner G.D., Weissel J.K.* Factors Controlling the Location of Compressional Deformation of Oceanic Lithosphere in the Central Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95. № B12. P. 19795 - 19810.
21. *Liu C.S., Curray J.R., McDonald J.M.* New constraints on the tectonic evolution of the eastern Indian Ocean // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 65. № 3. P. 331 - 342.
22. *Mammerickx J., Sandwell D.* Rifting of old oceanic lithosphere // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. № B2. P. 1975 - 1988.
23. ODP Science Operator Report // *Joides Journal.* 1988. V. 14. № 3. P. 5 - 12.
24. *Petroy P.E., Wiens D.A.* Historical Seismicity and Implications for Diffuse Plate Convergence in the Northeast Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. № B9. P. 12301 - 12319.
25. *Powell C.M., Roots S.R., Veevers J.J.* Prebreakup continental extension in the East Gondwanaland and the early opening of the eastern Indian Ocean // *Tectonophysics.* 1988. V. 155. P. 261 - 283.
26. *Royer J.Y., Sandwell D.T.* Evolution of the Eastern Indian Ocean since the Late Cretaceous // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. P. 13755 - 13782.
27. *Sclater J.O., Fisher R.L.* Evolution of the east central Indian Ocean with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast Ridge // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1974. V. 85. № 5. P. 683 - 702.
28. *Stein C.A., Cloeting S., Wortel R.* Seismic-derived gravity constraints on stress and deformation in the northeastern Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. № 8. P. 823 - 826.
29. *Stein S., Okal E.A.* Seismicity and tectonics of the Ninetyeast Ridge area: evidence for internal deformation of the Indian Plate // *J. Geophys. Res.* 1978. V. 83. № B5. P. 2233 - 2246.
30. *Weissel J.K., Anderson R.N., Geller C.A.* Deformation of the Indo-Australian Plate // *Nature.* 1980. V. 287. P. 284 - 291.
31. *Wiens D., DeMets Ch., Gordon R.G. et al.* A diffuse plate boundary model for Indian Ocean tectonics // *Geophys. Res. Lett.* 1985. V. 12. № 7. P. 429 - 432.
32. *Wiens D.A., Stein S., DeMets C. et al.* Plate tectonic model for Indian Ocean intraplate deformation // *Tectonophysics.* 1986. № 132. P. 37 - 48.

Intraplate Deformations in the Northeastern Indian Ocean (Data from Mascarenes-Australia Geotraverse)

A. I. Pilipenko

SPC "Yuzhmoregeologiya", Gelendzhik

New data on types and stages of tectonic deformations in the northeastern Indian ocean are obtained on the basis of seismic survey at the Mascarenes-Australia geotraverse. These deformations are exemplified by seismic images.

The regional unconformity surface in the North Australian basin is related to the Late Cretaceous phase of tectonic activity. The Eocene events were significant in the East Indian Ridge. The Late Cenozoic activation of fracture zones is notable in the West Australian basin. The main stages of deformations correspond to moments of continental collision and reorganization in the relative movements of oceanic plates.

УДК 551.248.2(571.66)

ПРОБЛЕМЫ СЕЙСМОТЕКТОНИКИ КАМЧАТКИ В СВЕТЕ КОНЦЕПЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОТОКА

© 1995 г. В. В. Гончар

Институт геологических наук АН Украины, г. Киев

Поступила в редакцию 17.03.93 г.

На примере сейсмофокальной зоны Камчатки апробируется качественный гидродинамический подход к интерпретации сейсмологических данных. В его рамках объясняются основные черты сейсмотектоники Камчатки: подобие механизмов очагов землетрясений на разных энергетических уровнях, взаимоортогональный характер смещений, латеральное чередование областей преобладания сбросо- и взбросообразования. Особенности сейсмогенных движений региона объясняются динамическим сочленением пересекающихся надрегиональных потоков: Курило-Камчатско-Корякского и Черско-Алеутского.

В разработке представлений о геодинамической природе современных тектонических процессов существенная роль принадлежит анализу и интерпретации сейсмологических данных, в том числе данных о механизмах очагов землетрясений. Достоверность таких выводов во многом зависит от принимаемой генетической модели сейсмотектонического процесса, ситуация в этой области далека от однозначности [13, 15, 16]. При геодинамических построениях широко используются модели упруго-хрупкого разрушения, ставящие в зависимость проявления сейсмичности от действия разноранговых полей тектонических напряжений [2, 7, 8, 18 - 20]. Трудности такого подхода известны: несоответствие реальной геологической среды постулируемой квазигомогенной [15, 16], проблема передачи напряжений [10 - 12], несоответствие характера наблюдаемых упругих деформаций вблизи сейсмогенных разрывов теоретически предполагаемым [13], необоснованность понятия "иерархии" полей напряжений [20].

В статье на материалах по землетрясениям Камчатской сейсмоактивной области предлагается альтернативный подход, базирующийся на концепции тектонического потока [10]. В его основе лежат развиваемые Е.И. Паталахой представления о сдвиговом ламинарном течении горных пород по законам вязкой жидкости, как ведущем механизме деформационного структурообразования в земной коре [10 - 12]. В сейсмологических исследованиях аналогичный подход отражен в теории сейсмического течения Ю.В. Ризниченко [14]. Однако, эти представления не нашли пока своего приложения в геодинамических исследованиях на базе данных по механизмам очагов землетрясений.

Под тектоническим потоком понимается область развития пространственно и кинематически организованных зон ламинарного сдвигового

течения, имеющих аномальные по отношению к соседним областям градиенты скорости. В работе используется упрощенная кинематическая модель потока, тем не менее широко реализуемая в природе. Она подразумевает единую или близкую направленность зон сдвигового течения – субпараллельность отдельных сдвиговых пластин (рис. 1, 2). Структурным выражением реальных потоков, отвечающих данной модели, в геосинклинальных областях является феномен главной структурной триады – параллельность в пределах значительных площадей ориентировок осевых поверхностей складок, кливажа и вязких разрывов [10, 12]. Основными параметрами, управляющими процессом деформирования в рамках принятого подхода являются не величина и ориентировка главных нормальных напряжений, а направление потока, его отдельных струй, и характер распределения скорости течения в нем [10].

Вариации интенсивности градиента скорости представляются ведущими в процессе формирования иерархии тектонических движений. Так, пространственное сочетание значительных градиентов определит появление крупномасштабных блоков,двигающихся автономно на своем ранговом уровне. Внутри них менее интенсивные изменения скорости приведут к появлению соответствующих плоскостей скольжения меньшего порядка и т.д. Соотношение эпюры скоростей с отвечающей ей картиной разноранговых сдвиговых смещений в тектоническом потоке показано на рис. 1. С другой стороны, нелинейный характер эпюры скорости (за счет вязкостной инверсии и бифуркации сдвигового течения [12]), как явствует из рисунка, приведет к появлению разнонаправленных (взаимобратных) смещений на близпараллельных поверхностях в пределах единого потока. В качестве наиболее вероятного

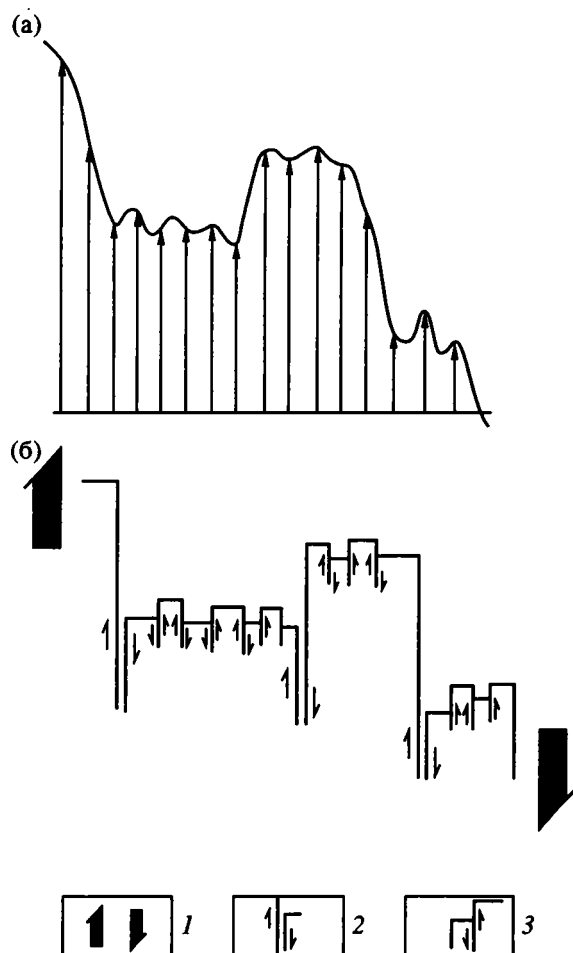


Рис. 1. Схема соотношения эпюры скорости двумерного потока с характером возникающих в нем разрывных нарушений: а – эпюра скорости неустойчивого (нелинейного) типа, характеризуемая колебаниями знака и интенсивности градиента скорости; б – система разноранговых смещений как следствие градиента скорости.

1 – 3 – иерархия разрывных смещений: 1 – первого ранга, 2 – второго ранга, 3 – третьего ранга.

энергетического источника крупномасштабных сдвиговых течений (из-за неспособности среды передавать тектонические напряжения, предпочтительнее рассматривать действие массовых сил (гравитационных, инерционных), зависящих от плотностной неоднородности среды).

С установленных позиций обратимся к анализу сейсмотектонических движений в пределах сейсмофокальной зоны (СФЗ) Камчатки. К настоящему времени накоплен обширный фактический материал, на основании которого неоднократно делались обобщающие выводы и построения [1–4, 7, 18, 19]. Тем не менее, сейсмотектоника, а следовательно и геодинамика, этой ключевой в тектоническом плане области Земли, все еще остается проблемой, далекой от разрешения. Изучение

материалов предшествующих исследователей приводит к парадоксальному выводу. С одной стороны, детальное исследование проявлений сейсмогенных подвижек и восстановление на их основе полей тектонических напряжений приводит к исключительно сложной, почти хаотической, картине распределения напряжений [18], не отвечающей ни одной из общепринятых геомеханических схем для данного региона [18]. С другой стороны, более генерализованные обобщения приводят к выявлению устойчивых закономерностей в проявлении механизмов очагов камчатских землетрясений, которые не нашли до сих пор своего объяснения:

1. Устойчивые типы механизма очагов: с субширотной ориентировкой направления смещения (1 тип) и ортогональной ему субмеридиональной (2 тип) ([1], рис. 3, врезка).

2. Чередование вкрест простирания СФЗ согласных линейных подзон с преобладанием либо взбросовых, либо сбросовых смещений. В целом, сбросо-сдвиги преобладают в области глубоководного желоба, взбросо-сдвиги – в прибрежной части склона дуги ([1, 18], рис. 3).

3. Широкое проявление в пределах участков группирования землетрясений чередующихся во времени взаимообратных (сбросовых и взбросовых) смещений. Например, афтершоковая последовательность Большого Камчатского землетрясения 1952 г. [18].

4. Подобие механизмов очагов землетрясений на всех уровнях энергетического спектра [1].

Отметим вывод Л.М. Балакиной, согласно которому в очагах сильнейших камчатских землетрясений реализованными оказываются поверхности крутых взбросов, падающих в сторону океана. Данный факт она трактует в пользу предположения, что в пределах СФЗ происходит крупномасштабное сдвигание взбросового типа [4]. Развивая это предположение, рассмотрим устанавливаемые особенности сейсмотектоники в рамках модели тектонического потока.

Близпараллельное расположение плоскостей скольжения и неустойчивый характер изменения скорости в потоке приведут к двум очевидным для сейсмотектонических движений последствиям (рис. 1): однообразию в решениях механизмов очагов землетрясений на всех энергетических уровнях и взаимообратным типам подвижек. Это и фиксируется в действительности (см. выше пункты 3 и 4). Наличие линейно вытянутых вдоль СФЗ областей преимущественной концентрации взбросовых и сбросовых смещений можно объяснить особенностями распределения скорости течения вкрест СФЗ (рис. 2).

Вывод о совместном проявлении в пределах одного потока взаимообратных смещений дает возможность иначе взглянуть на проблему “прямых”

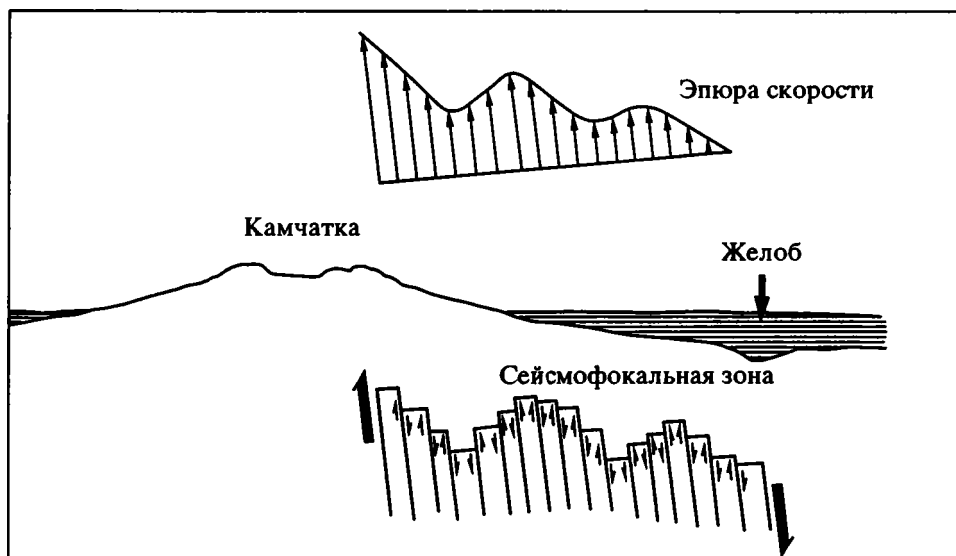


Рис. 2. Схематический разрез Камчатки, демонстрирующий механизм появления зон с преобладанием либо взбросовых, либо сбросовых смещений, в нелинейном потоке с общей сбросовой компонентой. Наклонный характер потока выбран с учетом данных Л.М. Балакиной [3, 4] о реализуемых нодальных поверхностях в очагах сильных камчатских землетрясений.

Условные обозначения показаны на рис. 1.

и “обратных” механизмов очагов форшок-афтершоковых последовательностей (“нормальных” и “разгрузки” по [8], “развития” и “последствия” по [17]). Первые наследуют направление смещения основного толчка, вторые имеют прямо противоположное направление подвижки. В обоих случаях сохраняется идентичная ориентировка нодальных поверхностей. Их появление в рамках принятого подхода также объясняется неустойчивым (нелинейным) характером течения среды в области очага.

Наличие повсеместных взаимоортогональных смещений (механизмы 1 и 2 типа) можно объяснить, переходя от двумерного изображения потока к его трехмерному описанию. Логично допустить наличие выраженного градиента скорости течения как вкрест простирания СФЗ, так и вдоль нее. Так как и направление и градиент скорости течения являются определяющими для возникающих в результате тектонического течения смещений, то наличие градиента вдоль простирания потока приведет к смещениям в этом направлении по разрывам, перпендикулярным направлению простирания (рис. 4).

Итак, на основании принятой модели, проявленные в пределах СФЗ Камчатки закономерные черты сейсмотектоники объясняются функционированием неустойчивого сдвигового ламинарного потока. Предполагаемый характер неустойчивого сдвигового течения вкрест простирания СФЗ (рис. 2), имеющий в целом суммарную сбросовую компоненту – один из возможных вариантов интерпретации. Вслед за Л.М. Балакиной [3],

можно предположить поток суммарного взбросового типа. Однако, первый вариант лучше соответствует рельефу и кажется предпочтительнее.

Предложенная выше интерпретация сейсмических движений Камчатки опирается на статистически обобщенные черты сейсмотектоники. Обратимся к более конкретным данным, что позволит уточнить рабочую гипотезу и расширить представление о характере протекания процесса. Ниже детально рассматриваются особенности сейсмотектонического процесса Камчатки в пределах структурно обособленной верхней (до 60 км) части СФЗ, в которой регистрируется подавляющее большинство землетрясений. Данные о динамике сейсмичности и механизмах очагов землетрясений за период с 1969 по 1988 годы брались из ежегодников “Землетрясения в СССР”.

В работах предшественников не раз отмечалась ярко выраженная неоднородность проявления сейсмичности в пределах СФЗ, фиксируемая максимумами и минимумами сейсмической активности [1, 18, 19]. Анализ структуры эпицентрального поля и механизмов формирования отдельных максимумов сейсмичности приводит к выводу, что характер группирования землетрясений имеет закономерные черты [20]. Это выражается в обособлении в пределах СФЗ зон пространственного (роя) и пространственно-временного (форшок-афтершоковые последовательности) группирования землетрясений (рис. 3). Первые примыкают к береговой линии Камчатки, вторые проявляются в восточной прижелобовой, части СФЗ. Такое распределение максимумов

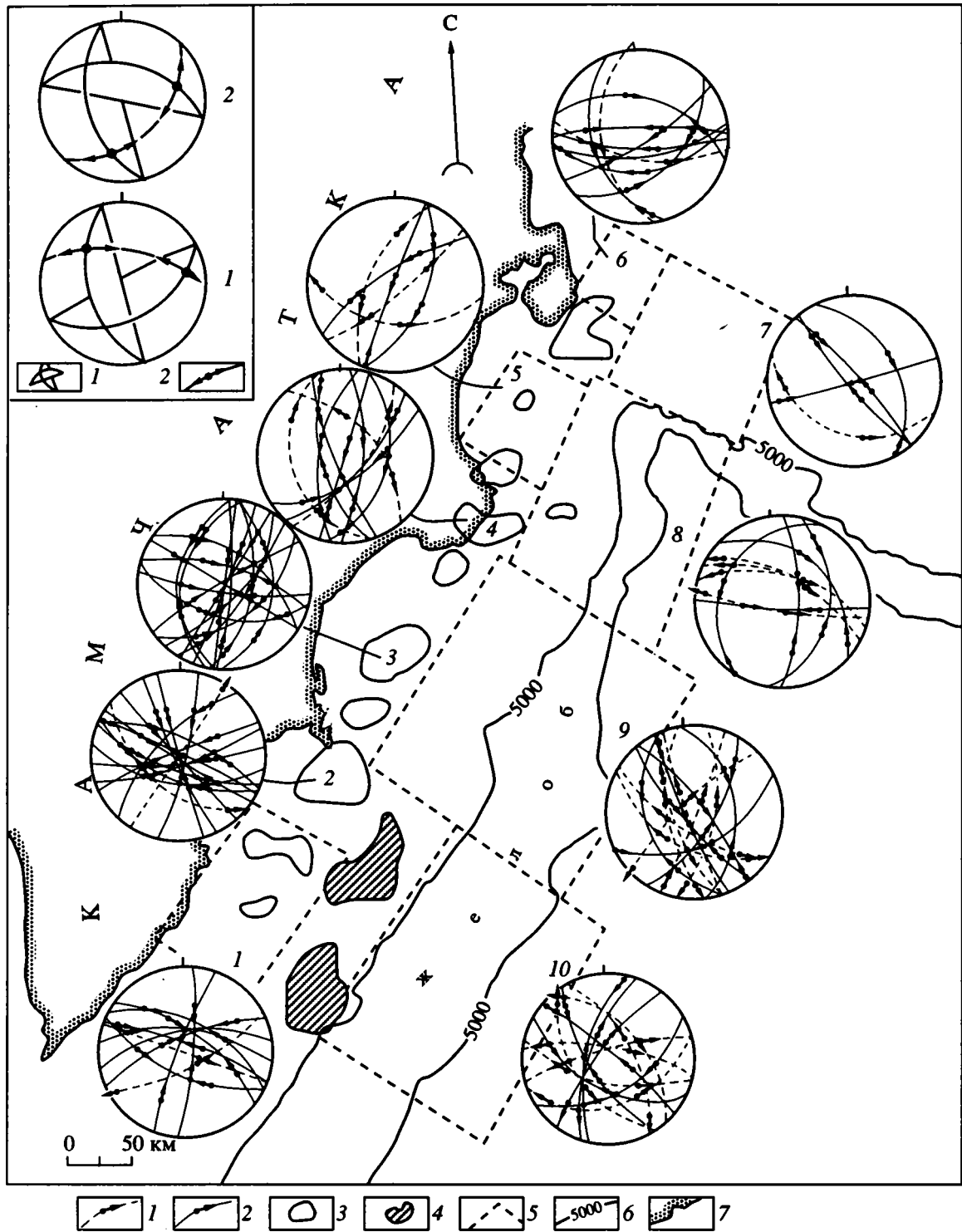


Рис. 3. Схема, отображающая структуру и кинематику сейсмофокальной зоны Камчатки (по данным ежегодника "Землетрясения в СССР" за 1979 - 1988 гг.).

На врезке показаны "средние" механизмы камчатских землетрясений (по В.Н. Аверьяновой [1], здесь и далее верхняя полусфера). 1 - нодальные плоскости, 2 - кинематическая плоскость и векторы подвижки (равновероятны как взбросо-сдвиговые так и сбросо-сдвиговые смещения).

1 - 2 - кинематические плоскости и векторы подвижки с различной компонентой смещений: 1 - со сбросовой, 2 - со взбросовой; 3 - 4 - максимумы сейсмичности, обусловленные: 3 - пространственно группирующимися землетрясениями, 4 - форшок-афтершоковыми последовательностями; 5 - участки рассеянной сейсмичности; 6 - изобата; 7 - береговая линия Камчатки.

Цифрами на схеме пронумерованы участки сейсмофокальной зоны, для которых показана кинематика смещений.

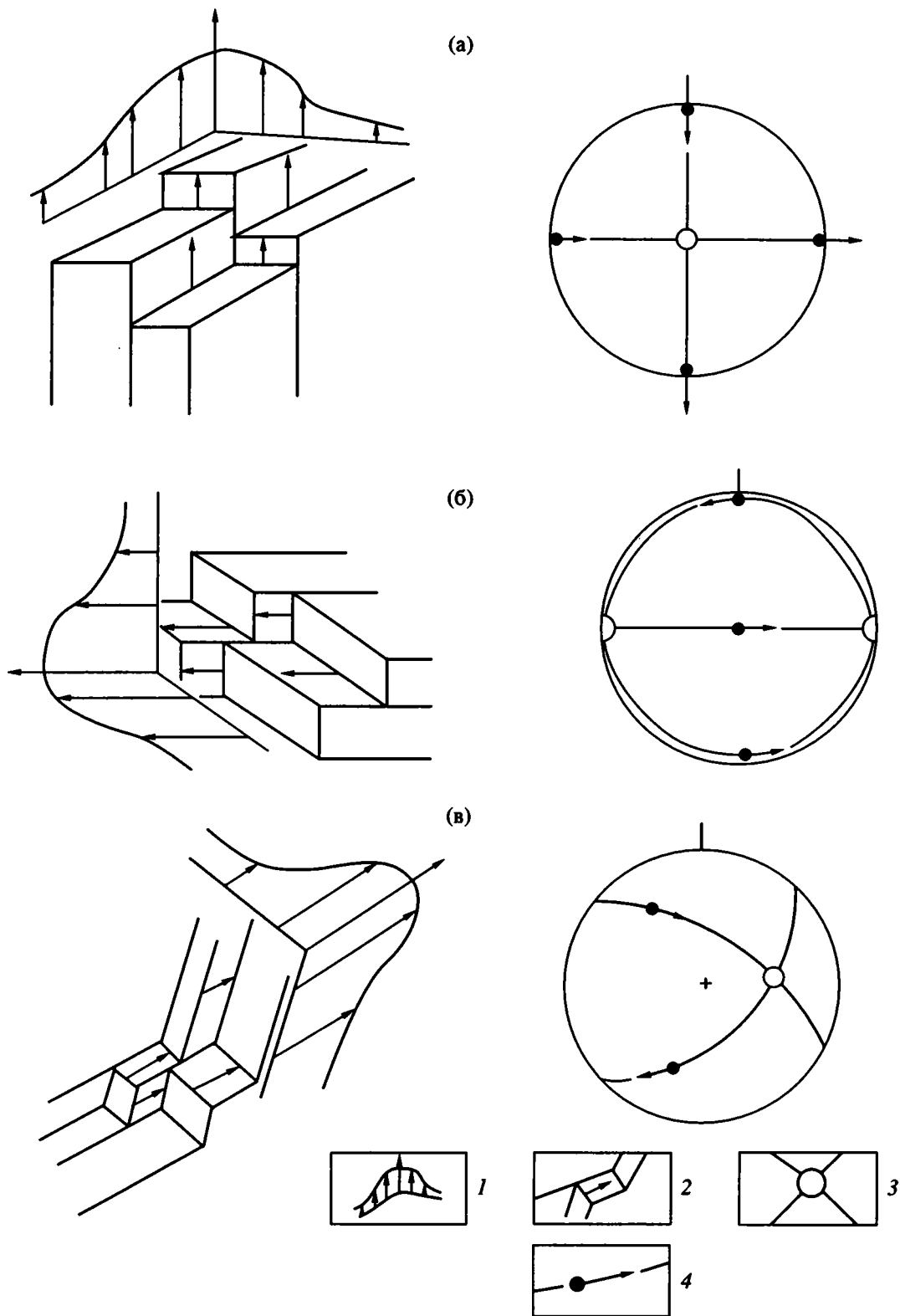


Рис. 4. Схемы, отображающие кинематику террмерных потоков на сфере посредством кинематических плоскостей смещений. Заглавными буквами обозначены типы потоков: а – вертикальный, б – горизонтальный, в – наклонный. Слева располагается блок-диаграмма потока и эпюра скорости с двумя ортогональными направлениями, справа – соответствующая стереограмма (верхняя полусфера).

1 – эпюра скорости, 2 – относительные перемещения блоков в потоке, 3 – выход вектора направления потока на полусферу, 4 – кинематические плоскости и векторы смещения.

сейсмичности различной природы можно трактовать как результат возрастания реологической прочности (энергоемкости) среды в направлении от вулканической дуги в сторону океанической плиты. Оно аналогично выявленному ранее Л.А. Мишариной и А.В. Солоненко характеру группирования землетрясений Байкальской рифтовой зоны [9]. Значительные пространные в восточной части СФЗ занимают участки рассеянной сейсмичности. С учетом данных Л.М. Балакиной [4], эти участки можно трактовать как зоны фоновой сейсмичности очагов сильнейших камчатских землетрясений, находящихся в стадии подготовки.

На рис. 4 б в стереографической проекции показаны смещения в очагах группирующихся и рассеянных землетрясений. К сожалению, эти данные не позволяют однозначно восстанавливать кинематические характеристики потока в силу неоднозначности выбора реализованной нодальной поверхности. Однако, определенное представление можно получить, если воспользоваться понятием кинематической плоскости [6]. Последняя перпендикулярна нодальным поверхностям и совпадает с вектором подвижки, характеризующим, в нашем случае, направления течения в сейсмогенерирующем объеме. Нетрудно понять, что кинематическая плоскость совпадает также с градиентным направлением потока. Принципы использования кинематической плоскости для восстановления потока проиллюстрированы на рис. 4: три случая разнонаправленных идеализированных* тектонических потоков с двумя ортогональными градиентными направлениями. Для каждого в стереографической проекции показаны вектора реализуемых в процессе течения смещений и соответствующие данному потоку две системы кинематических плоскостей. Последние пересекаются в точке выхода на полушару вектора направления течения. Таким образом, для рассмотренных идеализированных потоков использование кинематической плоскости совместно с данными о векторах смещений позволяет однозначно восстанавливать их кинематические характеристики.

Обратимся к изображенным на рис. 3 наблюдаемым данным. В стереографической проекции показаны смещения в очагах землетрясений, относящихся к различным участкам СФЗ. Для каждого механизма очага изображена кинематическая плоскость с двумя равновероятными векторами подвижек. Отметим основные закономерности. Для большинства участков отчетливо устанавливаются две группы близортогональных кинематических плоскостей, ориентированных субширотно и субмеридионально (в ряде случаев ориентировка меняется на северо-западную и северо-восточную). Этот факт отражает наличие обсуж-

давшихся выше двух устойчивых типов камчатских землетрясений и, следовательно, подтверждает выводы В.Н. Аверьяновой [1]. Также подтверждается преобладание механизмов сбросового типа в восточной части СФЗ, в районе глубоководного желоба (рис. 3, участки №№ 9, 10), и взбросовых – в западной части СФЗ, вблизи береговой линии (рис. 3, участки №№ 1 - 4).

Что касается расположения кинематических плоскостей и векторов подвижек, характеризующих кинематику сеймотектонического течения, то, как и следовало ожидать, картина достаточно сложная. Широкий разброс в ориентировках плоскостей и положениях векторов даже для пространственно локализованных участков (№№ 2, 3, 4) говорит о том, что течение является пространственно и во времени неустойчивым. Это не противоречит сделанному выше предположению о субвертикальном характере потока. В пользу него говорит, во-первых, отсутствие пологих кинематических плоскостей, являющихся необходимым атрибутом горизонтального потока (рис. 4 б); во-вторых, широкое присутствие в механизмах очагов векторов подвижек, отвечающих субвертикальным нодальным плоскостям. В последнем случае единственным исключением, пожалуй, являются механизмы второго участка, располагающегося юго-восточнее мыса Шипунского, для которых почти все нодальные плоскости наклонены под $40^\circ - 60^\circ$ к горизонту. Следовательно, здесь можно говорить о наклонном течении.

Наблюдаемый разброс ориентировок течения на детальном уровне может быть результатом местных локальных отклонений, вызванных неоднородностью среды от общего направления потока, устойчивого в региональном масштабе. Так, если допустить, что отклонение от основного (вертикального) направления составляет не более 25° , то результирующая кинематическая картина течения, отраженная на стереограмме, примет довольно сложный вид (рис. 5). Сравнение данной номограммы с натурными стереограммами показывает, что подавляющее большинство механизмов очагов Камчатки может быть аппроксимировано моделью субвертикального потока, испытывающего местные вариации в направлении течения в пределах $25^\circ - 30^\circ$, если допустить, что реализуются именно субвертикальные нодальные плоскости.

Более точное решение вопроса о характере сеймотектонических движений может быть сделано в результате детальных исследований с использованием данных о реализуемых нодальных поверхностях. Поэтому принимаемое здесь предположение о вертикальности потока носит гипотетический характер и в ходе дальнейших исследований может быть пересмотрено.

* Направления течения и градиентов скорости не изменяются.

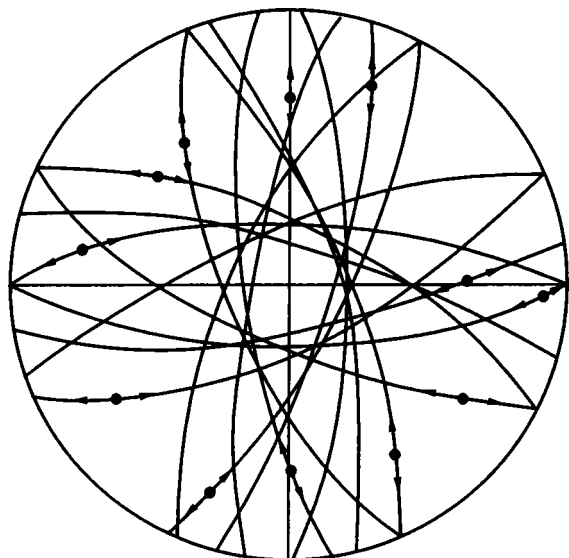


Рис. 5. Номограмма, показывающая допустимые положения кинематических плоскостей и векторов смещений в субвертикальном тектоническом потоке с максимальной величиной отклонения от вертикального направления течения в 25° .

Условные обозначения соответствуют показанным на врезке рис. 3.

Отметим еще одну существенную особенность механизмов очагов землетрясений, проявленную в пределах СФЗ Камчатки. Как следует из рис. 3, смещения первого типа (субширотные), преобладают

дают на флангах рассматриваемой территории, тогда как субмеридиональные преобладают в центральной части. Особенно отчетливо это выражено в прибрежной зоне. Трактую причину преобладания одних направлений смещения над другими как следствие неравномерности изменения скорости течения в каждом из двух взаимортогональных направлений, можно сделать вывод, что в пределах центрального участка более интенсивным является субмеридиональный градиент скорости, тогда как на флангах более выражены изменения скорости в субширотных направлениях. Подразумевая под тектоническим потоком, вслед за Е.И. Паталахой [10], плитообразное тело, у которого градиент скорости вкост простираения существенно превосходит таковой вдоль него, можно заключить, что наблюдаемая смена направлений максимального и минимального градиентов позволяет говорить о самостоятельном тектоническом потоке в центральной части СФЗ, ориентированном вкост простираения Камчатки.

Таким образом, в пределах исследуемой территории фиксируется зона динамического сочленения двух тектонических потоков, имеющих вероятно, надрегиональный характер. В пользу последнего говорит тот факт, что область сочленения и направления простираения данных потоков совпадают с областью пересечения двух структурных элементов планетарного масштаба: Курило-Камчатской и Алеутской линейментных

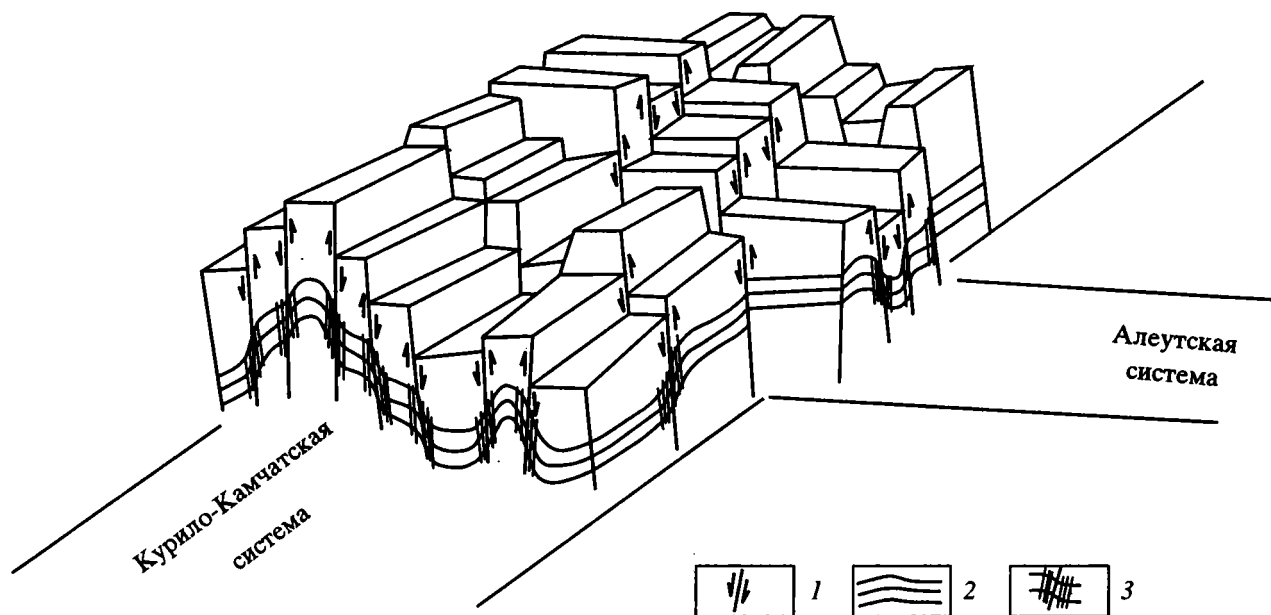


Рис. 6. Блок-диаграмма, иллюстрирующая модель сейсмотектонического процесса Камчатки с точки зрения концепции тектонического потока.

1 – относительные блоковые движения в потоке; 2 – первичная осадочная слоистость горных пород; 3 – вязкий кливаж, результат приразломного смятия пород вследствие вязкого течения (по Е. И. Паталахе [10]).

систем. Можно предполагать, что в особенностях сейсмотектонического процесса Камчатки отражена динамика становления структуры современного аналога зон торцового сочленения – областей пересечения разнонаправленных складчатых ветвей, широко представленных в структуре складчатых поясов Земли. В качестве примеров можно привести сочленение Пай-Хоя и Полярного Урала, хребтов Черского и Полоусного и так далее.

Изложенные выше варианты интерпретации сейсмотектонических движений в пределах СФЗ Камчатки представлены в виде схематизированной блок-диаграммы (рис. 6). Связанный с относительными блоковыми смещениями складчато-разрывный парагенезис, включающий разломные швы, вязкий кливаж и “собранные” в складки слои [10] приобретает наложенный характер пересекающейся складчатости практически одновременно, в ходе одного этапа деформаций. Данный вывод имеет принципиальное значение для структурного анализа. Повсеместно встречаемые в складчатых областях сложные пересекающиеся типы складок, сопровождающиеся двумя и более системами кливажа, и трактуемые обычно как результат наложения разновременных этапов деформаций, в свете вышесказанного теряют свою однозначность. Структуры наложенного типа, по-видимому, могут быть результатом одного этапа деформаций, обусловленного функционированием единого тектонического потока или пересечением двух разнонаправленных потоков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье суммированы и рассмотрены с позиций концепции тектонического потока закономерные черты сейсмотектоники Камчатской зоны и предложена качественная модель современного тектонического развития этого региона. Не претендуя на однозначность выводов, автор попытался на конкретном примере рассмотреть круг возможностей и проблем, возникающих с использованием в сейсмотектонике гидродинамического подхода к изучению и описанию тектонических деформаций [10 - 12]. Интерпретация сейсмотектонических движений как следствия сдвигового ламинарного течения среды по законам вязкой жидкости (в рамках модельного приближения) позволяет получить нетривиальные выводы относительно геодинамики современных и древних подвижных областей Земли. Так, за внешне сложным и неоднозначным характером сейсмогенерирующих движений Камчатки можно рассмотреть достаточно простые в региональном плане черты функционирования крутопадающих тектонических потоков.

Автор выражает искреннюю признательность Е.И. Паталахе за доброжелательное отношение и

поддержку в ходе написания данной статьи, а также В.Г. Трифонову и С.А. Куренкову за ряд ценных замечаний, учтенных при подготовке статьи к печати.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аверьянова В.Н.* Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М.: Наука, 1968. 193 с.
2. *Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В. и др.* Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. 190 с.
3. *Балакина Л.М.* О природе тектонических движений в островных дугах // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1991. Т. 66. Вып. 1. С. 3 - 12.
4. *Балакина Л.М.* Камчатское землетрясение 1952 г. и его место в сейсмогенных проявлениях Курило-Камчатской зоны // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1992. № 6. С. 3 - 19.
5. *Гончар В.В.* Опыт исследования сейсмичности методом фазовых диаграмм (на примере сейсмофокальной зоны Камчатки) // Изв. РАН. Сер. Физика Земли. 1994. № 3. С. 1 - 7.
6. *Гущенко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 3 - 19.
7. *Гущенко О.И.* Реконструкция поля мегарегиональных напряжений Евразии кинематическим методом анализа структур разрушения // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 20 - 34.
8. *Костров Б.В., Шебалин Н.В.* Движения в очагах афтершоков Дагестанского землетрясения и теория разрушения // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 87 - 93.
9. *Мишарина Л.А., Солоненко А.В.* Соотношение распределения сейсмичности в Байкальской рифтовой зоне с блоковым строением земной коры // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 236 - 241.
10. *Паталаха Е.И.* Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
11. *Паталаха Е.И.* Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М.: Недра, 1985. 169 с.
12. *Паталаха Е.И., Гарагаиш И.А.* Приразломное смятие (односистемное сдвиговое течение) как функция РТ-условий и складкообразование // Тектонофациальный анализ и его роль в геологии, геофизике и миталлогении. Алма-Ата: Гылым, 1991. С. 32 - 44.
13. *Певнев А.К.* Деформационная модель очага сильного корового землетрясения // Современная геодинамика и глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1990. С. 85 - 94.
14. *Ризниченко Ю.В.* О сейсмическом течении горных масс // Динамика земной коры. М.: Наука, 1965. С. 56 - 63.

15. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 101 с.
16. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 95 с.
17. Солоненко А.В., Солоненко Н.В. Параметры очагов в афтершоковых последовательностях и роях землетрясений Байкальской рифтовой зоны // Экспериментальные и численные методы в физике очага землетрясения. М.: Наука, 1989. С. 127 - 136.
18. Шапов В.Н., Симбирева И.Г., Бондаренко П.М. Структура и геодинамика сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона. Новосибирск: Наука, 1984. 196 с.
19. Шапов В.Н., Симбирева И.Г. О характере современного смещения толщ литосферы Камчатского региона // Тихоокеанская геология. 1989. № 6. С. 24 - 30.
20. Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмо-тектонических деформаций. М.: Наука, 1990. С. 191.

Рецензент: В.Г. Трифонов

Problems of Kamchatka Seismotectonics in the Light of the Tectonic Flow Concept

V. V. Gonchar

Institute of Geological Sciences, Ukraine Academy of Sciences, Kiev

A qualitative hydrodynamic approach in interpretation of seismological data is tested using the Kamchatka seismic zone as an example. Basic features of Kamchatka seismotectonics such as the earthquake mechanical similitude at different energy levels, orthogonal style of displacements, and lateral alternation of zones dominated by normal and reverse faults, are explained in the light of suggested approach. It is inferred that seismogeneous movements in the region are related to the dynamic intersection of the Kuril-Kamchatka and Aleutian tectonic flows of a superregional rank.

УДК 551.242.5.055(470.2)

ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТАЯ СТРУКТУРА БЕЛОМОРСКОЙ ЗОНЫ И ЕЕ СООТНОШЕНИЕ С КАРЕЛЬСКОЙ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ОБЛАСТЬЮ

© 1995 г. Ю. В. Миллер, Р. И. Милькевич

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 24.11.93 г.

Беломорская тектоническая зона сформировалась в позднем архее в результате регионального покровообразования и высокобарического метаморфизма, наложившихся на Карельскую гранит-зеленокаменную область. Покровы местами надвинуты на край гранит-зеленокаменной области, местами пододвинуты под него. В последнем случае край гранит-зеленокаменной области сам оказывается в аллохтонном залегании и принимает участие в строении покровно-складчатого сооружения.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема соотношения Беломорской тектонической зоны с Карельской гранит-зеленокаменной областью – в старом понимании соотношение беломорид с карелидами – многие десятилетия занимала умы геологов-докембристов, в разные годы разными исследователями решалась по-разному и, безусловно, относится к числу фундаментальных проблем раннедокембрийской тектоники Балтийского щита [5, 8, 12, 17, 22, 26 и др.]. Обращение к этой проблеме на новом уровне наших знаний ставило своей целью, прежде всего, поиски оптимальных путей интерпретации тех латеральных структурно-метаморфических неоднородностей, которые возникают в зонах сочленения гранит-зеленокаменных и гранулит-гнейсовых областей. Для этого на первой стадии исследования требовались не столько новые идеи, сколько достоверная геологическая и, в первую очередь, структурная информация.

Исследования выполнялись на основе методики, отработанной на многих геологических объектах [20] и включающей, прежде всего, структурное картирование опорных участков, что в сочетании с анализом многочисленных опубликованных и фондовых картографических материалов позволило составить карту Северо-Западного Беломорья и примыкающей части Карельской гранит-зеленокаменной области масштаба 1 : 200 000, использованную в дальнейшем при составлении Тектонической схемы Беломорско-Лапландской коллизионной зоны (рис. 1). Изучаемые комплексы дифференцировались на стратифицированные (супракрустальные), то есть сохраняющие реликты слоистости и иные признаки осадочных или вулканогенных пород, и нестратифицирован-

ные – тоналитовые и другие ортогнейсы, а также различные по составу сланцы и амфиболиты, развившиеся по интрузивным породам.

ВАЖНЕЙШИЕ СТРУКТУРНЫЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ БЕЛОМОРСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Практически во всех разрезах, построенных для разных частей Беломорской зоны (рис. 2), устанавливается если не строгое чередование, то, по крайней мере, присутствие как стратифицированных, так и нестратифицированных комплексов, что свидетельствует о том, что эти разрезы нельзя рассматривать в качестве стратиграфических. О стратиграфии можно говорить только в отношении внутреннего содержания стратифицируемых комплексов. По вещественному составу и возрастному положению (с позиции цикличности) стратифицированные образования в первом приближении сопоставимы с лопийским структурным ярусом, а нестратифицированные – с инфракрустальным комплексом основания гранит-зеленокаменной области или с гранитоидами, возникшими при ремобилизации последних и из более сложных источников в постлопийское время. Но если в гранит-зеленокаменной области лопийские (позднеархейские) образования выполняют протяженные зеленокаменные пояса, локальные синформы (зеленокаменные трюги) или их фрагменты, чередуясь с гранитоидными ареалами разной морфологии, то в Беломорской зоне и лопийский, и инфракрустальный комплексы залегают в виде крупных картирующихся как свиты пластообразных тел (см. рис. 1, 2).

Наконец, в Беломорской тектонической зоне, в отличие от зеленокаменной области, систематически приходится сталкиваться с аномальной

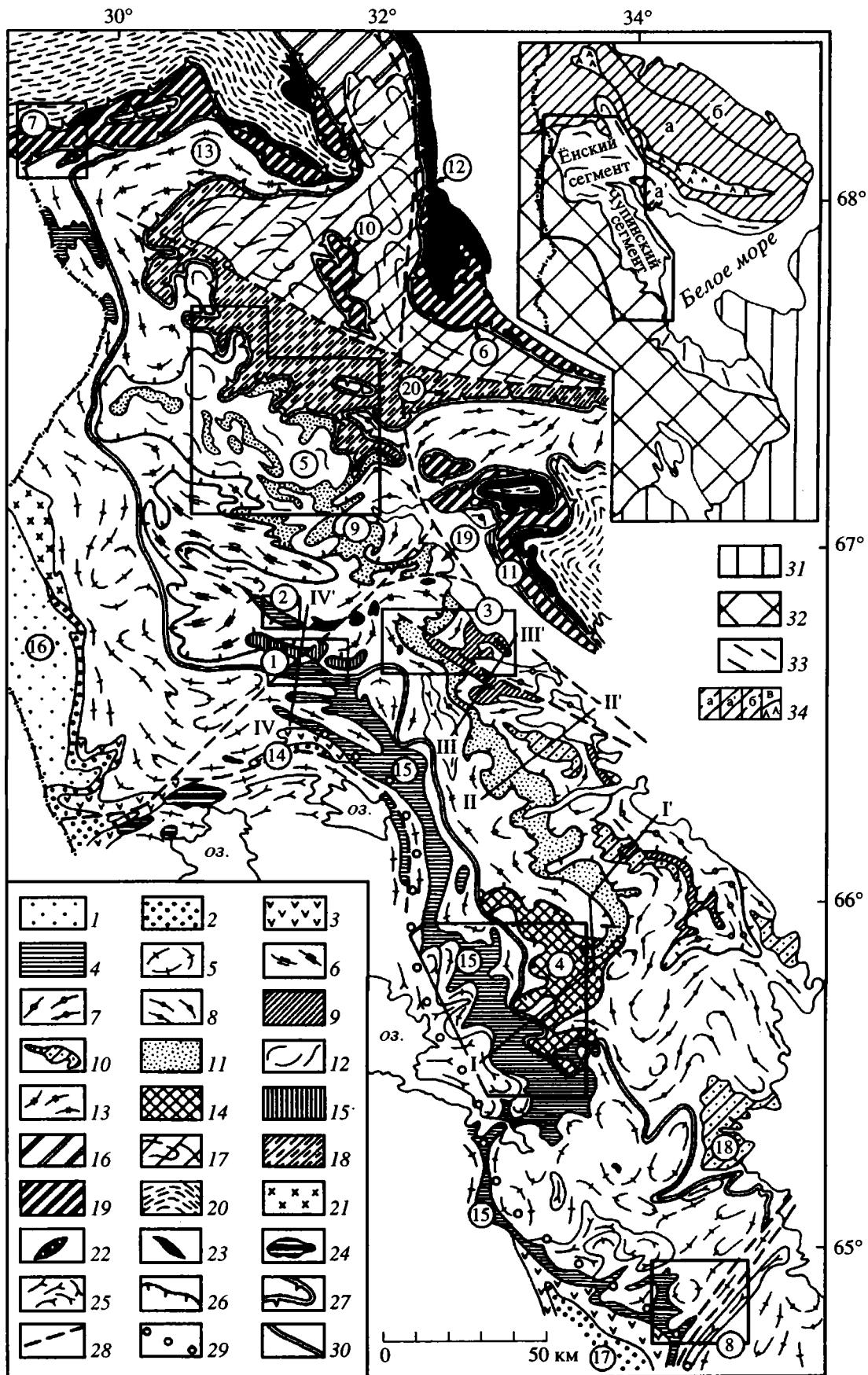


Рис. 1. Тектоническая схема Беломорско-Лапландской коллизионной зоны. Составили Ю.В. Миллер, Р.И. Милькевич при участии А.Б. Вревского с использованием материалов ИГД РАН, ИГ Карельского НЦ РАН, Ги Кольского НЦ РАН, ПГО "СЕВЗАПГЕОЛОГИЯ".

1 - 19 – **КАРЕЛЬСКАЯ ПЛИТА.** 1 - 5 – **КАРЕЛЬСКАЯ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННАЯ ОБЛАСТЬ:** 1 – **людиковый, ливвий** нерасчлененные: базальты, плагиоклаз-хлоритовые сланцы с графитом, магнетитом, шунгитом, туфоалевролиты, конгломераты (PR₁³); 2 – **ятулий:** кварцитопесчаники, базальты, алевролиты, конгломераты, доломиты (PR₁²); 3 – **сумий:** метаморфизованные вулканы основного, среднего, кислого составов, конгломераты, песчаники, аркозы (PR₁¹); 4 – **лопий:** гранатовые, иногда диопсидсодержащие плагиоамфиболиты по толеитовым базальтам, ассоциирующие с телами ультрабазитов и коматитов, амфибол-биотитовые, биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы по вулканитам среднего-кислого состава, песчаникам и грауваккам, кварциты, железистые кварциты (AR₂); 5 – **комплекс основания:** биотитовые, амфибол-биотитовые, эпидот-биотитовые тоналито-гнейсы, кварцевые метадiorиты, скиалиты плагиоамфиболитов, иногда диопсидсодержащих (AR₁). 6 - 19 – **БЕЛОМОРСКАЯ ЗОНА:** 6 - 15 – Беломорская система тектонических покровов: 6 – **Ориярвинский покров:** биотитовые, амфибол-биотитовые, иногда гранат-биотитовые тоналито-гнейсы (AR₁) с телами чарнокитов (AR₂), скиалитами и линзами мигматизированных диопсид-плагиоклазовых ортоамфиболитов (AR₁); 7 – **Керетский покров:** биотитовые, амфибол-биотитовые, биотит-эпидотовые тоналито-гнейсы (AR₁) со скиалитами мигматизированных амфиболовых и диопсид-эпидот-амфиболовых ортосланцев (AR₁); 8 - 10 – **Хетоламбинский покров:** 8 – биотитовые, реже гранат-биотитовые, гранат-биотит-амфиболовые тоналито-гнейсы (AR₁) со скиалитами амфиболовых, диопсид-эпидот-амфиболовых ортосланцев (AR₁), 9 – тоналито-гнейсы (AR₁), инъецированные согласными телами (силлами) гранатовых габбро-амфиболитов (AR₂), 10 – фрагменты стратифицируемых образований варьирующего состава (AR₂?); 11, 12 – **Чупинский покров:** 11 – лейкократовые гранат-биотитовые, биотитовые, гранат-амфиболовые, часто мусковит- или дистенсодержащие гнейсы с согласными телами поздних тоналитов, горизонтами и линзами амфиболитов (AR₂?), 12 – биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы, согласные тела амфиболитов (AR₂?); 13 – **Ковдозерский покров** (край гранит-зеленокаменной области в аллохтонном залегании): биотитовые, амфибол-биотитовые тоналито-гнейсы (AR₁), иногда биотитовые, дистен-гранат-биотитовые гнейсы (в составе Долмановской тектонической пластины – AR₂?), тела глубоко измененных диопсидсодержащих плагиоамфиболитов (AR₁); 14 – **майозерский комплекс** (парааллохтон): гранат-диопсидовые плагиоамфиболиты с реликтами подушечных текстур, горизонты гранат-биотитовых гнейсов (AR₂); 15 – **каликорвинский комплекс** (основной автохтон): гранатовые плагиоамфиболиты иногда с диопсидом, горизонты биотитовых, гранат-биотитовых, двуслюдяных гнейсов, иногда дистен- или силлиманитсодержащих (AR₂). 16 - 19 – Лапландская система тектонических покровов: 16 - 18 – **Риколатвинский покров:** 16 – верхняя часть – биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые гнейсы (AR₂?), 17 – средняя часть – гранодиорито- и тоналито-гнейсы (AR₁?), 18 – нижняя часть – биотит-амфиболовые и амфиболовые тоналито-гнейсы (AR₁) со скиалитами амфиболовых и диопсид-амфиболовых ортосланцев (AR₁) и телами гранатовых плагиоамфиболитов, реже – гранат-диопсидовых и гранат-биотитовых гнейсов (AR₂?); 19 – **Корватундровский покров:** сумийские вулканы основного и среднего составов, метапесчаники, конгломераты (PR₁¹), лопийские образования – биотитовые, амфибол-биотитовые, двуслюдяные гнейсы по вулканитам среднего-кислого состава, песчаникам, гранатовые плагиоамфиболиты по вулканитам основного состава, метабазиты и ультрабазиты, линзы и горизонты конгломератов (AR₂), тоналито-гнейсы (AR₁). **КОЛЬСКАЯ ПЛИТА.** Лапландская система тектонических покровов: 20 – **Лапландский покров:** двупироксеновые и гранат-пироксеновые ортосланцы и амфиболиты, эглогитоподобные породы, глиноземистые и гранатовые гнейсы, прослои пироксен-плагиоклазовых сланцев (AR₂?). 21 - 25 – **Интрузивные комплексы** (в скобках установленный или предполагаемый возраст в млн. лет): 21 – свекофенский (1800) – собственно микроклиновые граниты, 22 – нотозерский (1950) – верлиты, гипербазиты, габбро, 23 – "поздние друзиты" (2450 - 2350) – габбро, нориты, лердолиты, габбро-анортозиты, 24 – олонгский (2450) – расслоенные габбро, нориты, габбро-анортозиты, 25 – топозерский, поньгомнаволоцкий, пажминский, тавозерский (2720 - 2650) – гиперстеновые кварцевые диориты, гиперстеновые плагиограниты (эндербиты, чарнокиты). 26 - 30 – структурные обозначения: 26, 27 – региональные сместители, ограничивающие покровы: 26 – поздnearхейские, 27 – раннепротерозойские, 28 – разломы, 29 – граница Шуркина-Кратца между Карельским и Беломорским геоблоками, 30 – граница между Карельской гранит-зеленокаменной областью и Беломорской тектонической зоной. На врезке: 31 – чехол Русской плиты; 32, 33 – Карельская плита: 32 – Карельская гранит-зеленокаменная область, 33 – Беломорская тектоническая зона; 34 – Кольская плита: а – Центральнокольский блок, а' – Колвицкий аллохтон (фрагмент а), б – Мурманский блок, в – Печенга-Имандра-Варзугский зеленокаменный пояс. Цифры в кружках: 1 - 8 – **опорные участки:** 1 – Зареченск, 2 – Толванд, 3 – Серяк, 4 – Кереть-Энгозеро, 5 – Ёна, 6 – Воче-Ламбина, 7 – Корватундра, 8 – Нижняя Охта; 9 - 17 – **локальные структуры:** 9 – Неблагорская, 10 – Солнечногубская, 11 – Колвицкая, 12 – Волчье-тундровская, 13 – Нотозерская, 14 – Кукаозерская, 15 – Керетский зеленокаменный пояс, 16 – Панакуолоярвинская, 17 – Лехтинская; 18 - 20 – **фрагменты лопийских образований** среди гранито-гнейсов Хетоламбинского (18, 19) и Риколатвинского (20) покровов: 18 – район д. Поньгома, 19 – на участке Княжая-Валасис ручей, 20 – район Широкой Салмы. I - I'-IV - IV' – разрезы, изображенные на рис. 2.

структурной ситуацией, когда лопийские образования оказываются перекрытыми тоналито-гнейсами инфракомплекса. Такая ситуация выступает особенно отчетливо в ядрах крупных антиформ, где обнажаются не самые древние, что

было бы естественно, а самые молодые, лопийские, породы, тогда как крылья сложены породами инфракомплекса. Нами установлены и закартированы три такие антиформные синклинали: Каликорвинская, Толвандская и Серякская (рис. 3,

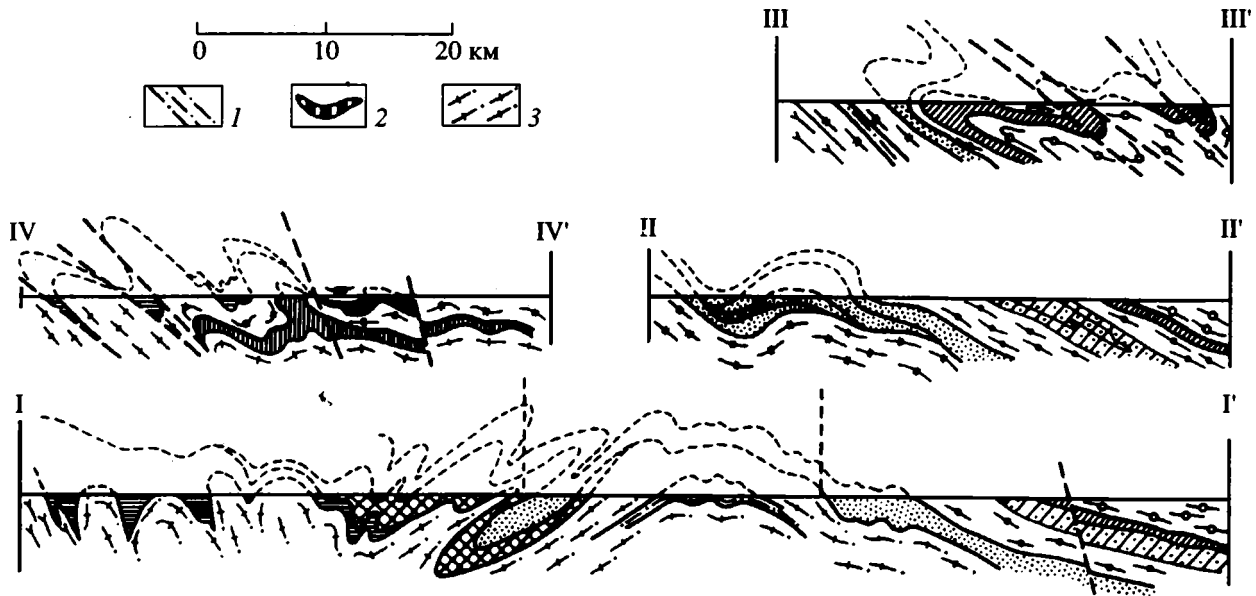


Рис. 2. Разрезы Беломорской тектонической зоны и краевой части гранит-зеленокаменной области (положение разрезов см. на рис. 1).

1 – Долмановская тектоническая пластина в составе Ковдозерского покрова: слоистые биотитовые, гранат-биотитовые, иногда дистенсодержащие гнейсы; 2 – гранатовые габбро-амфиболиты лопия; 3 – комплекс основания гранит-зеленокаменной области и Ковдозерский покров нерасчлененные: биотитовые и биотит-амфиболовые тоналито-гнейсы со скиалитами глубоко измененных плагиоамфиболитов. Остальные условные обозначения см. на рис. 1. Здесь и далее вертикальный масштаб соответствует горизонтальному.

4, 5, см. 1, 2, 3 на рис. 1). В некоторых случаях образования, слагающие ядра антиформ, оказываются не только более молодыми, но и слабее метаморфизованными, чем перекрывающие их гранито-гнейсы.

Такие “аномальные” ситуации, как и другие важнейшие особенности строения Беломорской зоны, находят объяснение с позиции покровной тектоники. Действительно, в свете полученной информации, традиционно выделявшиеся в составе беломорского комплекса “свиты”, такие, как чупинская, хетоламбинская, керетская и др., не могут быть членами единой стратиграфической серии, поскольку в совокупности образуют “переслаивание” разновозрастных стратифицированных (супракрустальных) и нестратифицированных (инфракрустальных) образований, и в рамках такого “переслаивания” первые оказываются перекрытыми вторыми. Подобно тому, как в фанерозойских сооружениях разрезы с аномальной последовательностью фаунистически охарактеризованных толщ находят объяснение только с позиции покровной тектоники, так и выделяющиеся в Беломорской зоне крупные элементы разреза должны рассматриваться как тектонические покровы, пластины, выходы условного автохтона, прошедшие различный путь структурных и метаморфических преобразований к моменту вовлечения в покровное сооружение, а

потом неоднократно совместно дислоцированные и метаморфизованные.

Помимо этих самых общих и самых веских аргументов в пользу покровного строения Беломорской тектонической зоны, можно привести и другие. К ним относятся прежде всего различного типа структурные несогласия между элементами аллохтона, аллохтоном и автохтоном или условным автохтоном. Так, например, Чупинский покров в Серякской антиформе (см. 3 на рис. 1) залегает на гранито-гнейсах, слагающих верхнюю часть Хетоламбинского покрова, а в 100 км южнее, в районе Энгозера (см. 4 на рис. 1), – на амфиболитах майозерского комплекса. Сами майозерские амфиболиты несогласно перекрывают инфракompлекс и лопийские образования краевой части гранит-зеленокаменной области. Такие примеры можно приумножить. Еще чаще встречаются несогласия другого типа, которые не получают картографического выражения: просто в соприкосновении приведены комплексы, прошедшие разную структурно-метаморфическую историю.

Региональные сместители, ограничивающие покровы, в отличие от стратиграфических и интрузивных контактов, обладают некоторыми специфическими структурными особенностями. По ним наблюдается интенсивное расщепление, что одновременно приводит к двум эффектам.

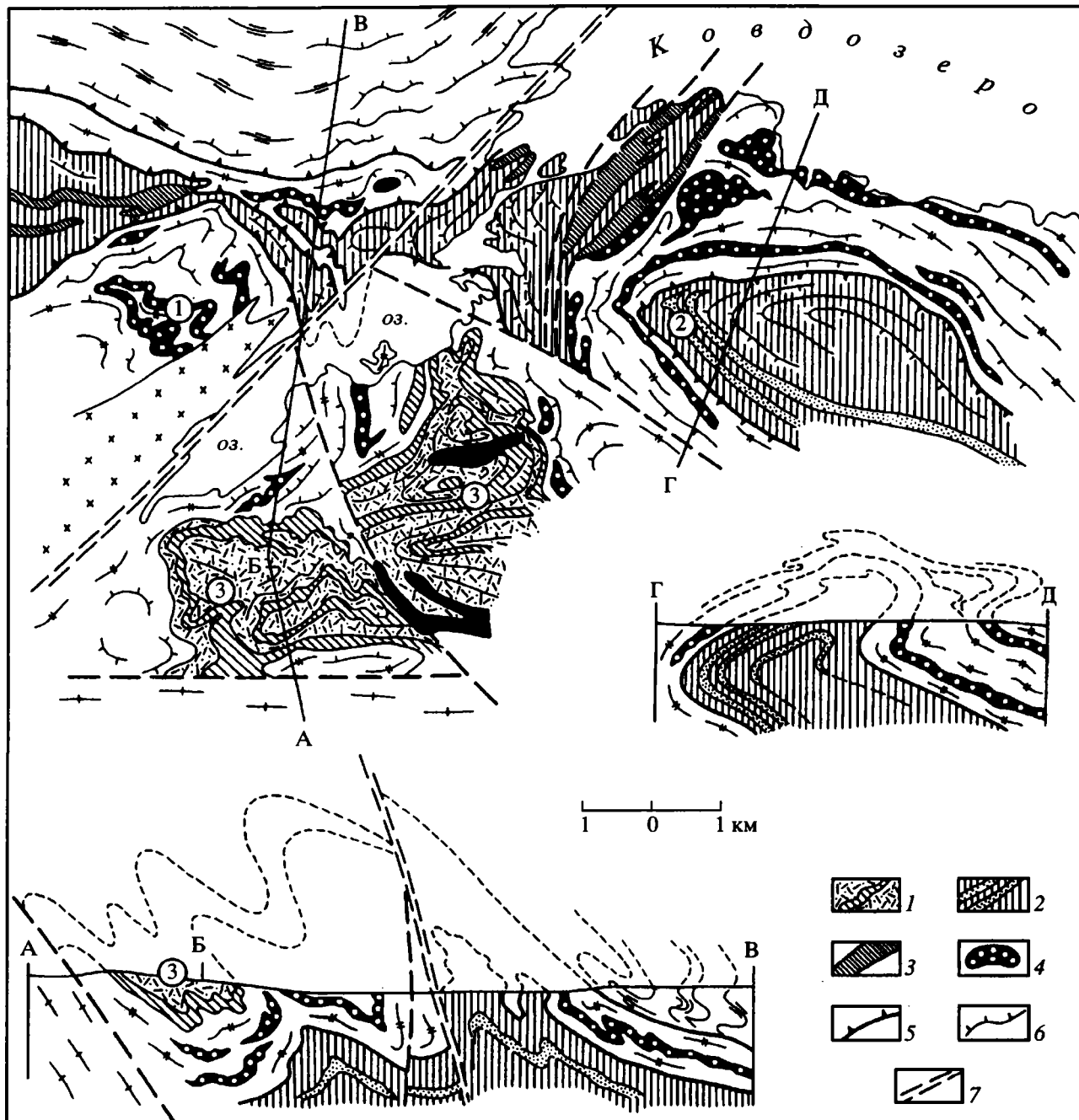


Рис. 3. Геологическая карта участка Зареченск (см. рис. 1). Составлена авторами при участии В.И. Актанова.

1 – кумжаозерский комплекс (лопий): биотитовые, биотит-амфиболовые, гранат-биотитовые гнейсы, иногда дистен- и силлиманитсодержащие, с горизонтами гранатовых амфиболов; 2 – каликорвинский комплекс (лопий): гранатовые плагиоамфиболиты с горизонтами биотитовых, гранат-биотитовых, двуслюдяных гнейсов, иногда дистен- или силлиманитсодержащих; 3 – лопийские габбро-амфиболиты; 4 – долопийские ортоамфиболиты; 5 – региональные сместители, ограничивающие тектонические покровы; 6 – обобщенные элементы залегания сланцеватости; 7 – Ковдозерский разлом. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

Во-первых, в зоне контакта структурные формы, предшествовавшие покровообразованию, сначала в большей или меньшей степени затушевываются, а в пределе, в непосредственной близости от сместителя, полностью утрачиваются, т.е.

осуществляется “потеря структурной памяти”. Во-вторых, сланцеватая текстура, развивающаяся строго параллельно сместителю, приводит (в масштабе обнажения или группы обнажений) к видимости совершенно согласных соотношений между

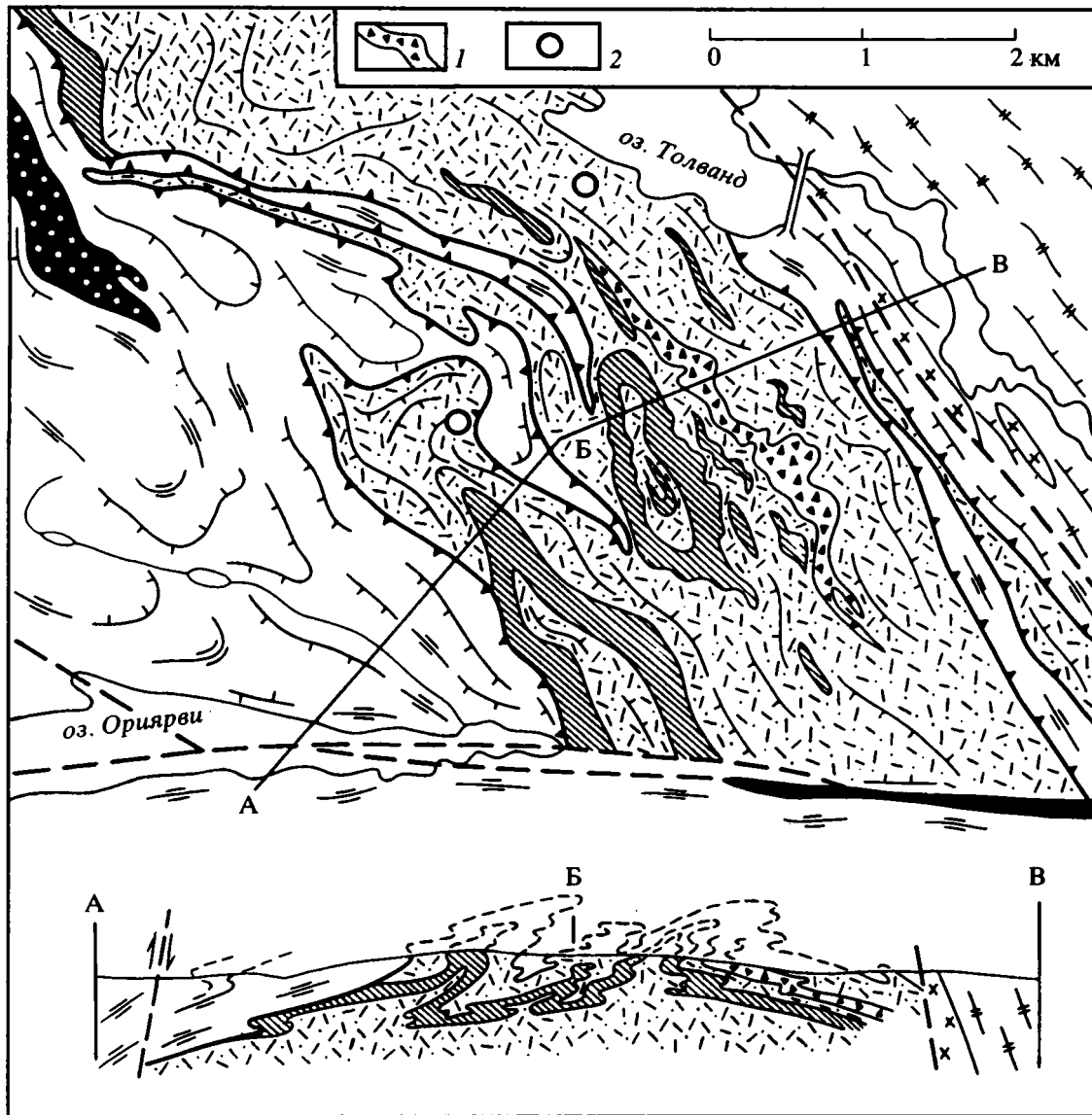


Рис. 4. Геологическая карта участка Толванд (см. рис. 1). Составлена авторами при участии С.А. Каргополова; цифры в кружках объяснены в тексте.

1 – гранатосодержащие турмалиновые граниты; 2 – реликты ассоциаций гранулитового метаморфизма. Остальные условные обозначения см. на рис. 1, 2, 3.

комплексами, даже в тех случаях, когда структурное несогласие между ними фиксируется картографически. Такая картина, в частности, наблюдалась на участках Зареченск и Толванд.

Региональные сместители в обнажениях выглядят как резкие, часто прямолинейные, реже деформированные в складки контакты между сопряженными комплексами, обычно без существенной blastomylonitization (последняя в Беломорье чаще всего свекофеннская). В большинстве случаев сместители непосредственно не наблюдаются, поскольку залечены поздними тоналитами, продуктами ультраметаморфизма, а иногда контролируют пространственное распределение поздних

друзитов. Последнее важно в методическом отношении для диагностики региональных сместителей, особенно в тех случаях, когда по ним приведены в соприкосновение гранито-гнейсовые комплексы и другие признаки сместителей отсутствуют. Не менее важно и другое: такой контроль свидетельствует о том, что во время внедрения поздних друзитов, возраст которых оценивается в интервале 2450 - 2350 млн. лет [10], региональные сместители уже существовали.

В последние годы к представлению о значительной роли линзовидно-чешуйчато-складчатых структур, надвигов или тектонических покровов в строении, по крайней мере, отдельных

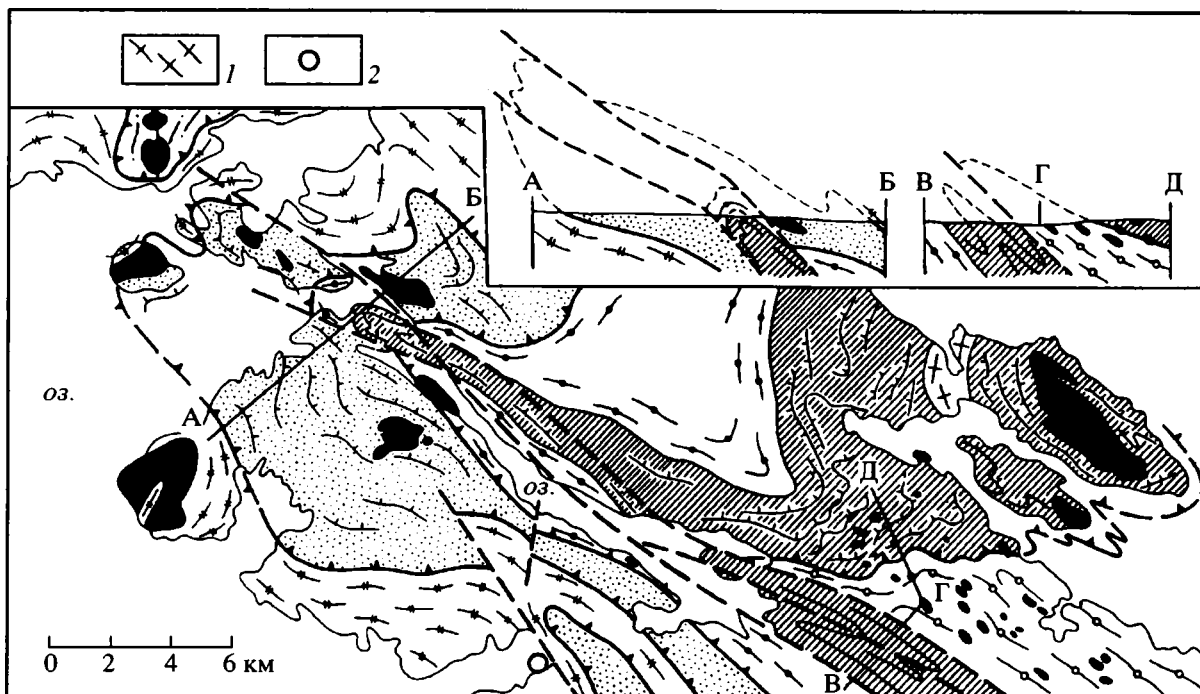


Рис. 5. Геологическая карта участка Серяк (см. рис. 1). Составлена авторами при участии О.М. Пупкова и Й. Хока с использованием материалов [3] и др. 1 – порфиробластические плагио-микроклиновые граниты (2400 млн. лет); 2 – локально проявленный гранулитовый метаморфизм в районе Тупой губы оз. Ковдозера. Остальные условные обозначения см. на рис. 1, 2.

фрагментов Беломорской тектонической зоны пришли многие исследователи [1, 4, 6, 14, 16, 23]. Между тем такого рода представления до сих пор находили ограниченное подтверждение.

Покровно-складчатая структура, другие структурные и вещественные особенности Беломорской тектонической зоны видны на примере опорных участков.

ГЕОЛОГИЯ ОПОРНЫХ УЧАСТКОВ

Из многих опорных участков (на рис. 1 показаны не все), закартированных в масштабе 1 : 25000 и 1 : 50000 с детализацией отдельных фрагментов структуры до масштаба 1 : 10000, представляется возможным кратко рассмотреть три, отвечающие Каликорвинской, Толвандской и Серякской антиформным синклиналиям, которые в условиях Беломорской тектонической зоны выступают в роли индикаторов покровной структуры.

Участок Зареченск (см. рис. 3) в геологическом отношении отвечает Каликорвинской антиформе, ядро которой сложено одноименным комплексом, сопоставимым по вещественному составу с лопийскими образованиями гранит-зеленокаменной области. Это гранатовые и гранатодиопсидовые амфиболиты, местами обнаруживающие слоистую текстуру, с подчиненными гней-

совыми горизонтами. Установленный Rb-Rb термоионным методом возраст циркона из гранатовых амфиболитов – 2780 ± 100 млн. лет правомерно рассматривать как время проявления высокотемпературного метаморфизма ($T = 650^\circ\text{C}$, $P = 8,5$ кбар), синхронного с покровообразованием¹. Характерно отсутствие или очень слабое проявление мигматизации, особенно в восточной части участка, где она не проявлена даже в гнейсовых горизонтах.

Крылья антиформы сложены неоднократно мигматизированными преимущественно тоналитовыми гнейсами Ковдозерского покрова с пластобразными и линзообразными телами глубоко измененных и интенсивно мигматизированных долопийских ортоамфиболитов, циркон из которых дал возраст 2880 ± 10 млн. лет (Rb-Rb термоионный метод). В ковдозерских гранито-гнейсах сохранились складки, предшествовавшие ребольским деформациям. Одна из них, маркирующая древними ортоамфиболитами, закартирована в западной части участка (см. 1 на рис. 3). Периклиналиное замыкание однозначно устанавливается в центральной части участка, где ядро антиформы, сложенное каликорвинскими амфиболитами, погружается под углами $10^\circ - 25^\circ$ под

¹ Цифры Rb-Rb термоионного метода, а также PT условия метаморфизма здесь и далее приведены по данным [13].

гранито-гнейсы Ковдозерского покрова (см. 2 на рис. 3). В восточном и западном направлениях антиформа постепенно становится более сжатой, в пределе – изоклиальной, утрачивает характерные структурные признаки и прослеживается в виде псевдомоноклинали, переработанной наложенными складками.

В южном крыле антиформы на гранито-гнейсах Ковдозерского покрова располагается Кумжаозерская синформа (см. 2 на рис. 3), выполненная кумжаозерским (лопийским) комплексом: биотитовыми, биотит-амфиболовыми, гранат-биотитовыми гнейсами, иногда дистен- и силлиманитсодержащими, с не выдержанными по простиранию мощными горизонтами гранатовых амфиболитов. Метаморфизм аналогичен установленному для каликорвинского комплекса. Соотношения кумжаозерского супракрустального комплекса с подстилающими гранито-гнейсами неоднозначны. Мощный горизонт гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов, залегающий в основании разреза на западном замыкании Кумжаозерской синформы, в восточном направлении быстро утоняется, превращается в цепочку мало-мощных линз, наконец полностью выклинивается, и в непосредственное соприкосновение с гранито-гнейсами приходят залегающие гипсометрически выше гранатовые амфиболиты, отвечающие по составу толеитовым базальтам. Такой контакт допустимо рассматривать как стратиграфический, отражающий фаціальную изменчивость, характерную для терригенно-вулканогенных комплексов; в то же время не исключено, что наблюдаемая картина – результат изначально пологого сместителя, признаки которого утрачены в ходе наложенных преобразований.

В северном крыле антиформы на гранито-гнейсах Ковдозерского покрова залегает еще один – Ориярвинский покров, по составу несущественно отличающийся от подстилающего. Расшифровка контакта между двумя гранито-гнейсовыми покровами – задача крайне трудная, и в полученных результатах можно было бы сомневаться, если бы в нескольких километрах севернее на участке “Толванд” Ориярвинский покров не перекрывал кумжаозерский комплекс с отчетливым структурным несогласием (см. рис. 4).

Из пликативных деформаций, наложенных на Каликорвинскую антиформу, наибольшим распространением пользуются складки с пологими осевыми поверхностями и пологими шарнирами (они получили наиболее отчетливое отражение на разрезе Г–Д, см. рис. 3) и крупные складки субмеридионального, местами – северо-восточного простирания (они хорошо видны на карте и осложняют конфигурацию Каликорвинской и Кумжаозерской структур). Развитие завершает Ковдозерский разлом северо-восточного прости-

рания, прослеживающийся за пределами участка на десятки километров (см. рис. 1). С ним связаны тела микроклиновых гранитов, бластомилонитизированных и катаклазированных поздними движениями, локализованных в зоне разлома, а также складки заключительной генерации, развитые сугубо локально.

Участок Зареченск оказался ключевым при расшифровке покровной структуры Беломорской тектонической зоны, поскольку именно здесь впервые был установлен феномен перекрытия лопийских (позднеархейских) образований древними тоналито-гнейсами, к тому же глубже метаморфизованными и мигматизированными, долопийский возраст которых определяется уже хотя бы тем, что они представляют собой непосредственное продолжение комплекса основания Карельской гранит-зеленокаменной области.

Участок Толванд сложен преимущественно кумжаозерским комплексом и перекрывающими его гранито-гнейсами Ориярвинского покрова, сопоставимыми с комплексом основания гранит-зеленокаменной области (см. рис. 4). Подчиненную роль играют тела турмалиновых гранитов, часто гранатсодержащих, прорывающих кумжаозерский комплекс и дислоцированных совместно с ним. Различные генерации циркона из этих гранитов, датированные Pb-Pb термоионным методом, дали возраст 2430, 2370, 2330 млн. лет.

Пликативная структура определяется, прежде всего, сочетанием “главных” складок северо-западного простирания с гораздо менее четко выраженными наложенными северо-восточными складками. Структура подчеркивается пространственным распространением вещественных комплексов: антиформы преимущественно сложены породами кумжаозерского комплекса, синформы – гранито-гнейсами Ориярвинского покрова. Между супракрустальными образованиями и перекрывающими их гранито-гнейсами картографически фиксируется структурное несогласие, особенно хорошо заметное по соотношению ориярвинских гранито-гнейсов с горизонтами гранатовых амфиболитов кумжаозерского комплекса. В то же время в зоне контакта оба комплекса обнаруживают совершенно согласные соотношения.

Соотношение Ориярвинского покрова с подстилающими образованиями находит объяснение, если допустить, что он перекрыл кумжаозерский комплекс, когда складки северо-западного простирания уже начали формироваться. Именно на этой стадии оформилось резкое структурное несогласие между комплексами, прошедшими разную структурную предысторию к моменту совмещения по региональному сместителю. Позднее ориярвинские гранито-гнейсы и подстилающие их

образования были совместно смяты в складки северо-западного простирания, но уже в условиях несколько изменившегося структурного плана. Эти и более поздние совместные пликативные деформации затушевывали несогласный контакт, чему способствовало интенсивное течение материала по сместителю, который в ходе наложенных деформаций выступал в качестве ослабленной зоны.

Наложённые складки с пологими шарнирами и пологими осевыми поверхностями, отчетливо фиксирующиеся на разрезе (см. рис. 4), сминают тела турмалиновых гранитов, а за пределами участка – дайки базитов, знаменующие начало свекофеннского цикла. Складки северо-восточного простирания и заложение Толвандского разлома, контролирующего тела поздних микроклиновых гранитов, завершают структурно-метаморфическое развитие.

Образования кумжаозерского комплекса испытали преимущественно метаморфизм высокотемпературной амфиболитовой фации повышенных давлений ($T = 670^\circ$, $P = 7$ кбар); локально зафиксированы более ранние ассоциации гранулитовой фации умеренных давлений: кордиерит + дистен + гранат + силлиманит + плагиоклаз + кварц с высокомагнезиальным гранатом. Со свекофенскими деформациями коррелируется метаморфизм низкотемпературной амфиболитовой фации умеренных давлений и, в частности, ассоциация: гранат + биотит + плагиоклаз + кварц + фибролит + мусковит ($T = 550 - 600^\circ$, $P = 5 - 6$ кбар).

Участок Серяк (см. рис. 5) давно является объектом специальных структурных исследований [3, 4, 15]. В.В. Балаганский впервые показал, что амфиболиты, слагающие ядро Серякской структуры, прошли более простое структурное развитие, чем окружающие комплексы, соответственно отнес их к лопию и интерпретировал структуру как синформную, что совершенно правомерно, если не предполагать покровного строения района². Мы проследили структуру на 35 - 40 км, особенно детально изучили и закартировали северо-западное ее замыкание и убедились, что она представляет собой опрокинутую на юго-запад антиформу (см. разрезы III-III' на рис. 2 и А-Б, В-Г-Д на рис. 5).

При перемещении с северо-запада на юго-восток, в направлении восстания шарнира Серякской антиформы, выделяются (сверху вниз): Ковдозерский покров и в составе его Долмановская тектоническая пластина, Чупинский, Хетоламбинский, Керетский покровы. По сравнению с разрезами I-I', II-II' (см. рис. 2) последователь-

ность залегания покровов оказывается обратной: Чупинский покров падает под Ковдозерский, соответствующий краю гранит-зеленокаменной области, а не наоборот. Афиболиты, слагающие ядро антиформы, отвечают гипсометрически нижней части Хетоламбинского покрова и представляют собой преимущественно согласные тела (силлы) гранатовых габбро-амфиболитов. Вмещающие их гранито-гнейсы играют заведомо подчиненную роль, хотя в других случаях в той же части разреза аллохтона гранито-гнейсы существенно преобладают. Кроме того, присутствуют в небольших фрагментах тонкослоистые амфиболиты (основные метатифы?), иногда переслаивающиеся с биотитовыми, гранат-биотитовыми, биотит-амфиболовыми и другими гнейсами. Все эти разновидности пород неразрывно связаны с габбро-амфиболитами и, по-видимому, относятся к лопийским образованиям.

Элементы аллохтона, участвующие в строении Серякской антиформы, прошли разный путь структурно-метаморфических преобразований. В гранито-гнейсах Ковдозерского, Хетоламбинского, Керетского покровов установлены многочисленные фрагменты глубоко измененных интенсивно мигматизированных долопийских (?) ортоамфиболитов, что может свидетельствовать о древнем возрасте включающих их гранито-гнейсов. Сложное структурно-метаморфическое развитие, включающее локально проявленный гранулитовый метаморфизм, наложенный на габброиды с возрастом 2650 млн. лет [25], расшифровано в районе Тупой губы [2] – в поле развития Ковдозерского покрова и, возможно, приурочено к гнейсам Долмановской тектонической пластины. Там же установлено широкое развитие поздних тоналитов [11], которые, по-видимому, не только залечивают сместители, но и образуют согласные тела в пределах покровов.

Особое место среди элементов аллохтона занимает Чупинский покров, возраст и природа которого вызывают острую дискуссию. Характерные для него глиноземистые гнейсы иногда рассматриваются как метасоматиты, развивающиеся по тоналитам [7 и др.]. Нельзя исключить локальные метасоматические преобразования, приводящие, в частности, к развитию дистен-гранат-биотитовых пород по секущим зонам, но разрезы покрова, сохраняющие признаки слоистости в сочетании с отсутствием метасоматической зональности, не позволяют рассматривать исходные породы иначе как супракрустальные (стратифицируемые) образования. Традиционные представления о раннеархейском возрасте чупинской толщи опирались на крайне сложную структурно-метаморфическую эволюцию, включающую ранний гранулитовый этап [9]. В настоящее время, когда оказалось, что локально проявленный

² В настоящее время В.В. Балаганский рассматривает Серякскую антиформу как крупную колчановидную складку – sheath = like fold (устное сообщение).

гранулитовый метаморфизм имеет возраст порядка 2700 - 2650 млн. лет, представляется более обоснованным лопийский, т.е. позднеархейский, возраст чупинских гнейсов.

В области северо-западного замыкания Серякской антиформы установлено, что она накладывается на систему разномасштабных лежащих изоклиналей. Эти складки, в силу небольших размеров не получившие отражения на карте и разрезах, являются свекофенскими, поскольку деформируют дайки долеритов с возрастом метаморфизма 1780 млн. лет [25]. В любом случае Серякская антиформа сформировалась в свекофенском цикле. На поздней стадии структурного развития определяющую роль получила осложняющая антиформу система левосторонних сдвигов северо-западного простирания, развивавшаяся в условиях субширотного сжатия – субмеридионального растяжения [24].

На примере Серякской антиформы видно, что традиционно выделяемые в составе беломорского комплекса “свиты” представлены преимущественно тоналито-гнейсами инфракомплекса, чередующимися с более молодыми стратифицируемыми образованиями или заключающими их в виде фрагментов. Соотношения между ними определяются скорее неодинаковым структурно-метаморфическим развитием, чем выраженными картографически структурными несогласиями. В то же время некоторые особенности северо-западного замыкания антиформы и, в частности, почти полное выпадение из разреза мощной тоналито-гнейсовой части Хетоламбинского покрова, особенно заметное на мелкомасштабной карте (см. рис. 1), несомненно, является формой выражения структурного несогласия между элементами аллохтона.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возраст покровов. Сопоставление информации, полученной на рассмотренных участках, позволяет скоррелировать некоторые важнейшие эндогенные процессы. В качестве маркирующих удобно использовать ранние свекофенские деформации, повсеместно проявленные и получившие выражение в лежащих сжатых или изоклинальных складках. На участке Зареченск эти складки проявлены слабо и наложены на хорошо сохранившиеся, изначально линейные складки ребольского (позднеархейского) цикла, определяющие в совокупности Каликорвинскую антиформу, в которую сминается уже оформившаяся система тектонических покровов. Это значит, что покровообразование осуществлялось на первой стадии ребольского цикла.

В Толвандской антиформе ранние свекофенские деформации получают гораздо более интен-

сивное выражение, и в то же время переработанные ими ребольские линейные складки уверенно расшифровываются и картируются. Формирование Ориярвинского покрова, по-видимому, несколько запаздывает, но тоже относится к позднему архею.

Наконец, в Серякской антиформе лежащие изоклинали, характерные для первой стадии свекофенского цикла, получают хотя и не повсеместное, но весьма интенсивное развитие; ребольские линейные складки, на которые они накладываются, расшифровываются лишь в редких некартируемых реликтах, а сами изоклинали деформированы Серякской антиформой. Покровообразование заведомо предшествует всем этим деформациям.

Даже такие сопоставления, далекие от детальной корреляции эндогенных процессов и анализа исследованных комплексов с позиции цикличности, позволяют достаточно уверенно сделать вывод о позднеархейском возрасте покровообразования, осуществлявшемся преимущественно на первой стадии ребольского цикла. С покровообразованием повсеместно коррелируется высокотемпературный метаморфизм, варьирующий от низкотемпературной до высокотемпературной амфиболитовой фации, а местами достигающий условий гранулитовой фации. Возраст этого метаморфизма, по-видимому, отвечает интервалу 2700 - 2500 млн. лет [10].

Два типа соотношений Карельской гранит-зеленокаменной области с Беломорской тектонической зоной. Один тип соотношений установлен в районе озер Кереть-Энгозеро (см. 4 на рис. 1)³ и определяется структурной позицией майозерского комплекса, выделенного в качестве свиты, венчающей разрез лопия и сложенной диопсид-гранатовыми амфиболитами, сохраняющими локально подушечные текстуры и заключающими горизонт кианит-гранат-биотитовых гнейсов [22]. По данным [18, 22], майозерские амфиболиты несогласно залегают на гранито-гнейсах комплекса основания и на разных стратиграфических уровнях лопийских образований, выполняющих Керетский зеленокаменный пояс (см. 15 на рис. 1), принадлежащий, как и подстилающие его гранито-гнейсы, гранит-зеленокаменной области (см. рис. 1).

Мы интерпретируем майозерский комплекс как парааллохтонный, т.е. сорванный покровообразующими движениями и залегающий в аллохтоне, но не выведенный за пределы своей структурно-фациальной зоны. Для такой интерпретации имеются тем более веские основания, что в том же Керетском зеленокаменном поясе, к северу

³ Геология района приводится по данным [22] в интерпретации авторов.

от Хизоваары, толща пород, аналогичных майозерским, залегает с базальными конгломератами в основании на лопийских образованиях [18], т.е. заведомо принадлежат автохтону. В районе Энгозера майозерские амфиболиты залегают на гранито-гнейсах Хетоламбинского покрова и перекрываются Чупинским покровом, завершающим разрез аллохтона (см. рис. 2, разрез I–I'). Таким образом, в районе озер Энгозеро–Кереть гранит-зеленокаменная область сопряжена с системой покровов Беломорской тектонической зоны через парааллохтон, то есть имеет место классический ряд: автохтон–парааллохтон–аллохтон. Эти соотношения можно рассматривать как результат надвигания системы беломорских покровов на гранит-зеленокаменную область.

Иная картина установлена на участке Зареченск (см. рис. 3). Замечательная особенность этого участка заключается в том, что в его пределах обнажаются два супракрустальных лопийских комплекса, несколько отличающиеся по вещественному составу, а главное – по позиции в региональной структуре. Кумжаозерский лопийский комплекс слагает северо-западное окончание Керетского зеленокаменного пояса, принадлежащего гранит-зеленокаменной области, и залегает на тоналито-гнейсах комплекса основания, содержащих тела мигматизированных долопийских ортоамфиболитов. Другой лопийский комплекс – каликорвинский – слагает ядро одноименной антиформы и перекрывается теми же самыми тоналито-гнейсами инфракрустального комплекса. Отсюда приходится признать, что на этом участке край гранит-зеленокаменной области, сохраняя двухъярусное строение, сам находится в аллохтонном залегании и принимает участие в покровном сооружении Беломорской тектонической зоны. Эти соотношения можно рассматривать как результат субдукции Беломорской тектонической зоны под гранит-зеленокаменную область в соответствии с моделью Гаала–Горбачева [26].

Таким образом, несмотря на ряд нерешенных вопросов, региональная структура Беломорской зоны расшифровывается как гигантский пакет тектонических покровов, местами перекрывающих гранит-зеленокаменную область, местами пододвинутых под нее, переработанный системами ребольских и свекофинских складов и все же сохранивший на обширных площадях доминирующее северо-западное простирание при северо-восточном падении. В этой структурной ситуации край гранит-зеленокаменной области выступает не как инородное тело, но скорее как органический элемент единого, изначально горизонтального тектонического потока.

Граница между Карельской гранит-зеленокаменной областью и Беломорской тектониче-

ской зоной. В описанной крайне сложной и не до конца выясненной геологической обстановке эту границу можно провести по-разному в зависимости от избранных критериев. Нами к гранит-зеленокаменной отнесена область, в пределах которой лопийские образования выполняют зеленокаменные пояса и трогги (супраструктура), залегающие на тоналито-гнейсах (инфраструктура), а к Беломорской зоне – территория, где преимущественным развитием пользуются тектонические покровы. Такая граница условна. Во-первых, потому, что она определяется степенью изученности – со временем область развития покровов может оказаться более обширной. Во-вторых, уже сейчас в Беломорской тектонической зоне известны выходы автохтона, а в гранит-зеленокаменной области – клиппы-реликты тектонических покровов. Но самое главное заключается в том, что зеленокаменные пояса и трогги, залегающие на тоналитовом гранито-гнейсовом основании, не исключают их аллохтонного залегания вместе с комплексом основания.

Граница, установленная нами на основе структурных критериев, заведомо не совпадает с той, которая впервые была намечена К.А. Шуркиным и др. [8], позднее уточнена К.О. Кратцем и др. [17] и интерпретировалась как зона сочленения между Карельским и Беломорским геоблоками (см. рис. 1). При ее проведении учитывался метаморфический критерий: она примерно отвечает смене устойчивых высокобарических режимов метаморфизма (Беломорский блок) умереннобарическими и низкобарическими (Карельский геоблок). Между этими двумя границами располагается обширная территория, в пределах которой одновременно проявлены структурные признаки гранит-зеленокаменной области и метаморфизм, свойственный Беломорской тектонической зоне.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Беломорская тектоническая зона – в широком понимании – представляет собой зону структурно-метаморфической переработки гранит-зеленокаменной области и подразделяется на две подзоны. В первой (внутренней) подзоне проявился метаморфизм повышенных – высоких давлений и протекало структурное развитие, в основных чертах приближающееся к типичному для гранит-зеленокаменных областей, но в чем-то от него отличающееся. Во второй (внешней) подзоне, соответствующей собственно Беломорской тектонической зоне в узком понимании, высокобарический метаморфизм сопровождался тотальным покровообразованием, что привело к структуре, в корне отличающейся от свойственной гранит-зеленокаменным областям. В обеих подзонах в лопийских комплексах не удалось зафиксировать

региональных структурно-метаморфических преобразований, предшествовавших высокобарическому метаморфизму, за исключением локально проявленного гранулитового метаморфизма умеренных давлений, не сопровождавшегося существенной структурной перестройкой [7, 21]. Так, структурное развитие Керетского зеленокаменного пояса осуществлялось уже в условиях метаморфизма повышенных давлений. Лопийские образования, участвующие в покровообразованиях, тоже не несут признаков предшествовавшей структурно-метаморфической эволюции и, судя по всему, вовлекались в аллохтон непосредственно из субгоризонтально залегавшего вулканогенно-терригенного чехла, перекрывавшего комплекс основания гранит-зеленокаменной области. Все это приводит к заключению, что к началу регионального покровообразования и связанного с ним высокобарического метаморфизма (2700 - 2650 млн. лет) краевая часть гранит-зеленокаменной области существенно отставала в развитии от центральной части, где к этому времени уже вполне оформились типичные зеленокаменные трюги "барбертонского" типа со всеми характерными для них особенностями – ранними линейными складками, купольными структурами, высокоградиентной метаморфической зональностью и др. [19].

Наконец, важно подчеркнуть, что ни граница Шуркина–Кратца, ни установленная нами ни в каком случае не могут оказаться ограничениями геоблоков. По многим причинам. Но, прежде всего, потому, что обе они, как и Беломорская тектоническая зона в целом, полого падают под Кольскую гранулит-гнейсовую область и представляют собой крупный элемент раннедокембрийской горизонтальной тектоники, – элемент, который по ряду признаков (региональное покровообразование, высокобарический метаморфизм, обратная метаморфическая зональность) отвечает коллизивной структуре. В то же время остается неясным, с чем сталкивалась Карельская плита в позднем архее, поскольку коллизия ее с Кольской плитой, по крайней мере, с основным ее объемом, зафиксирована в раннепротерозойских событиях, начиная с рубежа 1925 млн. лет.

Работа завершена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по проекту 93-05-9863.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев В.Б. Структурное развитие Неблогорского пегматитового поля, Северо-Западное Беломорье; Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ЛГУ, 1989. 18 с.
2. Балаганский В.В., Бибикина Е.В., Богданова С.В. и др. U-Pb геохронология беломорид Тупой губы оз. Ковдозера (Северная Карелия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 6. С. 40 - 51.
3. Балаганский В.В., Богданова М.Н., Козлова Н.Е. Структурно-метаморфическая эволюция северо-западного Беломорья. Апатиты: Изд-во Кольского ИЦ АН СССР, 1986. 100 с.
4. Балаганский В.В., Козлова Н.Е. Раннедокембрийские надвиги в Северо-Западном Беломорье // Тезисы докладов II Всесоюзной школы "Структурный анализ кристаллических комплексов". АН СССР. Научный совет по геологии докембрия..., М.: 1988. С. 18 - 19.
5. Богданов Ю.Б., Воинов А.С. О соотношении карелид с беломоридами // Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. 1968. Т. 143. С. 97 - 109.
6. Богданова М.Н., Ефимов М.М., Сорохотин Н.О. Полициклическое развитие гранито-гнейсовых и амфиболито-сланцевых комплексов Северо-Западного Беломорья и их структурная организация // Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1990. С. 37 - 47.
7. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии, геология и петрология. Л.: Наука, 1990. 142 с.
8. Геология и магматизм области сочленения беломорид и карелид (Беломорско-Карельский глубокий разлом) / Шуркин К.А., Шемякин В.М., Пушкарев Ю.Д., Сидоренко В.В., Фиженко В.В., Берковский А.Н., Шустова Л.Е. Л.: Наука, 1974. 184 с.
9. Геология и пегматитоносность беломорид / Салье М.Е., Батузов С.С., Душейко С.И., Алексеев В.Б., Котов А.Б. и др. Л.: Наука, 1985. 251 с.
10. Глебовицкий В.А. Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 1993. № 1. С. 7 - 24.
11. Глебовицкий В.А., Вапник Е.А., Седова И.С., Семенов А.П. Значение флюидных включений и флюидных составов пород для интерпретации истории развития полиметаморфических комплексов на примере региона Тупой губы оз. Ковдозера // Геохимия. 1993. № 2. С. 222 - 236.
12. Горлов Н.В. Геология беломорид. Л.: Наука, 1967. 112 с.
13. Другова Г.М., Савельева Т.Е. К эволюции метаморфических процессов в Северо-Западном Беломорье // Записки ВМО. 1993. № 1. С. 48 - 67.
14. Другова Г.М., Турченко С.И., Шустова Л.Е. Зоны сочленения гнейсо-гранулитовых и гранит-зеленокаменных областей докембрия на примере Балтийского и Алданского щитов // Геотектоника. 1990. № 4. С. 17 - 23.
15. Дук В.Л. Складки зоны ультраметаморфизма. Л.: Наука, 1967. 83 с.
16. Ефимов М.М., Богданова М.Н., Сорохотин Н.О. О структурной организации метаморфических комплексов, их корреляции и пространственных соотношениях (Северо-Западное Беломорье) // Тезисы докладов II Всесоюзной школы "Структурный анализ кристаллических комплексов". М.: АН СССР, Научный совет по геологии докембрия..., 1988. С. 17 - 18.

17. Земная кора восточной части Балтийского щита / Кратц К.О., Глебовицкий В.А., Бьлинский Р.В. и др. Л.: Наука, 1978. 232 с.
18. Кожевников В.Н., Мельянец Н.В., Белоусов В.В., Дербасова А.Л. Геолого-геохимическая типизация коматитов Северной Карелии // Геология и метаморфизм архейских зеленокаменных поясов. Петрозаводск: Изд-во Карельского НЦ АН СССР, 1988. С. 40 - 56.
19. Миллер Ю.В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 143 с.
20. Миллер Ю.В. Структурная эволюция метаморфических комплексов: проблемы цикличности и генезиса: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Л.: ИГГД АН СССР, 1989. 48 с.
21. Рыбаков С.И., Светова А.И., Мельянец Н.В. Комплекс высокометаморфизованных вулканитов и вулканогенно-осадочных пород на островах Вичаны и Мундиннаволоок оз. Кереть // Геология и магматизм: Оперативно-информационные материалы. Петрозаводск: Изд-во Карельского ФАН СССР, 1983. С. 21 - 24.
22. Слабунов А.И. Лопийские осадочно-вулканогенные образования и их соотношение с беломорским супракрустальным комплексом в районе оз. Кереть // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: Изд-во Карельского НЦ АН СССР, 1990. С. 141 - 155.
23. Сыстра Ю.И., Кожевников В.Н. Геолого-структурная схема Хизоваарского района (Хизоваарское кванитовое поле, Северная Карелия). Петрозаводск: Изд-во Карельского НЦ АН СССР, 1988. 104 с.
24. Хок Й., Миллер Ю.В. Современная методика кинематического анализа разрывных нарушений, развивающихся в условиях низкотемпературного метаморфизма, на примере Серяжского долгоживущего разлома (Северо-Западное Беломорье) // Геотектоника. 1993. № 2. С. 73 - 76.
25. Bibikova E.V., Skiold T., Bogdanova S.V., Drugova G.M., Lobach-Zhuchenko S.B. Geochronology Belomorides: interpretation of the multi-stage geological history // International symposium: IGCP PROJECT 275 - DEEP GEOLOGY OF THE BALTIC SHIELD. PROJECT 257 - PRECAMBRIAN DYKE SWARMS. Petrozavodsk: Karelian Research Center, Russian Academy of Science, 1992. P. 8 - 10.
26. Gaal G., Gorbachov R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precamb. Res. 1987. V. 35. № 1. P. 15 - 52.

Рецензенты: Ч.Б. Борукаев, В.С. Федоровский

Folded Nappe Structure of the Belomorsk Zone and Its Relation to the Karelian Granite-Greenstone Belts

Yu. V. Miller, R. I. Mil'kevich

Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg

The Belomorsk tectonic zone was formed in the Late Archean as a result of the regional nappe formation and high-P metamorphism affected the Karelian granite-greenstone belts. In places, the nappe are thrust over the granite-greenstone belt margins, and somewhere underthrust them. In the last case, having the allochthonous occurrence, the granite-greenstone belt margins are constituents of the folded-nappe structures.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ЗА 1995 г.

<i>Бискэ Ю.С.</i> Позднепалеозойская коллизия Таримского и Киргизско-Казахстанского палеоконтинентов	1
<i>Божко Н.А.</i> Тектоно-термальная переработка – характерный эндогенный режим докембрия	2
<i>Гарецкий Р.Г.</i> Авлакогены платформ Северной Евразии	4
<i>Гениафт Ю.С.</i> Вещественно-структурные преобразования в литосфере платформ по данным изучения глубинных включений в магматических породах	1
<i>Гончар В.В.</i> Проблемы сейсмотектоники Камчатки в свете концепции тектонического потока	6
<i>Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Галкин В.А., Фролова Н.С.</i> Деформационно-химические парагенезы и структурно-метаморфическая зональность	2
<i>Григорьев В.Н., Соколов С.Д., Крылов К.А., Голозубов В.В., Пральникова И.Е.</i> Геодинамическая типизация триасово-юрских эффузивно-кремнистых комплексов Кюльского террейна (Корякское нагорье)	3
<i>Гусев Г.С., Хаин В.Е.</i> О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири)	5
<i>Зинкевич В.П.</i> Ответ на комментарий М.Н. Шапиро к статье “Тектоника восточного обрамления Срединно-Камчатского массива метаморфических пород”	5
<i>Зоненшайн Л.П., Казьмин В.Г., Кузьмин М.И.</i> Новые данные по истории Байкала: результаты наблюдений с подводных обитаемых аппаратов	3
<i>Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.</i> Сейсмодислокация в сейсмических поясах Якутии	1
<i>Исмаил-Заде А.Д., Велиев М.М., Мамедов М.Н., Багир А.Э.</i> Тектоническое положение базит-гипербазитового комплекса Тальша (по поводу статьи Т.Аб. Гасанова “Послеэоценовые тектонические покровы Тальшской зоны Малого Кавказа”)	2
<i>Карякин Ю.В.</i> Совещание “Тектоника осадочных бассейнов Северной Евразии”	4
<i>Касьянова Н.А., Абрамова М.Е., Гайрабеков И.Г.</i> О горизонтальных деформациях Восточного Кавказа на основе высокоточных геодезических измерений	2
<i>Книппер А.Л., Шараськин А.Я.</i> Корреляция тектонических событий в мезозойской истории северо-восточного Средиземноморья	1
<i>Кононова В.А., Первов В.А., Богатиков О.А., Мюс-Шумахер У., Келлер Й.</i> Мезозойский калиевый магматизм Центрального Алдана: геодинамика и генезис	3
<i>Копп М.Л., Сеславинский К.Б.</i> О геодинамической модели Альпийско-Средиземноморского пояса (по поводу статьи В.Н. Шолпо “Хаос и упорядоченность в структуре подвижных поясов”)	1
<i>Куренков С.А., Аристов В.А.</i> О времени формирования коры Туркестанского палеоокеана	6
<i>Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Соловьев А.Ю.</i> Пластическая деформация и метаморфизм	2
<i>Леонов Ю.Г.</i> Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника	6

<i>Лукьянов А.В.</i> Научная сессия секций Межведомственного тектонического комитета	2
<i>МакКолл Джозеф.</i> Мезозойско-эоценовый океан и микроконтиненты Южного – Центрального Ирана	6
<i>Миколайчук А.В., Котов В.В., Кузиков С.И.</i> Структурное положение метаморфического комплекса Малого Нарына и проблема границы Северного и Среднего Тянь-Шаня	2
<i>Милановский Е.Е.</i> Пульсации Земли	5
<i>Миллер Ю.В., Милькевич Р.И.</i> Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью	6
<i>Несмеянов С.А.</i> Плейстоценовые деформации черноморских террас на кавказском побережье	3
<i>Омуралиев М., Корженков А.М.</i> Морфоструктурные параметры и напряженно-деформационное состояние среды сейсмичных зон Тянь-Шаня	2
<i>Павлов Ю.А.</i> К вопросу о выделении рифтовых структур в фундаменте Западно-Сибирской плиты	3
<i>Пейве А.А., Перфильев А.С., Пуцаровский Ю.М., Симонов В.А., Турко Н.Н., Разницин Ю.Н.</i> Строение района южного окончания Срединно-Атлантического хребта (тройное сочленение Буве)	1
<i>Перфильев А.С.</i> Историко-геологический подход к геодинамическим явлениям в океане	4
<i>Пилипенко А.И.</i> Внутриплитные деформации в северо-восточной части Индийского океана (по данным исследований на Маскаренско-Австралийском геотраверзе)	6
<i>Пуцаровский Ю.М.</i> О трех парадигмах в геологии	1
<i>Пуцаровский Ю.М.</i> Тектоника Индийского океана	4
<i>Рихтер А.В.</i> Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива	1
<i>Розен О.М.</i> Метаморфические следствия тектонических движений на уровне нижней коры: протерозойские коллизионные зоны и террейны Анабарского щита	2
<i>Руженцев С.В., Бурашников В.В.</i> Тектоника салаирид Западной Монголии	5
<i>Руженцев С.В., Моссаковский А.А.</i> Геодинамика и тектоническое развитие палеозойд Центральной Азии как результат взаимодействия Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли	4
<i>Савельева Г.Н., Савельев А.А., Перцев А.Н.</i> Метаморфизм в истории офиолитов	2
<i>Суворов А.И.</i> Николай Сергеевич Шатский и современность (к 100-летию со дня рождения)	4
<i>Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э.</i> Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии	3
<i>Хаин В.Е.</i> О взаимосвязи процессов, происходящих на границах литосферных плит	2
<i>Хераскова Т.Н.</i> Формационный анализ и современная геодинамика	4
<i>Шапиро М.Н.</i> Позднемеловая Ачайваям-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики	1

<i>Шараськин А.Я., Карякин Ю.В., Книппер А.Л., Хераскова Т.Н.</i> Структурные особенности, состав и тектоническое значение мезозойских образований группы Диаризос (юго-западный Кипр)	5
<i>Язева Р.Г., Бочкарев В.В.</i> Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика	6
<i>Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г.</i> Внутриплитная позднемезозойская-кайнозойская вулканическая провинция Центральной – Восточной Азии – проекция горячего поля мантии	5
30-летие журнала “Геотектоника” Ю. М. Пущаровский	3
<u>Михаил Евгеньевич Артемьев</u>	1
<u>Соломон Маркович Тильман</u>	
С.В. Руженцеву – 60 лет	6
Указатель журнала “Геотектоника” за 1995 год	6

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!

Правила представления статей в журнал “Геотектоника”

1. Работа должна быть представлена на русском языке. Объем статей не должен превышать 32 страниц и кратких сообщений – 8 страниц, включая машинописный текст, список литературы и иллюстрации.
2. Текст рукописи представляется в двух экземплярах, рисунки и фотографии – в трех экземплярах.
3. Конструкция статьи. Как правило, статья должна содержать следующие элементы:
 - а) Заглавие.
 - б) Фамилии и инициалы авторов; полные названия учреждений, в которых выполнена работа, с указанием города и почтового индекса.
 - в) Резюме, в котором должны быть изложены главные выводы. Размер резюме – не менее 200 и не более 400 слов.
 - г) Введение, в котором необходимо указать цель исследования. Здесь же уместны исторические сведения.
 - д) Описание метода исследования (если он не стандартен) и фактического материала. Необходимо разбить описание на разделы и снабдить их заголовками и подзаголовками.
 - е) Результаты исследования и их обсуждение.
 - ж) Заключение.
 - з) Список цитированной литературы.
 - и) Таблицы (на отдельных страницах).
 - к) Подписи к рисункам (с новой страницы).
4. Первый экземпляр текста статьи должен быть подписан авторами. На отдельном листе необходимо указать фамилию, почтовый адрес, номера телефона и телекса автора, с которым редакция будет поддерживать связь.
5. Требования к тексту рукописи.
 - а) Рукопись необходимо печатать через два интервала, оставляя слева поля 4 см, на машинке с нормальным шрифтом или на компьютере шрифтом № 12. Обязательно представление первого экземпляра машинописи.
 - б) Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции. В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.
 - в) Список цитируемой литературы составляется по алфавиту: сначала – русскому, затем – латинскому. В списке литературы приводятся фамилии и инициалы всех авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, номера страниц; для книг – название работы, издательство, место и год издания, количество страниц. В случае приведения в списке литературы иностранных монографий и статей из сборников, переведенных на русский язык и изданных в России, необходимо после русского названия и фамилий авторов повторить оригинальное название научного труда и фамилий его авторов на иностранном языке. Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы в списке литературы.
 - г) Обозначения греческими буквами и формулы вписываются черными чернилами. Необходимо делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы двумя черточками снизу, а строчные – сверху. Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие – красным карандашом.
6. Требования к рисункам.
 - а) Первый экземпляр рисунков должен быть вычерчен черной тушью. Второй и третий экземпляры представляются в виде ксерокопий или фотокопий.
 - б) Фотографии, иллюстрирующие текст, должны быть хорошего качества и отпечатаны на глянцевой бумаге.
 - в) В статье должна быть обзорная карта, на которой показан район исследований и положение других рисунков.
 - г) На всех рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны линейный масштаб и ориентировка, на картах обязательно показывать географические координаты. Сейсмические профили должны иметь вертикальный масштаб в километрах.
 - д) Необходимо позаботиться о том, чтобы статья была понятна не только специалистам по описываемому району: на рисунках обозначить все упоминаемые в тексте тектонические структуры, пункты, свиты. Не следует нагружать рисунки ненужными названиями.
 - е) Максимальный размер рисунка в журнале 17 × 23 см. Можно представить более крупные рисунки (до 60 см по диагонали), которые будут уменьшены при воспроизведении; нагрузка на рисунках должна 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) В тексте обязательны ссылки на все рисунки. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях рукописи.
7. Редакция высылает авторам отредактированный текст для проверки. Дальнейшее прохождение рукописи контролируется редакцией.
8. Авторы получают 25 оттисков опубликованной статьи.

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ!

Журналы Российской академии наук можно выписать в любом почтовом отделении России по сводному Каталогу Федерального управления почтовой связи (“ФУПС”). Академические журналы объявлены в этом каталоге в разделе “АРЗИ”.

Обращаем Ваше внимание!

Подписку можно оформить и непосредственно в редакции журнала с любого очередного номера. Это избавит Вас от значительной части расходов: цены редакционной подписки существенно ниже! К тому же вышедший номер Вы сможете получить в редакции сразу после выхода его из печати.

Пользуйтесь предоставленной Вам возможностью льготной подписки!

“НАУКА” ♦♦♦♦ МАИК “НАУКА” ♦♦♦♦ “ИНТЕРПЕРИОДИКА”

**Журналы Российской академии наук выходят в свет одновременно
на русском и английском языках**

Акустический журнал
Астрономический вестник
Астрономический журнал
Биология моря
Биоорганическая химия
Вестник РАН
Водные ресурсы
Вопросы ихтиологии*
Высокомолекулярные соединения

Генетика
Геология рудных месторождений
Геотектоника*
Доклады РАН

Журнал аналитической химии
Журнал неорганической химии
Журнал органической химии
Журнал физической химии
Защита металлов
Известия АН. Серия биологическая
Известия АН. Физика атмосферы и океана*
Кинетика и катализ
Коллоидный журнал
Координационная химия
Космические исследования
Кристаллография
Литология и полезные ископаемые
Микробиология
Микроэлектроника
Неорганические материалы
Океанология*
Онтогенез
Оптика и спектроскопия
Петрология
Письма в Астрономический журнал
Почвоведение*
Прикладная биохимия и микробиология
Проблемы прогнозирования
Программирование
Радиохимия
Стратиграфия. Геологическая
корреляция
Теоретические основы
химической технологии
Теплофизика высоких температур
Теплоэнергетика
Труды ордена Ленина Математического
института имени В.А. Стеклова
Физика Земли*
Физика и химия стекла
Физика металлов и металловедение
Физика плазмы
Физиология растений
Химия высоких энергий
Экология
Электрохимия
Ядерная физика

Acoustical Physics
Solar System Research
Astronomy Reports
Russian Journal of Marine Biology
Russian Journal of Bioorganic Chemistry
Herald of the Russian Academy of Sciences
Water Resources

Polymer Science. Series A
Polymer Science. Series B
Russian Journal of Genetics
Geology of Ore Deposits

Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences,
Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,
Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,
Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry,
Physics—Doklady
Journal of Analytical Chemistry
Russian Journal of Inorganic Chemistry
Russian Journal of Organic Chemistry
Russian Journal of Physical Chemistry
Protection of Metals
Biology Bulletin

Kinetics and Catalysis
Colloid Journal
Russian Journal of Coordination Chemistry
Cosmic Research
Crystallography Reports
Lithology and Mineral Resources
Microbiology
Russian Microelectronics
Inorganic Materials

Russian Journal of Developmental Biology
Optics and Spectroscopy
Petrology
Astronomy Letters

Applied Biochemistry and Microbiology
Studies on Russian Economic Development
Programming and Computer Software
Radiochemistry

Stratigraphy and Geological Correlation
Theoretical Foundations of Chemical
Engineering
High Temperature
Thermal Engineering
Proceedings of the Steklov Institute
of Mathematics

Glass Physics and Chemistry
The Physics of Metals and Metallography
Plasma Physics Reports
Russian Journal of Plant Physiology
High Energy Chemistry
Russian Journal of Ecology
Russian Journal of Electrochemistry
Physics of Atomic Nuclei

**Журналы Российской академии наук выходят в свет только
на английском языке**

Laser Physics
Pattern Recognition and Image Analysis

* В 1995 г. журналы издаются издательством “Наука” и МАИК “Наука” только на русском языке.