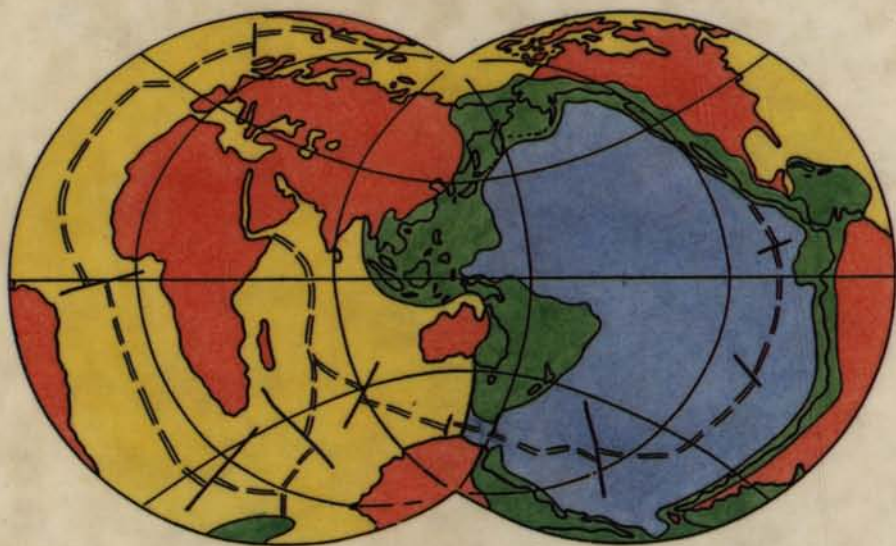




ISSN 0002-3272

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ФЕНОМЕНЫ



«НАУКА»



W. Mayes & Co. L^{rs}

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ФЕНОМЕНЫ

Труды, вып. 505

Основаны в 1932 году

*К 80-летию со дня рождения
академика
Юрия Михайловича
Пущаровского*



МОСКВА "НАУКА"
1997

УДК 551.24+551.2(261/264)+551.240(5+5)

ББК 26.3

Т 11

Russian Academy of Sciences

Geological Institute

Tectonic and geodynamic phenomena

Transactions, vol. 505

Тектонические и геодинамические феномены. – М.: Наука, 1997. – 254 с. (Тр. ГИН; Вып. 505)
ISBN 5-02-003693-5

Сборник включает статьи, в которых рассмотрены тектоническое строение, история формирования и генезис современных океанов, пассивных и активных континентальных окраин, а также их палеоаналоги в палеозойских складчатых структурах.

Для тектонистов и геологов широкого профиля.

Редакционная коллегия:

академик *Ю.Г. Леонов* (главный редактор),
Ю.О. Гаврилов, Ю.В. Карякин, С.А. Куренков,
академик *М.А. Семихатов*

Ответственные редакторы:

А.С. Перфильев, Ю.Н. Разницын

Рецензенты:

академик *А.Л. Книппер,*
член-корреспондент РАН *Н.А. Богданов*

The issue includes the papers concerning tectonics, formation history and genesis of modern oceans, its passive and active continental margins and also its paleoanalogues in Paleozoic folded belts. For the specialists of tectonics and different branches of geology.

Editorial Board:

academician of Russian Academy of Sciences *Yu.G. Leonov* (Editor-in-Chief),
Yu.O. Gavrillov, Yu.V. Kariakin, S.A. Kurenkov,
academician of Russian Academy of Sciences *M.A. Semikhatov*

Responsible editors:

A.S. Perfil'ev, Yu.N. Raznitsin

Reviewers:

Academician of Russian Academy of Sciences *A.L. Knipper,*
Corresponding member of Russian Academy of Sciences *N.A. Bogdanov*

ТП-97-II-113

ISBN 5-02-003693-5

© Российская академия наук и издательство "Наука",
серия "Труды ГИН" (разработка, составление, художественное оформление), 1932 (год основания), 1997

Юрий Михайлович ПУЩАРОВСКИЙ

31 декабря 1996 г. исполнилось 80 лет выдающемуся ученому – геологу, академику Юрию Михайловичу Пушаровскому.

Свой путь в геологии Юрий Михайлович начал в 1934 г. коллектором и к моменту окончания МГУ в 1941 г. уже имел опыт полевых экспедиционных работ в западном Казахстане, на Урале и Кавказе.

24 июля 1941 г. Ю.М. Пушаровский ушел добровольцем на фронт и почти всю войну провел в действующей армии, был тяжело ранен. Его ратный труд отмечен орденами и медалями, а закончился он на параде Победы на Красной площади.

После демобилизации из армии в 1946 г. научная деятельность Ю.М. Пушаровского вот уже 50 лет неразрывно связана с Геологическим институтом, в котором он прошел путь от младшего научного сотрудника до академика. В 1950 г. он защитил кандидатскую диссертацию на тему "Стратиграфия и тектоника Восточных Карпат".

Следующий этап, определивший на долгие годы основное направление исследований Ю.М. Пушаровского, связан с изучением тектоники Востока СССР. Начался он в Якутии в зоне Приверхоянского краевого прогиба с анализа геологии и тектоники региона, что в конечном итоге позволило ему выявить перспективную на поиски нефти и газа Усть-Вилуюскую площадь. Научный прогноз Ю.М. Пушаровского оказался удачным: в 1956 г. первая же пробуренная скважина дала первый в Восточной Сибири горячий газ.

В 1959 г. Ю.М. Пушаровский защитил докторскую диссертацию на тему "Приверхоянский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии". Ему же принадлежат обобщающие публикации о геологии таких крупных структур, как Сетте-Дабан и Приколымское поднятие, и создание тектонической схемы Северо-Востока СССР.

В последующие годы в сферу его интересов попадают Арктика, Сахалин, Сихотэ-Алинь, Камчатка, Япония, Куба, КНДР, Чили и другие регионы по периферии Тихого океана, и в 1972 г. выходит в свет монография "Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли". Публикация этой книги знаменует качественно новый этап изучения тектоники восточного полушария Земли. Книга фактически явилась объяснительной запиской к составленной тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли масштаба 1 : 10 000 000, изданной в 1970 г. На ней впервые отражалась тектоника ложа океана, показывалось строение зон перехода океан–континент.

Вообще, период 50–80-х годов характеризуется усиленной работой Юрия Михайловича в области тектонической картографии. Помимо участия в составлении тектонических карт СССР (1953 и 1956 гг.), Евразии (1966 г.), Северной Евразии (1970 г.), он возглавил издание тектонических карт Арктики (1963 г.), уже упоминавшейся карты Тихоокеанского сегмента Земли (1970 г.), Кубы (1966 г.), Востока СССР (1979 г.), Геологической (1989 г., масштаб 1 : 250 000) и Тектонической (1990 г., масштаб 1 : 500 000) карт Кубы. Издание карт завершало крупные этапы изучения тех или иных регионов и разработки различных проблем тектоники.

Под руководством Ю.М. Пушаровского в созданной им Лаборатории тектоники приокеанических зон долгие годы проводились целенаправленные исследования в

Приморье, на Сахалине, Камчатке, Корякском нагорье, Командорских и Курильских островах, в Охотском и Японском морях. Эти исследования позволили разработать новые мобилистские модели формирования континентальной коры.

Параллельно с изучением приокеанических зон 70-е и все последующие годы характеризуются повышенным вниманием Юрия Михайловича к тектонике океанов. Но в отличие от мировой практики, когда исследования шли от общей концепции к региональным построениям, основное свое внимание и своих сотрудников он направил на региональные работы в Индийском океане, в Западной Пачифике и в Атлантическом океане.

Начиная с 1985 г., когда в значительной степени благодаря энергии и инициативе Юрия Михайловича Геологический институт из сугубо континентального стал также и морским с приобретением научно-исследовательского судна "Академик Николай Страхов", исследования сосредоточиваются в зонах крупных разломных зон, пересекающих Срединно-Атлантический хребет в его центральной части. Несмотря на известные трудности в финансировании морских экспедиций, особенно в последние годы, Геологический институт ежегодно выполнял два-три рейса, прежде всего в рамках национальных проектов "Литос" и "Глубинные геосферы" комплексной программы "Мировой океан", возглавляемых Ю.М. Пушаровским.

Геолого-геофизическими исследованиями была охвачена широкая полоса между 15° с.ш. и экватором, где были изучены разломы Зеленого Мыса, Марафон, Меркурий, Вима, Архангельского, Долдрамс, Страхова, Св. Петра, зона разломов Сан-Паулу, Романш и Чейн. Отличительной особенностью этих работ являлась их геологическая направленность и постановка детальных полигонов не только в межрифтовых участках, но и вдоль всего их простираия, на расстояние в несколько тысяч километров. Результаты этих исследований изложены в ряде монографических изданий, чего раньше в мировой практике не существовало.

Основное внимание Ю.М. Пушаровского в процессе работ по проектам было сосредоточено на вопросах структурного районирования океанского ложа, исследовании связей тектоники, глубинного строения и магматизма, выделения петрографических и геохимических провинций и иных латеральных неоднородностей океанической литосферы. Выказанное им предположение о горизонтальном перемещении и сжатии океанических литопластин нашло безусловное подтверждение в экспедициях в Центральной Атлантике, бессменным научным руководителем которых являлся Юрий Михайлович.

Создание Ю.М. Пушаровским нового направления в геотектонике – учения о неоднородностях – по времени совпало с разработкой концепции тектонической расслоенности литосферы. Наряду с принципом А.В. Пейве о дифференцированном характере тектонических движений учение о неоднородностях явилось другим существенным элементом современной геотектоники в выявлении причин и механизма расслаивания литосферы. После кончины А.В. Пейве Ю.М. Пушаровский стал лидером фундаментальных аспектов этой концепции.

Ю.М. Пушаровский – основатель нового перспективного направления в науках о Земле – нелинейной геодинамики, основу которого составляет теория диссипативных процессов. Нелинейная геодинамика оформилась ныне в крупное научное направление, стимулирующее исследователей к поиску новых, более адекватных теоретических и геодинамических построений. В этой области им активно развиваются представления о разномасштабности, гетерохронности и хаотичности проявления в коре и в мантии энергетических и конвективных процессов.

Вся научная деятельность Ю.М. Пушаровского пронизана новаторским духом, стремлением выйти за рамки проторенных дорог в русле так называемой нормальной науки и вплотную подойти к созданию новой глобальной концептуальной схемы, охватывающей как литосферу, так и всю мантию и земное ядро. Его глубокая

убежденность в том, что эта новая теория будет соответствовать определению тектоники как науки о строении, движениях и развитии земной коры и о структуре и развитии Земли в целом, в настоящее время уже приобрела множество сторонников.

Ю.М. Пушаровский – талантливый и неутомимый организатор. Во множестве возглавляемых им направлений, научных коллективах, комиссиях и проектах велась и ведется активная и плодотворная работа. Он член бюро Отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН, председатель Секции геологии, геофизики и геохимии Научного совета РАН по проблемам Мирового океана, председатель Рабочей группы "Тектоника", главный редактор журнала "Геотектоника", активный деятель редколлегии журнала "Доклады РАН", научный руководитель исследований по ряду важнейших приоритетных геологических проблем.

Долгие годы Юрий Михайлович возглавлял Междуведомственный тектонический комитет и Лабораторию тектоники океанов и приокеанических зон Геологического института. Он автор и руководитель целого ряда научных программ и проектов ("Литос", "Глубинные геосферы", "Тихоокеанские трансекты" и многих других). Им создана большая научная школа, которую отличают фундаментальность, самостоятельность и эффективность научного поиска.

Ю.М. Пушаровский – автор около 400 научных работ, являющихся весомым вкладом в фундаментальную науку, а в ряде случаев и в практику съемочных и поисковых работ. Признанием выдающихся научных и организаторских достижений Ю.М. Пушаровского явилось избрание его в 1976 г. членом-корреспондентом, а в 1984 г. – действительным членом АН СССР. Юрий Михайлович – лауреат Государственных премий СССР и России, премии и Золотой медали им. А.П. Карпинского, премий Московского общества испытателей природы. Его заслуги высоко оценены нашей страной. Юрий Михайлович награжден пятью орденами и многими медалями.

Друзья, коллеги, ученики и прежде всего авторы данного сборника, посвященного юбилею Юрия Михайловича, поздравляют его с этой замечательной датой и желают доброго здоровья и свершения всех начатых и задуманных творческих планов.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Сборник статей под общим названием "Тектонические и геодинамические феномены" посвящен 80-летию со дня рождения Юрия Михайловича Пушаровского. Имя академика Ю.М. Пушаровского, безусловно, хорошо известно геологам и особенно всем тектонистам России, ближнего и дальнего зарубежья. Авторами сборника являются друзья, соратники и ученики Юрия Михайловича не только из Геологического института РАН, но и из других научных коллективов России.

В последние годы Ю.М. Пушаровский активно занимается фундаментальными проблемами тектоники Мирового океана, справедливо полагая, что именно здесь можно найти принципиальные решения, которые приведут ученых к новой геологической парадигме, призванной сменить парадигму тектоники литосферных плит. Как следует из его работ, в основу новой парадигмы в качестве составных элементов войдут представления о нелинейных процессах в тектонике и в геологии вообще; об асимметрии Земли и латеральной неоднородности не только в верхних уровнях литосферы, но и в более глубоких ее оболочках; о физико-химической и энергетической открытости и потенциальной неравновесности всех геологических систем во всех оболочках Земли; о тектонической расслоенности геосфер на самых различных уровнях и об истории становления структуры современного Мирового океана. В сборнике в основном подобраны статьи, в которых рассматриваются некоторые аспекты отмеченных выше проблем на конкретных примерах.

Часть статей посвящена отдельным вопросам строения современных океанических структур и их активных и пассивных окраин. Открывает сборник статья Ю.М. Пушаровского, в которой разобрана глобальная асимметрия Земли. Эта тема неоднократно поднималась в его работах. Сам факт разделения планеты на Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты описан во многих его работах и был признан большинством исследователей. В статье анализируются новые аспекты проблемы, связанные с изменчивостью границ между этими сегментами во времени. Показано, что структуры Индо-Атлантического сегмента агрессивны по отношению к структурам Тихоокеанского, в результате чего в современную структуру Индо-Атлантического сегмента вошли отдельные фрагменты более древних участков океанической коры Тихоокеанского сегмента.

Остальные статьи раздела посвящены более частным вопросам. Металлогенетические аспекты разделения на Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты (в основном на примере железо-марганцевой минерализации) рассматриваются в статье Е.С. Базилевской. В ряде статей рассмотрен эффект нелинейной геодинамики, связанный с различными причинами. В работе С.Д. Соколова показано, что этот эффект возникает в результате появления в аккреционной призме чужеродных террейнов, переместившихся с юга вдоль зоны субдукции. В статье Е.Н. Меланхолиной на примере Северо-Тихоокеанской области доказывается, что нелинейный характер геодинамики обусловлен изменением глубины зон спрединга, изменением их характера и ориентировки в пространстве, а также проявлением глубинных (нижнемантийных) процессов.

Влияние глубинных факторов на развитие таких структур, как трансформные разломы, показано в статье А.С. Перфильева. Разломы, связанные с глубокими

оболочками Земли (демаркационные разломы в понятии Ю.М. Пушаровского), пересекающие не только океаническую структуру, но и смежные континентальные массы, по всем параметрам отличаются от прочих трансформ неглубокого заложения и меньшей протяженности. Влияние глубинных геосфер на вещественный состав магматических пород, формирующихся в зоне спрединга, рассмотрено в работе В.А. Симонова, В.Ю. Колобова и С.В. Ковязина на примере Южной Атлантики.

В статье Ю.Н. Разницина, А.И. Пилипенко проанализирована тектоническая расслоенность океанской литосферы в пределах Анголо-Бразильского геотраверса. Тема тектонической расслоенности анализируется также и в статье А.И. Пилипенко на примере Северо-Австралийской котловины. Показано, что наклонные сейсмические зоны (надвиги) в отличие от подобных структур, описанных в других местах, пересекают поверхность Мохо и уходят в мантию. Такая аномальность скорее всего связана с влиянием сейсмофокальной зоны смежной активной континентальной окраины.

В ряде статей описаны внутриконтинентальные структуры, как современные, так и древние. Современная тектоническая расслоенность континентальной коры следует из анализа активных разломов Евразии (статья В.Г. Трифонова и др.). Между верхами коры и ее нижней частью наблюдается тектоническая дискордантность. В то же время четвертичный магматизм определяется процессами, происходящими в низах коры и в мантии.

В статье С.Г. Самыгина, С.В. Руженцева, И.И. Пospelова и А.А. Моссаковского практически впервые в литературе описан пример палеотрансформного разлома демаркационного типа. Представляется, что глубинность заложения этой структуры обусловила тот факт, что разлом рассекает систему островных дуг активной палеоокраины. В современных активных окраинах разломы такого типа не изучены. Т.Н. Хераскова в своей работе рассмотрела развитие раннепалеозойской активной окраины Северного Тянь-Шаня. Оказалось, что аккреционный тип развития (субдукция?) сменяется во времени шарьированием (обдукция).

Завершает сборник статья Л.И. Лобковского, в которой рассмотрена теоретическая возможность возникновения теплового взрыва в астенослое в результате нелинейного диссипативного разогрева вещества при латеральном проскальзывании литопластин относительно друг друга.

Краткий обзор книги показывает, что в ней собраны работы, где анализируются нетривиальные тектонические и геодинамические явления, которые могут составить часть фактологической основы новой геологической парадигмы.

В ряде публикаций указаны гранты Российского фонда фундаментальных исследований, по которым они выполнялись. Все работы, относящиеся к океанской геологии, выполнены при поддержке Госкомитета по науке и технологиям.

А.С. Перфильев

Ю.М. Пуцаровский

ГЛАВНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АСИММЕТРИЯ ЗЕМЛИ: ТИХООКЕАНСКИЙ И ИНДО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ СЕГМЕНТЫ И ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ НИМИ

В 1996 г. исполнилось 40 лет как в геологии оформилась идея о тектоническом делении Земли на два противостоящих сегмента: Тихоокеанский и Атлантический (так он был первоначально именован). За прошедшие с тех пор десятилетия в тектонике и вообще в геологии совершено немало открытий. Возникает естественный вопрос, в какой мере справедлива эта идея в настоящее время, устарела ли она или, наоборот, получила подтверждение новыми фактами и должна быть одной из фундаментальных основ теоретической тектоники.

Подчеркнем, что речь идет именно о тектонических сегментах и ни о каких других.

Автор этой крупной идеи – Н.С. Шатский, впервые высказавший ее в докладе на научной конференции Московского геологоразведочного института 14 марта 1956 г. Но опубликована она была лишь 4 года спустя [28], хотя вкратце о ней упоминалось в Объяснительной записке к Тектонической карте СССР и сопредельных стран, напечатанной в 1957 г. [14]. Именно Н.С. Шатский ввел само слово "сегмент" в приложении к главным структурным областям Земли. Название "Индо-Атлантический сегмент" взамен "Атлантического" появилось позже [20].

Главное тектоническое различие между сегментами, согласно Н.С. Шатскому, состоит в том, что в "Атлантическом" сегменте наблюдается единый возрастной и генетический ряд складчатых образований, который составляют каледониды, герциниды и альпиды, причем герциниды – это лик данного процесса, тогда как в Тихоокеанском сегменте распространены совсем не свойственные Атлантическому мезозойские и незавершенные кайнозойские складчатые образования. К более полному рассмотрению взглядов Н.С. Шатского мы обратимся ниже, а сейчас остановимся на их предыстории.

ПРЕДЫСТОРИЯ ИДЕИ

Ее следует начинать со знаменитого труда Э.Зюсса "Лик Земли", т.е. с 1883 г. [38]. В нем речь идет о двух различных типах разграничений океанов и континентов. Один из них – тихоокеанский тип, где более или менее взаимосвязанные линейные горные цепи на краях континентов или гирлянды островов простираются параллельно береговой линии или в общем согласии с ней. Такие соотношения Э. Зюсс указал в Индийском океане от севера Бенгальского залива до о-ва Ява и почти по всей периферии Тихого океана, как на западном обрамлении, так и на восточном. Другой тип – атлантический. "Если мы отправимся к востоку от мыса Горн, то сразу же обнаружится совсем другое положение вещей... Мыс Горн еще следует Тихоокеанской закономерности. Но для всей патагонской, бразильской,

вообще всей восточноамериканской береговой линии до Гренландии, за исключением Антильского региона, эта закономерность не действует" (там же, с. 6). Здесь нет "... причинной связи между береговой линией и строением континентов". То же относится и к западному берегу Старого Света. В отношении Индийского океана указывалось сходство с Атлантикой восточных окраин Африки, Аравии, Индостана и Австралии.

Как следует воспринимать эти взгляды Э. Зюсса? Можно сказать, что перед нами пример крупного и неопровержимого геологического обобщения, ставшего базисным для глобальных тектонических и геодинамических построений.

Вскоре после выхода в свет труда Э. Зюсса с оригинальными идеями о структуре Земли выступил А.П. Карпинский [6]. Труд Зюсса он назвал классическим, полностью восприняв выделение им двух типов океанских берегов (структурных соотношений континентов и океанов). Приводя и анализируя очень своеобразный рисунок расположения на Земле "горных краёв", где тихоокеанские системы продолжают одна другую по прямой линии, Карпинский пришел к тому, что самым значительным "краем" на Земле является система "краёв" и вулканических цепей, окаймляющих Тихий океан. Вместе они образуют несколько изогнутое кольцо, опоясывающее Землю, но не по большому кругу, а по особому, развертка которого и изображена на его рисунке. Несколько видоизменяя взгляды Зюсса, Карпинский пишет, что направление "горных краёв" в целом на Земле соответствует направлению тихоокеанских берегов, а также, что эти "края" образовались вследствие одностороннего надвигания материков на океан (тангенциальное движение). Некоторые современные авторы это последнее высказывание Карпинского рассматривают даже как предтечу субдуктологии. Полагаю, что это чрезмерно.

С точки зрения структурных соотношений Тихоокеанского и Атлантического сегментов представляет интерес понимание Карпинским взаимоотношений "Тихоокеанского края" с "краями" других направлений, которые располагаются "подобно ветвям". «Такие ветвеобразные "края" могли возникать в различные геологические периоды и притом иногда в более или менее значительном удалении от прибрежного хребта, к которому могли примкнуть впоследствии при дальнейшем развитии "краеобразовательного процесса или даже остаться разьединенными от упомянутого прибрежного края» [6, с. 261]. Рисунок иллюстрирует эту ветвистость. В целом изображается картина единства горных поясов Земли, как можно было бы сказать теперь – "Мировая краевая система", где доминантой является Тихоокеанский пояс.

Это слишком обобщенное представление, но идея, что от Тихоокеанского пояса в геологическом прошлом на запад отходили ветви, достигавшие больших размеров, находит отражение в построениях вплоть до самого последнего времени. Чтобы яснее была модель А.П. Карпинского, назовем упомянутые им ветви: Гималаи, Кунь-Лунь, Тянь-Шань, Алтай, Саяны-Становик, а также дуги: Северо-Африканская, Тавро-Динарская и Малайская. Ветви не могут быть древнее ствола и следовательно "Тихоокеанский край" – древнейший ороген на Земле. Действительно, Карпинский пишет: "Тихоокеанская граница континентов, по-видимому, наиболее древняя", причем "прибрежные части континентов в различные периоды затапливались на некоторое расстояние океаном, отлагавшим при этом осадки, которые впоследствии также участвовали в образовании горных складок" (там же, с. 268). Иными словами, поддерживается представление о древности Тихого океана.

Не все, но многое из того, о чем писал Карпинский, созвучно современности, хотя с той поры минуло более 100 лет. XIX век – это, конечно, особая и очень значимая эпоха в построениях, касающихся тихоокеанской тектоники.

Следующая важнейшая веха относится к первой трети нынешнего столетия. В 1923–1924 гг. В.И. Вернадский в лекциях, которые он читал в Сорбонне, высказал

идею о диссимметрии в составе земных оболочек. Соответствующие мысли отражены в двух книгах [3, 4]. Сущность диссимметрии состоит в том, что под континентами земная кора построена совсем иначе, чем под Тихим океаном. В основании коры континентов, по Вернадскому, лежит гранитный слой, перекрываемый метаморфической оболочкой, выше которой располагается осадочная оболочка. Под Тихим океаном гранитная оболочка, за исключением шельфов и прибрежных островов, отсутствует. «Под его дном, — писал он, — близко подходят очаги "чрезвычайно химически основной базальтовой магмы" подгранитной оболочки. К тому же структура дна Тихого океана "резко иная, чем других океанов"» [4, с. 98]. Что касается Атлантического и Индийского океанов, то Вернадский полагал, что под ними гранитная оболочка существует, хотя местами может отсутствовать. Весьма важно высказывание Вернадского о древнем возрасте Тихого океана. "Мне кажется..., — писал он, — что геологи вполне могут допустить, что никаких проявлений континентов во впадине Тихого океана (конечно за исключением области шельфов) на всем его огромном протяжении не было, по крайней мере с альгонка" [4, с. 87].

Хотя и вскользь, но Вернадский обращал внимание на ограничения Тихого океана. Он писал, что западная часть океана является "во многом переходной". Она лежит западнее андезитовой линии, которая была прочерчена П. Маршаллом еще в 1910 г., и соответствует разделу океанского базальтового магматизма и андезитового магматизма периферии Пацифики. Отсюда, можно сказать, оставался всего один шаг до структурного обособления Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли. Однако сделан этот шаг был только через 22 года.

Остановимся далее на работах Г. Штилле, имеющих отношение к теме о сегментах. Их две. В одной из статей вводятся понятия "Циркумтихоокеанский геосинклинальный пояс" и "Циркум-Тихоокеанские складчатости"¹ и дано их описание [29]. Он пишет, что "в основном этот пояс представляет околоконтинентальное сооружение, но там, где он вклинивается в промежутки между пра-континентами, приобретает межконтинентальный характер" [29, с. 544]. Но точного указания, где проходят границы Тихоокеанского пояса, в работе не содержится. Важен вывод о том, что Циркумтихоокеанский пояс существует с докембрийского времени, как и большая часть Тихого океана. На ряде схем Штилле отразил тектоническое развитие пояса, начиная с каледонского тектонического цикла. При этом он пришел к заключению, что миграция складчатости в пределах пояса направлена от Тихого океана к обрамляющим его континентальным кратонам. Эта точка зрения некоторое время дебатировалась в литературе, но была оставлена как ошибочная.

В другой статье [37] речь идет о классических эпохах складчатости (палеозойских, альпийской) и их соотношении в общем процессе тектонического развития Земли. Н.С. Шатский цитировал данную статью и писал, что ее автор очень близко подошел к идее преемственности между складчатыми эпохами и их генетической связке.

Параллельно и независимо от публикаций Штилле, в 1946 г. была напечатана статья С.С. Смирнова, в которой много определеннее, рельефнее и точнее дана характеристика Тихоокеанского пояса [23]. С.С. Смирнов пишет, что под Тихоокеанским поясом надо понимать всю область развития мезозойско-кайнозойской складчатости, магматизма и минерализации, примыкающую к Тихому океану и охватывающую его почти непрерывным кольцом, и уточняет, что "... в сущности было бы правильнее под Тихоокеанским поясом понимать всю мобильную зону, заключенную между океаном с одной стороны и древними докембрийскими

¹ Понятие "Циркум-Тихоокеанская геосинклиналь" было введено Э. Огом еще в 1900 г.

континентальными платформами – с другой" (с. 14). Впоследствии выяснилось, что основную его формулировку принять сложно из-за явлений "выплескивания" магматизма, а следовательно и металлогении, на континентальные платформы, но уточнение, данное им (в примечании), в принципе совершенно справедливое, хотя в нем и не сказано, где именно проходит граница между Тихоокеанским поясом и океаном.

В связи с темой данной статьи важно отметить, что С.С. Смирнов по особенностям развития и структурному положению противопоставлял Тихоокеанский пояс "мобильной зоне Тетиса", отмечая, в частности, что последняя расположена между двумя континентами, а Тихоокеанский пояс – между континентами и океаном. Сложность строения западной части Тихоокеанского пояса по сравнению с восточной он объяснял "интерференцией" со структурами Тетиса.

Однако статья С.С. Смирнова посвящена не строению Тихоокеанского пояса, а его металлогении, отчего и озаглавлена "Тихоокеанский рудный пояс". В дальнейшем такое название пояса стало толчком к развитию особого и очень важного направления в металлогенических исследованиях. Н.С. Шатский опирался на эту статью, оценив ее очень высоко.

КРАТКИЙ ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Определяющим фактором в обособлении Тихоокеанского и Атлантического структурных сегментов Земли послужило составление двух тектонических карт Советского Союза в масштабе 1 : 4 000 000 [24] и 1 : 5 000 000 [25]. Автором первой был Н.С. Шатский, вторую составил большой коллектив тектонистов Геологического института АН СССР; Н.С. Шатский являлся идеологом и редактором работы. В основе составления обеих карт лежал принцип районирования земной коры по возрасту основной складчатости (времени окончания геосинклинального развития). Благодаря этим картам отчетливо выявилась тектоническая специфика Востока страны, с ее мезозоидами (Северо-Восток СССР, Сихотэ-Алинь) и зонами молодой "незавершенной" кайнозойской складчатости (Камчатка, Корякское нагорье, островные дуги). Само понятие "зона незавершенной складчатости" прозвучало впервые на второй из упомянутых карт. С его введением сразу стала очевидной важнейшая структурная специфика тихоокеанского обрамления.

Карта не была еще издана, когда Н.С. Шатский выступил с докладом, в котором высказал идею об обособлении в структуре Земли двух главных сегментов: Тихоокеанского и Атлантического. При этом основное значение придавалось не распространению в земной коре Тихого океана колоссальных масс базальтов, факту, на котором основывался В.И. Вернадский, делая заключение о диссимметрии планеты, а тектонической специфике Тихоокеанской области и остальной Земли, отличающихся возрастом складчатостей и особенностями их развития. Свою концепцию Н.С. Шатский ясно выразил следующими словами: "Кроме обычного, нормального развития складчатых зон, существует иная область – Тихоокеанская, подчеркивающая диссимметрию планеты, о которой много писал В.И. Вернадский. Как мне кажется, именно в этом и заключается истинный генетический смысл диссимметрии земной коры, не тот обычный смысл, который придавали ему, исходя из отсутствия или присутствия сил, а именно генетический смысл развития структуры и связанного с ним метаморфизма и металлогении" [28, с. 199].

С каким же конкретным процессом связывал Н.С. Шатский диссимметрию земной коры? Этим процессом он считал наложение на "нормальный" ход формирования складчатых зон, который выражается в серии каледонид, герцинид и альпид, тихоокеанских складчатых зон с их специфической металлогенией, начавшийся, как он писал, возможно, в конце палеозоя.

Все это вместе взятое и было положено в основу обособления Тихоокеанского и Атлантического сегментов, о чем в "Объяснительной записке к Тектонической карте СССР и сопредельных стран" [14] говорится лишь в одной очень короткой фразе, а именно: "Резко выступает на карте различие истории тектонического развития тихоокеанского и атлантического сегментов земной поверхности" [14, с. 516].

Идея, безусловно, очень крупная, так же как и идея В.И. Вернадского о диссимметрии, но фактически она оказалась почти не разработанной. Выделяя Тихоокеанский сегмент, Н.С. Шатский ничего не написал о Тихом океане, а все свел лишь к Тихоокеанскому поясу; не определил он и естественных границ между сегментами и не показал сегменты в их глобальном виде. В сущности речь шла только об Евразии. Однако вскоре идея начала творчески развиваться и в первую очередь тектонистами Геологического института Академии наук. Остановлюсь на публикациях Н.П. Хераскова, А.Л. Яншина и автора этих строк.

В 1963 г. вышла книга Н.П. Хераскова, в которой тектонике Атлантического и Тихоокеанского сегментов и их структурным и историко-тектоническим взаимоотношениям отведен особый раздел [27]. Главные мысли заключались в следующем.

Основываясь на сейсмических данных, хотя в то время еще очень ограниченных, Н.П. Херасков прозорливо отметил, что границы части или всех зон мантии Земли подняты в районе Тихого океана, а поэтому "разделение Земли на Тихоокеанский и Атлантический сегменты простирается до очень больших глубин" (с. 254). Соответственно, "Тихоокеанский сегмент будет отчетливо выражен даже на структурных планах, построенных для очень глубоких срезов Земли" (там же.). Сейсмическая томография наших дней полностью подтвердила это заключение.

Не менее прозорливым было высказывание о том, что "... загадку появления Тихоокеанского сегмента и планетарного характера отклонений в структуре Атлантического сегмента, вероятно, – как он писал, – следует решать, допуская отклонения в однородности концентрических оболочек. Эти отклонения могут быть изостатически почти уравновешены и, тем не менее, могут воздействовать на ход физико-химических процессов, вызывающих тектонические движения. Постепенное изменение формы, размеров и положения аномалии, нарушающей концентрическое строение Земли, приведет к необратимым изменениям в структуре..." [27, с. 346]. Об этой последней мысли Н.П. Херасков говорил, что в ней гипотеза только намечена и что она ждет основательной разработки со стороны геологов и геофизиков. В настоящее время можно сказать, что подобное представление стало базисным положением в нелинейной геодинамике.

Тектонические взаимоотношения между Тихоокеанским и Атлантическим сегментами представлялись Н.П. Херасковым в форме влияния первого на второй, причем "... с приближением к Тихоокеанскому сегменту, – писал он, – коренным образом изменяется весь структурный план Атлантического сегмента" (там же, с. 343). Это выражается в том, что широтные пояса Атлантического сегмента (Северный и Тетис) дают широкие вариации, особенно в южном направлении, при этом развитие отдельных структурных элементов Атлантического сегмента начинает протекать по тихоокеанским законам. Однако после рассмотрения структуры Арктической ветви Тихоокеанского пояса автор делает вывод, что здесь "нельзя указать какую-нибудь одну определенную границу между Тихоокеанским и Атлантическим сегментами" (там же, с. 332). Трудно это сделать и в ряде мест Азиатской ветви. Соответственно в работе графическое отображение зоны раздела обоих сегментов отсутствует. Кстати, весьма неопределенны и рассуждения в отношении внутренней (приокеанской) границы Тихоокеанского пояса. Ясно, однако, что Н.П. Херасков считал ее положение (как и внешней) изменчивым во времени.

В целом цитированная книга явилась крупным шагом вперед в разработке учения о двух главных тектонических сегментах планеты: Тихоокеанском и Атлантическом.

А.Л. Яншин остановился на проблеме двух главных структурных сегментов Земли в связи с анализом Тектонической карты Евразии, главным редактором которой он являлся. Прежде всего он отметил [30], что карта подтвердила и углубила представление о диссимметрии в строении земной коры, о принципиальных различиях в истории и в характере структурного развития ее Тихоокеанского и Атлантического сегментов. Необходимо отметить далее, что, по А.Л. Яншину, "эти различия настолько велики, что они, несомненно, могут быть объяснены лишь неоднородностью земного вещества ниже поверхности Мохоровичича" [30, с. 32]. Он противопоставлял сегменты не только по особенностям распространения в них складчатостей разных эпох, но и по строению и происхождению океанов. Тихий океан А.Л. Яншин считал древнейшей структурой земной коры, тогда как Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый – новообразованными структурами.

Говоря о том, что многие привычные тектонические представления выработаны на материалах "маленькой Европы" и Северной Америки, откуда в дальнейшем были распространены на всю Землю, А.Л. Яншин написал примечательную фразу: "Можно с уверенностью сказать, что многие современные тектонические представления не возникли бы или были бы сформулированы существенно иначе, если бы изучение строения и развития земной коры начиналось не в Европе, а на берегах Тихого океана" [30, с. 32]. Фраза эта как нельзя лучше подчеркивает тектоническую "диссимметрию" (как тогда было принято говорить) Земли, разделение ее на два крупнейших структурных сегмента.

Автор данной статьи многократно, начиная с 1960 г. [15], рассматривал проблему двух тектонических сегментов Земли. На основе личных исследований в целом ряде районов восточной окраины СССР (Северо-Восток СССР, Сахалин, Сихотэ-Алинь), а также Северного Вьетнама и знакомства с катазиатскими каледонидами, с использованием обширной литературы, в 1965 г. был выделен и описан Тихоокеанский **тектонический пояс** [16]. Этим понятием объединяется комплекс структурных образований земной коры, заключенных в гигантском кольце, лежащем между океанским ложем, с одной стороны, и древними платформами прилежащих к Тихому океану континентов, с другой. Для структурного и историко-тектонического анализа необходимо было ввести понятие именно "тектонический пояс", в противоположность рудному, подвижному и сейсмическому. О рудном поясе уже была речь выше, а о двух других писал П.Н. Кропоткин с соавторами [10, 11]. Обе указанные работы имеют существенное значение, которое определяется тем, что авторами создана первая обзорная тектоническая карта Тихоокеанской области Земли (масштаб 1 : 15 000 000), с одной стороны, и широко рассмотрены строение и сейсмичность континентального обрамления и океанского ложа, с другой.

В состав Тихоокеанского подвижного пояса включались притихоокеанские зоны третичной складчатости, области интенсивных глыбовых дислокаций на континентах, некоторые предплатформенные краевые прогибы, структурные комплексы островных дуг. Океанские границы проведены по океанскому склону глубоководных желобов. Что же касается внешних границ, то ими считались континентальные склоны Азии и Австралии, а также краевые прогибы Анд и Северо-Американских Кордильер. В конечном счете в указанных границах Тихоокеанский подвижный пояс оказывается ничем иным, как высокосейсмичным поясом кайнозойского тектогенеза.

Дно Тихого океана расчленялось на два типа структур: котловины с базальтовой корой небольшой мощности (3–10 м) и океанские хребты и валы с такой же корой, но повышенной мощности (7–20 км). Заслуживает упоминания указание на то, что ложе Тихого океана представляет область домезозойского времени образования.

В известной мере можно сказать, что работа в целом дала толчок развитию сравнительно крупномасштабного геологического и тектонического картографирования Тихого океана и его обрамления. Но понятие "Тихоокеанский сегмент" в работах П.Н. Кропоткина и его соавторов отсутствует. Упомянутая выше статья автора этих строк [15] опубликована в том же году, что и монография П.Н. Кропоткина и К.А. Шахварстовой.

В понимании и анализе Тихоокеанского пояса у нас оказалось много различий. Я писал, что границами Тихоокеанского тектонического пояса являются тихоокеанские окраины древних платформ и, соответственно, в него вписываются не только Анды и Северо-Американские Кордильеры, о чем говорил П.Н. Кропоткин, но также мезозойды Северо-Востока России, каледониды Восточного Китая, палеозойды Восточной Австралии, складчатые структуры Восточной Антарктиды, а равно Сихотэ-Алинь и Индокитайский полуостров, характеризующиеся в целом тихоокеанской тектоникой. От океана пояс отделен глубокоководными желобами. В этом последнем разноречий нет.

Такой подход, вытекающий из определения пояса, имеет то преимущество, что вносит в структурный анализ историческое начало. Основной вывод в этом смысле состоял в том, что на протяжении последнего мегахрона Тихоокеанский тектонический пояс обладал высокой степенью подвижности, в результате чего докайнозойские (начиная с рифея) структурные образования занимают в нем относительно небольшие пространства, тогда как кольцо кайнозойского тектогенеза занимает 4/5 его общей площади.

Подчеркну и другой вывод: констатировалось, что в конечном счете в Тихоокеанском поясе происходит наращивание складчатыми зонами континентальных блоков земной коры (как бы ни был этот процесс сложен и противоречив) при отступании мобильных зон в сторону Тихого океана. Это заключение – хороший аргумент в пользу структурного единства Тихоокеанского пояса, а равно и обособления Тихоокеанского тектонического сегмента. В пользу двусегментной тектоники Земли (тектонической "диссимметрии") приводится и такой факт, как только что выявленная тогда структурная асимметрия Луны.

Двусегментное развитие Земли констатируется по крайней мере с начала рифея. Наконец, было отмечено, что на гигантском пространстве Тихоокеанского сегмента нет континентальных древних платформ. Они присущи Атлантическому сегменту.

Первая публикация, специально посвященная Тихоокеанскому тектоническому сегменту, относится к 1967 г. [17]. Ее отличает рассмотрение тектоники не только Тихоокеанского пояса в его новом понимании, но и ложа Тихого океана, т. е. сегмента в полном его объеме. Особое место в статье отведено тектонической "диссимметрии" земной коры, при этом на структурной схеме были показаны тектонические взаимоотношения обоих сегментов.

Отмечу два общих соображения, нашедших впоследствии дополнительные эмпирические подтверждения: первое фиксирует как характерную геодинамическую особенность неустойчивость в Тихоокеанском сегменте положения в пространстве глубинных масс тектоносферы, их высокую подвижность, второе – что "...основная диссимметрия в строении земной коры объясняется относительным постоянством проявления повышенной энергии тектоносферы в Тихоокеанском сегменте" (с. 101).

Следующим шагом явились Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли масштаба 1 : 10 000 000 [26] и сопровождающая ее монография [18]. На основании обстоятельного рассмотрения всех имевшихся на то время основных геологических материалов в монографии делается вывод, что "Тихоокеанский тектонический пояс и Тихий океан (в его значительной части) представляют собой весьма древние структурные образования Земли. Тем самым по истории развития с

давних геологических времен отчетливо противопоставляется одна половина планеты другой" [18, с. 207]. Более того, автор пришел к заключению, что это различие может являться первичным, т. е. оно обусловлено изначально неоднородным строением тектоносферы Земли. Естественно, энергетические параметры тектоносферы изменчивы. Самые крупные неоднородности в этом смысле отвечают именно Тихоокеанскому и Атлантическому сегментам. В соответствии с этим автор предлагает оставить термин "диссимметрия", означающий расстроенную симметрию, а в отношении общей структуры Земли пользоваться нейтральным термином "асимметрия". Отсюда и название особого раздела в книге: "Главная асимметрия тектоносферы Земли".

К тому, насколько распространено явление структурной асимметрии на небесных телах, а также к вопросу времени и причинах ее образования подводят данные сравнительной планетологии. В публикации [19] обращено внимание на глобальную асимметрию в структуре, помимо Земли и Луны, также Марса и Меркурия и дан аналогичный прогноз (впоследствии подтвердившийся [13]) в отношении Венеры. Таким образом, это характерная черта планет земной группы. Очень существенно, что структурная асимметрия проявлена на небесных телах, находящихся на разных стадиях развития. Поэтому указанное свойство во времени, безусловно, устойчиво и вполне можно считать, что оно отражает первичную неоднородность в строении планет и Луны. Таков основной вывод.

Что касается коренного различия Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли, то об этом сказано следующими словами: "В первом случае имело место раскалывание древней континентальной массы и движение ее составных частей; во втором случае мы встречаемся с огромной океанической частью Земли, где следов существования континентов в геологическом прошлом нет (за исключением окраин) и где с древнейших этапов эволюции земной коры происходит саморазвитие коры океанического типа" [19, с. 904]. Кстати, насколько могу судить, понятие "саморазвитие" вошло в геодинамику именно отсюда.

В следующей работе [20] было констатировано, что в свете идей о структурной асимметрии планеты Тихоокеанский тектонический пояс следует воспринимать как структурное выражение сложных процессов глубинного взаимодействия тектоносфер двух главных ее сегментов. Сопоставление сегментов здесь сделано полнее, причем название "Атлантический" было заменено "Индо-Атлантическим", что вернее отражает суть вещей.

Отмечено, что последний включает подавляющую массу материковых областей, что материки в его пределах движутся, что характернейшую его особенность составляет образование вторичных океанов. Подчеркнуто также, что сегмент отличается широким развитием на периферии океанов деструктивных процессов, выражающихся в разрушении континентальной коры, фрагменты которой могут находиться в океанах на большом расстоянии от берегов. Указывалось, что сегменты разнятся по глубинному строению. Наконец, специально обращалось внимание на то, что все, что известно о тектонике и вообще о геологии планеты в первые 3 млрд лет ее существования, получено в Индо-Атлантическом сегменте Земли. Тем самым была развита соответствующая мысль А.Л. Яншина, высказанная им, как упоминалось выше, еще в 1965 г.

К тектонической асимметрии Земли автор многократно обращался и в своих работах 80-х годов [20, 21 и др.]. Квинтэссенция идей такова, что в Тихоокеанском сегменте в течение очень длительного времени происходило саморазвитие меланократовых оболочек, в то время как в Индо-Атлантическом протекали сложные процессы созидания и распада сиалических блоков, возникновения и исчезновения океанических бассейнов.

Большое число публикаций о строении Тихоокеанского пояса принадлежит также

Л.И. Красному. Что касается внешней границы пояса, называемого им "подвижным", то в Азии она отвечает, как он пишет [8], западному краю ареала развития мезозойского гранитоидного магматизма. Такой подход вряд ли можно назвать тектоническим, но здесь налицо корреляция с понятием "Тихоокеанский рудный пояс". Тем не менее необходимо отметить, что Л.И. Красный воспринял понятие "Тихоокеанский сегмент" [9].

НОВЫЕ ФАКТЫ И ПОДХОДЫ

Полученные в последний период данные по тектонике и магматизму континентов и океанов, новые палеотектонические построения, а также данные по металлогении марганца позволили значительно расширить и углубить представления об особенностях строения и развития Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли, а также об их тектонических взаимоотношениях во времени и пространстве.

1. В последний период значительно пополнились данные о строении, структурном развитии и геодинамике Индо-Атлантического сегмента, хотя монографическое освещение его тектоники, в отличие от Тихоокеанского, пока не выполнено.

К настоящему времени здесь выявлено большое число разных по величине палеоокеанических бассейнов, приуроченных к различным интервалам геологического времени. В особенности это относится к последнему мегахрону. Этому способствовала в первую очередь идентификация офиолитовых серий, а также многих вулканогенно-осадочных комплексов покровно-складчатых сооружений континентов, с образованиями современных океанов и приокеанических зон.

Подобной трактовке весьма благоприятствовало учение о тектонической расчлененности литосферы, в том числе и океанической. Оно рассматривает как важнейший тектонический феномен латеральное перемещение литопластин по субгоризонтальным поверхностям срыва иногда на очень большие расстояния с образованием ансамблей тектонического скупивания в одних местах и зон растяжения – в других. Ансамбли скупивания как раз и представляют собой покровно-складчатые сооружения. Наряду с этим современная тектоника фиксирует раскалывание, раздвижение, а также схождение континентальных блоков. Последние могут иметь и малые размеры, представляя собой микроконтиненты. Схождение блоков и движение литопластин – сопряженные тектонические процессы, хотя тектоническая расчлененность в коре и мантии может возникать также и в иных геодинамических условиях.

Если иметь в виду последний мегахрон, то за пределами Тихоокеанского тектонического сегмента обособляется около двух десятков палеозойских океанических бассейнов с большим или меньшим периодом развития, разбросанных в Европе, Азии, Африке и Северной Америке. Соответствующие сведения содержатся в публикации [12], которая и лежит в основе приводимых сведений.

Имеется две системы простирающихся палеозойских океанических структур: субширотная (тетическая) и субмеридиональная (уральская).

Назовем субширотные океанические бассейны. В Западной Европе в период ранний палеозой – средний и поздний палеозой развивалось три бассейна: на севере – Сакско-Тюрингский, южнее – Мёрримак-Рейский и на юге – Палеотетис. В Азии этой группе принадлежат бассейны Гобийского Алтая ($O-D_2$), Южной Монголии и Джунгарии (D_1-C_1), Южного Гиссара и Северного Памира (C_1-C_2), Внутренней Монголии (C_2-T_1), Центрального и Южного Китая ($P-T_3$); в Африке – Мавританский; в Северной Америке – Уачиты и Южных Аппалач.

К субмеридиональным океаническим бассейнам палеозойского времени относятся палеоокеаны Япетус и Уральский. Свидетелями Япетуса являются океанические комплексы, разбросанные в Аппалачах, Скандинавии, Великобритании и в ряде

других мест. Уральский палеоокеан "просвечивает" в более монолитной структуре. В отношении Япетуса необходимо краткое пояснение. Этот океан имеет допалеозойскую предысторию – рифейский Протояпетус. Образование собственно Япетуса началось в венде, закончилось же его развитие в силуре. Оба упомянутых океана крупнее субширотных (исключая Палеотетис – ?) и отличаются большей продолжительностью развития. Однако общим для всех палеозойских океанических структур Индо-Атлантического сегмента, насколько можно судить, является прямая связь их зарождения с рифтинговым процессом на континентах.

Совершенно очевидно, что обе группы палеоокеанических структур дискордантны по отношению к тихоокеанскому кольцу палеозойских океанических бассейнов. Столь же ясно отличие во взаиморасположении в пространстве океанических бассейнов Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов, как и в их морфометрических характеристиках.

Обширное пространство между Сибирской платформой, с одной стороны, и Китайско-Корейской и Таримским блоком, – с другой, где в современной структуре располагаются мозаичные аккреционные складчатые сооружения Восточного Саяна, Алтае-Саянской области, Казахстана и др., в палеозое было занято Палеоазиатским океаном, являвшимся частью Палеопацифики. "Формирование аккреционных комплексов, вполне сопоставимых с тихоокеанскими, происходило (здесь) с рифея до карбона" [12, с. 1069]. Естественно, это новый аргумент в пользу большой древности Тихого океана. Время развития Палеоазиатского палеоокеана соответствует времени развития Протояпетуса и Япетуса как такового. Соответственно период развития каждого из них ~ 0,5 млрд лет. Протояпетус в своей северной части также находился в тесной связи с Палеопацификой, что породило в нем ряд тихоокеанских черт развития, прежде всего в части распространения аккреционных комплексов.

Таким образом, как Палеоазиатский океан, так и Протояпетус (последний в меньшей мере), дают основание полагать, что тектонические взаимоотношения Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов в рифее и палеозое по сложности были похожи на современные (Индонезийский регион, Арктика). Ход развития обеих областей в направлении от океанической коры к континентальной свидетельствует о прогрессивном увеличении во времени площади Индо-Атлантического сегмента.

2. С учетом основных новых материалов по тектонике и геодинамике произведено сравнительно-тектоническое изучение Тихого, Атлантического и Индийского океанов, выявившее значительные различия между ними [22 и др.].

Тихий океан, занимая огромную площадь, в основе своей не несет признаков континентальной, изначально рифтинговой структуры. Его современная структура многолика, но в целом в строении дна выделяется четыре крупнейшие тектонические провинции, вытянутые примерно в субмеридиональном направлении: западная, с ее многочисленными и разнотипными тектоно-вулканическими грядами и поднятиями; северо-восточная, где распространены самые крупные на Земле разломные зоны; срединговое Восточно-Тихоокеанское поднятие, отличающееся наиболее высокими скоростями спрединга в Мировой рифтовой системе; наконец, лежащая между ним и Южной Америкой сложно построенная восточная провинция, где развиты относительно небольшие поперечные спрединговые хребты. Отличительную особенность составляет резко асимметричное по отношению к срединной части океана положение главной спрединговой структуры – Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Особая, пятая, тектоническая провинция занимает южную часть Пацифики. Это область с более простой структурой.

Структурный план Атлантики совершенно иной. Срединно-Атлантический хре-

бет, как давно известно, проходя в средней части океана, придает общую симметрию строению дна. В то же время по простиранию хребта по морфоструктурным особенностям обособляются три провинции, разделенные крупными разломами: южная, ограниченная на севере разломной зоной Романш; центральная, расположенная между разломными зонами Романш и Чарли Гиббс; северная, простирающаяся между этой последней и Шпицбергенской разломной зоной. Южная провинция, возникшая вследствие раскола Гондваны, имеет наиболее простое строение дна. Центральная провинция, образование которой связано с расхождением Северной Америки и Африки, отличается большей тектонической расчлененностью. Северная провинция характеризуется широким распространением фрагментов континентальных структур и пестротой тектонического плана. Провинции отличаются и по времени заложения: центральная – 170 млн лет назад, южная – 150, северная – 65. Соответственно, морфоструктурная зональность в Атлантике, по сравнению с тихоокеанской, имеет не только меньший порядок, но и характеризуется противоположной пространственной ориентировкой.

Тектонический план Индийского океана отличается рассогласованностью, что составляет главную специфическую структурную особенность этого океана. Только на юго-востоке, между Австралией и Антарктидой, существует известная симметрия в строении дна, созданная срединным положением спредингового хребта.

Дисгармоничный характер тектоническому плану придает, во-первых, трехлучевое строение системы спрединговых хребтов, сочленяющихся в западной части океана (тройное сочленение Родригес), во-вторых, весьма специфическое строение областей, лежащих за пределами спрединговых хребтов. Среди них выделяются четыре основные провинции: Мадагаскарско-Сейшельская, отличающаяся широким развитием фрагментов континентальных структур; Центральная, ограниченная на востоке уникальным Восточно-Индийским поднятием (Хребет 90°); Австралийская – наиболее глубоководная часть океана, примыкающая к Зондскому желобу, в которой также распространены материковые останцы; Кергеленская – структурно наименее расчлененная провинция океана. В целом в Индийском океане фактически невозможно усмотреть генеральной закономерности в размещении структур. Подобный дисгармоничный тектонический план можно понять, если рассматривать его как результат проявления большого спектра нелинейных геодинамических влияний на процесс океаногенеза, отражающих сложные и противоречивые явления в глубинных геосферах в соответствующей области именно Индо-Атлантического сегмента планеты.

Историко-тектонический анализ показывает [31], что в раннем мезозое восточная часть Индийского океана представляла собой периферический клин Пацифики, который с течением времени в связи с образованием индонезийских структур и движением на север Австралии исчез, будучи частично унаследован новообразованным океанским блоком. В данном случае вновь можно видеть пример пространственного распространения тектогенеза Индо-Атлантического сегмента в пределы Тихоокеанского. С середины кайнозоя рубеж между сегментами проходит по Зондскому желобу, а к югу от Австралии – по Австрало-Антарктической демаркационной разломной системе.

3. Очень важно, что Австрало-Антарктическая демаркационная разломная система разделяет не только поверхностные структуры, но и является рубежом между тихоокеанской и индоокеанской мантийными провинциями. Это хорошо обосновано в целом ряде публикаций, базирующихся на данных по изотопии и геохимии базальтов MORB [35, 36 и др.]. При этом есть данные, позволяющие предполагать значительное перемещение во времени тихоокеанских мантийных масс в западном направлении. Соответственно, рубеж между провинциями, иначе – между Тихоокеанским и Индо-Атлантическим сегментами, здесь динамичен.

В работе [7] сопоставлены данные по изотопным отношениям Sr, Nd и Pb базальтов (MORB) срединных хребтов трех крупнейших океанов Земли. Результаты этого сопоставления дополнительно обосновывают разделение планеты на два главных сегмента. Так, толеиты Восточно-Тихоокеанского поднятия имеют максимальные значения отношений изотопов Nd при минимальных значениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Толеиты Атлантики имеют обратные соотношения, а индоокеанские занимают промежуточное положение.

Сделано сопоставление также базальтов океанических плато и островов.

Если взять все толеиты для каждого океана, то наблюдаются их следующие особенности. Толеиты разных областей Тихого океана отличаются сравнительно близкими изотопными отношениями Nd, Sr и Pb, что свидетельствует об относительно невысокой степени контрастности гетерогенности мантии, с одной стороны, и об относительно слабой изменчивости изотопного состава во времени, с другой. В Атлантике, наоборот, наблюдается резкий контраст, особенно по отношению $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Это наиболее вероятно отражает начальный рифтинговый процесс, когда магматический процесс несомненно испытывал контаминирующее влияние сиалических континентальных масс. Наиболее гетерогенна мантия под Индийским океаном, что хорошо согласуется с отмеченной выше важнейшей чертой тектоники этого океана – рассогласованностью (дисгармонией) его структурного плана, а равно – с фактом широкого распространения в нем континентальных фрагментов. Как указывалось, этот последний факт присущ именно Индо-Атлантическому сегменту.

Сравнение толеитов отдельных океанов по геохимическим параметрам также показывает определенные их различия по концентрации Nb, Y, La и, в меньшей степени, Zr. Главное различие констатируется между толеитами Тихого и Атлантического океанов. Толеиты Индийского океана, как и в случае с радиогенными изотопами, крайне дифференцированы, особенно по содержанию в них Nb, Y и P3Э.

Из целого ряда петрохимических особенностей толеитов океанов отметим следующие [7, 5]. Распределение различных петрохимических типов толеитов в Тихом океане более сложное, чем в Атлантике. "В Восточно-Тихоокеанском поднятии широко развиты Fe-Ti-толеиты, тогда как в Атлантике они встречаются крайне редко. Толеиты железистого типа в Тихом океане ассоциируют с малоглубинными толеитами (ТОР-2), в то время как в Атлантике они ассоциируют с толеитами глубинного генезиса (ТОР-1)... В целом толеиты Восточно-Тихоокеанского поднятия более меланократовые... по сравнению с Срединно-Атлантическим хребтом (севернее 52° с. ш.)" [7, с. 42].

Итак, новые данные по океаническому толеитовому магматизму дополнительно обосновывают существование крупнейших латеральных неоднородностей мантии Земли, подтверждая справедливость обособления Тихоокеанского и Индо-Атлантического тектонических сегментов.

4. Далее обратимся к новейшим исследованиям по сравнительной металлогении океанов в отношении марганца. Оказалось, что этот элемент чрезвычайно информативен в плане рассматриваемой темы. Соответствующий анализ выполнен Е.С. Базилевской [2].

Хорошо известно огромное распространение железо-марганцевых отложений в Тихом океане, в основном в его центральной и северо-восточной частях. В Атлантическом океане и на западе Индийского распространение такого типа отложений наименьшее.

Если ориентироваться на марганцевый модуль, показывающий среднюю величину отношения Mn/Fe, то в этом смысле также наблюдается существенная разница между океанами [1]. В Тихом океане он равен 1,60, в Атлантическом – 0,98, а в Индийском – 1,28 (промежуточное положение).

Ключ к объяснению того и другого явлений лежит в историко-геологической специфике океанов.

В истории Земли известны два крупнейших периода марганценоаккумуляции: древний (2,3–1,9 млрд лет назад) и молодой – олигоценый. Особенно крупный первый из них, когда сформировались руды в Южной Африке, Бразилии и Индии, входивших в единый суперконтинент, приуроченный к Индо-Атлантическому сегменту Земли². Образование руд происходило в пределах шельфов пассивных окраин континента в эпохи закрытия океанов (тектонических катаклизмов). "Источниками металлов для них были глубинные бескислородные воды более древнего океана, которые смешивались с окисленными шельфовыми водами... Таким образом, от колоссального изъятия Mn (из океана – Ю.П.) существенно больше "пострадал" Индо-Атлантический сегмент Земли по сравнению с Тихоокеанским" [2, с. 68]. Что же касается Тихого океана, то в его пределах имел место длительный процесс саморазвития океанского бассейна. Соответственно, не происходило и изъятия Mn, масса которого в ходе геологического времени лишь увеличивалась, сопровождаясь, в зависимости от динамики гидрохимических условий, его перераспределением.

Сказанное подтверждается анализом марганценоаккумуляции в олигоценый период, когда возникли такие богатейшие месторождения марганцевых руд, как Никопольское, Больше-Токмакское, Чиатурское, Варненское и др., образовавшиеся на периферии Паратетиса. "По химическому составу руд, их минералогической зональности и условиям отложения эти месторождения имеют сходство с раннепротерозойскими" (там же, с. 68). Образование руд было обусловлено сероводородным заражением вод, вызвавшим осаждение Mn. Процесс протекал в геодинамических условиях закрытия Паратетиса, находившегося также в пределах Индо-Атлантического сегмента.

Упомянутое выше распределение железо-марганцевых отложений в Мировом океане свидетельствует, как и ряд тектонических данных (в частности, структура Австрало-Антарктического поднятия, палеогеодинамические реконструкции), что большая северо-восточная область современного Индийского океана сформировалась на основе некоторой части (клина) древней Пацифики. Соответственно, применительно к металлогении марганца Е.С. Базилевская разделяет Мировой океан на две субпровинции: Индо-Тихоокеанскую и Индо-Атлантическую.

5. С точки зрения обособления в структуре Земли двух главнейших сегментов исключительно важны данные сейсмической томографии. Глобальные тектонические построения не ограничиваются ныне литосферой или верхней мантией, а предполагают охват всех геосфер. Эпоху в изучении внутренней структуры Земли составляют сейсмотомографические карты, которые построены для целого ряда разноглубинных уровней, вплоть до земного ядра. Здесь в первую очередь необходимо упомянуть карты, опубликованные в работах А. Дзевонски, Дж. Вудхауза и А. Дзевонски, Д. Каббинса, а также японских геофизиков [32–34, 39 и др.].

По существу на всех этих картах можно видеть тихоокеанскую неоднородность, хотя и меняющейся конфигурации от одного уровня мантии к другому. Однако во всех случаях речь идет о широком распространении в тихоокеанской области ареалов низкоскоростной мантии, что идентифицируется с ее пониженной вязкостью и повышенным энергетическим потенциалом. Тем самым получает подтверждение давнее геологическое заключение об относительном постоянстве проявления повышенной энергии тектоносферы в Тихоокеанском сегменте [18].

Существенно, что неоднородность более или менее устойчиво прослеживается до ядра Земли, т. е. на 2900 км. В других районах Земли также есть неоднородности, но там картина их расположения в пространстве и смена от одного уровня к другому

² См. также статью Е.С. Базилевской, помещенную в данном сборнике.

значительно более пестрая. То же относится и к контрастности смены аномальных ареалов. Такие факты позволяют видеть разницу в геодинамических обстановках Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов. Они не противоречат и представлению о древности главной тектонической асимметрии Земли. Столь крупную и глубинную неоднородность, каковой является Тихоокеанская, естественно рассматривать не как "мгновенное" образование, а как результат длительного, более или менее устойчивого во времени процесса ее развития.

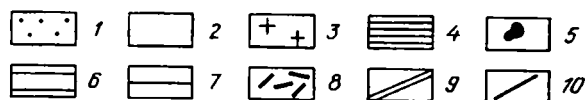
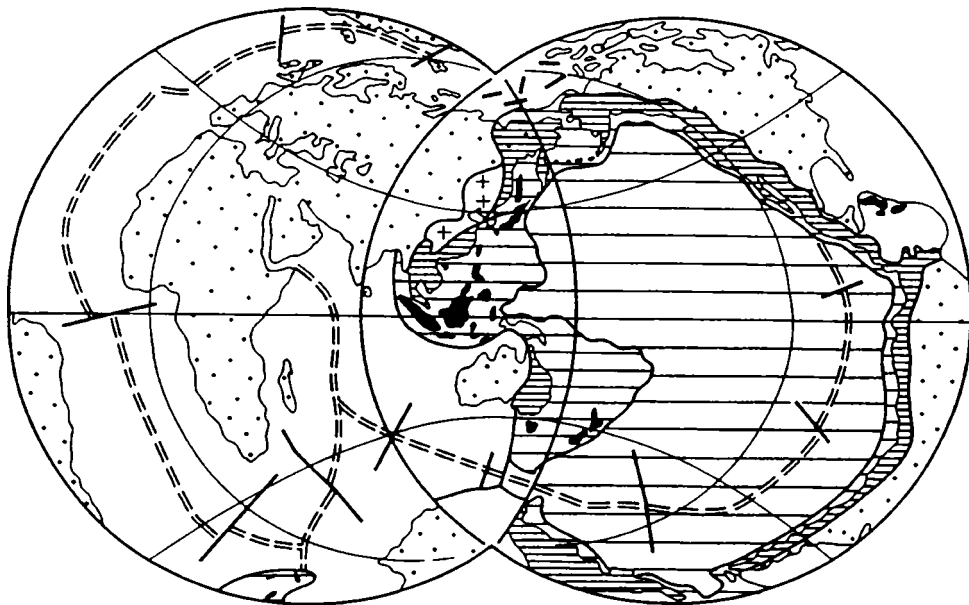
ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Первое, что необходимо констатировать, это полное соответствие идеи обособления Тихоокеанского и Индо-Атлантического структурных сегментов Земли реально существующей тектонической картине планеты (рисунок). Уровень истинности данного обобщения таков же, как и обобщения Э. Зюсса по поводу тихоокеанского и атлантического типа океанских берегов. Доказательством служат приведенные выше новые и весьма значимые фактические материалы и очевидные, сделанные на их основе заключения, относящиеся к палеореконструкциям океанических бассейнов, сравнительной тектонике современных океанов, петрохимии, геохимии и изотопному анализу базальтов трех главных океанов Земли, анализу океанской металлогении марганца, наконец, сейсмической томографии в планетарном масштабе.

Зарождение главной структурной асимметрии планеты, как и соответствующих геодинамических режимов, по всем имеющимся признакам очень древнее. Весьма важным является факт структурной асимметрии планет земной группы и Луны, находящихся на тектонически разных стадиях их развития, в том числе и относительно ранних (Луна, Меркурий) [19]. Причина здесь, как можно думать, общая, но она не раскрыта. Основываясь на палеотектонических реконструкциях в отношении Земли, можно сделать вывод, что главные сегменты в ходе времени, не теряя целостности, могли изменять свои ареалы, т. е. их периферические части динамичны. В целом же на протяжении неогена имела место "агрессия" Индо-Атлантического сегмента в отношении Тихоокеанского. В домезозойское время об этом свидетельствует включение в Индо-Атлантический сегмент области Палеоазиатского океана, являвшегося боковым ответвлением Тихоокеана. В мезозойско-кайнозойское это видно на примере образования на месте Тихоокеана восточной половины Индийского океана, а также далекой миграции на восток Австралии. С восточной стороны Тихого океана "агрессия" выражена движением Северной и Южной Америки на запад, также измеряемом большими расстояниями.

Обратная картина, т. е. "агрессия" тихоокеанского развития в пределы Индо-Атлантического сегмента, имеет подчиненное значение. На востоке ее можно проиллюстрировать распространением мезозойских впадин тихоокеанского типа и других структур ревивации (по М.С. Нагибиной) (тектонической активации) в древних структурах континента. Столь же наглядно это демонстрирует распространение мезозойских тихоокеанских гранитоидов, несущих "тихоокеанскую" металлогению, в пределах Станового хребта или Алданского щита. Под этим углом зрения, как представляется, и следует подходить к такой проблеме, как происхождение и поведение в истории Земли Панталассы. Косвенно это относится и к образованию континентальных масс.

Главную тектоническую асимметрию планеты следует рассматривать не только как возможное следствие ее первичной неоднородности, но и как отражение нелинейного хода ее структурного развития. Земля в целом и ее отдельные геосферы, как и другие планеты земной группы, представляет собой открытую не вполне равновесную систему, в которой постоянно происходят отклонения от



Современные соотношения Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли

1–3 – Индо-Атлантический сегмент: 1 – континентальные области и острова, 2 – океаны и моря, 3 – Восточно-Азиатская область распространения тихоокеанских гранитоидов; 4–7 – Тихоокеанский сегмент, Тихоокеанский тектонический пояс: 4 – континентальные области, 5 – острова, 6 – области островных дуг, краевых морей и глубоководных желобов, 7 – ложе Тихого океана; 8 – Арктическая область сочленения Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов; 9 – Мировая рифтовая система; 10 – некоторые разломные зоны

The recent relationships between the Pacific and Indo-Atlantic segments of the Earth

The Indo-Atlantic segment: 1 – continental areas and islands; 2 – oceans and seas; 3 – East Asian area of distribution of Pacific granitoids. The Pacific segment. The Pacific tectonic belt: 4 – continental areas; 5 – islands; 6 – areas of island arcs, marginal seas and deep trenches; 7 – the Pacific floor. Other signs: 8 – the Arctic area of the conjunction of the Pacific and Indo-Atlantic segments; 9 – World rift system; 10 – fault zones

линейной эволюции. Геодинамические обстановки по интенсивности проявления и длительности существования могут изменяться в широком диапазоне. Индо-Атлантический и Тихоокеанский сегменты отражают наиболее длительную и масштабную геодинамическую неоднородность Земли.

Автор полагает, что главная тектоническая асимметрия Земли – фундаментальное свойство планеты и без его учета вряд ли возможен действительный прогресс в глобальных тектонических или геодинамических построениях.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 96-05-64758).

1. Андреев С.И. Металлогения железомарганцевых образований Тихого океана. СПб.: Недра, 1994. 191 с.
2. Базилевская Е.С. Об истории океанского марганценоаккумуляции // Докл. РАН. 1996. Т. 346, № 1. С. 67–70.
3. Вернадский В.И. Очерки геохимии. 4-е изд. М.: Гостоптехиздат, 1934. 380 с.
4. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 374 с.
5. Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Рейснер М.Г., Мелсон В.Д. Петрохимические группы закалочных стекол ТОР (толеиты океанических рифтов) и их распределение в Атлантическом и Тихом океанах // Магматизм и тектоника океана. М.: Наука, 1990. С. 43–108.
6. Карпинский А.П. О правильности в очертании, распределении и строении континентов // Горн. журн. 1988. Т. 1. С. 252–269.
7. Кашинцев Г.Л., Пуцаровский Ю.М. Гетерогенность в мантии под океанами и нелинейность магматических процессов // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1995. С. 39–51.
8. Красный Л.И. Тектонический подвижный пояс – важнейшая планетарная структура // Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. Л., 1968. С. 10–21. (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 155).
9. Красный Л.И. Основы геолого-структурного районирования Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1973. Т. 10. С. 7–18.
10. Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 366 с.
11. Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А., Федоров Н.А. Тектоническая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана // Гималайский и альпийский орогенез. М.: Наука, 1964. С. 229–250. (XXII МГК: Докл. сов. геологов; Пробл. 11).
12. Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В. Тектонические сегменты Земли и особенности их развития в неогее // Докл. РАН. 1992. Т. 324, № 5. С. 1069–1075.
13. Никишин А.М. Предварительный анализ тектоники и эволюции Венеры // Геотектоника. 1990. № 3. С. 16–27.
14. Объяснительная записка к Тектонической карте СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000 // Шатский Н.С. Избр. тр. М.: Наука, 1963. Т. 1. С. 464–518.
15. Пуцаровский Ю.М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 236 с.
16. Пуцаровский Ю.М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса // Геотектоника. 1965. № 6. С. 19–34.
17. Пуцаровский Ю.М. Тихоокеанский тектонический сегмент земной коры // Там же. 1967. № 5. С. 90–102.
18. Пуцаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
19. Пуцаровский Ю.М. Проблемы тектоники Земли в свете сравнительной планетологии // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241, № 4. С. 903–905.
20. Пуцаровский Ю.М. Проблемы тектоники океанов // Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 123–175.
21. Пуцаровский Ю.М. Особенности геологической истории Тихоокеанской области Земли. М.: Наука, 1986. 30 с.
22. Пуцаровский Ю.М., Говоров И.Н., Козарко Л.Н. и др. Глубинные геосферы под океанами // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1995. С. 6–38.
23. Смирнов С.С. О Тихоокеанском рудном поясе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 2. С. 13–27.
24. Тектоническая карта СССР в масштабе 1 : 4 000 000. М.: ГУГК при СМ СССР и Ин-т геол. наук АН СССР, 1953.
25. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. М.: Госгеолтехиздат, 1956.
26. Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли, масштаб 1 : 10 000 000. М.: ГУГК, 1970.
27. Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии земной коры // Избр. тр. М.: Наука, 1967. С. 246–355.
28. Шатский Н.С. Тектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений // Избр. тр. М.: Наука, 1965. Т. 3. С. 191–200.
29. Штилле Г. Циркумтихоокеанские складчатости в пространстве и времени // Избр. тр. М.: Мир, 1964. С. 539–589.
30. Янин А.Л. Тектоническое строение Евразии // Геотектоника. 1965. № 5. С. 7–35.
31. Atlas Tethys: Palaeoenvironmental maps / Ed. J. Dercourt et al. P., 1993.
32. Cubbins D. Core-mantle interactions // Tectonophysics. 1991. Vol. 187. P. 385–391.
33. Dziewonski A.M. Mapping the lower mantle: Determination of lateral heterogeneity in P-velocity up to degree and order. 6 // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. B7. P. 5929–5952.

34. *Dziewonski A.M., Woodhouse J.H.* Three-dimensional Earth structure and mantle convection // XXVIII Intern. Geol. Congr.: Abstracts. Wash (D. C.), 1989. Vol. 1. P. 427–428.
35. *Klein E.M., Langmuir C.H., Zindler A.* et al. Isotope evidence of a mantle convection boundary at the Australian-Antarctic discordance // *Nature*. 1988. Vol. 333, N 6174. P. 623–629.
36. *Pyle D.G., Christie D.M., Mahoney J.J., Duncan R.A.* Geochemistry and geochronology of ancient southeast Indian and southwest Pacific seafloor // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. P. 22261–22282.
37. *Stille H.* Das Leitmotiv der geotektonischen Erdentwicklung // *Vorträge und Schriften Dt. Akad. Wiss. Berlin*, 1949. H. 32.
38. *Suess E.* Das Antlitz der Erde. Bd. 1. Prag.–Leipzig, 1883. 310 S.
39. *J. Geol. Soc. Jap.* 1994. Vol. 100, N 1. Pl. VI–VII.

Yu.M. Pushcharovsky

MAJOR TECTONIC ASYMMETRY OF THE EARTH: THE PACIFIC AND INDO-ATLANTIC SEGMENTS AND THEIR RELATIONSHIPS

ABSTRACT

The idea of division of the Earth structure into the Pacific and Atlantic (the initial name) segments was put forward by N.S. Shatsky 40 years ago (in 1956) and developed by some scientist, particularly N.P. Kheraskov and A.L. Yanshin. The author, who has studied this problem since 1960, introduced the notions "The Pacific tectonic belt", "The Indo-Atlantic segment" and "Principal tectonic asymmetry of the Earth".

The recent geological and geophysical investigations have greatly contributed to the substantiation of the concept. The article presents a comparative analysis of the latest data on paleodynamics, tectonics, magmatic petrology and geochemistry of oceans, oceanic metallogeny and seismic tomography.

It is stated that the asymmetry concept is in full agreement with the existing tectonic pattern of the Earth. In the course of development, the major tectonic segments remained unchanged as a whole but varied in configuration, i.e., their peripheral parts appeared to be dynamic. In general, during the Neogea, the Indo-Atlantic segment was "aggressive" in relation to the Pacific one.

The principal tectonic asymmetry of the Earth, which is not quite balanced, open system, should be considered to reflect its non-linear structural development. The Indo-Atlantic and Pacific segments are the largest geodynamic heterogeneities of the Earth.

Е.Н. Меланхолина

СТРУКТУРНОЕ РАЗВИТИЕ СЕВЕРНО-ТИХООКЕАНСКОГО РЕГИОНА И ВОПРОСЫ НЕЛИНЕЙНОЙ ГЕОДИНАМИКИ

Северная часть Тихоокеанской плиты в последние десятилетия служила постоянным полигоном для изучения структурных и вещественных неоднородностей в океанической коре, проводившегося по инициативе и под руководством Ю.М. Пушаровского. Анализ полученных экспедиционных и литературных данных по северу Тихого океана позволил охарактеризовать неоднородности различного масштаба и глубины [18, 24, 27]. Их образование в ряде случаев может быть связано с нерегулярностью в развитии тектонических и магматических процессов, порождаемой, по-видимому, или энергетическими импульсами глубин, или воздействием на геосферы внеземных факторов [26]. В других случаях появление неоднородностей является закономерным следствием развития самого структурного ансамбля в океанической коре. Конечно, мы далеки еще от создания строго обоснованных моделей эволюции Северо-Тихоокеанского региона. Однако на основе имеющихся материалов представляется возможным выделить события, связанные с закономерным, относительно детерминированным ходом его развития, и, таким образом, отчленить случаи проявления нерегулярных (хаотических) процессов в океанической коре и мантии. Такой отбор геолого-геофизических данных регионального масштаба и составляет задачу этой статьи.

При очевидной нелинейности всех геологических процессов, протекающих в открытой системе литосферы, часть из них особенно выделяется резкими отклонениями от последовательности в развитии геодинамических систем, неупорядоченностью и хаотичностью [15, 21, 25, 26, 62]. Они и представляют основные объекты исследований по нелинейной геодинамике, проводимых Ю.М. Пушаровским и его последователями. Для обеспечения корректности таких исследований в северной части Тихого океана необходимы не только привлечение разносторонней информации, рассмотренной нами ранее [18], но и по возможности строгий отбор геолого-геофизических материалов. Современная изученность Северо-Тихоокеанского региона уже позволяет отобрать и обсудить круг данных, представляющих интерес для нелинейной геодинамики.

Значительная детальность в изучении океанических структур стала возможной в последние годы благодаря картированию магнитных аномалий и разломных зон, проведению новых рейсов глубоководного бурения, постановке драгирования и сейсмопрофилирования МОВ ОГТ. Специальные работы по проектам "Литос" и "Глубинные геосферы" ставились сотрудниками ГИН РАН, ИО РАН и других институтов на ряде опорных геолого-геофизических полигонов в северной части Тихого океана [17, 31, 52]. При их проведении основное внимание было сконцентрировано на комплексном изучении нескольких конкретных разрезов коры, послуживших в дальнейшем в качестве эталонных разрезов для структурных

элементов разного типа (рис. 1 см. вкл.). Полигонные работы были дополнены сейсмопрофилированием МОВ ОГТ вдоль Северо-Тихоокеанского трансекта [7]. Комплексность исследований позволила сопоставить особенности поверхностной и глубинной структуры и определить специфику абиссальных плит (котловин), краевых валов, древних океанических поднятий (плато) и вулканических зон, образующих сложную мозаичную картину на севере океана. Более ранние сейсмические и драгировочные работы в восточной части океана [12, 22] дают характеристику корового разреза в молодой зоне спрединга, необходимую для сопоставления с разрезами древних спрединговых структур. Датировки геологических событий могут быть проведены в соответствии с новой магнитной временной шкалой [33, 39].

СПРЕДИНГОВЫЕ СТРУКТУРЫ

В спрединговой зоне, на опорном полигоне Галапагосского хребта у пересечения с Восточно-Тихоокеанским поднятием, мощность новообразованной коры составляет около 5,5 км. Изученный разрез включает: 1) 3-й океанический слой ($V_p = 6,8$ км/с) габброидного состава, с присутствием в низах кумулятивных плагиоклазовых перидотитов и троктолитов; 2) 2-й слой, представленный внизу ($V_p = 5,5$ км/с) долеритами дайкового комплекса и вверху ($V_p = 3,5$ км/с) – пиллоулавами толеитовых базальтов. Особенности этого эталонного разреза повторяются в разных участках Восточно-Тихоокеанского спредингового хребта [22, 23]. По простиранию хребта составы пород варьируют от деплетированных до обогащенных базальтов MORB [47, 55, 58 и др.]. Под рифтовой зоной сейсмическими исследованиями МОВ ОГТ и ГСЗ выявляется существование узких осевых магматических камер, таких как у 9–13° с.ш. [35]. Активному развитию спрединга соответствует распространение здесь низкоскоростной (горячей) верхней мантии [1, 38]. На западе, по мере удревнения океанического дна, наблюдается постепенное увеличение мантийных и коровых скоростей, а также мощности коры и ее 3-го слоя.

На абиссальных плитах Северо-Тихоокеанского региона средняя скорость в коре составляет 6,5 км/с, а мощность возрастает до 7 км при сохранении ее структуры, как это наблюдается в Северо-Восточной котловине [6, 14, 18]. Изменения составов базальтоидов от *N*- до *P*-типа MORB могут происходить здесь на очень небольших расстояниях и в ряде случаев определяются, по-видимому, ходом их кристаллизации, а не вещественными неоднородностями на глубине [19, 20]. Сравнительная близость составов магм указывает на достаточное постоянство условий их выплавления и дифференциации в очагах, формирующих океаническую кору. Гомогенность поверхностной и коровой структуры на огромной площади северо-востока океана определялась равномерным развитием корообразования в позднем мелу–кайнозое, редко нарушавшимся случайными событиями, в частности перескоком рифтовой зоны в районе трога Чинук, произошедшим в начале кампана (хрон 34). "Память" о длительном развитии спрединга сохранилась в виде системы полосовых магнитных аномалий и трансформных разломов в Северо-Восточной котловине, с характерным резким изгибом – Большой "магнитной бухтой" – в пределах мел-палеоэоценовой коры (см. рис. 1). В северной ветви "бухты" рассчитана средняя скорость полуспрединга 5,0 см/г, в восточной – несколько меньше [50]. Перестройка системы в эоценовое время (хрон 24), с уничтожением "магнитной бухты", представляет, по-видимому, важнейшее проявление нерегулярных процессов, влиявших на ход океанического спрединга. Фрагмент северной ветви спрединговой системы, обнаруженный у Алеутского желоба [49], возможно, сохранял активность до середины эоцена (хрон 19).

Юрско-меловая область Северо-Западной котловины океана достаточно четко обособлена. Она отличается распространением интенсивно расслоенной высокоско-

ростной верхней мантии и значительно более гетерогенным строением коры, чем на востоке [18 и др.]. Но особенности абиссальных плит здесь сопоставимы с отмеченными. Исследования ГСЗ и МОВ ОГТ дают мощность коры в основной части площади около 6,5–7 км и свидетельствуют о ее значительном постоянстве [6–8, 16, 23, 32, 42, 45 и др.]. С приближением к поднятиям разного типа происходит повышение мощности коры и усложнение ее строения. На опорном полигоне Императорского разлома изучена почти не нарушенная последовательность пород верхов 3-го ($V_p = 6,8$ км/с) и 2-го ($V_p = 5,5$ км/с) слоев с видимой мощностью 2,5 км, аналогичная рассмотренной для спрединговой зоны [17, 31]. Снизу вверх по разрезу происходит смена однородных габбро долеритами и затем – базальтовыми пиллоу-лавами близкого состава (Т-типа MORB). Общая мощность коры здесь, как и на некоторых других разломах, несколько уменьшена (до 5,5 км). По остальным параметрам коры разрез является эталонным для абиссальных плит и может быть использован для геологической интерпретации скоростной структуры. Данные по эталонному разрезу дополняются драгировками нарушенных абиссальных разрезов на разломах Кларион, Нова и др., где, кроме перечисленных пород, подняты также кумулятивные габброиды низов 3-го слоя и мантийные перидотиты [20]. Вариации базальтоидов, полученных при бурении и драгировании на северо-западе океана, не выходят из пределов составов толситов MORB [17, 43].

Тонкая структура коры, наблюдаемая в Северо-Западной котловине по МОВ ОГТ [7, 42], полностью соответствует геологическим данным по эталонному разрезу. На всех отработанных профилях на протяжении многих сотен километров видно двучленное строение коры (рис. 2). Вертикальное расчленение 2-го слоя отвечает, вероятно, обособлению в нем долеритового дайкового комплекса и базальтовых лав. Их неравномерное распространение определяет латеральную изменчивость слоя, наблюдаемую по сейсмическим данным. Значительная однородность среды и выдержанность мощностей в 3-м слое соответствуют его габбровому составу, а не серпентинитовому, предполагаемому некоторыми авторами. Установление местами наклонных границ в нижней части слоя может свидетельствовать о первично-магматической расслоенности крупного масштаба, образовавшейся в габброидах при миграции магматической камеры к северо-западу в ходе спрединга. Наблюдаемое в ряде мест отсутствие отражений от кровли 3-го слоя может указывать на распространение в габброидах долеритовых даек или силлов и постепенный переход к дайковому комплексу.

Значительная выдержанность основных параметров коры прослеживается на всех абиссальных площадях Северо-Тихоокеанского региона и свидетельствует об устойчивости развития океанического спрединга от юры до кайнозоя. При этом в Северо-Западной котловине как интенсивность спрединговых магнитных аномалий (600–700 нТ), так и скорость полуспрединга (от 7,5 до 3,9 см/г) [40, 50, 54, 56] оказываются сопоставимыми с известными на востоке океана. Анализ картины магнитных аномалий выявляет длительное сохранение геометрии спрединговой системы с существованием резкого изгиба структур – предшественника Большой "магнитной бухты" и с постепенным разворотом всей системы по часовой стрелке [48 и др.] (см. рис. 1).

Этапы тектонических перестроек с переориентировкой спрединговых центров относятся к началу титона (хрон M21), началу готерива (M10) и началу апта (M0). Перескок рифтовой зоны в районе трога Хоккайдо в конце раннего мела (в спокойную магнитную эпоху), по-видимому, был вызван значительным нарушением спрединга. Более мелкие изменения отражены в неоднократных колебаниях скорости спрединга. Все эти нерегулярные события проявились достаточно широко. И тем не менее они не изменили хода океанического спрединга на севере Тихого океана. Этим наиболее крупномасштабным закономерным процессом длительно

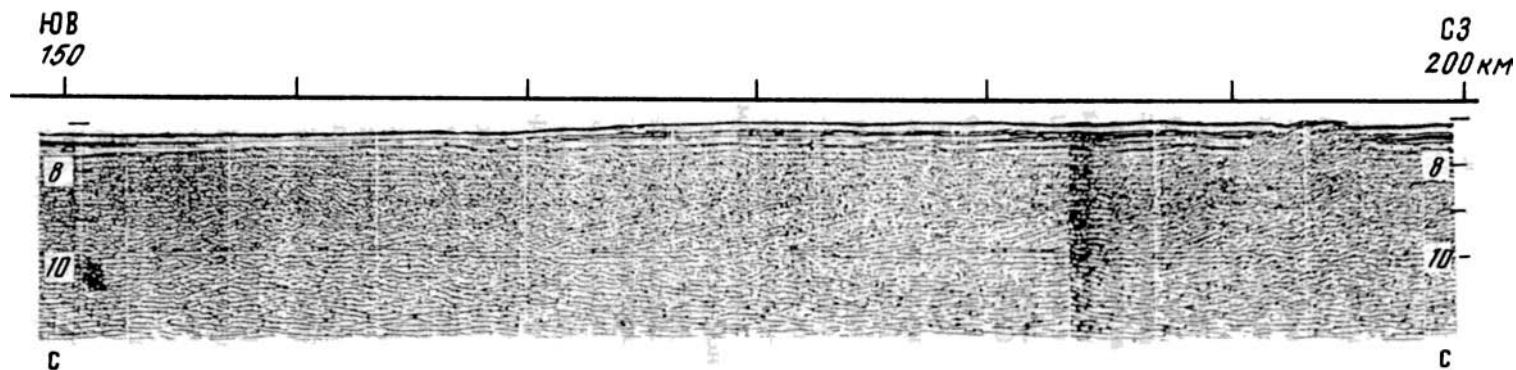


Рис. 2. Фрагмент временного разреза по профилю МОВ ОГТ в Северо-Западной котловине (по данным Г. Гнибиденко, Р. Фон Хюне, И. Белых, В. Патрикеева и Г. Немченко [7])

На глубине 10 с повсеместно прослеживается высокоамплитудный рефлексор – граница М, нарушенная только на небольшом участке подводного холма. Видна тонкая структура нормальной океанической коры: четкий, но прерывистый рефлексор в кровле 3-го слоя на глубине до 0,5 с от подошвы осадков; вертикальное расчленение слоя на две части, с распространением в низах серии пологонаклонных рефлексоров

Fig. 2. Fragment of multichannel seismic profile in the Northwest Pacific Basin, according to H. Gribidenko, R. von Huene, I. Belich, S. Patrikeev, G. Nemchenko [7]

At the depth about 10 sec under the sea floor Moho boundary is expressed by the subhorizontal high-amplitude reflector being disturbed only beneath the abyssal hill. Seismic image demonstrate the inner structure of normal oceanic crust. One can see clearly distinct, but faltering reflector at the top of layer 3 at the depth about 0.5 s beneath the sediments, the subdivision of this layer into two parts with a set of flatly dipping reflectors within the lower one

определялось наращение коры и эволюция "магнитной бухты" – главной тектонической структуры Северо-Тихоокеанского региона. Предлагаемые модели этого процесса весьма разнообразны и пока мало обеспечены геологическими данными [18 и др.] Далеко не всегда они учитывают отклонения от регулярности в процессе спрединга и совсем не принимают во внимание внутренние деформации и тектоническое расслаивание в коре.

Важная роль деформаций океанической коры всегда подчеркивалась Ю.М. Пущаровским [24, 27]. Проведенное нами драгирование на разломах Кларион, Меррей и других дает геологическое подтверждение таких деформаций, происходивших с выведением в верхнюю часть коры кумулятивных габброидов и серпентинизированных перидотитов. Сейсмопрофилирование МОВ ОГТ [7] показывает, что внутриплитные деформации весьма характерны для северо-запада Тихого океана, хотя и проявлены локально. Данные НСП свидетельствуют также и о распространении локальных нарушений осадочного слоя [31]. Позднекайнозойские праводвиговые перемещения по разломам Императорскому и Стейлмэйт – до 1500 км или более – еще увеличили гетерогенность этой части океана.

ВНУТРИПЛИТНЫЕ ЗОНЫ

Древние океанические поднятия: Шатского, Хесса, Обручева, Огасавара и другие наиболее значительно осложняют строение коры в пределах Северо-Западной котловины (см. рис. 1). Аномальность строения поднятий получает весьма различную трактовку в работах разных исследователей [2, 13, 17, 18, 37, 41, 48, 50, 54 и др.]. Иногда их образование рассматривается как доказательство нерегулярности в формировании древней тихоокеанской коры. Однако зоны поднятий занимают достаточно определенное место в ансамбле структур северо-запада Тихого океана. Поднятия Шатского и, вероятно, Хесса закономерно располагаются на стыке двух ветвей рассмотренной северной "магнитной бухты". Поднятия Магелланово и Манихики занимают аналогичную позицию внутри южной "магнитной бухты". Поднятия Обручева, Эаурипик, Огасавара находятся, по-видимому, в ином структурном положении.

Сопоставление результатов ГСЗ, сейсмопрофилирования, глубоководного бурения, работ на опорных полигонах поднятий Шатского и Хесса позволило нам провести обсуждение специфичности строения поднятий и их связи со сжатием [18]. Можно уверенно говорить, что во всех случаях возрастание мощности коры по сравнению с абиссальными плитами (до 20 км и более) [31, 34, 46, 64] сопровождается ее расслаиванием [13], уплотнением и изменением основных параметров [10, 14, 34]. Эти изменения особенно отчетливо видны на поднятии Шатского. Средняя скорость в коре достигает здесь 7,2 км/с, главным образом за счет существования в ее низах мощного слоя 3В, промежуточного по скоростям между корой и мантией. Его появление можно объяснить образованием срывов и скупчиванием коровых и мантийных пластин на границе кора–мантия. Расслоенный характер всего корового разреза, видный на профиле МОВ ОГТ (рис. 3), может отвечать покровному строению поднятия, а повышение скоростей на границе М до 8,4 км/с – сжатию и уплотнению в верхах мантии. Более глубокие горизонты мантии, вероятно, не затронуты существенными изменениями, так что структуры поднятий не получают выражения в данных сейсмической томографии для глубины 150 км и альтиметрии. Наблюдаемые гравитационные и магнитные эффекты создаются, по-видимому, только за счет корней поднятий и выступов в рельефе дна [61, 63].

Неоднократное повторение литопластин и наращение коры в зонах поднятий определило, по-видимому, заглубление магматической камеры и специфические

условия длительной дифференциации базальтовых расплавов с появлением в конце щелочных высокообогащенных магм. Так, на поднятии Хесса раннеальбские спрединговые базальты скв. 464 имеют состав толеитов T -типа MORB. Более молодые – позднеальбские образования приобретают щелочно-базальтовый состав. В эталонном разрезе коры на юге поднятия Хесса эти постспрединговые образования представлены щелочными базальтами, гавайитами и муджиеритами, видимой мощностью около 2 км, а выше – трахитами скв. 465 [17, 31, 43]. Они слагают верхнюю часть мощного 2-го слоя (с $V_p = 3,9$ км/с). 3-й слой корового разреза, также повышенной мощности, содержит в низах высокоскоростной горизонт 3В (с $V_p = 7,4$ км/с). Создание этого мощного разреза; расслаивание коры с образованием покровной структуры, появлением слоя 3В и глубокого корня; быстрый рост поднятия в рельефе дна, по-видимому, происходили в середине альба, непосредственно вслед за спредингом. Об этом свидетельствуют как мелководный характер базальных верхнеальбских осадков, так и наличие гиадокластитов и высокая пористость щелочно-базальтовых лав, изливавшихся уже на поднятии дна.

Раннее проявление сжатия и скучивания в коре–верхах мантии намечается по геологическим данным также для поднятия Шатского (в титоне) и Обручева (в конце кампана–маастрихте) [17, 18]. Нами показано, что условия интенсивного сжатия могли создаваться уже в ходе спрединга между ветвями спрединговой системы. То есть время и место для концентрации напряжений сжатия, приведшей к формированию поднятий, было не случайным, а предопределенным развитием структуры "магнитной бухты" на дивергентной границе плит. Помимо отмеченных случаев, свидетельства сжатия и уплотнения среды внутри "магнитной бухты", с повышением граничных скоростей во 2-м и 3-м слоях и иногда на границе М, обнаруживаются при работах ГСЗ как для древней коры в районе о-ва Маркус [16], так и для наиболее молодой, слагающей Северо-Восточную котловину [30]. Вместе с тем на этих участках сжатие не сопровождалось столь интенсивным скучиванием в коре–верхах мантии и ростом океанических поднятий, несмотря на сравнительное постоянство скорости спрединга. Заложение структур поднятий внутри "магнитной бухты" и в других условиях сжатия на севере Тихого океана оказывается приуроченным лишь к некоторым определенным временным рубежам: титонскому, готеривскому, альбскому, кампан-маастрихтскому и олигоценному [18]. То есть формирование поднятий обычно начиналось сразу вслед за этапами перестроек на абиссальных плитах (см. выше) и, следовательно, могло быть косвенно связано с отмеченной нерегулярностью спрединга на севере Тихого океана.

Отдельные океанические поднятия и абиссальные плиты, по-видимому, не индивидуализированы в мантийной структуре. Но весь регион северо-запада Тихого океана характеризуется интенсивными нарушениями верхней мантии, с частым повышением скоростей (до 8,6–9,0 км/с и больше), возникновением анизотропии на глубинном уровне 40–140 км, неоднородным расслаиванием верхних 250 км мантии и появлением отдельных низкоскоростных астенолинз на разных глубинах – от 80 до 150 км и глубже [1, 4, 6, 16, 18, 32, 38, 53]. Создание такой неоднородной мантийной структуры, вероятно, могло определяться действием тех же напряжений сжатия, что и образование мозаичной структуры в коре. Постоянное напряженное состояние сжатия могло препятствовать частичному плавлению больших объемов мантии и образованию сплошного астеносферного слоя на северо-западе Тихого океана. Подтверждение такого предположения, по-видимому, должно будет повести к серьезному пересмотру представлений о системе литосфера–астеносфера в пределах этого региона.

Зоны краевых валов претерпели те же деформации коры и верхов мантии, что и древние поднятия, однако существенно меньшего масштаба. Возрастание мощности коры на валу Зенкевича происходит вдвое по сравнению с абиссальными плитами, с

образованием корня, погруженного до 5 км [6]. Слой 3В имеет здесь прерывистое распространение. Но в эталонном разрезе Идзу-Бонинского вала этот слой (с $V_p = 7,2-7,5$ км/с) хорошо выражен и достигает мощности 3 км [42]. На всех валах несомненны расслаивание и надвигообразование в верхах 2-го и 1-м слоев, устанавливаемые по профилям МОВ ОГТ [3, 42, 43]. В целом в пределах краевых валов в древней океанической коре обнаруживаются все признаки сжатия. Его проявление вдоль конвергентной границы Тихоокеанской плиты предопределяется развитием субдукции позднекайнозойского времени. Интенсивность сжатия в коре, создающего структуры краевых валов, по-видимому, не так велика, как в случае океанических поднятий. Но нарушения, умеренно проявленные в коре, распространяются на большую глубину, определяя образование здесь относительно повышенных гравитационных аномалий в свободном воздухе и средневолновых аномалий поверхности геоида [11, 57]. Модель сжатия среды и образования литосферной флексуры, уходящей в зону субдукции [63], хорошо объясняет картину гравитационных аномалий на участках краевого вала – склона желоба.

Проявления внутриплитного вулканизма на севере океана представлены или крупными нелинейными вулканическими поднятиями – такими как Мид-Пацифик апт-альбского возраста, или линейными зонами, в частности кайнозойской Гавайско-Императорской зоной. Нередки и локальные вулканические постройки. Все вулканические проявления наложены на древние структуры абиссальных плит и поднятий, характеризуются повышенной мощностью коры и значительно усложняют мозаичный план Северо-Тихоокеанского региона.

Эталонный разрез коры может быть составлен в Гавайско-Императорской вулканической зоне на горе Оджин с использованием данных ГСЗ и глубоководного бурения [17, 34, 43 и др.]. У подножия вулканической постройки здесь установлено увеличение мощности коры до 10 км, на самой постройке оно должно быть заметно выше. Это наращивание коры по сравнению со смежными абиссальными площадями происходит почти исключительно за счет вулканических пород 2-го слоя, представленных в верхах ($V_p = 3,9$ км/с) островными толеитами и щелочными базальтоидами. В связи с этим средняя скорость в коре (около 6 км/с) оказывается меньше, чем на абиссальных плитах. Наблюдаемая в скважинах малая роль собственно щелочных пород в вулканическом разрезе и их умеренное обогащение элементами-примесями, а также относительно небольшое повышение мощности интрузивных образований 3-го слоя коры соответствуют, вероятно, кратковременности дифференциации расплава в малоглубинной камере. Сейсмологические наблюдения на современной вулканической постройке Килауэа показывают отсутствие такой камеры [36], что позволяет предполагать поступление расплава островных толеитов прямо из мантийного очага с глубины 30 км. Существование мантийных неоднородностей значительно влияет на создание аномального гравитационного поля и рельефа поверхности геоида в районе Гавайев [57, 63].

Образование наложенных вулканических зон всеми исследователями связывается с мантийными глубинами [43, 44 и др.]. Длительная магматическая активность и пролонгация Гавайско-Императорской зоны в течение всего кайнозоя (65 млн лет) определяется, вероятно, устойчивым действием мантийного плюма, локализованного в настоящее время под о-вом Гавайи. Происхождение такого плюма из нижней мантии подтверждено методами сейсмической томографии: в верхах нижней мантии под Гавайями обнаружена обширная низкоскоростная (горячая) аномалия [38] (рис. 4). Представляется, что в настоящее время механизм "горячей точки" может быть использован для удовлетворительного объяснения генезиса большинства линейных вулканических зон.

Для происхождения нелинейных вулканических поднятий с площадным проявлением вулканизма некоторыми исследователями привлекалась идея существования

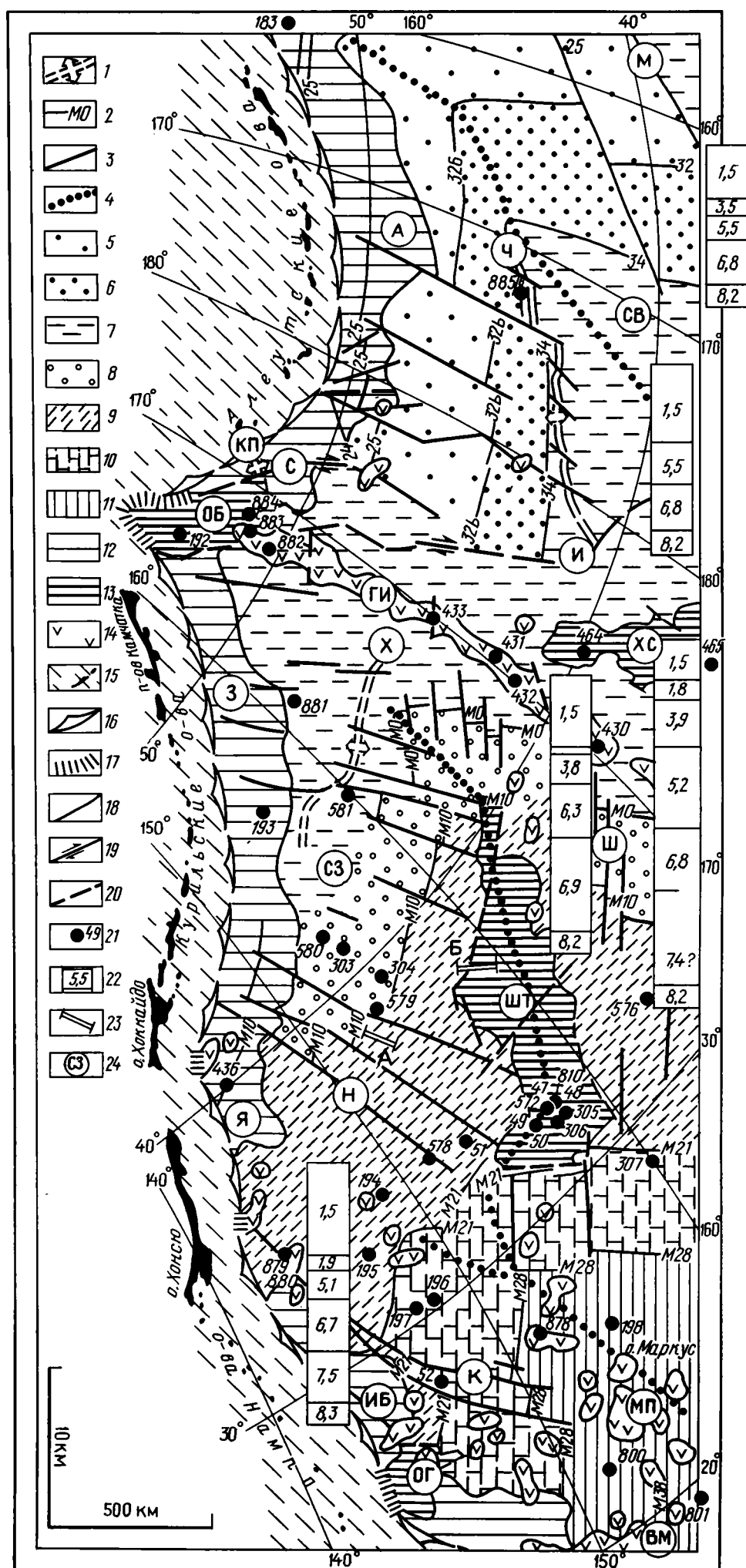


Рис. 1. Тектоническая схема Северо-Тихоокеанского региона (по [11, 18, 23, 34, 40, 42, 43, 49, 50, 54, 56])

1-11 - абиссальные плиты - 1-4 - древние спрединговые структуры: 1 - оставленные спрединговые центры, 2 - магнитные изохроны, отвечающие этапам перестроек, 3 - трансформные разломы, 4 - "след магнитной бухты"; 5-11 - возраст океанической коры: 5 - маастрихт - нижний эоцен, 6 - сантон - кампан, 7 - апт-турон, 8 - готерив-баррем, 9 - титон-готерив, 10 - оксфорд-титон, 11 - бат-оксфорд и, возможно, древнее; 12, 13 - зоны сжатия: 12 - краевые валы, 13 - древние океанические поднятия; 14 - проявления внутриплитного вулканизма; 15 - структуры Азиатской окраины; 16, 17 - границы Тихоокеанской плиты: 16 - зоны субдукции, 17 - зоны коллизии; 18-20 - структурные обозначения: 18 - ограничения внутриплитных структур, 19 - сдвиги, 20 - другие крупные разломы; 21 - скважины глубоководного бурения; 22 - эталонные разрезы коры (с цифрами сейсмических скоростей), эталонный разрез спрединговой зоны помещен за рамкой карты; 23 - положение профилей, приведенных на рис. 2 (А) и 3 (В); 24 - обозначения тектонических структур. Буквенные обозначения - оставленные спрединговые центры: Ч - Чинук, КП - Кула-Пацифик, Х - Хоккайдо; абиссальные плиты (котловины): СВ - Северо-Восточная, СЗ - Северо-Западная, ВМ - Восточно-Марианская; краевые валы: А - Алеутский, З - Зенкевича, Я - Японский, ИБ - Идзу-Бонинский; древние океанические поднятия: ШТ - Шатского, ХС - Хесса, ОБ - Обручева, ОГ - Огасавара; зоны внутриплитного вулканизма: ГИ - Гавайско-Императорская, МП - Мид-Пацифик; разломы: И - Императорский, М - Мендосино, С - Стейлмэйт, Ш - Шатского, Н - Нэкви, К - Касима

Fig. 1. Tectonic scheme of the North Pacific region, adapted from [11, 18, 23, 24, 40, 42, 43, 49, 50, 54, 56]

1-11 - abyssal plates (basins). 1-4 - ancient spreading zones: abandoned spreading centers (1), magnetic isochrones corresponding to rebuilding stages (2), transform faults (3), "magnetic bight trace" (4); 5-11 - oceanic crust of different ages: Maastrichtian - Early Eocene (5), Santonian - Campanian (6), Aptian - Turonian (7), Hauterivian - Barremian (8), Tithonian - Hauterivian (9), Oxfordian - Tithonian (10), Bathonian - Oxfordian and possibly older (11); 12-13 - compressional zones: 12 - outer swells, 13 - ancient oceanic rises; 14 - locations of intraplate volcanism; 15 - Asian continental margin; 16, 17 - Pacific plate boundaries: 16 - subduction zones, 17 - collision zones; 18-20 - structural symbols: 18 - intraplate zones limitations, 19 - strike-slip faults, 20 - other big faults; 21 - DSDP sites; 22 - typical crustal sequences (with seismic velocity meanings), the spreading zone sequence column being located beyond the frame; 23 - location of the profiles cited at figures 2 (A) and 3 (B); 24 - tectonic elements designations

Letter designations. Abandoned spreading centers: Ч - Chinook, КП - Kula-Pacific, Х - Hokkaido; abyssal plates: СВ - North-Eastern, СЗ - North-Western, ВМ - East Mariana; outer swells: А - Aleutian, З - Zenkevitch, Я - Japan, ИБ - Izu Bonin; ancient oceanic rises: ШТ - Shatsky, ХС - Hess, ОБ - Obrutchev, ОГ - Ogasawara; intraplate volcanic zones: ГИ - Hawaiian-Emperor, МП - Mid Pacific; fracture zones: И - Emperor, М - Mendosino, С - Steilmate, Ш - Shatsky, Н - Nekwy, К - Kashima

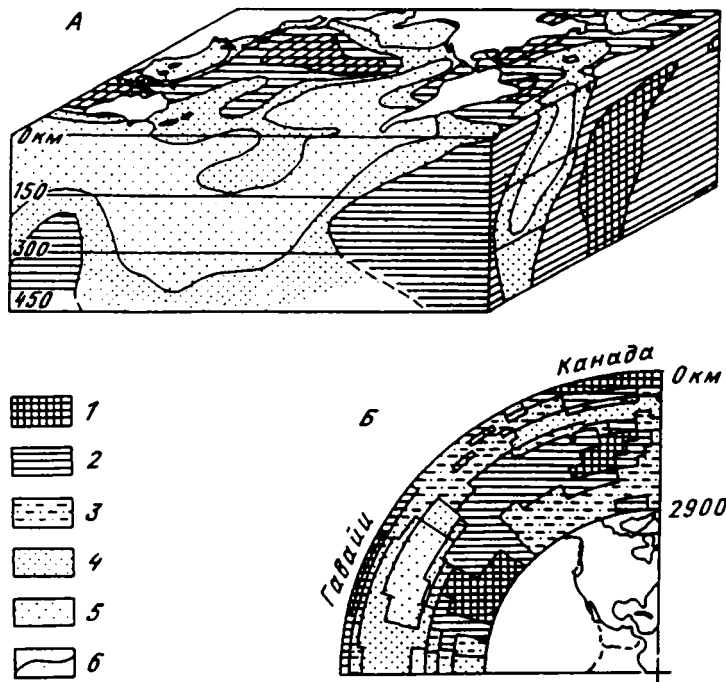


Рис. 4. Схемы глубинного строения Тихоокеанской области, составленные по данным сейсмической томографии

А – трехмерная модель верхней мантии Тихого океана (по [1] с упрощением); Б – разрез верхней и нижней мантии в центральной и северо-восточной частях океана (по [38])

1–5 – участки мантии с разными скоростями сейсмических волн: 1 – высокоскоростные аномалии, 2 – участки относительно повышенных скоростей, 3 – участки относительно пониженных скоростей, 4 – участки низкоскоростной мантии, 5 – низкоскоростные аномалии; 6 – границы участков с разными значениями сейсмических скоростей.

Одинаковый крап на разных глубинах обозначает не равенство скоростей, а одинаковые отличия от средней скорости, характерной для данной глубины. Низкоскоростные аномалии отвечают предположительно распространению горячего мантийного материала под Восточно-Тихоокеанским поднятием и в районе Гавайского плюма. Высокоскоростные аномалии под Северо-Западной котловиной в значительной мере могут быть связаны, по нашему мнению, с действием напряжений сжатия и уплотнением в мантии

Fig. 4. Schemes of Pacific region deep structure compiled owing to seismic tomography data

А. Threedimensional model of the Pacific Ocean upper mantle, according to [1], simplified. Б. Cross-section of upper and lower mantle in the central and northeastern parts of the ocean [38]

1–5 – parts of mantle with different seismic velocities: 1 – high-velocity anomalies, 2 – places of relatively increased velocities, 3 – places of relatively decreased velocities, 4 – places of low-velocity mantle, 5 – low-velocity anomalies; 6 – boundaries of mantle parts with different seismic velocities

The identical marks in different depths means not the identity of velocities but equal distinctions from average velocity for this depth. Low-velocity anomalies are supposed to correspond to the hot mantle material beneath East Pacific Rise and Hawaiian plum. High-velocity anomalies beneath Northwest Pacific Basin according to my opinion may be determined in considerable degree by the action of compression and compaction of mantle material

"горячих полей" в мантии [9]. Но она никак не объясняет эпизодичности внутриплитного вулканизма, создавшего гайоты Гейш, поднятия Мид-Пацифик и Магеллановых гор [5, 43, 51]. Мощная вспышка вулканизма именно в начале спокойной магнитной эпохи, ее синхронность с заложением Восточно-Азиатского вулканического пояса и зоны субдукции требуют специального объяснения. Более молодой эпизод внутриплитного вулканизма был проявлен в позднем кайнозое на Каро-

линских островах и в ряде участков Северо-Восточной котловины и близок по времени к заложению островодужного пояса Японии и Курил. Однако объем вулканических продюктов этого времени, площади распространения и размеры вулканических построек были относительно невелики.

Рассмотренные проявления внутриплитного магматизма и деформаций сжатия привели к преобразованию как поверхностной, так и глубинной структуры на северо-западе Тихого океана. На примере эталонных разрезов были показаны различия строения поднятий, созданных в результате развития магматизма, с одной стороны, и скупивания материала – с другой. В первом случае на поднятиях произошло наращение преимущественно верхней коры за счет подачи вещества с глубины. Во втором же наблюдается значительное наращение нижней коры за счет деформаций вещества *in situ* – на границе кора–мантия. Габбро-гипербазитовые комплексы этого глубинного уровня оказались наиболее подвижными при сжатии, происходившем как в древней коре краевых валов, так и особенно в новообразованной коре внутри "магнитной бухты".

ОКЕАНИЧЕСКИЙ СПРЕДИНГ И ФОРМИРОВАНИЕ ГЛУБИННЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ НА СЕВЕРЕ ТИХОГО ОКЕАНА

Рассмотренная структурная картина Северо-Тихоокеанского региона была создана полностью в мезозойско-кайнозойское время. Наиболее древние осадки, достигнутые бурением в Восточно-Марианской котловине, относятся к батскому ярусу¹ [43], а самая ранняя магнитная изохрона М38 датируется келловеем [39, 40]. Вместе с тем присутствие фрагментов древних океанических и приокеанических комплексов в обрамлении Тихого океана свидетельствует о значительном постоянстве океанических условий в этой части планеты [27 и др.]. Таким образом, **заложение** обсуждавшейся **спрединговой системы** в ранне(?)-среднеюрское время произошло внутри океана Палеопацифик. При этом океанические осадочные разрезы, по-видимому, местами формировались без перерыва, как это установлено в триасово-меловом комплексе юга Сахалина [29].

Главные нерешенные вопросы ранней истории касаются причин, которые определили, во-первых, заложение спрединговой системы, создавшей Тихоокеанскую плиту, и, во-вторых, геометрию этой системы, сохранявшуюся затем не менее 120 млн лет. В связи с этим важно подчеркнуть синхронность в инициации спрединга в Тихом океане и Центральной Атлантике, вызванного, несомненно, общими причинами. Существенно также, что эти события не были внезапными: подготовка ранне-среднеюрской перестройки начиналась еще в триасовое время с дробления хрупкой коры континента Пангея. В западном обрамлении Тихого океана значительная деструкция края континента в рэт-лейасовое время непосредственно предшествовала инициации спрединга в океане Палеопацифика. Огромный охват и общая длительность процесса перестройки соответствуют ее глобальному характеру и импульсу энергии с больших глубин. Локализация первоначального спрединга определялась, по-видимому, более частными причинами. Она связывается гипотетически с тройной точкой, существовавшей на границах плит Кула, Фараллон и Феникс [41, 54]. Правда, предложенная модель остается чисто умозрительной.

Геометрия спрединговой системы, с образованием характерной "магнитной бухты", традиционно объясняется развитием тройного сочленения спрединговых хребтов [48 и более поздние работы]. В случае симметричного спрединга это, по-видимому, единственная реконструкция, возможная для системы с трансформами,

¹ Они одновозрастны с древнейшими осадками Атлантики.

перпендикулярными магнитным аномалиям. Вместе с тем нет никаких геологических доказательств предполагаемого существования третьей ветви спрединговой системы². Нам представляется, что для Северо-Тихоокеанского региона допустима альтернативная модель одностороннего спрединга, происходившего в двух ветвях спрединговой системы, образовавших "магнитную бухту" [18]. Здесь требует проверки принципиальная возможность развития асимметричного спрединга, направленного ко внутренней части "бухты" и ограниченного во внешней ее части жесткой континентальной рамой. Могла ли длительно существовать такая "бухта" и соответствующая система конвекции без третьей спрединговой ветви? Чем определялась конфигурация системы: достаточно глубинными причинами или относительно поверхностными, связанными с очертаниями континентального края? Имеющийся материал позволяет, по-видимому, предполагать определенное влияние структур литосферы на установление схемы конвекции.

Формирование тихоокеанской литосферы проходило как сложный, многофакторный и в целом нелинейный процесс. Однако выше показан устойчивый, относительно детерминированный характер как действия спрединговой системы, так и формирования тектонических неоднородностей в пределах Северо-Западной котловины. Наименее ясным остается вопрос о возможной мобильности действующих спрединговых центров. Имеющиеся модели предполагают постоянное расширение системы расхождения плит с постепенным перемещением спрединговых центров [48, и др.]. Совместное перемещение центров Кула (Изанаги) – Тихоокеан и Тихоокеан – Фараллон трассируется "следом магнитной бухты", образующим ломаную линию на площади Северо-Тихоокеанского региона (см. рис. 1). Миграция спрединговой системы свидетельствует о соответствующем смещении системы мантийной конвекции. "Память" об этом, вероятно, сохраняется на глубине в размещении низкоскоростных (горячих) зон на разных уровнях верхней мантии. Трехмерная модель структуры мантии [1] показывает для глубин 300–350 км расположение низкоскоростной зоны в западной половине Тихого океана и ее смещение к востоку на более высоких уровнях, вплоть до положения, близкого к Восточно-Тихоокеанскому поднятию на глубине 150 км и меньше (см. рис. 4).

Направление "следа магнитной бухты" колеблется от север-северо-западного до северо-восточного. Причины дерестроек с эпизодическими разворотами спрединговой системы недостаточно ясны. Одним из объяснений может быть преимущественное развитие более быстрого спрединга в северо-западной ветви по сравнению с северо-восточной [41]. Однако возможны причины и более глубинного характера, приводившие к эпизодам нарушения регулярности океанического спрединга. Наиболее резкое изменение ориентировки "следа магнитной бухты" – с север-северо-западной на северо-восточную – относится к титонскому времени и коррелируется с заложением зоны сжатия поднятия Шатского. Точно так же изменение ориентировки "следа" с субмеридиональной на северо-восточную в середине мела коррелируется с формированием поднятия Хесса. В обоих случаях разворот спрединговой системы послужил пусковым механизмом для реализации напряжений сжатия внутри ее изгиба и формирования поднятий, которое, таким образом, полностью определялось ходом процесса спрединга.

Создание внутренних неоднородностей в Тихоокеанской плите началось с формирования древних океанических поднятий у ее дивергентной границы. Нарушения, образованные в удалении от активной дивергентной границы, связаны преимущественно с разломами и, по-видимому, были несравненно меньше по масштабу. Повторное образование зон сжатия в тихоокеанской литосфере происходит вблизи

² За исключением, возможно, фрагмента раннемеловой (?) океанической коры в Алеутской котловине Берингова моря.

конвергентной границы плиты. Структуры краевого вала и глубоководного желоба, связанные с зоной субдукции, изостатически неуравновешены и, несомненно, формируются в настоящее время. Ю.М. Пушаровский [27] поставил интересный вопрос о вероятности постоянного возобновления валов при добавлении новых порций материала.

Случаи коллизии плавучих океанических поднятий Обручева, Огасавара и ряда подводных гор со структурами континентальной окраины способствуют дальнейшему усложнению мозаичного строения Тихоокеанской плиты в ее периферической части. Рассмотрение общей структурной картины позволяет связывать с коллизией крупных структур не только сгущивание океанического материала у края континента, но и задержки перемещения самой Тихоокеанской плиты. При этом, по-видимому, были образованы некоторые крупные сдвиги, в частности Императорский разлом близ зоны коллизии поднятия Обручева. Правосдвиговые движения по Императорскому разлому соответствуют замедлению кайнозойских перемещений восточной части плиты, установленному по особенностям седиментации на Алеутской равнине, на поднятии Обручева [18, 43, 59]. Все эти осложнения в развитии Тихоокеанской плиты объясняются, как здесь показано, поверхностными явлениями, определяемыми эволюцией ее структурного ансамбля.

Внутриплитная магматическая активность имеет иную природу и связана с автономными процессами, развивающимися независимо и от спрединга, и от перемещений Тихоокеанской плиты. Проявления магматизма не считаются с границами литосферных плит, и он в строгом смысле слова не является "внутриплитным". Предполагаемые нижнемантийные неистощенные источники магмы, создающие и "горячие поля", и плюмы "горячих точек", располагаются значительно глубже уровня действия тектоники плит [9, 38]. Поэтому поступление вещества и энергии в литосферу происходит неупорядоченно по отношению к ее структурному развитию – как в пространстве, так и во времени. Сами проявления внутриплитного вулканизма на океаническом дне разнообразны по своим масштабам и структурным особенностям. Специфика линейных вулканических зон, отдельных построек и крупных нелинейных поднятий выражает особенности их природы: в первых действует локальный, но длительно существующий плюм, остальные же связаны с кратковременными импульсами глубин. Грандиозная по масштабам подача глубинного вещества и энергии на Мид-Пацифик и других поднятиях³ осуществлялась во временном интервале около 15–20 млн лет, тогда как развитие Гавайско-Императорской структуры продолжается не менее 65 млн лет.

Кинематика Тихоокеанской плиты привлекает в последние годы основное внимание исследователей [37, 40, 41, 48, 50, 54 и др.]. Однако данных для оценки перемещений плиты относительно Азиатских структур пока крайне мало. Рассматриваемое в моделях абсолютное перемещение плиты к северу и северо-западу не может быть прямым следствием ориентировки спрединга в пределах рассмотренной системы. Правда, с окончанием эоценовой перестройки спрединга произошла и смена направлений перемещения плиты с северного на северо-западное. Но северный дрейф структур охватывает огромные площади на поверхности Земли (см. например, [9]) и должен быть связан с более общими, несомненно глобальными, причинами. Поэтому будущие геодинамические модели должны определить соотношения в развитии спрединга как с предполагаемой миграцией спрединговых центров к северу и востоку, так и с перемещением формирующейся плиты к северу и северо-западу и ее последующей субдукцией. Для описания связи этих явлений, по-видимому, будут необходимы нелинейные модели конвекции и масштабы, выходящие за пределы региональных реконструкций.

³ Они иногда рассматриваются как единое поднятие Дарвина.

НЕЛИНЕЙНЫЕ ЭФФЕКТЫ В РАЗВИТИИ ТИХООКЕАНСКОЙ ПЛИТЫ

Приведенное выше обсуждение материала показывает постоянное сочетание детерминированного и случайного режимов в истории Северо-Тихоокеанского региона. Основная канва структурного развития создается закономерным и сравнительно устойчивым ходом спрединга, с наращением океанической коры и последующим усложнением ее структуры, происходившим сначала у дивергентной границы плиты, а затем – с приближением к конвергентной границе. С нелинейными эффектами могут быть связаны отмеченные выше структурные перестройки на севере океана: ранне-среднеюрская, титонская, готеривская, апт-альбская, кампан-маастрихтская, эоценовая и олигоценовая⁴. Правда, часто остается недостаточно ясным, какие процессы ответственны за события перестройки.

Этапы перестроек наибольшего значения с нарушением регулярности спрединга относятся к началу юры (190–185 млн лет), середине мела (110–100 млн лет) и к первой половине эоцена (53–42 млн лет). Феномен ранне-среднеюрского обновления тихоокеанских структур, с заложением новой спрединговой системы, развивался синхронно с началом раскрытия Атлантики. Таким образом, распад Пангеи сопровождался океанообразованием как в атлантическом, так и в тихоокеанском полушариях планеты. Длительность подготовки этой глобальной перестройки должна быть связана с действием глубинных внутриземных причин, а не с внезапным космическим явлением. Существенна приуроченность событий перестройки к юрской спокойной магнитной эпохе (правда, плохо изученной).

Апт-альбская структурная перестройка также имела глобальный характер. В Средиземноморье ей отвечала австрийская фаза складчатости. В Тихоокеанской плите с этим временем связано усиление сжатия и формирование поднятий Хесса и Онтонг-Джава. Одновременно здесь произошла реорганизация границ, с интенсификацией спрединга на дивергентной границе [9, 48], с заложением зоны субдукции и Восточно-Азиатского вулканического пояса вдоль конвергентной границы плиты. Отмеченный выше феномен мощного внутриплитного вулканизма приурочен тоже к апт-альбскому временному интервалу. Пространственное совпадение максимальной магматической активности на поднятии Мид-Пацифик с участком зарождения Тихоокеанской плиты представляет большой интерес и может указывать на определенные причинные связи этих явлений. Специального внимания заслуживает приуроченность указанных событий к началу спокойной магнитной эпохи, характеризовавшейся и отсутствием смены магнитной полярности, и относительной стабильностью положения полюсов [61]. Таким образом, возможны некоторые аналогии в развитии перестроек ранней юры и середины мела. И обе перестройки, несомненно, связаны с чрезвычайными событиями в истории Земли, с резким отклонением от линейности в ее развитии.

Значение эоцен-олигоценовых событий менее очевидно. В Средиземноморье с этим временем связана пиренейская фаза складчатости. Для тихоокеанской плиты установлена весьма существенная реорганизация границ. Перестройка дивергентной границы с исчезновением северной ветви заняла, возможно, ранний и средний эоцен. С ее окончанием совпадает и реорганизация перемещений плиты, со сменой направления с северного на северо-западное, произошедшей около 42 млн лет назад. К концу эоцена или олигоцену относится перестройка северо-западной конвергентной границы Тихоокеанской плиты: становление современной зоны субдукции и вулканического пояса островных дуг. Относительно ограниченные проявления внутриплитного вулканизма, правда, слабо датированные, возможно, начинались с олигоцена. В олигоцене произошло также формирование Каролинской микроплиты и поднятия Заурипик и их причленение к Тихоокеанской плите.

⁴ Используемые датировки геологических событий требуют дальнейшего уточнения.

При изучении короткоживущих микроплит Каролинской (олигоценовой) и особенно Магеллановой (раннемеловой) и их сравнении с Тихоокеанской плитой обнаруживаются несомненные проявления **бифуркации**. Магелланова микроплита, как и Тихоокеанская плита, была образована предположительно на месте тройного сочленения плит, но существовала самостоятельно лишь около 9 млн лет [60]. В развитии этих плит в сходных геодинамических обстановках неоднократно оказывался возможным выбор двух разных устойчивых решений. Сначала неустойчивое тройное сочленение плит становится как бы точкой бифуркации: оно может или превратиться в устойчивое тройное сочленение и далее развиваться как таковое, или послужить отправным пунктом для зарождения новой спрединговой системы (в случае юрской Тихоокеанской и Магеллановой микроплит). Далее в этих системах развитие спрединга (возможно, малоглубинного) также, по-видимому, достигает точки бифуркации: оно может или прекратиться (в Магеллановой микроплите), или развиваться в настоящий спрединг, как это было показано выше для Тихоокеанской плиты. Задача состоит в определении причины бифуркации, в поисках критериев устойчивости системы спрединга, решающих вопрос, быть или не быть литосферной плите.

В другом случае бифуркации решается вопрос, быть или не быть океаническому поднятию внутри изгиба спрединговой системы. Неустойчивое состояние сжатия в новообразованной коре разрешается или в ее интенсивном скупчивании и формировании поднятий (поднятия Шатского и др.), или же лишь в небольшом ее уплотнении и раздуве мощности (на абиссальной плите в районе о-ва Маркус). В последнем случае возможно образование более мелкомасштабных структур типа содвигов (по: [28]). В целом последовательное усложнение Тихоокеанской плиты, с образованием тектонических неоднородностей разного масштаба, возможно, следует рассматривать как процесс ее структурной и энергетической **самоорганизации**. Гетерогенность структуры плиты, различие реологических свойств слагающих ее элементов, проявление расслоенности в коре и мантии создают предпосылки для дальнейших деформаций и продолжения процесса самоорганизации.

Таким образом, в ходе нашего обсуждения был проведен предполагавшийся отбор регионального геолого-геофизического материала; намечен ряд закономерностей в истории тихоокеанских структур, а также случаи резкого отклонения от линейности в их развитии; сделана попытка применения к ним понятийного аппарата нелинейной геодинамики. Задача дальнейших работ состоит, вероятно, в подборе специальной методики исследований, направленных на выяснение причин нерегулярных событий в истории, случаев бифуркации и развития процесса самоорганизации при формировании тихоокеанской литосферы. При этом представляется чрезвычайно важной правильная **оценка соотношения относительно линейных и нелинейных процессов** в эволюции Северо-Тихоокеанского региона. Выше показано, что в "мире неустойчивостей и флуктуаций" в региональном масштабе (на мезоуровне) ведущим в тектоническом развитии в последние 180 млн лет является все же относительно устойчивый и закономерный процесс спрединга. Случаи отклонения от линейности не нарушают общего хода этого процесса. Создание внутренних неоднородностей в тихоокеанской литосфере большей частью может определяться относительно поверхностными причинами. Более того, древние ограничения поверхностных литосферных блоков, возможно, оказывают существенное влияние на конфигурацию системы глубинной конвекции.

Работа выполнялась в рамках проекта "Тектоносфера океанов" ГНТП "Мировой океан", поддерживаемой Государственным комитетом по науке и технологиям Российской Федерации, и при финансовой поддержке РФФИ (грант 96-05-64758).

1. Андерсон Д.А., Дзевонский А.М. Сейсмическая томография // В мире науки. 1984. № 12. С. 16–25.
2. Бен-Аврахам З., Нур А., Джонс Д., Кокс А. Континентальная аккреция: От океанических плит к континентальным массивам // Современные проблемы геодинамики. М.: Мир, 1984. С. 101–121.
3. Бондаренко Б.А., Гаркаленко И.А., Журавлев А.В. и др. Новые данные о глубинном строении земной коры Курило-Камчатского желоба // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234. № 1. С. 1462–1467.
4. Буравцев А.А., Островский А.А. Обобщенные сейсмические свойства литосферы в Северо-Западной котловине Тихого океана // Океанология, 1991. Т. 31, вып. 5. С. 799–807.
5. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. 368 с.
6. Глубинное сейсмическое зондирование: Данные по Тихому океану. М.: Междувед. тектон. ком. АН СССР, 1987. 103 с.
7. Гнибиденко Г.С. Структура океанической земной коры северо-западной части Тихого океана по данным МОВ ОГТ // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1995. С. 52–63.
8. Зверев С.М., Капустян Н.К. Сейсмические исследования литосферы Тихого океана. М.: Наука, 1980. 208 с.
9. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
10. Карп Б.Я., Прокудин В.Г. Строение чехла и скоростные модели земной коры возвышенностей Шатского и Обручева // Геофизические поля Тихого и Индийского океанов. М.: Междувед. геофиз. ком. АН СССР, 1988. С. 20–27.
11. Карта аномалий силы тяжести зарубежных территорий и Мирового океана. Масштаб 1:15 000 000. М.: М-во геологии СССР, 1986.
12. Кашинец Г.Л., Кузьмин М.И., Пополитов Э.И. Состав и строение океанической коры в районе впадины Хесса (Тихий океан) // Геотектоника. 1982. № 6. С. 112–123.
13. Коган Л.И. Структура дна Мирового океана (по данным автоматизированной системы многоканального сейсмопрофилирования). М.: Наука, 1988. 169 с.
14. Косминская И.П. Земная кора океанических структур // Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. С. 194–204.
15. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 229 с.
16. Малахов А., Хассонг Д., Одегард М. и др. Строение земной коры в районе о. Маркус (Тихий океан) // Океанология. 1977. Т. 17, вып. 6. С. 1028–1041.
17. Меланхолина Е.Н. Тектоника Северо-Западной Пацифики: Соотношения структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 216 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 434).
18. Меланхолина Е.Н. Соотношение поверхностной и глубинной структуры северо-запада Тихого океана // Геотектоника. 1996. № 3. С. 67–81.
19. Меланхолина Е.Н., Баранов Б.В., Кононов М.В. и др. Вариации состава океанических базальтов, изученных на полигонах разлома Мендосино (Тихий океан) // Там же. 1994. № 2. С. 49–60.
20. Меланхолина Е.Н., Ляпунов С.М., Разницын Ю.Н. Абиссальные толетитовые серии центральной части Тихого океана // Магматизм и тектоника океана (проект "Литос"). М.: Наука, 1990. С. 209–232.
21. Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. 191 с.
22. Непрочнов Ю.П., Кашинец Г.Л. О составе основных слоев океанской земной коры Восточно-Тихоокеанского поднятия // Докл. АН СССР. 1978. Т. 239, № 5. С. 1222–1225.
23. Непрочнов Ю.П., Седов В.В. Строение земной коры основных тектонических структур дна северной части Тихого океана // Геология дна Мирового океана. М.: Наука, 1984. С. 40–51. (XXVII МГК: Докл. сов. геологов: Симпоз. S. 06.2.2; Т. 6, ч. 1).
24. Пуцаровский Ю.М. Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации // Геотектоника. 1982. № 5. С. 3–16.
25. Пуцаровский Ю.М. Нелинейная геодинамика: (Кредо автора) // Там же. 1993. № 1. С. 3–6.
26. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. 84 с.
27. Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли: Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с.
28. Расцветаев Л.М. Содвиговые структуры литосферы и новейшая геодинамика коллизионных зон // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов: Тезисы XXIX тектон. совещ. М., 1996. С. 116–118.
29. Рихтер А.В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука, 1986. 93 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 411).
30. Семенова Г.И. Модели земной коры различных структур ложа Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1985. № 4. С. 3–12.
31. Строение дна северо-запада Тихого океана: (Геофизика, магматизм, тектоника). М.: Наука, 1984. 231 с.

32. Asada T., Shimamura H. Observation of earthquakes and explosions at the bottom of the western Pacific: Structure of oceanic lithosphere revealed by longshot experiment // *Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Margin*. Wash. (D.C.), 1976. P. 135–153. (Geophys. Monogr.; N 19).
33. Cande S.C., Kent D. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97, N 9. P. 13917–13951.
34. Den N., Ludwig W.J., Murauchi S. et al. Seismic refraction measurements in the Northwest Pacific Basin // *Ibid.* 1969. Vol. 74, N 6. P. 1421–1434.
35. Detrick R.S., Buhl P., Vera E. et al. Multi-channel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise // *Nature*. 1987. Vol. 326, N 6108. P. 35–41.
36. Ellsworth W.L., Koyanagi R.I. Three-dimensional crust and mantle structure of Kilauea Volcano, Hawaii // *J. Geophys.* 1977. Vol. 82, N 33. P. 5379–5394.
37. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1985. N 206. P. 1–59.
38. Fukao Y., Maruyama S., Obayashi M., Inoue H. Geologic implication of the whole mantle *P*-wave tomography // *J. Geol. Soc. Jap.* 1994. Vol. 100, N 1. P. 4–23.
39. Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G. et al. A Mesozoic time scale // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99, N B12. P. 24051–24074.
40. Handschumacher D.W., Sager W.W., Hilde T.W.C., Bracey D.R. Pre-Cretaceous tectonic evolution of the Pacific plate and extension of the geomagnetic reversal time scale with implications for the origin of the Jurassic "Quiet Zone" // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 155, N 1/4. P. 365–380. (Geophys. Monogr.; № 19).
41. Hilde T.W.C., Isezaki N., Wageman J.M. Mesozoic sea-floor spreading in the North Pacific // *Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Margin*. Wash. (D.C.), 1976. P. 205–226. (Geophys. Monogr.; № 19).
42. Houtz R., Windisch C., Murauchi S. Changes in the crust and upper mantle near the Japan – Bonin Trench // *J. Geophys. Res.* 1980. Vol. 85, N B1. P. 267–274.
43. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.), 1971. Vol. 6. 1329 p.; 1973. Vol. 19. 913 p.; Vol. 20. 958 p.; 1975. Vol. 32. 980 p.; 1980. Vol. 55. 868 p.; Vol. 56, 57, pt. 1. 629 p.; 1981. Vol. 62. 1120 p.; 1985. Vol. 86. 804 p.; 1990. Vol. 129. 488 p.; 1991. Vol. 131/132. 306 p.; 1993. Vol. 144. 1084 p.; Vol. 145. 1040 p.
44. Jackson E.D. Linear volcanic chains on the Pacific plate // *The geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margin*. Wash. (D.C.), 1976. P. 319–355. (Geophys. Monogr.; N 19).
45. Japanese DELP Research Group on deep structure of oceanic lithosphere. Report of DELP 1986 Cruises in the Northwestern Pacific // *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*. 1990. Vol. 65, N 1. P. 49–158.
46. Kroenke L.W., Nemoto K. Marine geology of the Hess Rise. 2. Basement morphology, sediment thickness and structural geology // *J. Geophys. Res.* 1982. Vol. 87, N B11. P. 9295–9278.
47. Langmuir C.H. A magma chamber observed // *Nature*. 1987. Vol. 326, N 6108. P. 15–16.
48. Larson R.L., Chase C.G. Late Mesozoic evolution of the Western Pacific Ocean // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 83, N 12. P. 3627–3644.
49. Lonsdale P. Paleogene history of the Kula plate: Offshore evidence and onshore implications // *Ibid.* 1988. Vol. 99, N 5. P. 733–754.
50. Mammertx J., Sharman G.F. Tectonic evolution of the North Pacific during the Cretaceous quiet period // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93, N B4. P. 3009–3024.
51. Matthews J.L., Heezen B.C., Catalano R. et al. Cretaceous drawing of reefs on Mid-Pacific and Japanese guyots // *Science*. 1974. Vol. 184, N 4135. P. 462–464.
52. Melankholina Ye.N. Results of studies on the base polygons within main tectonic elements of North Pacific transect // *Geological-geophysical mapping of the Pacific region: Intern. Symp.: Abstr. of pap. Yuzhno-Sakhalinsk*, 1989. P. 80–81.
53. Nagumo S., Kasahara J. The *P*-wave structure of the lithosphere-asthenosphere in the Western Pacific: A comparison of ocean versus continent // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 147, N 1/2. P. 85–93.
54. Nakanishi M., Tamaki K., Kobayashi K. Mesozoic magnetic anomaly lineations and sea-floor spreading history of the Northwestern Pacific // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94, N B11. P. 15437–15462.
55. Puchelt H., Emmertman R. Petrogenetic implications of tholeiitic basalt glasses from the East Pacific rise and the Galapagos spreading center // *Chem. Geol.* 1983. Vol. 38, N 1/2. P. 39–56.
56. Sager W.W., Handschumacher D.W., Hilde T.W.C., Bracey D.R. Tectonic evolution of the northern Pacific plate and Pacific – Farallon – Izanagi triple junction in the Late Jurassic and Early Cretaceous (M21–M10) // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 155, N 1/4. P. 345–364.
57. Sandwell D.T., Renkin M.L. Compensation of swells and plateaus in the North Pacific: No direct evidence for mantle convection // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93, N B4. P. 2775–2783.
58. Schilling J.-G., Bonatti E. East Pacific Ridge (20° S–19° S) versus Nasca intraplate volcanism: Rare earth evidence // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 25, N 2. P. 93–102.
59. Scholl D.W., Hein J.R., Marlow M., Buffington E.C. Meiji sediment tongue: North Pacific evidence for limited movement between the Pacific and North American plates // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1977. Vol. 88, N 11. P. 1567–1576.
60. Tamaki K., Larson R.L. Tectonic history of the Magellan microplate in the western central Pacific // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93, N B4. P. 2857–2874.

61. *Toft P.B., Arkani-Hamed J.* Magnetisation of the Pacific lithosphere deduced from Magsat data // *Ibid.* 1992. Vol. 97, N B4. P. 4387–4406.
62. *Turcotte D.L.* Chaos, fractals, nonlinear phenomena in Earth sciences // *Rev. Geophys.* 1995. Vol. 33, Supplement. P. 341–343.
63. *Watts A.B., Talwani M., Cochran J.R.* Gravity field of the Northwest Pacific Ocean basin and its margin // *The geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margin.* Wash. (D.C.). 1976. P. 17–34. (Geophys. Monogr.: N 19).
64. *Wiperman L.K.* Kana Keoki Cruise report: KK 750726. Preprint. Honolulu: Hawaii Inst. Geophys, 1975. 73 p.

Ye.N. Melankholina

NORTH PACIFIC STRUCTURAL DEVELOPMENT AND SOME IDEAS OF NONLINEAR GEODYNAMICS

ABSTRACT

Using the results of complex geological – geophysical investigations some typical crustal sequences have been compiled. The specific features of abyssal plates (basins), outer swells, ancient oceanic rises (plateaus) and volcanic zones have been established. The complicated mosaical combination of this elements in the North Pacific Ocean is examined in this paper. The regular (relatively determinated) development of spreading system and also the cases of abrupt rejection from development linearity are under the discussion. Successive complication of Pacific plate structure is considered as a process of its structural and energetic self-organization. In this process we select some doubtless cases of bifurcations. These ones are connected with: the initiation of spreading system which have created the Pacific plate; the change from initial shallow to true spreading process; the oceanic rises formation inside the spreading system bight. The intraplate magmatic activity manifestations were especially disordered relatively to the general Pacific lithosphere development.

The most significant stages of structural rebuildings were dated for the beginning of Jurassic time (J_{1-2}) and the Middle Cretaceous time (K_1 ap–ab). The first was demonstrated in renovation of Pacific Ocean as a result of the initiation of a new spreading system. The second which manifested at the beginning of Quiet magnetic epoch included both 1) the reorganization of divergent and convergent Pacific plate boundaries, spreading intensification and oceanic rises formation and 2) the powerful outbreak of intraplate magmatism. Both stages manifested in a global scale and were determined by the extraordinary events in Earth history, with abrupt rejection from linearity in its evolution.

С.Д. Соколов

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ АККРЕЦИЯ, ТЕРРЕЙНЫ И НЕЛИНЕЙНЫЕ ЭФФЕКТЫ В ГЕОДИНАМИКЕ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

ВВЕДЕНИЕ

Континентальные окраины Тихого океана постоянно находятся в центре внимания тектонистов. Их изучение дает важную информацию для понимания закономерностей формирования континентальной коры, взаимоотношения материков и океанов, структур и процессов, определяющих развитие окраин активного типа. В этом плане Северо-Восток России, охватывающий огромную и сложно построенную территорию, является одним из ключевых объектов. Тектонические проблемы этого региона в разные годы и с разных позиций разрабатывались многими выдающимися отечественными учеными и возглавляемыми ими научными коллективами. Достаточно упомянуть труды А.Д. Архангельского, П.Н. Кропоткина, С.В. Обручева, С.М. Тильмана, Н.П. Хераскова, Н.С. Шатского.

Большой вклад в становление современных представлений о тектонике Тихоокеанского полушария сделан Ю.М. Пушаровским [35–37, 40]. Следует подчеркнуть, что он ввел понятие Тихоокеанского тектонического пояса, разработал представления о континентальной и океанической неоднородностях, тектонической асимметрии Земли, конструктивных и деструктивных процессах, древности Тихого океана и многое другое. Под руководством Ю.М. Пушаровского активно развивалось мобилистское направление в региональных исследованиях, были созданы аккреционные модели развития Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина, Приморья, базирующиеся на представлениях о тектонической расслоенности литосферы. Необходимо особо отметить, что Ю.М. Пушаровским впервые было выдвинуто и получило начальную разработку такое важное направление в геологии, как нелинейная геодинамика, значительно расширившее подходы к пониманию природных геологических процессов и явлений [38].

На Северо-Востоке Азии выделяются четыре крупных тектонических элемента (рис. 1), имеющих различный структурный рисунок и разную историю развития: Сибирская платформа, Верхояно-Чукотская область (мезозоиды), Корякско-Камчатская кайнозойская область и Охотско-Чукотский окраинно-континентальный вулканический пояс (ОЧВП). В настоящее время основные черты геологического строения и общие вопросы тектонического развития этих структур выяснены достаточно хорошо. Общепринятыми являются мобилистские представления, базирующиеся на основных понятиях тектоники плит, концепции тектонической расслоенности литосферы и террейнового анализа [1, 4, 21, 30, 32, 33, 44, 48].

Общая эволюция предствляется в виде последовательного во времени, но дискретного по сути роста (аккреции) континентальной окраины Азии за счет приращения к Сибирской платформе разнообразных в геодинамическом отношении тер-

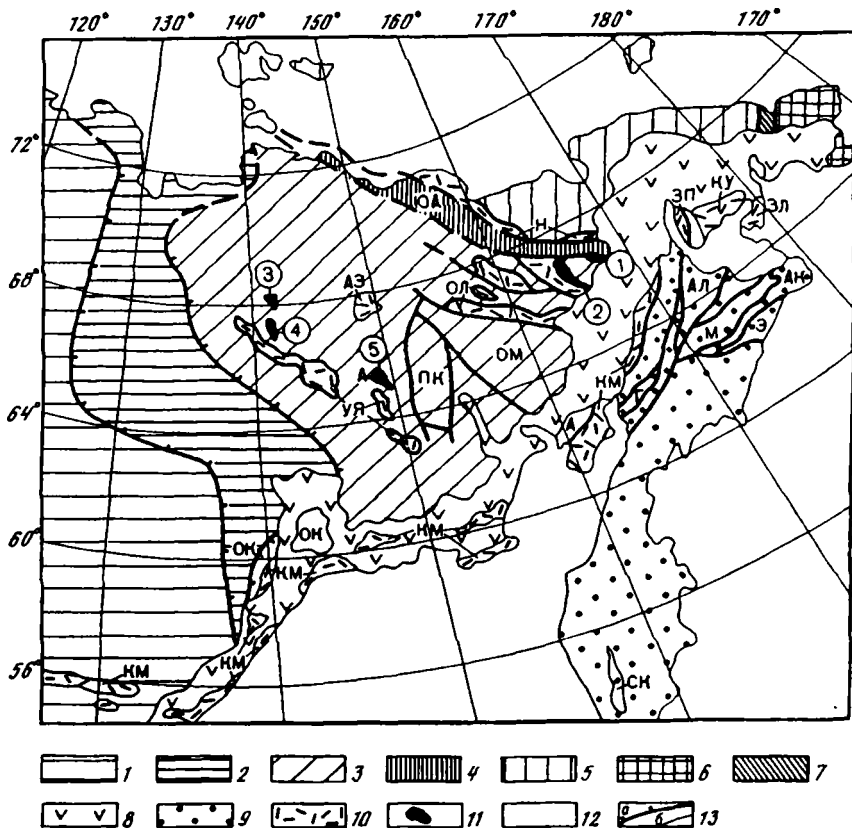


Рис. 1. Схема расположения основных структурных элементов Северо-Востока России, упоминаемых в статье

1 – Сибирская платформа; 2-7 – Верхояно-Чукотская складчатая область: 2 – Верхоянская складчатая система, 3 – структуры Колымской петли, 4 – Южно-Аноийская шовная зона, 5 – Чукотский микроконтинент, 6 – Восточно-Чукотский массив, 7 – Колючинско-Крестовский террейн; 8 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 9 – Корьяско-Камчатская складчатая область; 10 – островодужные комплексы; 11 – океанические комплексы мезозойдов (цифрами в кружках обозначены террейны: 1 – Громадинский, 2 – Алушинский, 3 – Арга-Тасский, 4 – Муниланский, 5 – Уяндинский); 12 – Анадырская впадина; 13 – тектонические границы: а – пологие, б – крутые. Террейны: А – Авековский, АЗ – Алазейский, АЛ – Алганский, АК – Алыктаваамский, Г – Ганычаланский, ЗЛ – Золотогорский, ЗП – Западно-Пекульнейский, КУ – Каначаланский и Ушканьегорский, М – Майницкий, Н – Нутесынский, ОЛ – Олойский, ОМ – Омолонский, ОК – Охотский, ПК – Приколымский, СК – Срединно-Камчатский, Э – Эконайский, ЮА – Южно-Аноийская шовная зона, УЯ – Уяндино-Ясаченский вулканический пояс, КМ – нерасчлененные островодужные комплексы Кони-Тайгоносской и Удско-Мурагальской дуги

Fig. 1. The scheme of the main tectonic elements of Northeastern Russia

1 – Siberian platform; 2-7 – Verkhoyan-Chukotka folded area: 2 – Verkhoyansk fold belt, 3 – structures of "Kolyma loop", 4 – South-Anuiy suture, 5 – Anuiy-Chukotka fold belt, 6 – East-Chukotka microcontinent, 7 – Koluchin-Krestov terrane; 8 – Okhotsk-Chukotka volcanic belt; 9 – Koryak-Kamchatka fold belt; 10 – island-arc complexes; 11 – oceanic complexes of Mesozooids (numerals show: 1 – Gromadnensky, 2 – Aluchin, 3 – Argas-Tas, 4 – Munilkan, 5 – Uyndina); 12 – Anadyr basin; 13 – Tectonic contacts: a – horizontal, b – subvertical

Terranes: A – Avekovsky, AZ – Alazeya, AL – Algan, AK – Alkatvaam, G – Ganychalan, ZL – Zolotogorsky, ZP – West Pekulney, KU – Kuyul, M – Mainits, N – Nutesyn, OL – Oloy, OM – Omolon, OK – Okhotsk, PK – Prikolymsky, SK – Sredino-Kamchatsky, E – Ekonay, YA – South-Anuiy suture, UY – Uyndin-Yasachnaya volcanic belt, KM – complexes of Kony-Taigonos and Uda-Murgal island arcs

рейнов и микроконтинентов. Здесь были разработаны основы и тектонические модели аккреционной тектоники, которые достаточно успешно используются для анализа и описания развития других складчатых поясов Евразии. Конечно, существуют определенные расхождения во взглядах по тем или иным вопросам, а нередко и альтернативные геодинамические интерпретации. Цель данной статьи заключается не в рассмотрении существующих разногласий, а в оценке достигнутых результатов и в обсуждении основных перспективных проблем тектоники, постановке новых задач и поиске путей их решения.

ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Верхояно-Чукотские мезозоиды имеют северо-западное простирание и образовались главным образом в результате коллизионных процессов [4, 44]. Они обладают гетерогенным строением и состоят из разнородных структурных элементов. Здесь на значительных пространствах одновременно встречаются комплексы пассивных и активных окраин. На западе расположена протяженная Верхоянская складчатая система, сложенная мощными карбонатными (поздний докембрий–средний палеозой) и терригенными (верхний палеозой–мезозой) отложениями. Они накапливались вдоль пассивной окраины Сибирского континента, и в их составе различаются осадки шельфа, континентального склона и подножия.

Восточнее расположены структуры "Колымской петли" с аллохтонными террейнами, сложенными континентальными образованиями, глубоководными терригенными отложениями, островодужными, офиолитовыми и океаническими комплексами [1, 4, 30, 32, 33]. На северо-западе они отделены Южно-Ануйской сутурой от Ануйско-Чукотской ветви мезозойд с древним докембрийским фундаментом и палеозойско-мезозойским чехлом, представляющим собой отложения пассивной окраины (см. рис. 1).

Главная проблема в этом регионе связана с тектонической принадлежностью Омогонского, Охотского, Приколымского, Авековского и других, более мелких континентальных массивов. Проблема достаточно многоплановая, и разногласия о палеогеографических связях массивов с Сибирской платформой тесно переплетаются с дискуссией о существовании и размерах прогибов с океанической корой. Был ли это единый обширный океанический бассейн с многочисленными микроконтинентами или система небольших прогибов, располагавшихся по их обрамлению?

Континентальные массивы

Одни исследователи склонны рассматривать континентальные блоки как фрагменты Сибирской платформы, обособившиеся в результате деструкции в рифее, девоне и раннем триасе [1, 27, 55]. При этом мнения расходятся относительно масштабов рифтогенеза, степени утонения континентальной коры и даже возможности возникновения бассейнов с корой океанического типа [65].

Другие исследователи считают континентальные блоки чужеродными по отношению к Сибири и говорят об их коллизии в мезозое. Относительно их первоначального происхождения также нет единства во мнениях: были ли это фрагменты единой континентальной массы (Арктида или Гиперборейская платформа), или они имеют разную природу. В наиболее известных реконструкциях Л.П. Зоненшайна [20–22] Чукотская ветвь мезозойд с Восточно-Чукотским массивом в основании рассматривается как часть Арктиды, а Омогонский, Охотский и другие массивы – как аллохтонные террейны, перемещавшиеся вместе с плитой Кула из низких широт Мезо-Пацифики. Более осторожную позицию занимает Л.М. Натапов [30], считая некоторые массивы (Приколымский, Омудевский и др.) отторженцами Сибирского

шельфа. Столкновение всех этих блоков с Сибирью началось в средней юре и завершилось в раннемеловое время.

Точка зрения об аллохтонной природе континентальных массивов мезозойского периода получила подтверждение палеомагнитными исследованиями [57]. Однако вопрос о первоначальном положении ряда массивов и их палеогеографических связях остается открытым. С одной стороны, это связано с тем, что до сих пор не были сделаны тщательный палеобиогеографический анализ этой обширной территории и межрегиональная корреляция фаунистических и флористических комплексов в пределах Тихоокеанского пояса и его континентального обрамления. Имеющиеся заключения выполнены только по отдельным группам органических остатков и для отдельных временных срезов. Необходимость такого анализа совершенно очевидно следует из материалов дискуссии, опубликованной на страницах журнала "Геотектоника" [54, 65].

С другой стороны, многие палеомагнитные данные не только противоречат палеонтологическим материалам, но и не отвечают современным возросшим методическим требованиям. Наиболее показательным является пример эволюции взглядов на природу Омолонского массива.

Омолонский массив сложен архейско-протерозойским кристаллическим фундаментом, перекрытым рифейско-фанерозойским чехлом, в составе которого на отдельных стратиграфических уровнях встречаются вулканогенные образования. Первые палеомагнитные определения девонских, каменноугольных и триасовых отложений [24] свидетельствовали о значительных (более 3000 км) перемещениях террейна Омолония, в состав которого включались Омолонский и Охотский массивы [20, 21] из южных широт (10–25° с.ш.). Эти данные "конфликтуют" с находками палеозойской и мезозойской бореальной фауны, присутствием горизонтов верхнепалеозойских ледниково-морских отложений. В структурах юго-западного обрамления массива нет офиолитов и пелагических осадков, которые указывали бы на существование здесь океанического бассейна. В то же время стратиграфические и микропалеонтологические исследования свидетельствуют о наличии здесь верхнепалеозойских отложений, переходных к сибирским разрезам [12, 27].

Кроме того, в современной структуре Омолонский террейн расположен в тылу Кони-Тайгоносской островной дуги [31], пермско-триасовые отложения которой также характеризуются бореальной фауной. Структурные данные свидетельствуют о наличии общих этапов деформаций Омолонского массива, его юго-западного (Сугойская зона, Приколымье) и юго-восточного (Гижигинская зона, Тайгонос) обрамлений, по крайней мере начиная с юры [7]. В свете этих данных трудно объяснить нахождение массива в тылу дуги при длительном северном дрейфе.

Следовательно, появление Омолонского террейна в северных широтах определяется по крайней мере допермским временем. В позднем палеозое–мезозое существовали определенные палеогеографические связи, с одной стороны, между Омолон, Приколымьем и Омuleвкой и, с другой стороны – с Сибирской платформой. Однако вопрос о "жесткости" этих связей, относительном взаимном расположении и масштабах перемещений остается открытым.

Последние палеомагнитные и структурные исследования [6] показывают, что в период времени с нижней юры по неоконцу Омолонский массив прошел через полярную область с высоких широт западного полушария до высоких широт восточного, испытывая при этом абсолютный разворот по часовой стрелке (30–40°). В позднем палеозое–раннем мезозое Омолон не входил в состав Сибирского континента и только начиная с раннемелового времени Омолонский массив и Сугойская складчатая зона стали частью Евразийской плиты.

Проблема жесткости или единства континентальных масс мезозойского периода и их деструкции продолжает оставаться актуальной темой. Например, традиционные пред-

ставления о Восточно-Чукотском массиве как фундаменте Анюйско-Чукотской ветви мезозой в свете последних данных не столь очевидны. Кристаллический массив и его чехол хорошо коррелируются с разновозрастными образованиями п-ова Сьюард (Аляска) и объединяются в единый террейн [76]. В то же время чехол массива достаточно существенно отличается от палеозойско-мезозойских отложений более западных районов Чукотки.

Кроме того, к западу от массива встречаются вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения Колючинско-Крестовской зоны (см. рис. 1), с которыми пространственно связаны тела габброидов и гипербазитов. Находки здесь верхнетриасовой фауны, которая, имея общие виды как с бореальной фауной мезозой, так и с тетической фауной хр. Кэнкэрэн (Корякское нагорье), отличается от них и имеет определенное сходство с фауной Аляски [56]. В связи с этим возникают сомнения в целесообразности включения террейна Сьюард в состав Арктического континента, и остается открытым вопрос о фундаменте Анюйских мезозой.

Приведенные материалы позволяют предполагать океаническую природу Колючинско-Крестовской зоны. Они могут рассматриваться как результат деструкции Арктиды [4] или как реликты северной части Мезопацфики, которая разделяла в это время Сибирский и Американский континенты [22, 48, 57]. Возможны и другие интерпретации. Для решения этого вопроса, который крайне важен для палинспастических реконструкций, необходимо провести специальные исследования, направленные на выяснение геодинамической природы комплексов Колючинско-Крестовской зоны.

Океанические бассейны и активные окраины

Вопрос о природе океанических бассейнов мезозой остается ахиллесовой пятой геодинамики Северо-Востока Азии. Согласно большинству плитотектонических реконструкций в фанерозое между Сибирским континентом и Арктидой существовал достаточно обширный океанический бассейн [4, 9, 22]. В одних моделях он рассматривается как продолжение или залив древнего Тихого океана, а в других – как пролив, соединявший Палеопацфику и Палеоазиатский океаны. Сторонники противоположной точки зрения говорят об утонении континентальной коры, деструкции и рифтогенезе. К сожалению, различные трактовки базируются не на фактическом материале, а исходят из тех или иных теоретических представлений авторов.

Дело в том, что выходы офиолитов малочисленны (см. рис. 1), сильно деинтегрированы и степень их изученности не соответствует современным требованиям. Палеозойские офиолиты локализованы вдоль Полоусненско-Колымского шва и в Алучинском блоке, а мезозойские – в Южно-Анюйской шовной зоне. В связи с этим актуальным представляется детальное изучение офиолитовых комплексов и структур, которые могут рассматриваться в качестве коллизионных сутур. Важность детального изучения границ структурных элементов мезозой прекрасно обоснована в работе [65].

Значительно лучше изучены вулканогенно-осадочные образования островодужного генезиса (Алазейский, Олойский, Хетачанский и другие террейны). Они весьма разнообразны и разновозрастны. Именно их широкое распространение часто служит доказательством существования смежных океанических бассейнов. Тем не менее их изученность не дает ответа: были ли они локализованы вдоль протяженных конвергентных границ Сибирской и Арктической плит или представляли собой эшелонированную систему островных дуг и краевых морей. Сочетание микроконтинентов и глубоководных океанических прогибов, изменчивый в пространстве и во времени островодужный магматизм служили основанием для сравнения позднепалеозойского режима с режимом Зондского региона [57].

Почти не изучены вопросы поперечной зональности дуг, что хорошо иллюстрируется различными трактовками полярности Уяндинно-Ясачненской дуги [1, 13, 21, 32, 33] и расхождением во взглядах на природу слагающих ее образований (островная дуга или постколлизийный вулканический пояс).

Реконструкция Кедонского окраинно-континентального пояса имеет важное значение для геодинамических построений. В свое время Л.П. Зоненшайн и Л.М. Натапов справедливо подчеркивали, что субэвральные вулканы Омолонского и Охотского массивов указывают на существование гипотетического континента, отличного от Сибири. Но, видимо, под впечатлением первых палеомагнитных определений проводилась аналогия Омолонии с восточным краем Северо-Австралийского щита [20, 21]. Однако девонские вулканогенные образования островодужного типа встречаются в ряде террейнов Северной Америки [76]. Ближайшим аналогом является метаморфизованная среднедевонская вулcano-плутоническая ассоциация (протяженность 250 км, мощность 1 км) с сульфидными полиметаллическими рудопоявлениями южной части хр. Брукса (Северная Аляска), образование которой происходило или в энсиалической дуге или в окраинно-континентальном вулканическом поясе [69].

Подобная корреляция лучше согласуется с отмеченными выше новыми палеомагнитными данными и, если она найдет свое подтверждение, то потребует пересмотреть траектории перемещения целого ряда террейнов мезозой. Существование в среднем палеозое окраинно-континентального вулканического пояса вдоль конвергентной границы Панталассы отмечалось в работе [29]. В результате более поздних движений она была деформирована и дезинтегрирована, и ее фрагменты оказались включенными в структуры складчатых поясов центральной и северо-восточной Азии. Представляется целесообразным изучить и возможность интерпретации позднеюрско-раннемеловых вулканических серий Уяндино-Ясачненского пояса и Алазейско-Олойской зоны как коллизийных образований, размещение которых в пространстве могло быть обусловлено возникновением структур растяжения, связанных с кинематикой сталкивающихся блоков, а не субдукцией. В пространственном размещении этих комплексов наблюдается сходство с постколлизийными раннемеловыми вулканитами, оперяющими ОЧВП и уходящими в глубь мезозой. К сожалению, геохимические критерии выделения продуктов коллизийного магматизма еще плохо разработаны, что задерживает выяснение их генезиса.

Все выше перечисленные проблемы в той или иной мере связаны с решением вопроса о природе палеокеанических бассейнов и имеют важное значение для геодинамических и палинпластических реконструкций.

Мезозойды, являясь частью Тихоокеанского тектонического пояса [34], имеют необычный структурный план с торцовым сочленением со складчатыми структурами внешнего обрамления Тихого океана. В этом случае, естественно, возникает вопрос о структурных и исторических связях мезозой с ложем древнего Тихого океана. Как будет показано ниже, этот вопрос требует дальнейшей разработки.

В раннем палеозое океанический бассейн между Сибирью и Арктидой, которая была частью Евроамерики, мог быть продолжением как Уральского (Палеоазиатского) океана [21, 22, 57], так и Япетуса. Последний вариант практически не обсуждается в реконструкциях. Хотя связь мезозойско-кайнозойской истории Арктики с раскрытием Атлантики [9, 21, 32] может свидетельствовать и о существовании некоторых аналогий между Протоатлантикой (Япетус) и мезозойдами в более древнее время.

После закрытия Япетуса и Уральского океанов бассейн мезозой превратился в залив Панталассы. С возникновением позднепалеозойско-раннемезозойской Кони-Тайгоносской островной дуги [31, 48] он был отшнурован от Тихого океана кон-

вергентной границей. Пермские континентальные вулканы Охотского массива могут быть южным окончанием Кони-Тайгоносской конвергентной границы. Важно решить вопрос о ее северном окончании. Если продолжением дуги служили островодужные комплексы Алазейско-Олойской зоны, то отшнурованной оказалась только часть океанического бассейна мезозой. Тогда как Южно-Анжуйский океан действительно оставался заливом Панталассы. Недавно были выделены поздне-палеозойские островодужные комплексы в центральной части Чукотки, которые рассматриваются как продолжение Кони-Тайгоносской дуги [28]. В этом варианте и Южно-Анжуйский океан должен был быть отделен от Панталассы конвергентной границей плит. При таком подходе нельзя говорить об океаническом бассейне как заливе Панталассы.

Приведенные выше соображения относительно кедровской серии показывают, что заложение конвергентной границы вдоль северной периферии Панталассы могло произойти еще в среднем девоне. Тогда палеоокеанические бассейны (или бассейн) мезозой располагались на границе Уральского океана и Панталассы, и геодинамические особенности их развития могут рассматриваться по аналогии с современной зоной взаимодействия Тихоокеанской и Индийской плит.

С этих позиций находит свое объяснение такая отличительная черта мезозой, как пространственное и временное сочетание обстановок пассивных и активных окраин. Здесь уместно напомнить, что подобный геодинамический режим был выделен Ю.М. Пушаровским [40] в качестве самостоятельного бizonального типа континентальных окраин.

ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ ПОЯС

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс разделяет области мезозойской и кайнозойской складчатости, протягиваясь на расстоянии более 3000 км. Геодинамическая природа пояса как континентальной окраины анжуйского типа достаточно ясна и, пожалуй, не вызывает сомнений. Основные проблемы связаны со стратиграфией континентальных вулканогенно-осадочных образований, временем заложения и отмирания пояса [28, 59].

Особого внимания заслуживает проблема фундамента ОЧВП. После работ В.Ф. Белого выделяется "внутренняя", а если следовать общепринятой терминологии – фронтальная (приокеаническая), и "внешняя", или тыловая (материковая), зоны. Структуры тыловой зоны наложены и резко дискордантны мезозойским комплексам, которых достаточно легко идентифицируются среди обширных полей вулканитов пояса. Фундаментом фронтальной зоны являются структуры полуостровов Кони, Пягина, Тайгонос, Таловско-Майнской зоны, хр. Пекульней (см. рис. 1). Для них характерны линейные северо-восточные простирания, по отношению к которым корякские структуры ориентированы под некоторым углом, напряженная складчатость, чешуйчатые и сдвиговые нарушения. Обычно они выделялись из состава Корякско-Камчатской складчатой области и рассматривались как поздние мезозойды [25, 31]. Здесь широко развиты островодужные комплексы и аккрецированные офиолитовые террейны.

Природа границы фронтальной и тыловой зон ОЧВП остается неясной и сейчас почти не обсуждается в литературе. С позиций аккреционной тектоники легко представить, что образование тыловой зоны произошло после окончательной коллизии, спаявшей в единый материк разнородные элементы мезозой. Однако любая реконструкция должна объяснить, как оказались причлененными к этому материковому террейну фундамента фронтальной зоны. Решение этого вопроса будет зависеть от выяснения геодинамических особенностей зоны сочленения мезозой и структур Корякско-Камчатской складчатой области. Высказанное выше предположение о

существовании здесь, начиная со среднего девона, конвергентной границы Панталассы снимает многие трудности. Тем не менее кинематика взаимодействующих плит и история развития конвергентной границы для этого региона совершенно не изучены.

В этом плане весьма показательным объектом является Тайгонос, где развиты островодужные комплексы, начиная от перми и до раннего мела включительно, и интенсивный гранитоидный магматизм. Возможны два объяснения природы этого уникального для всего Северо-Востока России объекта со столь длительным формированием островодужных серий. Можно допустить, что здесь была окраина андийского типа, или пространственно совмещенными оказались островодужные комплексы разновозрастных конвергентных границ. Ранее автор [48] уже пытался обосновать существование двух разновозрастных дуг: Кони-Тайгоносской (поздний палеозой–ранний мезозой) и Удско-Мургальской (поздняя юра–ранний мел).

Позднее при полевых исследованиях на п-ове Тайгонос и в Пенжинском районе были установлены аккреционные призмы, синхронные Удско-Мургальской дуге, а в Пенжинском районе – туфо-терригенные отложения перми, которые могли накапливаться во фронтальной части Кони-Тайгоносской дуги. Кроме того, были встречены фрагменты островодужных комплексов позднего палеозоя, которые в отличие от Тайгоноса пространственно отделены от Удско-Мургальской дуги и находятся с внешней ее стороны. Однако более древней аккреционной призмы Кони-Тайгоносской дуги до сих обнаружено не было. Поэтому вопрос о ее полярности остается открытым.

КОРЯКСКО-КАМЧАТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Корякско-Камчатская область расположена к востоку от ОЧВП и имеет северо-восточные и восточные простираия. Это типичный пример континентальных окраин аккреционного типа (см. рис. 1; рис. 2), формировавшихся в процессе последовательного причленения к континенту со стороны океана разновозрастных и разнообразных по геодинамическому типу террейнов [4, 48, 53, 64]. Различаются островодужные, офиолитовые, окраинноморские, турбидитовые террейны, террейны океанической коры и аккреционных призм [33, 76].

Главная проблема связана с перемещениями террейнов. Палеонтологические и палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что многие террейны испытали значительные горизонтальные перемещения с амплитудой до 3000–5000 тыс. км. Некоторые из них образовались в экваториальных широтах и, оказавшись включенными в структуру континентальной окраины Азии, являются чужеродными или экзотическими террейнами [47, 48, 53]. Особое место занимают террейны, в том числе островодужные, с фауной разных палеобиогеографических провинций [11, 48]. Первоначальное местоположение большинства террейнов остается неясным и является предметом разного рода догадок и предположений. Подобного рода террейны в североамериканской литературе [68] получили название “мистических” или “подозрительных” террейнов (*suspect terrane*). Совершенно очевидно, что они вызывают повышенный интерес и дают возможность приоткрыть занавес нашего незнания и заполнить новые страницы геологической летописи.

Террейны-странники и движение тихоокеанских плит

Плитно-тектонический сценарий перемещения террейнов Северо-Востока Азии был разработан коллективом ученых во главе с Л.П. Зоненшайном [20, 21, 23, 53]. Согласно реконструкциям континентальные массивы мезозой и террейны Корякского нагорья и Камчатки транспортировались плитой Кула (рис. 3). Следует подчеркнуть, что ведущая роль плиты Кула признается большинством исследователей

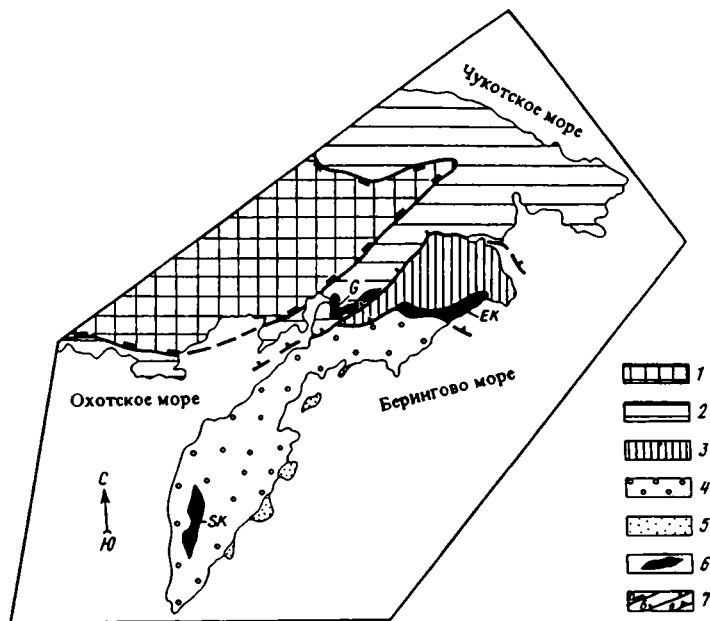


Рис. 2. Схема континентальной аккреции Северо-Востока Азии

1 – Азиатский континент в поздней юре; 2–5 – площади Азиатского континента, сложенные террейнами, аккрецированными: 2 – в конце раннего мела, 3 – в конце мела–начале палеоцена, 4 – в среднеэоценовое время, 5 – в среднем миоцене; 6 – "террейны-странники": G – Ганычаланский, SK – Срединного хребта Камчатки, EK – Эконайский; 7 – границы континента: а – в поздней юре, б – в конце раннего мела, в – в конце позднего мела

Fig. 2. The scheme of continental growth

1 – Asian continent in Late Jurassic; 2–5 – areas of Asian continent consist of accreted terranes: 2 – at the end of Early Cretaceous, 3 – in Late Cretaceous/Early Paleocene, 4 – in Middle Eocene, 5 – in middle Miocene; 6 – "errant-terrains": G – Ganychalalan, SK – Sredino-Kamchatsky, EK – Ekonay; 7 – continental margin: а – in Late Jurassic, б – in Early Cretaceous, в – in Late Cretaceous

[32, 64 и др.]. При этом мезозойские аккрецированные океанические комплексы рассматриваются как фрагменты плиты Кула, а аллохтонные островодужные террейны – как фрагменты островных дуг, образовавшиеся вдоль конвергентной границы Кулы и Азиатского континента для позднелюрско-раннемелового времени, а также Кулы и Ватынского океана для позднего мела. В основе этих реконструкций лежат расчеты траектории движения Тихоокеанской плиты, в правильности которых у автора статьи нет сомнений.

Однако интерпретация положения и перемещения террейнов дается исходя из общих рассуждений об их геодинамической природе и возрасте. Необходимо также обратить внимание читателя на то, что принадлежность аллохтонных островодужных террейнов конвергентной границе Азии лишь постулируется и, строго говоря, ничем не доказана. Дело в том, что палеомагнитные, палеобиогеографические и палеоклиматические данные позволяют определять палеошироты, но почти не содержат информации о долготном положении террейнов.

Главный недостаток данного плитно-тектонического сценария заключается в том, что со времени его создания значительно изменились схемы движения тихоокеанских плит. Вместо базовой модели [73] четырех плит – Феникс, Кула, Фараллон, Тихоокеанская – появились новые с большим количеством плит. Допол-

нительно были выделены плиты Исанаги, Берингия, Чинук и др. [71, 78]. Более того, представления Р. Ларсона, С. Чейза, А. Купера, Л.П. Зоненшайна и других исследователей о длительном существовании плиты Кула от 150 до 40 млн лет трансформировались в выделение плит "Новая" и "Старая" Кула, затем Берингия и Кула и, наконец, в ограничение ее возраста поздним мелом–эоценом, 85–50 (43) млн лет [71, 82].

Основные разногласия относительно возраста и перемещения плиты Кула связаны с тем, что она была полностью субдुцирована. Значительные неопределенности при корреляции траекторий перемещения террейнов и тихоокеанских плит возникают также из-за неясности положения и пространственной ориентировки спрединговых центров Кула-Фараллон, Исанаги-Фараллон. Например, проекция хребта Кула-Фараллон на американский континент в разных реконструкциях изменяется от широты Калифорнии до широты Южной Аляски. Кроме того, расчеты кинематики движения плит базируются на определенных постулатах и допущениях и достоверность их уменьшается с увеличением возраста магнитных аномалий [20, 23, 71]. Обо всем этом необходимо помнить при разработке палинспастических реконструкций.

Л.П. Зоненшайн с соавторами также подчеркивали, что предложенная схема перемещения террейнов (см. рис. 3, Б) является одним из возможных вариантов и по мере появления геологических данных могут быть внесены существенные коррективы. Действительно, за последние годы был накоплен новый материал по геологии террейнов Корякского нагорья и Камчатки, который уже трудно увязать со старыми реконструкциями. Остановимся на этом подробнее.

1. В юго-западной части Корякского нагорья (см. рис. 1, 2; рис. 4) расположен Ганычаланский офиолитовый террейн [61], который представляет собой фрагмент раннепалеозойской океанической коры (520–480 млн лет). Офиолиты перекрываются кремнистыми, карбонатными и терригенными отложениями эльгеминайской серии ордовика [3, 51]. Появление в верхнем ордовике терригенных пород свидетельствует о том, что к моменту их накопления (460 млн лет) океаническая кора переместилась из центральной части океана к его периферии и оказалась в области накопления обломочного материала, сносимого с материка. Присутствие мощных (до 5–6 м) прослоев хорошо окатанных конгломератов с крупными обломками (до 20–30 см) мелководных известняков указывает на близость континента.

Учитывая современное положение террейна, можно было ожидать, что сближение происходило с древней континентальной окраиной Азии. Однако изучение состава гальки в конгломератах дало неожиданные результаты. Во-первых, в конгломератах были найдены обломки андезито-базальтов, но в пределах всего Северо-Востока Азии нет островодужных комплексов соответствующего возраста, которые можно было бы рассматривать как источник сноса. Во-вторых, фауна из гальки органогенных известняков и из цемента конгломератов резко отличается от одновозрастных органических остатков известных на Сибирской платформе и в складчатых сооружениях мезозой, но имеет много общих видов с фауной Аляски и западной части Северной Америки [83].

Кроме того, в пределах Северо-Востока России нет образований, которые по возрасту и составу можно было бы считать аналогом Ганычаланского террейна. Наибольшее сходство он имеет с террейном Ливенгуд (см. рис. 4) из Центральной Аляски, в составе которого встречаются раннепалеозойские офиолиты и терригенные отложения ордовика–силура, накапливавшиеся вблизи континента [75].

Следовательно можно предположить, что в позднем ордовике, в интервале 460–430 млн лет, Ганычаланский террейн располагался вблизи, а, возможно, даже был аккрецирован к Северной Америке. Позднее он был оторван и стал перемещаться в сторону Азии. В позднем палеозое (320–245 млн лет) он уже находился вблизи

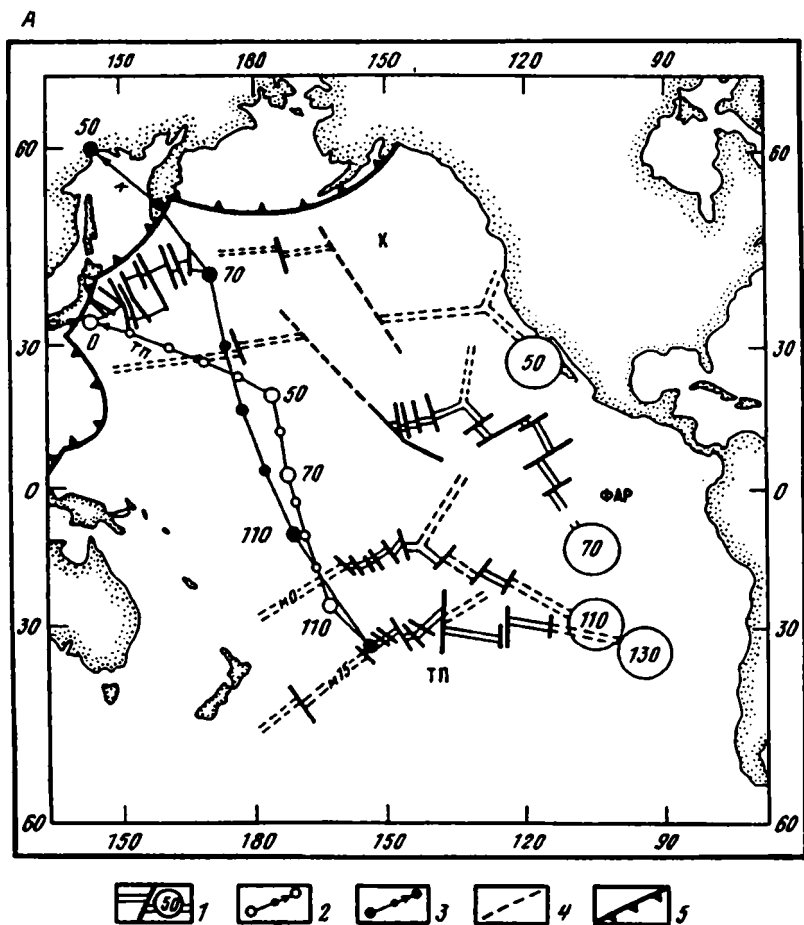


Рис. 3. Схемы движения плит и перемещения террейнов, по Л.П. Зоненшайну, М.В. Кононову и др. [20]

А – движение плит Тихоокеанской и Кула по отношению к Евразии за последние 150 млн лет. 1 – положение спрединговых центров для указанного в кружках времени (в млн лет); 2, 3 – траектории движения плит с указанием возраста (в млн лет): 2 – Тихоокеанской плиты, 3 – плиты Кула; 4 – трансформные разломы; 5 – современная зона субдукции. Б – траектории перемещения террейнов континентального (см. штриховку), океанического и островодужного происхождения (см. черный цвет). Цифры в маленьких кружках – террейны: 3 – Пенжинский, 4 – Усть-Бельский, 5 – Эконайский

Fig. 3. The scheme of plate reconstruction and terrane shifting [Zonenshain, Kuzmin, 1992]

A. The movement of Pacific and Kula plates for 150 Ma. 1 – spreading sones; 2 – trajectory of Pacific plate; 3 – trajectory of Kula plate; 4 – transform fault; 5 – modern subduction zone. Б. Trajectories of the terrane motions. Shade area – continental terranes. Black area – island arc and oceanic terranes Numerals show terranes: 3 – Penzhina, 4 – Ust-Belaya, 5 – Ekonay

Азиатского континента и имел тесные палеогеографические связи со структурами Северо-Востока Азии, о чем свидетельствует характер отложений, фауны и флоры.

2. В центральной части Камчатки расположен Срединно-Камчатский террейн (см. рис. 1, 2), представляющий собой сложный полиметаморфический комплекс пород разного генезиса и возраста. Ранее он рассматривался как древний континентальный блок Охотоморской плиты [66], но в последние годы получили подтверждение представления о широком развитии меланократовых пород [25] океанического

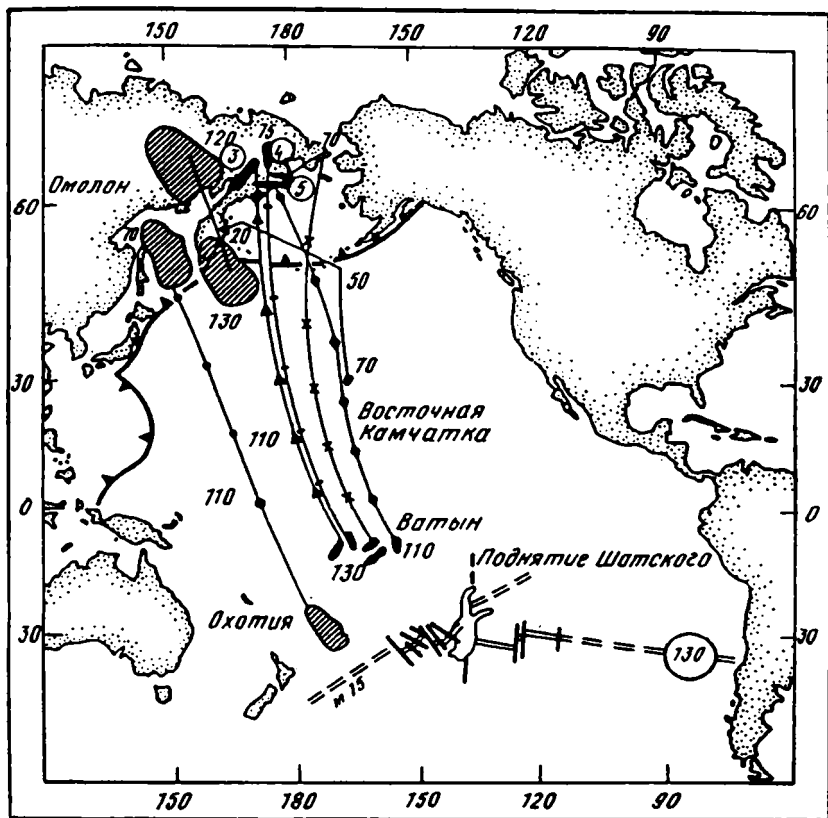


Рис. 3 (Б)

и островодужного происхождения [5]. В метаосадках малкинской серии известны спорово-пыльцевые комплексы каменноугольного и пермского возраста. По своему составу они не могли быть производными растительности Ангарской области, покрывавшей территорию Сибири и северо-восточной Азии. И.А. Сиверцева [46] подчеркивает их сходство со спорово-пыльцевыми комплексами Северной Америки. Следовательно можно предполагать, что Срединно-Камчатский террейн представляет собой чужеродное образование. Первоначально он располагался в области разноса спорово-пыльцевых комплексов с Американского континента, а затем, перемещаясь в северо-западном направлении, подошел к Азиатской плите и вошел в ее состав только в позднем сеноне. Причем, если подтвердится наличие фрагментов древней сиалической коры, то можно будет говорить о непосредственном его отколе от Северной Америки. При такой трактовке удастся объяснить указанный палеоботанический парадокс.

3. В восточной части Корякского нагорья в составе Эконайского террейна известны вулканогенно-кремнистые отложения с телами мелководных органогенных известняков пермского возраста (рис. 5). Известняки накапливались на вулканических постройках типа гайотов, атоллов или симаунтов [47, 48]. Это были достаточно крупные и многочисленные внутриокеанические плато, при разрушении которых обломки известняков и вулканитов сносились в окружающие глубоководные бассейны с кремнистыми осадками.

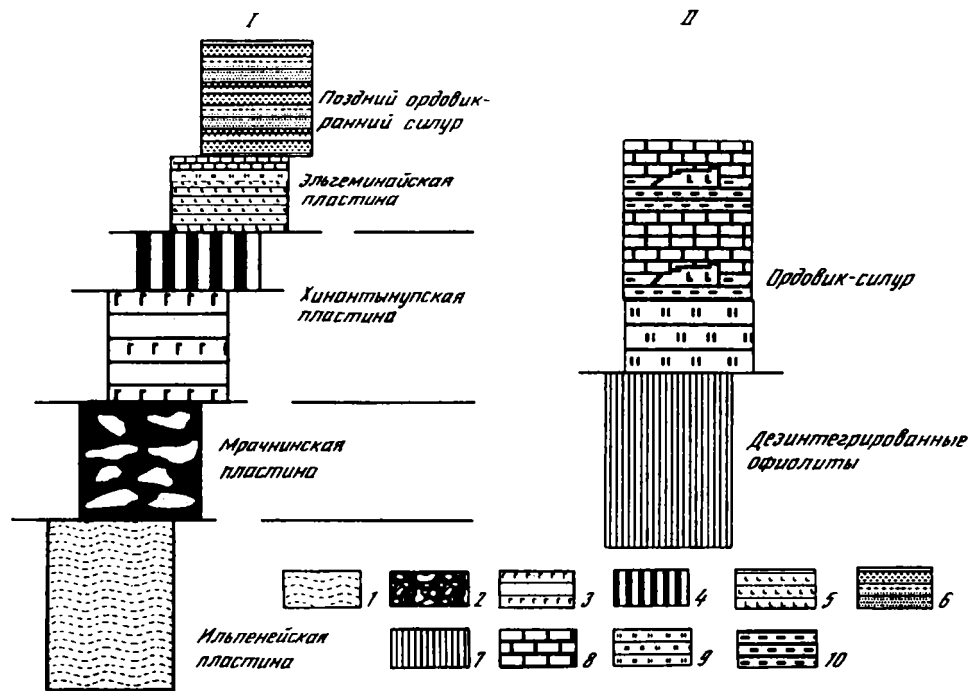


Рис. 4. Тектоно-стратиграфические колонки террейнов Ганычаланского (I) и Ливенгуд (II)

I – метаморфические комплексы (зеленые и голубые сланцы); 2 – серпентинитовый меланж с блоками ультрабазитов, габбро, базальтов, кремней и метаморфитов; 3 – габбро, габбро-амфиболиты; 4 – диабазы, долериты, базальты (даймовый комплекс); 5 – базальты, туфы, туффосилициты; 6 – песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты; 7 – дезинтегрированные офиолиты (перидотиты, габбро, диабазы); 8 – известняки; 9 – черные кремни; 10 – глинистые сланцы, алевролиты

Fig. 4. Tectonostratigraphic columns of the Ganychalan (I) and Livengood (II) terranes

I – metamorphic complexes (greenschist and blue schist); 2 – serpentinite melange with blocks of ultramafic, gabbro, basalt, chert, and metamorphic; 3 – gabbro, gabbro-amphibolite; 4 – diabase, dolerite, basalt (sheeted dykes); 5 – basalt, tuff, tuffaceous chert; 6 – sandstone, aleurolite, argillite, conglomerate; 7 – dismembered ophiolite (peridotite, gabbro, diabase); 8 – limestone; 9 – black chert; 10 – argillite, aleurolite

Среди органических остатков характерны фузулиниды и кораллы Тетической области. В структурах мезозойских, расположенных к западу от Корякского нагорья, разновозрастные отложения содержат холодноводную фауну Бореальной области. Граница комплексов с фауной Бореальной и Тетической областей проходит приблизительно вдоль внешней части фронтальной зоны ОЧВП. Область с отложениями, содержащими смешанную, переходного типа фауну, сильно редуцирована или вовсе отсутствует. Естественно, что без допущения возможности крупных горизонтальных перемещений нельзя объяснить появление тепловодной фауны в столь высоких широтах. Перемещение террейнов и их последующее вхождение в состав континентальной окраины сопровождалось сокращением пространства, в результате чего оказалась уничтоженной целая палеозоогеографическая область с фауной переходного типа.

Подобный контраст фаунистических сообществ характерен для террейнов Северной Америки, где тетическая фауна аллохтонных террейнов пространственно сближена с более холодноводной фауной континента. Впервые на эту особенность

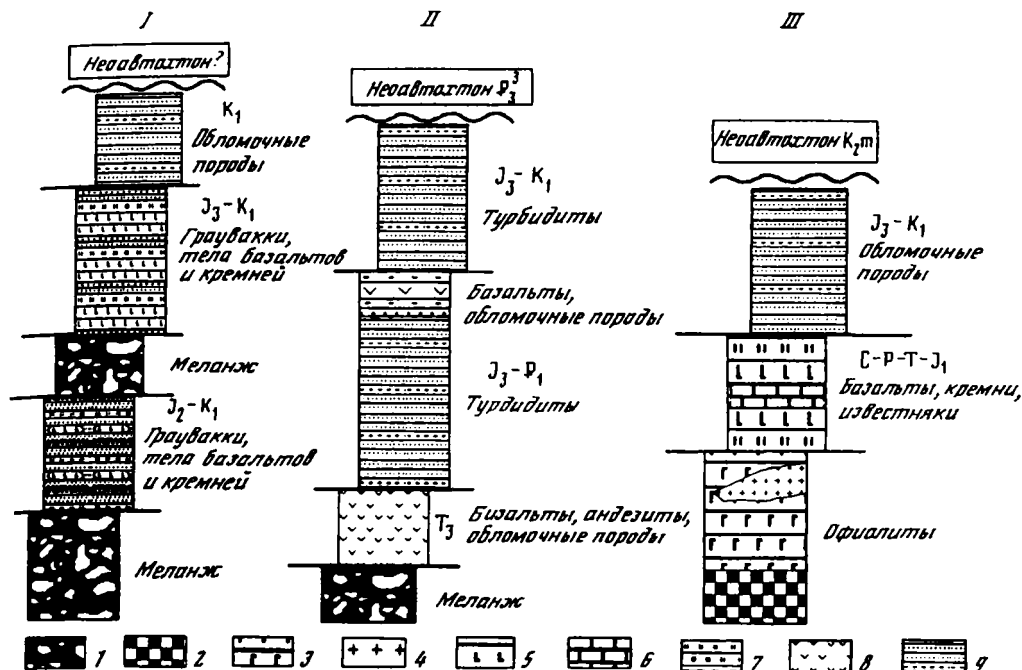


Рис. 5. Тектоно-стратиграфические колонки Майницкого (I), Альтакватамского (II) и Эконайского террейнов (III)

I – серпентинитовый меланж; 2 – ультрабазиты; 3 – габброиды; 4 – плагиограниты; 5 – базальты; 6 – известняки; 7 – кремни; 8 – базальты, андезиты; 9 – терригенные породы

Fig. 5. Tectonostratigraphic columns of the Mainits (I), Alkatvaam (II), and Ekonay (III) terranes

I – serpentinite melange; 2 – ultramafic; 3 – gabbro; 4 – plagiogranite; 5 – basalt; 6 – limestone; 7 – chert; 8 – basalt, andesite; 9 – clastic rock

обратили внимание Монгер и Росс в 1971 г. и высказали предположение о горизонтальных перемещениях блоков (в современном понимании террейнов) с отложениями, содержащими теплопроводные фузулиниды. Позднее эти представления были подтверждены палеомагнитными данными, указывающими на образование террейнов в экваториальных широтах.

Подобные террейны с тепловодной фауной широко распространены по всей северной периферии Тихого океана. Они известны в Южной Аляске, Канадских Кордильерах, Орегоне, Кламате, Калифорнии, Приморье, Японии. В свое время автор высказал предположение, что данные комплексы первоначально располагались в экваториальной части океана Панталассы [47]. Позднее в результате северного дрейфа более молодых мезозойских тихоокеанских плит они перемещались на север и последовательно причленялись к структурам Азиатского и Северо-Американского континентов. В результате их фрагменты оказались как бы рассеянными в виде аллохтонных террейнов по всей северной периферии Тихого океана.

Наибольшее сходство Эконайский террейн имеет с террейнами Каш Крик и Бридж Ривер (Канадские Кордильеры), Норт Форк и Хайфорк (Центральный Кламат), где также реконструируются древние океанические симаунты. Это удивительное сходство позволяет говорить об их некогда пространственной близости. Причем в террейнах Центрального Кламата есть также отложения, содержащие

смешанную тетическую и североамериканскую фауну, что указывает на относительную близость континента. Интересно, что время вхождения террейнов Норт Форк и Хайфорк в состав Северо-Американского континента (современная широта 41–43° с.ш.) определяется концом триасового периода (220–208 млн лет), террейна Каш Крик (современная широта 52–56° с.ш.) – средней юрой (173–157 млн лет), а Эконайский террейн достиг и причленился к Азии (современная широта 63° с.ш.) только в позднемеловое время (74–65 млн лет). Следовательно дрейф террейнов Каш Крик и Эконайского происходил в течение более длительного времени и они оказались перемещенными на большее расстояние.

Следует оговориться, что определенное сходство корякских комплексов наблюдается и с разновозрастными образованиями Японии [47, 48]. Поэтому для окончательного решения вопроса о траекториях перемещения террейнов необходимо провести тщательное и всестороннее сравнение океанических комплексов позднего палеозоя–раннего мезозоя и истории их аккреции по всему северному обрамлению Тихого океана.

Интересную информацию дает изучение островодужных террейнов. Они могут быть разделены на два типа. Одни из них (Кони-Тайгоносский, Удско-Мургалский) прослеживаются на значительные расстояния, характеризуются довольно полными разрезами и фауной бореального или переходного типов [31–33, 48]. Другие сохранились в виде небольших фрагментов в аккреционных структурах Корякского нагорья и содержат тетическую фауну [5, 17, 48, 53]. Столь разительная структурная позиция и несоизмеримые масштабы остатков древних островодужных систем сами по себе представляют самостоятельную проблему, решение которой находится в области изучения механизмов аккреционно-коллизийных процессов.

Пространственное совмещение островодужных комплексов разных палеозоогеографических провинций является показателем абсолютного движения плит. Принадлежность островодужных террейнов первого типа конвергентной границе Азиатской плиты не вызывает сомнений. Первоначальное положение островных дуг второго типа остается неясным. В первую очередь это замечание относится к триас-раннеюрским островодужным комплексам с тетической фауной. Они встречаются в Майницком, Алькатваамском и Эконайском террейнах и являются фрагментами энсиматических дуг [8, 14, 48, 53, 63]. Конечно, они могут рассматриваться как южное продолжение Кони-Тайгоносской дуги и прийти с юга, но нельзя исключать их юго-восточное происхождение.

В среднетриас-юрское время для восточного обрамления Мезопацифики был характерен интенсивный субдукционный магматизм. Островодужные, в том числе энсиматические, комплексы широко развиты среди аккрецированных террейнов Северной Америки [76, 80]. Например, террейн Стикиния маркировал западную конвергентную границу океана Анвил [75] или океанической плиты Кордильера [80] и, судя по палеонтологическим и палеомагнитным данным, располагался в южной части восточной Мезопацифики. При таких реконструкциях нельзя исключать, что разновозрастные островодужные комплексы Корякского нагорья могли быть северным продолжением Стикинии. В процессе закрытия океанического бассейна островная дуга Стикиния столкнулась с континентом в поздней юре, а ее "корякский" отрезок, отделившийся трансформным разломом, мог начать дрейфовать в сторону Азии.

В пользу такой точки зрения свидетельствует современное структурное положение позднепалеозойских и раннемезозойских океанических и островодужных комплексов. Последние занимают более западное (континентальное) положение относительно океанических. На первый взгляд это, казалось бы, нормальная позиция для окраин аккреционного типа. Однако к западу от аллохтонных энсиматических островодужных комплексов неизвестны разновозрастные окраинноморские отложе-



Рис. 6. Схема тектонической зональности Корякского нагорья и Запада США (Калифорния и Кlamат)

Fig. 6. The scheme of tectonic elements of Koryak Upland, California and Klamat

ния. Более того, в пределах Алганского и Майницкого террейнов (гора Семиглавая) известны среднеюрско-раннемеловые островодужные и океанические комплексы [11]. Время их формирования соответствует этапу отмирания позднетриас-раннеюрской островодужной системы, перемещению и сближению ее фрагментов с Азиатским континентом.

Удивительная особенность обнаруживается при сравнении тектонической зональности Калифорнии и восточной части Корякского нагорья (см. рис. 5; рис. 6). В Калифорнии и Кlamате к западу от батолита Сьерра-Невады располагаются аллохтонные офиолитовые и островодужные террейны с фауной палеозоя и раннего мезозоя. Причем многие из них (Ратлснейк Крик, Норт Форк, меланжи Оборн, Кавеа) имеют определенное сходство в составе слагающих их комплексов и по фауне с Эконайским террейном Корякского нагорья. Далее к западу следуют области распространения верхнеюрско-меловых терригенных отложений Большой Долины и францисканских комплексов (террейнов). Разрезы Большой Долины хорошо сопоставляются с Алькатваамским террейном, а граувакки "Древнего Францискана" – с интенсивно деформированными образованиями чирыйнской серии Майницкого террейна.

Необходимо заметить, что речь идет не о прямых аналогиях, а определенном сходстве тектонических элементов Восточной Корякии и Западной Калифорнии. Важно, что корякская и калифорнийская зональности имеют одинаковую западную полярность (см. рис. 6), что трудно объяснить в случае, если они формировались по разные стороны океана. Легче представить, что корякские структуры первоначально располагались севернее калифорнийских, а затем были оторваны и, пере-

мещааясь вдоль континента, причленились к Азии. Возможно, с этим связано отсутствие францисканских образований и комплексов Большой Долины в Британской Колумбии (Канада).

Приведенные выше данные указывают на необходимость внесения существенных коррективов в сложившиеся представления о движениях террейнов Корьякско-Камчатской складчатой области. Ганычаланский и Эконайский террейны вначале должны были сближаться с Северной Америкой. Позднее они стали перемещаться вдоль континента. Если Срединно-Камчатский террейн имеет континентальное происхождение, то он в это время мог отколоться от Северной Америки и все вместе они стали удаляться в сторону Азии. В случае подтверждения океанической и островодужной природы Срединно-Камчатского террейна его историю следует анализировать в едином ряду с аллохтонными островодужными комплексами Корьякского нагорья. Целесообразно рассмотреть возможность формирования среднетриас-раннеюрских комплексов вдоль конвергентной границы Северной Америки и Мезопацифики. В этом случае в их последующем перемещении важную роль играл режим правосторонних сдвигов, отчетливо проявленный в структурах Аляски и Кордильер [81].

Следовательно, теперь при проведении палинспастических реконструкций необходимо учитывать более сложную траекторию движения террейнов. Очевидно, что они не могли перемещаться непосредственно с юга вместе с плитой Кула. Совокупность геологических данных требует введения в расчеты вектора западного или северо-западного направления. Для этого потребуются выяснить, какая же из известных тихоокеанских плит (Фараллон, Исанаги или Тихоокеанская) может быть выбрана в качестве транспортирующего механизма. Скорее всего, такие сложные блуждающие траектории с неоднократным изменением направления являются результатом не только интегрированного движения нескольких плит, но и обусловлены периодическими эпохами их реорганизаций, возникновением новых спрединговых центров и явлениями джампинга. Важной составляющей в общем движении корьякских террейнов, как островодужных, так и океанических, были сдвиговые перемещения. Кроме того, гипотеза о "североамериканском" происхождении террейнов-странников открывает перспективу изучения истории взаимодействия североамериканской и азиатской плит.

Аккретированные океанические комплексы и реконструкции тихоокеанских плит

Высказанные выше соображения указывают на то, что данные континентальной геологии могут служить источником дополнительной информации для внесения определенных коррективов в существующие модели движения тихоокеанских плит и положение древних зон спрединга. Особенно перспективными в этом отношении являются аккретированные океанические комплексы.

Долгое время в соответствии с классической моделью тектоники плит принято было считать, что древние океанические плиты полностью исчезли в зонах субдукции. Офиолиты Корьякско-Камчатской складчатой области рассматривались как окраинноморские или островодужные образования. В последние годы была доказана океаническая природа многих вулканогенно-кремнистых ассоциаций [11, 17–19, 52]. Они встречаются в офиолитовых террейнах, аккреционных призмах, меланжах, олистостромах и метаморфических комплексах. Их изучение открывает возможность непосредственного сравнения с разновозрастными разрезами океанических плит Тихого океана. К сожалению, в этом вопросе пока приходится говорить больше о перспективах, чем о результатах, поскольку прямой корреляции этих образований препятствуют главным образом два фактора.

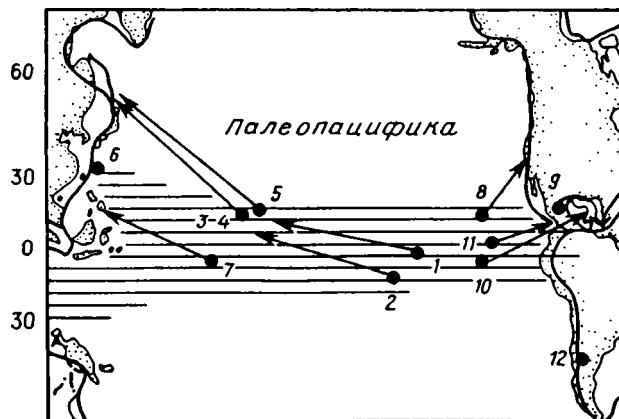


Рис. 7. Схема распределения тропических радиолярий группы Vallupus [74]

Места находок радиолярий: 1 – глубоководная скв. 801; 2 – Марианский желоб; 3 – группа Сорачи (Центральный Хоккайдо); 4 – свита Томо (Центральный Хоккайдо); 5 – группа Никоро (Восточный Хоккайдо); 6 – о-в Окинава; 7 – о-в Бусунга (Филиппины); 8 – каньон Аламо (Береговые хребты Калифорнии); 9 – свита Таман (Центральная Мексика); 10 – группа Ла Дезирада (Малые Атиллы); 11 – Коста-Рика; 12 – свита Вака Муэрта (Южные Анды)

Fig. 7. The distribution of radiolaria Vallupus group [Matsuoka et al., 1996]

1 – ODP site 801; 2 – mariana trench; 3 – Sorachi Group, central Hokkaido; 4 – Toma Formation, central Hokkaido; 5 – Nicoro Group, east Hokkaido; 6 – Island Okinawa; 7 – Busuanga Island, Philippines; 8 – Alamo Canyon, California Coast Ranges; 9 – Taman Formation, Central Mexico; 10 – La Desirade Group, Lesser Antilles; 11 – Costa Rica; 12 – Vaca Muerta Formation, Southern Andes

Во-первых, скважины глубоководного бурения, вскрывшие второй слой мезозойской коры, распределены неравномерно и еще малочисленны, а для позднемюрского возраста только одна из них (скв. 801) дает представительный материал. Во-вторых, большинство аккретированных океанических фрагментов в Корякско-Камчатской складчатой области дезинтегрированы и сильно деформированы. Сохранились либо мелкие блоки, либо пакеты из многочисленных чешуй, что затрудняет вычленение ненарушенных реликтов океанического разреза [18, 19], необходимых для корректной корреляции с данными глубоководного бурения. Без этого сравнение можно вести лишь на формационном уровне, результаты которого указывают на различия разрезов океанической коры складчатых областей фанерозоя и современных океанов [42]. Тем не менее первые результаты дают важную информацию для размышлений. Рассмотрим некоторые из них.

Верхнеюрско-нижнемеловые аккретированные океанические комплексы Корякского нагорья содержат радиоляриевые ассоциации Северо-Тетической и Южно-Бореальной провинций [11]. Среди них отсутствует карбонатно-кремнистая формация, столь характерная для приэкваториальной области Пацифики. Все это противоречит реконструкциям с плитой Кула (см. рис. 3), согласно которым данные комплексы накапливались в тропических широтах (Центрально-Тетическая провинция) и в спрединговом хребте субширотного простирания [20–23, 53]. Последнее предположение не согласуется с распределением верхнеюрских тропических радиолярий гр. Vallupus [74]. Рис. 7 свидетельствует скорее о высоких скоростях субширотных перемещений океанических комплексов, а не о гигантском северном дрейфе, что указывает также на субмеридиональную ориентировку спрединговой системы.

Изучение океанических разрезов Янранайской аккреционной призмы Корякского нагорья [18, 48, 72], ватынской серии Олюторского террейна и офиолитов Кам-

чатского мыса [58] определяет пространственную и структурную разобщенность верхнеюрско-раннемеловых и альб-кампанских комплексов. Они должны были формироваться в разных спрединговых центрах и не могут быть фрагментами единой длительно живущей плиты Кула. Это подтверждается и геохимическими параметрами юрско-раннемеловых и альб-туронских океанических ассоциаций Янра-найской призмы и Камчатского мыса. Для объяснения истории их аккреции и палеобиогеографических особенностей потребовалось ввести дополнительные плиты: Яканувеемскую (поздняя юра–ранний мел) и Ваамычгынскую (позний мел) [48, 72]. Для позднемелового спредингового центра характерны гидротермальные металлоносные осадки типа ВТП [16] и субмеридиональное простираие, которое подтверждается палеонтологическими данными. Альб-сеноманские радиолярии Корякского нагорья соответствуют широте 40–45° с.ш., Камчатки – 30–35° с.ш., Сахалина – 10–20° с.ш. [10].

В составе Куяльского офиолитового террейна установлены два типа океанических разрезов позднетриас-среднеюрского возраста [19, 52]. Один из них имеет последовательность отложений, типичную для СОХ: базальты, пелагические известняки, радиоляриты. Радиоляриевые комплексы показывают, что осадконакопление происходило в тетической провинции, вблизи границы ее северной и южной подзон. Другой бескарабонатный и более глубоководный разрез спрединговой зоны характеризуется комплексом радиолярий зоны перехода от северотетической к бореальной. Оба фрагмента океанической коры, судя по составу базальтов и кремнистых осадков с хорошо выраженной отрицательной цериевой аномалией, формировались в спрединговых центрах. Различия в их морфоструктуре можно связывать или с изменениями геодинамики спрединга по простираию (нелинейный тип) или с пространственным совмещением фрагментов разновозрастных, но разных океанических плит.

Строго говоря, приведение системы мозаичных аномалий Северо-Западной Пацифики к модели симметричного спрединга [20, 21, 23, 71, 73 и др.] – это оригинальное по замыслу и внутренне логично построенное объяснение, но все же это только гипотеза. Даже у ее авторов не было единства мнений, и Л. Кронке [73, с. 174, рис. 2], обсуждая природу мозаичных аномалий, предложил модель внутриплитного спрединга, которая со временем была забыта большинством исследователей. Однако в реконструкции [77] вновь высказывается предположение об образовании в древней океанической коре нового спредингового центра Чинук (82–50 млн лет), расколовшего плиту Фараллон на северную и южную части.

В последнее время стали общепринятыми представления о джампинге и о структурных перестройках системы океанических плит [71]. Эпохи реорганизации плит в позднеюрско-меловое время отчетливо фиксируются в эволюции радиоляриевых сообществ [79]. Появились данные об асимметричном спрединге в океанах, поддвиге океанических плит друг под друга с образованием внутриокеанических надвигов [70]. Тектоническим скупиванием океанической коры объясняется аномально мощная кора внутриокеанических поднятий Шатского и Хесса [26]. Возможность образования внутриокеанических надвигов непосредственно следует из изучения офиолитов и фрагментов древней океанической коры в складчатых областях [41, 67].

В связи с этим становится очевидным упрощенный образ движения тихоокеанских плит, если его рассматривать как результат эволюции единой структуры симметричного спрединга. Этот вывод согласуется с особенностями седиментации. Латеральные ряды формаций мел-кайнозойского осадочного чехла Северо-Восточной Пацифики отвечают спрединговому происхождению, тогда как в Северо-Западной Пацифике их распределение более сложное [62].

В качестве альтернативы может быть предложен для обсуждения следующий

сценарий развития тихоокеанских плит. В поздней юре–раннем мелу Мезопацифика представляла собой систему микроплит, размеры и контуры которых определялись совокупностью аномалий одного структурного плана. Вероятно, преобладал рассеянный спрединг [37] с симметричной и асимметричной модификациями [48]. Внутриплитные спрединговые центры не были объединены в единую рифтовую систему, и микроплиты отделялись друг от друга как древними внутриокеаническими поднятиями тектонической природы, так и молодыми вулканическими. Подтверждением некоторой замкнутости бассейнов может служить отсутствие планктонных фораминифер в северо-западной котловине [15], условия стагнации с повышенными концентрациями органического вещества в конце раннего мела и отсутствие следов переотложения донных осадков, характерных для позднемеловой кайнозойской истории [2].

На рубеже раннего и позднего мела произошла реорганизация плит. Поскольку это время соответствует меловой эпохе спокойного магнитного поля, то отсутствует и информация о характере спрединга. По данным континентальной геологии, в северо-западной Пацифике возник альб-сеноманский спрединговый центр, продуцировавший появление здесь дополнительной Ваамычгынской плиты [48, 72]. Широкое развитие получили эрозионные процессы и переотложение осадков в центральной части океана, смена карбонатной седиментации бескарбонатной и установилась единая система течений [2].

В конце позднего мела с образованием симметричной системы магнитных аномалий возникла планетарная система СОХ и начал оформляться современный структурный план Тихого океана. Позднее, в кайнозое, к востоку от ВТП возникли новые спрединговые центры, обусловившие окончательную асимметрию ложа Тихого океана. Появление дополнительных, более мелких плит (Кокос, Наска и др.) в какой-то мере напоминало позднелюрско-раннемеловую историю. Периодическая реорганизация плит, чередование этапов развития крупных и мелких плит находят объяснение с позиций нелинейной геодинамики [38, 39].

АККРЕЦИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

В геологической истории Северо-Востока Азии устанавливаются эпохи быстрого роста континентальной окраины. Аккреция носит отчетливо дискретный характер, а структурные исследования позволяют различить латеральную и вертикальную аккрецию [48]. В первом случае происходит рост площади континентов, что проявляется в причленении со стороны океана разнообразных террейнов и омоложении в этом же направлении шельфовых, склоновых и океанических отложений. Во втором случае наблюдается резкое увеличение мощности континентальной коры, что выражено в формировании внутреннего покровного строения террейнов [43, 45, 46]. Вне всякого сомнения, латеральный и вертикальный типы аккреции взаимосвязаны и являются следствием коллизионно-аккреционного процесса, но порождающие их причины и механизмы еще мало изучены.

Особо следует подчеркнуть, что подобно континентам, меняющим во времени свои очертания, океанические плиты также изменчивы и несут следы структурных перестроек [71]. Обнаруживается синхронность перестроек океанических плит в Тихом океане с эпохами аккреции и тектонических деформаций на Азиатском континенте (рис. 8). Синхронность и определенная взаимоподчиненность событий на континентах в океанах и переходных зонах свидетельствуют о том, что они являются следствием глубинных мантийных процессов. Одни исследователи (Н.Л. Добрецов, А.С. Монин, О.Г. Сорохтин, В.Е. Хаин и др.) видят причину в периодических изменениях системы конвективных ячеек в мантии, другие (Ю.М. Пущаровский, В.М. Фадеев и др.) – в нелинейности геодинамических процессов.

Возраст	Этапы развития зон перехода	Деформации	Реоорганизация плит	Вектор движения
Неоген	Q	$N_2 - Q$	Штирийская	
	N_2		Лавская	
	N_1	$P_2^j - N_1$	Пиренейская	
Палеоген	P_2			
	P_1	$P_1 - P_2$	Ларамийская	
	P_1			
Мел	K_2	K_2	Австрийская	
	K_1	$J_2^j - K_1$		
Юра	J_3		Невадийская	
	J_2			
	J_1	$T - J_2^j (J_3^j)$		
Триас	T_3			
	T_{1-2}			

Рис. 8. Корреляция основных событий в Тихоокеанском полушарии

Fig. 8. The correlative scheme of main tectonic events in Pacific hemisphere

Корреляция основных тектонических событий Северо-Востока Азии с другими регионами Тихоокеанского пояса позволили выявить следующую закономерность в эволюции континентального обрамления Тихого океана [48]. В мезозойско-кайнозойской истории устанавливаются этапы длительного развития (см. рис. 8): триас-среднеюрский, среднеюрско-раннемеловой, позднемеловой, палеоцен-средне-эоценовый, среднеэоцен-раннемиоценовый, позднемиоцен-современный. Этапы длительного развития прерывались кратковременными периодами тектонических деформаций, структурных перестроек и аккреции: конец средней-начало поздней юры (160–152 млн лет), конец раннего мела (118–97 млн лет), конец мела-начало палеоцена (68–62 млн лет), средний эоцен (45–42 млн лет), средний миоцен (14–10 млн лет).

Общая схема развития переходных зон (см. рис. 8) носит явно выраженный циклический характер, и эта цикличность имеет следующие особенности:

Во-первых, этапы длительного развития не просто сменяют друг друга, а разделяются кратковременными эпохами тектонических деформаций и структурных перестроек.

Во-вторых, в эти эпохи происходят явления и процессы, которые в структурном и вещественном проявлении отличаются от предыдущего этапа. На месте переходных зон возникают новые окраины материков. Важно подчеркнуть отсутствие следов какой-либо унаследованности. Действуют и продуцируются качественно иные явления и типы структур. Например, аккреция, уничтожая прежние структуры краевого моря и островных дуг, включает соответствующие им вещественные комплексы в виде аллохтонных террейнов в состав новой материковой окраины. В результате они начинают участвовать уже в иных структурирующих процессах. В качестве наглядного примера структурообразующих факторов трансформации океанической коры могут служить серпентинитовые меланжи с упорядоченной структурой [52].

В-третьих, в конце каждой эпохи возникают новые тектонические неоднородности, определяющие смену тектонических режимов, положение новых конвергентных границ плит и движения масс. Появление новых неоднородностей приводит к началу следующего этапа длительного развития. Вновь созданный латеральный ряд структур в системе континент–океан, хотя и является качественно однотипным с предыдущим, но имеет иные размеры, положение, конфигурацию и пр. При этом следов унаследованности также нет.

В связи с этим можно говорить о том, что цикличность развития зон перехода носит необратимый характер. В своей эволюции они проходят через последовательную смену разных состояний, а сама цикличность обладает временным вектором полярности. Подобные свойства типичны для развития самоорганизующихся систем, поэтому зоны перехода океан–континент можно рассматривать как открытые диссипативные системы, существование которых поддерживается притоком и оттоком вещества и энергии. В данном случае обмен осуществляется в результате взаимодействия континентальной и океанической литосфер, представляющих собой глобальные неоднородности Земли первого порядка [36, 49].

ЯВЛЕНИЯ БИФУРКАЦИИ

В самом общем виде развитие необратимых процессов можно представить в виде диаграммы бифуркаций (рис. 9). Попробуем рассмотреть возможность применения подобных диаграмм для описания эволюции зон перехода континент–океан и возможные теоретические следствия.

Отрезок *a* термодинамической ветви отвечает устойчивому равновесному состоянию. В его пределах возможен единственный выбор решения. Поведение системы на этом участке детерминировано. По любому мгновенному состоянию системы можно однозначно предсказать ее будущее и восстановить прошлое. Подобное состояние, вероятно, следует сравнивать с длительным этапом установленной цикличности развития переходных зон.

В точке бифуркации выбор дальнейшего поведения системы случаен. В поле бифуркации система находится до тех пор, пока одна из флуктуаций не одержит "победу" над другими. В результате система выводится в новое состояние, и дальнейшая эволюция будет зависеть от этого критического выбора. В случае переходных зон состояние вблизи точки бифуркации соответствует кратковременным эпохам, для которых характерен неустойчивый режим деформаций, структурных перестроек и аккреции.

Отметим, что наши знания о явлениях, режимах и механизмах, происходивших в эти отрезки времени, весьма ограничены. Палинспастические реконструкции "работают" только для этапов развития, т.е. для детерминированных отрезков. Тектоническое развитие континентальных окраин, как впрочем и движение тихоокеанских плит, описывается посредством последовательных временных срезов палеоструктур таких отрезков. Высокая степень детальности позволяет создать, как в мультипликационном фильме, непротиворечивый сценарий развития. Однако подобные модели рассматривают лишь одну сторону геологической эволюции. Другая сторона, связанная с катастрофическими событиями, воспринимается лишь как смена палинспастических картин. Происходит подмена реального процесса упрощенной моделью, что ведет к потере важной информации о целостности объекта.

Реконструировать геодинамические обстановки и сказать что-либо определенное о лике Земли в эпохи деформаций, в каких морфоструктурных формах проявляется аккреция террейнов, геологи еще не умеют. Для кратковременных эпох в лучшем случае мы научились восстанавливать определенную последовательность событий. Автору представляется, что чисто геологическими методами это сделать невозможно, поскольку вечный помощник геолога – метод актуализма – здесь бессилён.

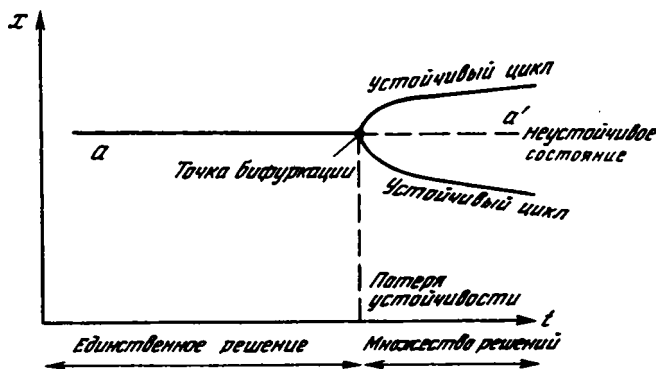


Рис. 9. Диаграмма бифуркаций

Fig. 9. Bifurcation diagram

Дело в том, что в нелинейных процессах, для которых характерны многовариантность и необратимость, система, переходя в новое состояние, как бы забывает старое. Выше уже отмечалось что, если система находится в какой-либо точке отрезка a , всегда можно рассчитать прошлое и будущее в поведении системы, но только в рамках данного отрезка термодинамической ветви. Находясь же в какой-либо точке на любой из ветвей после прохождения точки бифуркации (а геолог имеет дело именно с подобными срезами), нельзя восстановить прошлое, не зная аттрактора процесса. Это очень серьезное следствие, ограничивающее возможности актуализма. В таких случаях важно понять степень и причину своего незнания. Поиск решения находится в использовании достижений междисциплинарных теорий.

Диаграмма бифуркаций несет в себе важную информацию и дает ответы на многие дискуссионные вопросы геологической науки. С этих позиций ставновится очевидной несостоятельность спора между "катастрофистами" и "эволюционистами", острые расхождения между которыми существуют, начиная со времен Кювье и Ламарка. Эволюционное древо органического мира представляет собой именно систему бифуркаций.

Главным аргументом критики глобальных фаз складчатости Г. Штилле до сих пор остается тезис о некоторой разновременности событий в отдельных складчатых областях. С позиций современной теории катастроф подобная асинхронность является типичной и связана с гистерезисом (запаздыванием), вызванным неоднозначной реакцией тела на изменение внешних условий в зависимости от его предшествующего состояния. В геологических объектах явление гистерезиса предопределено разной историей развития регионов. Автор вынужден ограничиться данными примерами, поскольку дальнейшее расширение списка выходит за рамки статьи и потребует более обстоятельного обсуждения.

Остается только подчеркнуть, что теория бифуркации применительно к геологическим явлениям показывает, что в неравновесных и нелинейных процессах одна и та же система в своей эволюции может дать разные результаты – качественно иные состояния, выбор которых зависит от случайности. Например, одновременное сочетание в зонах перехода континент–океан деструктивных (разрушение континентальной окраины) и конструктивных (континентальная аккреция) явлений. Это явление – как бы обратное конвергенции, но в то же время отлично и от дивергенции (расхождение признаков в процессе эволюции). Его можно определить

как возникновение разных характеристик, параметров, состояний в системах, имеющих общую предысторию. Если вопросы конвергенции в геологии разработаны крайне слабо, то данная проблема вообще не обсуждается.

Необходимость создания общей глобальной теории развития Земли, которая должна придти на смену детерминистской по своей сути модели тектоники плит, очевидна для многих ученых [38, 39, 60]. Сам автор поиск новых решений видит в создании эволюционных моделей, базирующихся на идеях и законах неравновесной термодинамики [34]. Логическому обоснованию возможности подобного описания геологических процессов посвящены статьи автора [49, 50]. В этом плане перспективным представляется разработка основ нелинейной геодинамики – нового направления геотектоники, выдвинутого и сформулированного Ю.М. Пушаровским [38].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный круг проблем со всей очевидностью указывает на необходимость проведения комплексных исследований с целью ликвидации серьезных пробелов и углубления наших знаний по геологии Северо-Востока Азии. Этот тривиальный вывод особенно актуален сейчас, в условиях практически полного прекращения региональных работ. Особое внимание при этом следует обратить на: 1) изучение океанических образований для непосредственного сравнения их с разрезами тихоокеанских плит; 2) палеомагнитные исследования наиболее полных разрезов для восстановления перемещения экзотических террейнов и в первую очередь террейнов-странников со сложной блуждающей траекторией, не укладывающейся в классический механизм конвейерной ленты (спрединг–субдукция–аккреция). Новые знания, учитывающие нелинейный характер эволюции континентальных окраин и структур океанического дна, позволят подойти к созданию нового поколения палинспастических реконструкций, построенных на синтезе данных морской и континентальной геологии.

Вместе с тем автор стремился показать, что как бы не были совершенны наши знания по геологии тех или иных объектов, без поиска новых теоретических подходов дальнейший прогресс невозможен. Здесь необходимо сделать некоторые пояснения.

Современные геодинамические модели базируются главным образом на идеях тектоники плит. В первую очередь это относится к реконструкциям движения тихоокеанских плит. Однако для того, чтобы попытаться привести в соответствие с ними данные по геологии континентальных окраин, потребовалось достаточно много времени, и, как было показано выше, эта проблема остается еще нерешенной.

Вначале появились модели с множеством дополнительных микроплит, но такой подход оказался несостоятельным из-за необходимости постоянного увеличения количества плит в целях объяснения тех или иных региональных особенностей (аномалий). Позднее возникла концепция коллажа террейнов. С появлением террейнового анализа изменились представления о делимости литосферы. Террейны в отличие от микроплит и микроконтинентов являются коровыми структурами. В результате в 80-е годы были разработаны аккреционные модели для большей части континентального обрамления Тихого океана. Они стали базой для корреляции тектонических событий в океанах и на континентах.

В это же время в Геологическом институте РАН окончательно оформились представления о тектонической расслоенности литосферы. Согласно этой концепции, не только континентальная, но и океаническая литосфера не являются абсолютно жесткими. Все современные плитнотектонические реконструкции, несмотря на строгость расчетов, не учитывают возможности дифференцированного перемещения литопластин и внутриплитных деформаций. Поэтому в рамках данных

постулатов и допущений всегда будет оставаться место для неясностей и противоречий, часть которых была рассмотрена в статье. Дело в том, что тектоника плит, сменив геосинклинальную парадигму и обеспечив явный прогресс геологической науки, является по своей сути детерминистской концепцией.

В связи с этим будущее фундаментальной геологии автору видится в познании общего эволюционного развития Земли и ее основных структур на базе междисциплинарного подхода с использованием современных достижений теории неравновесных и нелинейных процессов. В этом плане нелинейная геодинамика определяет начало пути к созданию новой геотектонической теории и ее парадигмы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 96-05-64359).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Архипов Ю.В.* Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1989. 36 с.
2. *Басов И.А., Вишневская В.С.* Стратиграфия верхнего мезозоя Тихого океана. М.: Наука, 1991. 200 с.
3. *Белый В.Ф., Колясников Ю.А., Красный Л.Л.* К стратиграфии нижнего палеозоя Пенжинского хребта (юго-западная часть Корякского нагорья) // Палеонтология и биостратиграфия Корякского нагорья. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 19–36.
4. *Богданов Н.А., Тильман С.М.* Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии: (Объяснительная записка к тектонической карте). М.: ИЛСАН, 1992. 54 с.
5. *Бондаренко Г.Е.* Юрско-валанжинский этап в эволюции Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1992. 24 с.
6. *Бондаренко Г.Е., Диденко А.Н.* Новые геологические и палеомагнитные данные о юрско-меловой истории Омолонского массива // Геотектоника. 1997. № 2. С. 14–27.
7. *Бондаренко Г.Е., Соколов С.Д.* Сдвиги в структуре юго-западной части полуострова Тайгонос // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15. № 2. С. 99–106.
8. *Брагин Н.Ю., Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д.* Триасовые отложения в западной части Корякского хребта // Там же. 1987. № 2. С. 62–67.
9. *Бурке К.* Плитотектоническая история Арктики // Геология Арктики. М.: Наука, 1984. С. 159–167. (XXVII МГК: Докл. сов. геологов; Т. 7).
10. *Вишневская В.С.* Альб-сеноманские радиолярии северо-западной Пацифики как ключ к палеотектоническим реконструкциям в регионе // Тихоокеан. геология. 1990. № 2. С. 3–15.
11. *Вишневская В.С., Филатова Н.И.* Радиоляриевая биостратиграфия мезозоя Северо-Востока России // Там же. 1996. Т. 15, № 1. С. 16–43.
12. *Гагиев М.Х.* Стратиграфия и конодонты среднего палеозоя Северо-Востока СССР: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Магадан, 1991. 39 с.
13. *Гедько М.И.* Уяндино-Ясачненская позднеюрская островная дуга (Северо-Восток СССР) // Геотектоника. 1988. № 3. С. 88–100.
14. *Гельман М.Л., Бычков Ю.М., Левин Б.С.* Бониниты Корякского нагорья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 2. С. 35–47.
15. *Головинский В.И.* Тектоника Тихого океана. М.: Недра, 1985. 198 с.
16. *Григорьев В.Н., Крылов К.А.* Рудопроявления в эффузивно-кремнистых океанических комплексах Корякского нагорья // Литология и полезн. ископаемые. 1977. (В печати).
17. *Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д.* Основные формационные типы мезозойских отложений и их тектоническое значение // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 243–298.
18. *Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д.* Юрско-меловые отложения Янранайского аккреционного комплекса (Корякское нагорье) // Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. С. 132–159.
19. *Григорьев В.Н., Соколов С.Д., Крылов К.А.* и др. Геодинамическая типизация триасово-юрских эффузивно-кремнистых комплексов Кулюльского террейна (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1995. № 3. С. 59–69.
20. *Зоненицкий Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с.

21. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
22. Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М. Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1988. С. 31–57.
23. Кононов М.В. Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1989. 169 с.
24. Магнетизм горных пород и палеомагнитная стратиграфия востока и северо-востока Азии. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1981. 143 с.
25. Марков М.С. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.
26. Меланхолина Е.Н. Тектоника Северо-Западной Пацифики. М.: Наука, 1988. 216 с.
27. Мерзляков В.М., Терехов М.И., Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф. Тектоника Омолонского массива // Геотектоника. 1982. № 1. С. 74–86.
28. Морозов О.Л. Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1996. 29 с.
29. Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В. Фрагменты Палеопацифики в центре Евразийского континента // Тектонические процессы: Докл. сов. геологов на XXVIII Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1989. С. 30–46.
30. Натапов Л.М. Геология и геодинамическая эволюция северо-востока Азии. М.: ИЛС АН СССР, 1990. 43 с.
31. Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 160 с.
32. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойда Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
33. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
34. Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. М.: Прогресс, 1986. 356 с.
35. Пуцаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
36. Пуцаровский Ю.М. Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации // Геотектоника. 1982. № 5. С. 3–16.
37. Пуцаровский Ю.М. Особенности геологической истории Тихоокеанской области Земли. М.: Наука, 1986. 30 с.
38. Пуцаровский Ю.М. Нелинейная геодинамика (кредо автора) // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3–8.
39. Пуцаровский Ю.М. О трех парадигмах в геотектонике // Там же. 1995. № 1. С. 4–11.
40. Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли: Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с.
41. Пуцаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Соколов С.Д. Тектоническая расслоенность коры современных океанов и их палеоаналогов // Геодинамика и развитие тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 97–112.
42. Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В. Геологические особенности современных и древних океанов // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, № 2. С. 404–406.
43. Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В., Соколов С.Д. Тектонические покровы и геокартинирование // Геотектоника. 1988. № 1. С. 3–10.
44. Пуцаровский Ю.М., Соколов С.Д., Тильман С.М., Крылов К.А. Тектоника и геодинамика северо-западного обрамления Тихого океана // Проблемы тектоники, минеральные и энергетические ресурсы Северо-Западной Пацифики. Хабаровск, 1992. Т. 1. С. 128–137.
45. Руженцев С.В., Бялобжецкий С.Г., Григорьев В.Н. и др. Тектоника Корякского хребта // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 136–189.
46. Сиверцева И.А. О пермской флоре Камчатки // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1975. № 18. С. 141–145.
47. Соколов С.Д. Экзотические комплексы (террейны) в структуре Корякского нагорья // Изв. вузов Геология и разведка. 1990. № 1. С. 16–29.
48. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
49. Соколов С.Д. Принцип диссимметрии в геотектонике // Геотектоника. 1993. № 6. С. 33–40.
50. Соколов С.Д. Общие закономерности развития активных окраин Тихого океана в мезозое и кайнозое // Докл. РАН. 1994. Т. 336, № 2. С. 234–237.
51. Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Аристов В.А. и др. Ордовикские отложения Ганычаланского террейна // Стратиграфия и геологическая корреляция. М.: Наука, 1997. (В печати).
52. Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Пейве А.А. и др. Элементы структурной и вещественной упорядоченности в серпентинитовых меланжах // Геотектоника. 1996. № 1. С. 47–62.

53. *Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненций Л.П.* Тектоника плит и палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона // Там же. 1988. № 6. С. 32–42.
54. *Талент Дж.* Взаимоотношения между литосферными блоками на северо-востоке СССР: Автохтоны или пришельцы издалека? // Там же. 1990. № 2. С. 123–125.
55. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. М.: Наука, 1981. 359 с.
56. *Тынанкергаев Г.А., Бычков Ю.М.* Кремнисто-вулканогенно-терригенно верхнетриасовые отложения запада Чукотского полуострова // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296, № 3. С. 698–700.
57. *Устрицкий В.И., Храмов А.И.* Геологическая история Арктики с позиций теории литосферных плит // Геологическое строение СССР – закономерности размещения полезных ископаемых. Л.: Недра, 1984. Т. 9. Моря Советской Арктики. С. 253–265.
58. *Федорчук А.В., Вишневская В.С., Извеков И.Н., Румянцева Ю.С.* Новые данные о строении и возрасте кремнисто-вулканогенных пород полуострова Камчатский мыс // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 11. С. 27–33.
59. *Филатова Н.И.* Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 262 с.
60. *Хашин В.Е.* От тектоники плит к глобальной геодинамике // Природа. 1995. № 1. С. 42–51.
61. *Ханчук А.И., Голозухов В.В., Панченко А.В. и др.* Ганычаланский террейн Корякского нагорья // Тихоокеан. геология. 1992. № 3. С. 82–93.
62. *Хворова И.В.* Два типа Тихоокеанских талассогенов и их осадочные образования. М.: Наука, 1993. 91 с.
63. *Чехов А.Д., Бычков Ю.М., Левашова С.В., Петров А.Н.* Верхний триас в северо-восточной части Корякского нагорья // Тихоокеан. геология. 1984. № 2. С. 62–66.
64. *Чехович В.Д.* Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
65. *Шапиро М.Н., Ганелин В.Г.* Палеотектонические соотношения крупных блоков в мезозондах Северо-Востока СССР // Геотектоника. 1988. № 5. С. 94–104.
66. *Шульцер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И.* Фундамент Тихоокеанских активных окраин. М.: Наука, 1987. 208 с.
67. *Boudier F., Ceuleneer G., Nicolas A.* Shear zones thrusts and related magmatism in the Oman ophiolite // Tectonophysics. 1988. Vol. 151, N 1/4/ P. 275–296.
68. *Coney P.J., Jones D.L., Monger J.W.H.* Cordilleran suspect terranes // Nature. 1980. Vol. 288. P. 329–333.
69. *Dillon J.N., Pessel G.Y., Chen J.H., Veach N.C.* Middle Paleozoic magmatism and orogenesis in the Brooks Range, Alaska // Geology. 1980. Vol. 8, № 7. P. 344–348.
70. *Elvers D., Srivastava S.P., Potter K. et al.* Asymmetric spreading across the Juan de Fuca and Gorda rises as obtained from a detail magnetic survey // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 20, N 2. P. 211–219.
71. *Engelbreton D.C., Cox A., Gordon R.G.* Relative motions between oceanic plates of the Pacific basin // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89, N B12. P. 10291–10310.
72. *Grigoriev V.N., Krylov K.F., Sokolov S.D.* Accreted Mesozoic oceanic terranes of Koryak superterrane, Northeastern Russia // 1992 ICAM: Proceedings. Anchorage, 1994. P. 217–222.
73. *Hilde T.W.C., Uyeda S., Kroenke L.* Evolution of the Western Pacific and its margin // Tectonophysics. 1977. Vol. 38, N 1/2. P. 145–165.
74. *Matsuoka A., Aita V., Munasri A. et al.* Mesozoic radiolarians and radiolarian-bearing sequences in the Circum-Pacific regions: A report of the symposium "Radiolarians and Orogenic Belts" // Island Arc. 1996. N 5. P. 203–213.
75. *Monger J.W.H.* Cordilleran tectonics: A Canadian perspective // Bull. Soc. Geol. France. 1984. Vol. 26, N 7. P. 255. 278.
76. *Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al.* Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map: Scale 1 : 5 000 000. Wash. (D.C.). 1994. US Geol. Surv. Open File Rep.; 94–714.
77. *Rea D.K., Dixon J.M.* Late Cretaceous and Paleogene tectonic evolution of the North Pacific Ocean // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 65. P. 145–166.
78. *Rea D.K., Duncan R.A.* North Pacific plate convergence: A quantitative record of the past 140 m.y. // Geology. 1986. Vol. 14, N 5. P. 373–376.
79. *Vishnevskaya V.S.* Tectonic reorganization and radiolarian assemblages of the Northwest Pacific continental framing of Russia // Island Arc. 1996. Vol. 5. P. 123–129.
80. *Wilson K.M., Rosol M.J., Hay W.W.* Global Mesozoic reconstructions using revised continental data and terrane histories: A progress report // Deep structure and past kinematics of accreted terranes. Wash. (D.C.), 1989. P. 1–40.
81. *Woodcock N.H.* The role of strike-slip fault systems at plate boundaries // Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1986. Vol. 317. P. 13–27.

82. Woods M.T., Davies G.F. Late Cretaceous genesis of the Kula plate // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 58, N 2. P. 161–166.
83. Zhuravlev A.Yu. Was North America ever a Chukotka Terrane? // 1992 ICAM Abstracts. Anchorage, 1993. P. 66.

S.D. Sokolov

CONTINENTAL ACCRETION, TERRANES, AND NONLINEAR EFFECTS IN GEODYNAMICS OF NORTHEASTERN ASIA

ABSTRACT

The most difficult and disputable problems of paleotectonic reconstruction, accretion and moving of terranes are considered on example of the continental margin of Northeastern Russia. It is supposed long existence of convergent margin between NE Asia and NW Pacific plates that permits to consider Verkhoyan-Chukotka Mesozoides as a buffer zone between two paleoceans by analogy with Caribbean and Polynesian regions.

The analysis of plate-tectonic reconstructions for NE Asia reveals a certain disagreement between the generally accepted schemes of terrane motions and the new geologic and paleomagnetic data. The peculiarities of the NE Asian terrane motions cannot be explained by the drift of the Kula plate alone. Paleomagnetic, structural, and paleobiogeographic data suggest that the Omolon and other continental terranes found in the Mesozoides had been located at the northern latitudes, and drifted through the polar region in the Jurassic. The North Koryak terranes in their motions were related with the Farallon and Izanagi plates, and South Koryak terranes, with the Kula and Pacific plates. Exotic terranes with complex, erratic migration paths were identified. Initially, these terranes moved to the North American continent, and subsequently drifted toward, and were accreted onto Asia. Such errant terranes changed their destinations most likely due to the reorganizations of spreading centres and nonlinear movement of the Pacific plates. The approaches for creation of new generation of reconstruction, basing on synthesis data of marine and continental geology are offered.

The evolution of continental margins is characterized by a combination of determined stages of long-duration development and short-term catastrophic epoch of accretion and deformations. Such irreversible cycle can be described in terms of nonequilibrium thermodynamics.

АСИММЕТРИЯ ОКЕАНСКОГО РУДОГЕНЕЗА В СВЯЗИ С ТЕКТОНИКОЙ

Асимметричное расположение континентов и океанов на земном шаре, хорошо видное на физико-географических картах, является отражением асимметрии в строении и развитии не только земной коры, но и глубинных ее оболочек – тектоносферы. К такому заключению пришел Ю.М. Пушаровский, в трудах которого дан исторический обзор этой проблемы и внесен значительный вклад в ее развитие [19–21]. Особое внимание при этом обращено на тектоническую асимметрию Земли, выраженную в структурном различии ее Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов. Корни этого разделения лежат в глубокой древности, а, возможно, оно отражает первичную неоднородность строения и состава Земли [21]. Автор назвал это главной асимметрией тектоносферы Земли и связал ее возникновение с проявлениями повышенной энергии тектоносферы в Тихоокеанском сегменте [19].

Справедливость этого предположения, сделанного на основании известных тектонических и геофизических данных, была подтверждена позже открытиями серии активных гидротермальных излияний, сопутствующих тектономагматической активности в высокоскоростных спрединговых зонах Восточно-Тихоокеанского подводного поднятия. Нередко эти излияния оказываются рудоносными и вблизи них формируются сульфидные полиметаллические руды. Аналогичная активность характерна и для активных океанических окраин островодужного типа, широко развитых по окраинам Тихого океана и отсутствующих в Атлантике. Единственная протяженная дуга за пределами Тихого океана – Зондская, она ограничивает с северо-востока контуры Индийского океана, что следует отметить особо. В целом же интенсивность сульфидогенерирующей эндогенной активности несравнимо выше в Тихоокеанском бассейне, следствием чего является асимметрия в проявлении этой разновидности океанской металлогении.

Тихоокеанский сегмент Земли, охватывающий Тихий океан и его обрамление, характеризуется особой металлогенической зональностью.

Что касается обрамления, то его металлогеническая зональность выявлена в классической статье С.С. Смирнова [28]. Весьма ярко она проявлена также в выделенных М.И. Ициксоном "великих золотоносном и медном кольцах", концентры которых окружают Тихоокеанский бассейн, повторяя контуры островных дуг [16]. Эта планетарная зональность тихоокеанского рудного сегмента отражает крупнейшую неоднородность в составе и строении Земли. С.И. Андреев выделяет в мировой рифтовой системе две главные ветви – Индо-Тихоокеанскую и Индо-Атлантическую, сходящиеся в точке тройного сочленения Родригес в центре Индийского океана и отличающиеся геодинамическим режимом. При этом отмечается, что "Индо-Тихоокеанское звено срединно-океанических хребтов составляет стержень геосистемы, включающей Тихий океан и юго-восточную часть Индийского" [1, с. 171]. К Индо-

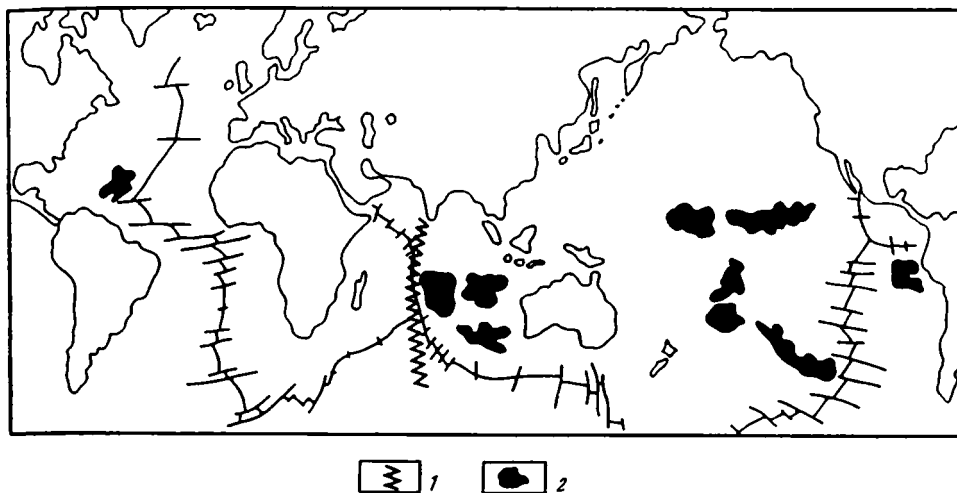


Рис. 1. Карта распространения рудных полей железо-марганцевых отложений в Мировом океане (упрощено по [4])

1 – рудные поля; 2 – условная граница между Индо-Атлантическим и Индо-Тихоокеанским сегментами

Fig. 1. Map of ferromanganese ore fields in the World Ocean simplified according to (4)

Broken line denotes the boundary between the Indo-Atlantic and Indo-Pacific segments

Атлантическому звену относится Атлантический океан и западная часть Индийского. Автор справедливо полагает, что металлогения океана должна "нести на себе отпечаток общей диссимметрии геологического строения Земли", однако, опираясь на постулаты тектоники плит, не выходит за пределы мезозойского времени. По-видимому, это верно в отношении той части океанской металлогении, которая связана с рифтовой системой и синхронна с металлогеническими эпохами сопредельных континентов.

Особое положение занимают окисленные рудные отложения океанского ложа. Масштабы железо-марганцевого рудогенеза в океане существенно превосходят все другие типы океанских рудопоявлений. Формы его разнообразны – от микроконкреций и металлоносных осадков до конкреций и мощных рудных корок. Распространение наиболее богатых рудных отложений контролируется благоприятной фациальной обстановкой, важными параметрами которой являются низкие скорости осадконакопления и высокоокислительная среда [3, 26, 27]. Обычно этому соответствуют глубоководные, пелагические области океанского дна, где формируются наиболее крупные площади с высокими концентрациями конкреций (в кг/м²), классифицируемые как рудные поля разной очередности освоения.

Согласно недавно опубликованной металлогенической карте Мирового океана [4], таких полей насчитывается десять, причем шесть находятся в Тихом океане, три – в Индийском, точнее, в его восточной части, и одно, сравнительно небольшое с низкими по качеству отложениями – Северо-Американское, в Атлантике (рис. 1). Менее крупные и продуктивные отложения – конкреционные площади – наиболее распространены также в Тихом океане. В данном исследовании внимание будет сосредоточено на рудных полях, которые не только четко оконтурены, но и охарактеризованы в отношении вещественного состава отложений.

Достаточно беглого взгляда на упомянутую карту, чтобы увидеть разницу в ру-

доотложении между Индо-Атлантическим сегментом Мирового океана, включающим западную часть Индийского океана, и Индо-Тихоокеанским сегментом, к которому относится восточная часть Индийского океана. Разграничение между ними проходит по Чагос-Мальдивскому поднятию, а далее на юг граница следует примерно по меридиану тройного сочленения Родригес. Таким образом, асимметрия железо-марганцевого рудогенеза в планетарном масштабе здесь очевидна.

Попытаемся вскрыть причину этого, опираясь на сформулированную Ю.М. Пущаровским доктрину главной асимметрии тектоносферы Земли, корни которой, по всей вероятности, надо искать в первичной неоднородности ее состава и строения. Рассмотрим это с позиций исторической геологии, сравнительной металлургии и, что особенно важно, геохимии главного рудообразующего металла отложений – марганца, чрезвычайно интересной и своеобразной.

I. ГЕОИСТОРИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОКЕАНСКОГО РУДОГЕНЕЗА С ЭЛЕМЕНТАМИ ГЕОХИМИИ МАРГАНЦА

Возраст ложа Мирового океана в соответствии с данными глубоководного бурения не превышает 170 млн лет, причем эта величина фиксируется в океанах обоих сегментов и является точкой отсчета времени начала формирования современного облика Мирового океана. В то же время имеется достаточно данных, свидетельствующих о большой древности существования океанских бассейнов на Земле. Как известно, океанское осадкообразование (а следовательно и осадочный рудогенез) началось задолго до начала образования современного океана; оно уходит своими корнями еще в архейскую эру [22]. По мере роста горных сооружений и развития коры выветривания на Земле усиливалось и накопление осадков в водных бассейнах. Р. Гаррелс и Ф. Маккензи пришли к выводу, что примерно 3 млрд лет назад закончилась ранняя стадия образования океана.

Становление условий, близких современным, произошло 1,5–2 млрд лет назад; с этого времени дальнейшие изменения в составе океанской воды были невелики: "Можно считать, что состав океана в среднем за это время сохранился тем же, что и сейчас" [15, с. 243]. Все это хорошо согласуется с более поздними данными Э.М. Галимова, установившего на основании изотопного состава осадочной оболочки Земли, что общая масса воды в океане 2–2,5 млрд лет назад была близка к современной [14]. И хотя данные глубоководного бурения весьма ограничивают возраст современного океана, палеогеодинамические построения позволяют считать, что обширные океанические пространства действительно существовали на Земле в очень отдаленные геологические эпохи.

Поскольку железо-марганцевый рудогенез – процесс осадочный, неразрывно связанный с историей осадкообразования в океане, правомерно соотнести и время его существования с этой историей. Еще В.И. Вернадский указывал, что в составе изверженных пород Mn находится в ничтожных количествах в виде изоморфной смеси, не образуя при этом ни одного марганцевого минерала. В то же время Mn в вадозных (биосферных) минералах образует самые стойкие формы – MnO_2 . "Этот процесс шел в течение всех прошлых геологических эпох, что привело к концентрированию Mn в гидросфере и коре выветривания и образованию его чистых соединений, не известных в таком количестве и в такой форме в более глубоких слоях земной коры" [13, с. 80]. По существу здесь четко обозначены механизм концентрирования Mn в водных бассейнах и длительность этого процесса – "в течение всех прошлых геологических эпох".

Надо заметить, что на современном этапе развития морской геологии, когда в тектонике идеи мобилизма стали доминирующими, они не сказались на океанском рудогенезе, который продолжает рассматриваться как нечто стабильное. Но его

конечным результатом являются весьма динамичные геологические образования – железо-марганцевые отложения (ЖМО), чутко реагирующие на изменения в условиях окружающей среды. Это связано с особенностями геохимии главных рудообразующих металлов ЖМО – Mn и Fe, без учета которой решение поставленной перед нами задачи невозможно.

Чтобы понять, что происходит с Mn в океанской среде, кратко рассмотрим главные особенности его геохимии. В океанских условиях Mn может находиться только в двух формах: окисленной, твердофазной, и восстановленной, растворенной. В первом случае он образует свободные гидроксиды разной степени окисленности ($n \cdot \text{MnO} \cdot \text{MnO}_2$), весьма чутко реагирующие на любые изменения физико-химических параметров среды и легко растворяющиеся при возникновении восстановительных условий. А именно, такие условия возникают при любых проявлениях эндогенной активности на океанском дне, от локальных до глобальных, что приводит к растворению ранее накопленных ЖМО и переотложению Mn в благоприятных условиях кислородной достаточности.

В современном океане, не говоря уже о древнем, существует достаточно много районов нестабильности окисного рудоотложения – это срединно-океанические хребты, зоны субдукции, тектономагматической активности, вулканизма и т.д. Они нередко рассматриваются как потенциальные поставщики рудного вещества, в частности Mn, для ЖМО, что далеко неоднозначно. Однако несомненна их роль в перераспределении этого вещества в условиях мобильного океанского дна, что приводит к образованию концентрированных отложений в благоприятных фациальных обстановках. К этому перечню следует добавить и обширные районы океанических окраин с восстановительными условиями в осадочной толще, что в конечном счете способствует миграции терригенного Mn в центральные области океанского дна.

Таким образом, специфика геохимии Mn в океане такова, что единожды попав в эту среду, он не может быть выведен из нее и способен только накапливаться, образуя весьма реакционноподвижные свободные гидроксиды, стабильные только в высокоокислительной обстановке глубоководного океанского дна, где и формируются поля высокопродуктивных рудных отложений.

Есть еще один немаловажный фактор в химизме Mn гидроксидов – это их стремление к отложению на активных поверхностях, являющихся обычно зонами физико-химического барьера между осадочной толщей (или коренной породой) и морской придонной водой. Это способствует образованию максимальных скоплений рудных отложений на поверхности океанского дна, хотя не исключает сохранения их и в погребенном состоянии в горизонтах высокоокисленных осадков [8, 9].

Существенно отличается геохимия другого рудообразующего металла ЖМО – железа, способного в океанской среде формировать широкий спектр минеральных форм – от окисленных, свободных и связанных, до восстановленных, закисных. При этом обладая более низким потенциалом окисления, Fe осаждается раньше, чем Mn. Поэтому, несмотря на кажущуюся близость этих металлов в океанских рудах, пути их в океане существенно расходятся. Большая часть Fe выводится из процесса рудогенеза и погребается в осадочной толще, как окисленной, так и восстановленной. Все это приводит к относительному и весьма существенному возрастанию доли Mn в рудных отложениях по сравнению с кларковыми содержаниями этих металлов в породах земной коры, являющихся их источниками. Так, кларковые отношения Mn/Fe для разных пород в среднем составляют 0,017, в то время как эти отношения в океанских рудах в среднем почти на два порядка выше и составляют 1,44 [3]. Это значит, что в процессе океанского рудогенеза происходит резкое накопление Mn на фоне Fe, что и является отражением особенностей геохимии этих металлов.

Таким образом, длительность океанского осадочного рудогенеза, точнее марганценакопления, может значительно превышать возраст современного океанского ложа, и, соответственно, в современных рудных отложениях содержится Mn, внесенный в океан в предшествующие геологические эпохи.

II. ИСТОРИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КРУПНЕЙШИХ МАРГАНЦЕВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СУШИ И СВЯЗАННЫЕ С НЕЙ ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Теперь вернемся к упомянутой в начале статьи разнице в концентрировании Mn в двух океанических сегментах и попытаемся выявить причины этого, используя некоторые палеогеодинамические построения, а также известные данные о генезисе крупнейших осадочных месторождений марганцевых и железных руд на суше. Они приурочены к отложениям раннепротерозойского возраста и расположены в Южной Африке, Бразилии и Индии, входивших некогда в единый очень древний суперконтинент. Особое место занимает гигантское рудное поле в Калахари (ЮАР), где запасы марганцевых руд превышают 3/4 мировых ресурсов (по оценкам Минералогического комитета ЮАР, 1986 г.). Ассоциирующие с ними, но разделенные пространственно, железорудные формации составляют 90% мировых запасов.

Эти месторождения, как показывают исследования [31], сформировались на пассивных тектонических окраинах палеоконтинента в шельфовых условиях в интервале времени между 2,3–1,9 млрд лет назад. Источниками металлов для них были глубинные бескислородные воды древнего океана, которые смешивались с окисленными шельфовыми водами в период появления и развития фотосинтезирующих бактерий. Авторы предполагают, что эти отложения сформировались, когда отдельные континентальные блоки были амальгамированы в единый суперконтинент, что сопровождалось закрытием в этом сегменте Земли допротерозойского океана.

Думается, что возможен и несколько иной ход событий, если допустить вероятность образования ЖМО в допротерозойском океане, по крайней мере на последних этапах его развития, что кажется реальным в свете описанных выше представлений разных исследователей. В этом случае тектонические коллизии, сопутствующие закрытию древнего океана, способствовали бы растворению ЖМО, что также могло привести к насыщению морской воды марганцем. Такой ход событий лучше объясняет геологически относительно быстрое формирование месторождений, чем медленный процесс постепенного накопления кислорода, в воде.

Подобного рода события могли иметь также место в кайнозое, когда по периферии Паратетиса образовались осадочные месторождения марганцевых руд. На этом втором крупном этапе марганценакопления на суше возникли богатые месторождения: Никопольское, Чиатурское, Варненское и др. Предпосылкой к их образованию послужило сероводородное заражение вод олигоценового бассейна, в результате которого растворились ранее накопленные здесь ЖМО, что произошло в период закрытия Паратетиса. Характерно, что по химическому составу руд, их минералогической зональности и условиям отложения эти месторождения имеют сходство с раннепротерозойскими.

Отметим, что история изучения, в частности, олигоценовых месторождений Mn-руд, началась раньше, чем стало известно о масштабах океанского рудогенеза. Поэтому многие исследователи пытались связать их образование с корами выветривания суши, что весьма проблематично из-за несопоставимости масштабов рудоотложения с потенциальными возможностями извлечения Mn из этих кор. Впервые идея об океанском источнике Mn была высказана Д.Г. Сапожниковым [25], и, на наш взгляд, она представляется достаточно реальной [7].

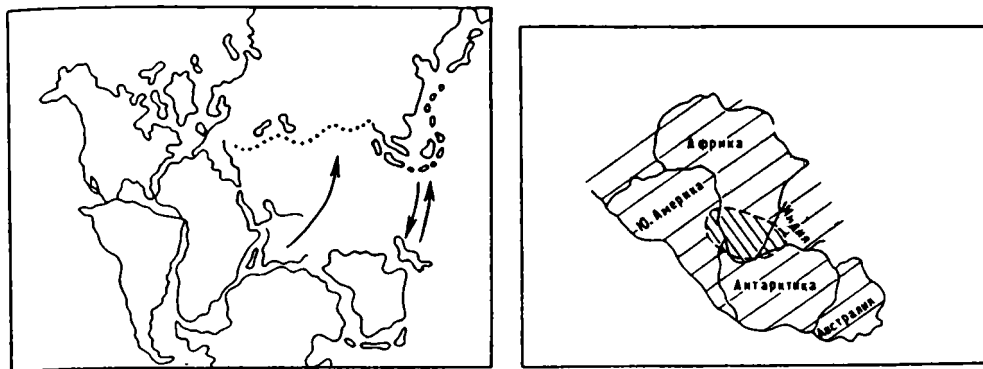


Рис. 2. Палеорекострукция расположения континентальных блоков в триасе (200 млн лет) (по [30] с упрощением)

Стрелками показано предполагаемое направление движения континентов

Рис. 3. Предполагаемое расположение континентальных блоков на протерозойском суперконтиненте, построенное с учетом положения раннепротерозойских марганцеворудных месторождений (оконтуренная область)

Fig. 2. Reconstructed position of continental blocks for the Triassic (200 Ma) (simplified according to [30])

Fig. 3. Supposed position of continental blocks of the Proterozoic supercontinent with reference to the distribution of the Early Proterozoic manganese ore deposits (outlined area)

Краткое рассмотрение двух наиболее крупных периодов марганцеотложения на суше, отстоящих друг от друга почти на 2 млрд лет и имеющих генетические корни с океанскими источниками металла, показывает их связь с событиями, происходившими в Индо-Атлантическом сегменте Земли. Причем раннепротерозойские месторождения после раскола суперконтинента и раздвига его фрагментов оказались на разных материках, а олигоценовые сохранили положение, близкое к исходному.

Имеется несколько вариантов палеоокеанологических реконструкций для Индо-Атлантического сегмента, относящихся к последним 200–250 млн лет. Они несколько разнятся между собой, но одно безусловно ясно – именно в этом сегменте происходили процессы распада суперконтинента и образования вторичных океанов. На рис. 2 приведена одна из реконструкций, построенная с учетом данных глубоководного бурения. Она относится к триасу (200 млн лет) и отражает начальную стадию образования "молодых" океанов [30]. Удивительно, что рамки, в которых в протерозое стыковались отдельные континентальные блоки расколовшегося древнего суперконтинента, в триасе еще сохранялись.

Это подтверждает приведенная на рис. 3 палеорекострукция вероятного расположения Южной Америки, Африки и Индии на протерозойском суперконтиненте, построенная на основании объединения континентальных блоков с крупнейшими на суше раннепротерозойскими марганцеворудными месторождениями, синхронно сформировавшимися в шельфовых условиях единого бассейна. Столь крупные скопления Мп не имеют других аналогов на суше и могут быть сопоставимы только с концентрациями Мп в рудных полях Индо-Тихоокеанского сегмента Земли. По данным [4] прогнозные ресурсы Мп в Мировом океане оцениваются в 18 153 млн т, а на суше – 15571 млн т, что дает почти равное соотношение между ними (1, 2), а некоторый избыток Мп в океане, по-видимому, сопоставим с современной историей его накопления в бассейнах.

III. ИСТОРИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ГЛОБАЛЬНОЙ АСИММЕТРИИ РУДОГЕНЕЗА

Асимметрия океанского марганценакопления сопряжена с крупными месторождениями Mn-руд на раздвинувшихся континентальных блоках Индо-Атлантического сегмента. В Индо-Тихоокеанском сегменте руды сосредоточены непосредственно на океанском ложе, и окружающие его континенты не имеют сопоставимых по масштабам марганцеворудных месторождений.

Чтобы понять возможные причины этого, кратко остановимся на некоторых известных представлениях об истории формирования современного океана. Относительно достоверные факты, основанные на данных глубоководного бурения, как уже упоминалось, не позволяют выйти за рамки 170 млн лет. В то же время нет оснований отрицать, что глобальная перестройка облика нашей планеты происходила на фоне существования древнего суперокеана – Панталассы, причем некоторыми авторами эта часть планеты считается даже исходно симметрической [22]. Древняя Пацифика была значительно шире, чем современная; ее западная часть клином "входила" в современный Индийский океан, но впоследствии отделилась в связи с продвижением на север Австралии и образованием Зондской островной дуги. Таким образом, восточная часть современного Индийского океана является реликтом Пацифики с сохранившимися здесь древними накоплениями Mn. Об этом свидетельствует и наличие в северо-восточной части Индийского океана такой типично "тихоокеанской" структуры, как Зондская островная дуга.

Одновременно с этими событиями происходил дрейф Индийского континентального блока в север-северо-восточном направлении вплоть до его столкновения с Азиатским континентом. Таким образом, западная часть Индийского океана раскрывалась по мере удаления Индии от Африканского континента. Она представляет собой фрагмент "молодого" океана. Отметим, что в истории формирования Индийского океана проявилось влияние большого спектра нелинейных тектонических, магматических и геодинамических эффектов [23]. Однако в свете проблемы океанского рудогенеза главным остается начало этого процесса, а оно резко различается между молодой западной частью и древней, унаследованной в отношении марганценакопления, восточной.

По мере увеличения площади ложа океана в Индо-Атлантическом сегменте, что происходило почти одновременно как для южной части Атлантики, так и для западной части Индийского океана, создавались условия, благоприятные для рудогенеза. В полной мере этот процесс мог охватить всю площадь сегмента после столкновения Индии с Азией, что произошло примерно 40 млн лет назад. По видимому, в среднем общая продолжительность рудогенеза в этом сегменте не превышает 100 млн лет. За это время здесь сформировалось единственное рудное поле (Атлантика) и несколько конкрециеносных площадей. Марганцевый модуль (Mn/Fe) рудных отложений здесь вдвое ниже, чем в полях Индо-Тихоокеанского сегмента, общая площадь которых по меньшей мере десятикратно больше. Не трудно подсчитать, что такое количество Mn могло сконцентрироваться здесь не менее чем за 2 млрд лет, что близко к вышеприведенным оценкам возраста океана, полученным разными независимыми методами.

Таким образом, существенная часть Mn в современных отложениях рудных полей Индо-Тихоокеанского сегмента представлена регенерированным из древних отложений металлом. Возможно, процессы растворения и регенерации Mn отложений в истории Мирового океана были неоднократными, включая и современный период. Так, данные глубоководного бурения фиксируют два этапа глобального отложения в океанских осадках черных сланцев, обогащенных углеродом, причем они синхронны с аналогичными отложениями на суше [30]. Датируются эти события 120 и 93 млн лет, т.е. относятся к меловому времени. Очевидно, подобные события,

связанные с возникновением бескислородных условий, несовместимы с сохранностью окисленных отложений на океанском дне и должны были привести к частичному или полному их растворению.

По-видимому, более крупная структурная перестройка на Земле, вызванная гигантским выбросом внутриземной энергии, расколовшая древний суперконтинент и давшая начало дрейфу его фрагментов, произошла около 180 млн лет назад, и следствием ее было полное обновление ложа океана. Это событие глобального масштаба не могло не отразиться на океанской среде и несмотря на то, что в это время состав и масса морской воды были близки современным, нельзя исключить вероятности относительно кратковременного нарушения сложившегося динамического равновесия не только в водной массе, но и в атмосферной оболочке Земли.

Восстановление природного состояния морской среды происходило по мере насыщения ее кислородом и сопровождалось регенерацией ЖМО. При этом часть Fe выводилась из круговорота при погребении в осадочной толще. Происходило относительное обогащение рудных стяжений марганцем, что вообще характерно для всех регенерированных отложений океанского дна – от диагенетических до гидrogenных, оконтуривающих ареалы современных гидротермальных излияний [11].

Итак, глобальная асимметрия океанского рудогенеза связана с разной длительностью процесса марганценакопления в двух сегментах планеты, что в свою очередь обусловлено их разной геологической историей.

IV. НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ПРОБЛЕМЫ

Самая сложная проблема в океанском рудогенезе – генетическая, пока еще далекая от своего решения. Полученные нами выводы позволяют уточнить один аспект этой проблемы – источник "избыточного" Mn в рудных полях Индо-Тихоокеанского сегмента. По данным С.И. Андреева [3], только в Тихом океане сосредоточено более 80% рудной массы, обогащенной малыми элементами. По нашим оценкам, в Индо-Тихоокеанском сегменте сконцентрировано более 95% Mn Мирового океана.

До сих пор считалось, что это является следствием эндогенной поставки Mn при вулканической деятельности и активизации подводных гидротерм. При этом использовались весьма неопределенные показатели вроде количества действующих вулканов, протяженности подводных хребтов, скоростей спрединга и пр., по существу, не имеющие отношения непосредственно к Mn. И все это на фоне того, что сейчас более или менее обследовано около 1% общей протяженности спрединговых хребтов [17], а полученные данные весьма неоднозначны в отношении Mn [11]. Общий баланс эндогенного Mn рассчитывался по разнице между количествами металла, связанного в рудных отложениях, и возможностями его привноса с терригенным материалом. Полученная разница, особенно большая для Тихого океана, использована для доказательства подавляющей роли эндогенной поставки Mn в этом бассейне.

Отметим также, что уточнение этого аспекта генетической проблемы позволяет ближе подойти и к решению вопроса скоростей роста отложений. Современные методы, чаще радиометрические, дают на этот счет противоречивые результаты, разнящиеся примерно на три порядка (от нескольких мм/млн лет до нескольких мм/1000 лет).

Недавно появилась работа, где на основании исследования изотопного состава гелия и неона в космической пыли осадков авторы пришли к выводу о с у г у б о н е п о с т о я н н о й скорости роста конкреций [6]. именно к такому заключению подводит нас и изложенный в данной статье материал, в соответствии с которым наравне с возможностью быстрого осаждения (соосаждения) гидроксидов при реге-

нерации из концентрированных растворов, предполагается и медленный рост отложений при нормальном ходе рудообразования в стабильных, насыщенных кислородом условиях океанского дна. В этом случае при крайне низких содержаниях металлов в морской воде в соответствии с законами адсорбции происходит медленное отложение главных рудообразующих металлов, при котором их гидроксиды сорбционно обогащаются малыми элементами. Надо сказать, что предложенный в статье геоисторический подход вносит в проблему океанского рудогенеза важнейший геологический фактор – время, на фоне которого особенно ярко проявляется специфика геохимического поведения Mn в океане в динамике событий далекого прошлого нашей планеты. Это позволяет заключить, что независимо от конкретного источника поставки Mn в океан главной причиной его высоких концентраций в Индо-Тихоокеанском сегменте является длительность существования замкнутого цикла круговорота Mn, постепенно накапливающегося в океане.

Значительная часть древнего и современного Mn концентрируется на поверхности дна в зоне геохимического барьера осадков – придонная вода вследствие известной особенности его гидроксидов, тяготеющих к отложению на так называемых активных поверхностях. Разумеется, это не исключает возможности погребения некоторой части конкреций в толще осадка, но сохраниться там они могут только в высокоокислительных условиях.

Не имея возможности детально рассмотреть разные аспекты генетической проблемы в данной статье, отметим, что все они могут найти свое решение в свете предлагаемых новых подходов к проблеме океанского рудогенеза.

V. РЕГИОНАЛЬНАЯ АСИММЕТРИЯ РУДОГЕНЕЗА

Асимметрия железо-марганцевого рудогенеза ясно просматривается и на региональном уровне. Суть ее сводится к "прижатости" повышенных концентраций Mn в рудных отложениях к восточной части Индийского, Тихого и Атлантического океанов. Для Индийского океана это очевидно из изложенного выше, где асимметрия трактуется как проявление глобальной неоднородности в строении и составе литосферы. Аналогичная асимметрия просматривается в составе рудных отложений Тихого и Атлантического океанов. Это хорошо демонстрирует известная карта распределения Mn в конкрециях Тихого океана, составленная Н.С. Скорняковой [26] (рис. 4). В рудных отложениях Атлантики асимметрия также фиксируется, хотя и в меньшей степени, соответствуя более молодому возрасту марганцонакопления в этом океане (табл. 1).

По мнению С.И. Андреева [2], причиной этой асимметрии являются ротационные силы вращения Земли, что нам представляется также реальным. Тем более что здесь просматривается экранирующая роль западных окраин континентов, меридиональная протяженность которых ограничивает распространение рудогенеза, делая особенно резкими различия в составе ЖМО по разные стороны этих барьеров, т.е. континентов. Особенно ярко это проявлено, естественно, в Тихом океане, где в самом "глухом углу" – в южной части Гватемальской котловины содержания Mn в конкрециях могут достигать 45% (в среднем 40%), что соответствует их почти чисто марганцевому составу [18]. Похожая обстановка отмечается и в Перуанской котловине.

В этих районах, на наш взгляд, складывается особая обстановка для рудогенеза: с одной стороны, здесь скапливается большое количество Mn в силу упомянутого ротационного фактора, а с другой, это зона (см. рис. 4), где окисленные осадки подстилаются восстановленными на глубине до 2–3 м. Такая ситуация вынуждает Mn осаждаться в очень узком интервале кислородосодержащих условий, которые к тому же могут быть весьма неустойчивыми в силу "плавающей" глубины границы с

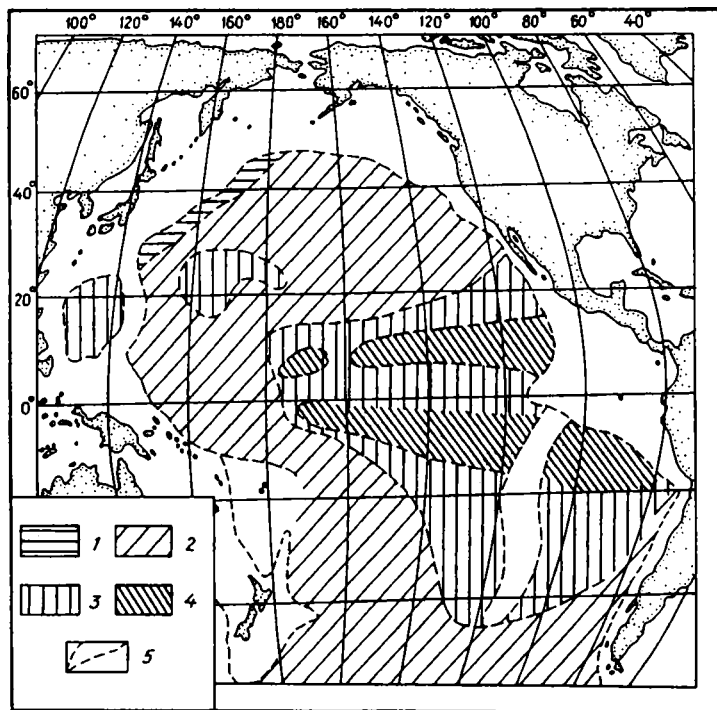


Рис. 4. Концентрация марганца (в %) в железо-марганцевых конкрециях Тихого океана
1 – 1–10; 2 – 10–20; 3 – 15–25; 4 – 20–35; 5 – область распространения восстановленных осадков по
окраинам океана (по [26] с упрощением)

Fig. 4. Manganese concentration in the ferromanganese concretions of the Pacific Ocean (%):
1 – 1–10; 2 – 10–20; 3 – 15–25; 4 – 20–35; Stippled line shows the reconstructed distribution of the deposits
in the oceanic margins (simplified according to [26])

восстановленными горизонтами. Поэтому здесь особенно интенсивны процессы диагенеза в осадочной толще, и скорость формирования конкреций велика.

Это особый тип ЖМО, который не встречается в других районах Мирового океана в таких масштабах. Это крайняя форма проявления асимметрии рудогенеза на региональном уровне. Она опять же связана с особенностями геохимии Mn, причем происходит это на фоне антагонизма с распределением Fe в ходе рудогенеза, что проявлено в увеличении содержаний последнего в отложениях западных частей океанов. Таким образом, региональная асимметрия в вещественном составе конкреций не связана с их количественным распространением на площади того или иного океана, что отличает ее от глобальной асимметрии рудогенеза, рассмотренной выше.

Особенностью Индийского океана является то, что здесь две разновидности асимметрии накладываются друг на друга и главную роль играет глобальная асимметрия.

Чтобы оценить экранирующую роль континентов, кратко остановимся на южных частях трех крупнейших океанов планеты, которые иногда обобщаются под названием Южный океан, омывающий Антарктику и характеризующийся циркумантарктическим течением, направленным с запада на восток. Конкрециеносные площади здесь распространены вдоль широты 60°, особенно концентрируясь в южных частях

Средние величины отношений Mn/Fe в рудных отложениях разных частей океанов

Атлантический океан		Индийский океан		Тихий океан		Ссылка на источник
запад	восток	запад	восток	запад	восток	
–	–	0,89	1,80	–	–	[2]
0,73	0,96	–	–	–	–	[5]
0,91	1,06	0,98	1,98	1,27	23,36	По : [12]

Тихого океана и западной половины Индийского. Максимального проявления они достигают в проливе Дрейка–море Скотта, где иногда они классифицируются как рудное поле, относящееся к Тихому океану, поскольку ограничением его являются структуры Южно-Антильской островной дуги, вписывающейся в так называемое Тихоокеанское огненное кольцо [24]. Эти структуры до некоторой степени играют роль экрана в рудогенезе Южного океана и, по-видимому, отсутствие их привело бы к более равномерному распределению рудоносных площадей. Таким образом, очевидна региональная асимметрия в вещественном составе конкреций, в частности в распределении Mn, и, как уже упоминалось, скорее всего, она обусловлена ротационными силами вращения Земли.

И все же обратная закономерность в распределении Fe в океанах свидетельствует о том, что здесь проявляются и другие факторы, связанные со спецификой собственно Mn или его гидроксидов. Возможно, что миграция Mn в тонкодисперсной фазе океанской взвеси является причиной этого. Это может происходить в форме нейтральных комплексов в составе биогенного детрита, пеллетного транспорта и пр.

Таким образом, региональная или внутриокеанская асимметрия рудогенеза является отражением как воздействия внешних космических сил, так и особенностей геохимии Mn.

VI. ЛОКАЛЬНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ РУДОГЕНЕЗА

Кратко остановимся на рассмотрении некоторых более локальных неоднородностей в распространении и составе ЖМО в Мировом океане. Прежде всего, они связаны с различиями в форме отложения – рудные корки и железо-марганцевые конкреции (ЖМК), что сопровождается вариациями в их составе (табл. 2). Как правило корки покрывают верхние части подводных обнажений коренных пород, свободных от осадка, т.е. приурочены к позитивным морфоструктурам подводного рельефа. ЖМК обычно покоятся на полого-холмистом рельефе абиссальных равнин или котловин глубоководного океанского дна.

Таким образом, здесь имеет место отложение рудного вещества в разных условиях, на разных глубинах. Однако наиболее существенным является наличие осадочной толщи, подстилающей отложения ЖМК и отсутствие ее при формировании корок. Конкреции залегают на поверхности осадка, насыщенного поровыми водами, которые наравне с омывающими их придонными водами являются средой конкрецееобразования, поставляющей рудные металлы. В случае корок эта основа отсутствует и, как принято считать, источником металлов для их формирования может быть только морская вода. Поэтому корки иногда считаются эталоном гидrogenных отложений.

Средние величины отношений Mn/Fe в конкрециях и корках разных океанов

Атлантический океан		Индийский океан		Тихий океан		Ссылка на источник
конкреции	корки	конкреции	корки	конкреции	корки	
1,10	0,69	1,30	0,96	–	–	[27]
–	–	–	–	2,08	1,50	[12]

В целом корки характеризуются более низкими отношениями Mn/Fe и обогащенностью Co , особенно в случае их отложения на небольших глубинах (1–2 км), где они классифицируются как кобальтоносные. Особое положение занимают так называемые гидротермальные корки, состав которых варьирует в широком диапазоне Mn/Fe отношений при обеднении или полном отсутствии малых элементов. При этом нередко все корки, формирующиеся в сфере действия эндогенной активности на океанском дне, априори относятся к гидротермальным по источнику поставки металлов для них [17]. В частности, к ним относят все рудные отложения рифтовых зон COX , которые, по нашим данным, имеют чисто гидрогенное происхождение и в большинстве случаев, независимо от океанов, характеризуются сходством отношений Mn/Fe (0,4–0,5), весьма близких к этим отношениям в морской воде (0,49) [10, 29].

Нам неоднократно приходилось останавливаться на этой проблеме, здесь же подчеркнем главное – состав корок, так же как и других форм ЖМО, обусловлен не источником поставки металлов, а условиями отложения, под которыми следует понимать широкий комплекс различных параметров, прихотливо сочетающихся в океанской среде.

При этом роль и значение отдельных, даже едва уловимых показателей, неисчислимо возрастает, если помнить о геологической длительности океанского рудогенеза. Отметим, что не удивительно также обнаружение в одной драге, приуроченной к узкому интервалу глубин одного поднятия, существенно различающихся по составу корок. Это исключает вероятность поставки рудного вещества из разных источников для этих корок, однако не может исключить разные условия и длительность их отложения даже в пределах отдельных подводных гор, в условиях тектонической мобильности океанского дна.

Таким образом, несмотря на существование общих закономерностей в проявлении океанского рудогенеза, выражающихся в глобальной и региональной асимметрии, можно отметить и многочисленные локальные вариации как в распространении, так и в составе отложений [26]. Мы полагаем, что океанский железо-марганцевый рудогенез имеет общий механизм образования и единый источник рудного вещества (морская вода), а формы его проявления зависят от условий окружающей среды и потому многообразны. Тектонические процессы играли в геологическом прошлом нашей планеты и играют сейчас важную роль в перераспределении и отложении рудного вещества на океанском дне.

В заключение отметим, что идея глобальной асимметрии строения и состава Земли оказалась чрезвычайно плодотворной для развития представлений об океанском окисном железо-марганцевом рудогенезе. Некоторый вклад в развитие этих представлений мы и попытались сделать. Существенное удревнение океанского рудогенеза, предлагаемое в статье, в принципе не нарушает сложившихся представ-

лений об общих закономерностях развития современного рудоотложения, контролируемых благоприятными фаціальными обстановками. Однако, как нам представляется, оно может дать новый толчок для решения генетической проблемы, которая уже длительное время находится в тупиковом состоянии, несмотря на то, что уже создана морфогенетическая классификация конкреций, что в любой науке является венцом исследований.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Современное размещение рудных полей ЖМО в Мировом океане и особенности их вещественного состава позволяют выделить два крупнейших сегмента – Индо-Тихоокеанский и Индо-Атлантический, существенно отличающихся по накоплению рудной массы. До 95% марганца Мирового океана находится в связанном состоянии в отложениях Индо-Тихоокеанского сегмента.
2. Глобальная асимметрия океанского рудогенеза подтверждает и углубляет идею о тектоническом разделении Земли на Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты.
3. Специфика геохимии Mn, как на суше, так и в океане, приводит к его постоянному накоплению и отложению в условиях кислородной достаточности. Эти процессы происходили на протяжении почти всей обозримой истории развития Земли и происходят сейчас, особенно ярко проявляясь в океанах.
4. Особенности распространения рудных полей ЖМО в Индийском океане подтверждают известное представление о разной истории образования его западной и восточной половин. Однако граница между ними, судя по этим особенностям, проходит примерно по меридиану тройного сочленения Родригес. По-видимому, раскрытие западной части было связано с север-северо-восточным продвижением Индийского континентального блока и по времени соответствовало раскрытию Южной Атлантики. Восточная часть представляет собой "западный" клин древней Пацифики, впоследствии отсеченный продвинувшейся к северу Австралией и комплексом островных дуг. Таким образом, история рудогенеза в Индо-Атлантическом сегменте отражает историю образования современного океана, в то время как накопление марганца в Индо-Тихоокеанском сегменте унаследовано от древних эпох развития Пацифики и вместе с современным периодом составляет около 2 млрд лет.
5. Асимметрия в рудогенезе проявлена и на внутриокеанском или региональном уровне, где она является следствием действия двух факторов – ротационного и специфики океанской миграции Mn.
6. Локальные неоднородности в рудогенезе весьма широко представлены во всех океанах. Они сводятся как к разным формам отложения руд – конкреции и корки, так и к локальным вариациям их состава. Причинами этих неоднородностей являются меняющиеся условия рудоотложения в обстановке мобильной тектоники океанского дна, сопряженной с активизацией эндогенных проявлений.
7. На фоне предлагаемой геосторической концепции океанского рудогенеза и краткого рассмотрения некоторых аспектов генетической проблемы выявляется высокая мобильность рудогенеза, связанная как с особенностями геохимии главных рудообразующих металлов, так и с мобильностью океанского ложа.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (грант 97-05-64737) и ГНТП "Мировой океан", проект "Тектоносфера океанов".

1. Андреев С.И. Металлогения Мирового океана // Металлогения современных и древних океанов. М.: НТК "Геоэксперт", 1992. С. 170–172.
2. Андреев С.И. Геохимия железо-марганцевых образований Мирового океана // Кобальтоносные железо-марганцевые корки Тихого океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993. С. 6–19.
3. Андреев С.И. Металлогения железо-марганцевых образований Тихого океана. СПб.: Недра, 1994. 191 с.
4. Андреев С.И., Анисеева Л.И., Вишневский А.Н. и др. Минеральные ресурсы Мирового океана, их потенциал и перспектива освоения // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1995. С. 141–157.
5. Анисеева Л.И., Андреев С.И., Ванштейн Б.Г. и др. Конкреции Атлантического океана // Железо-марганцевые конкреции Мирового океана. Л.: Недра, 1984. С. 127–135.
6. Ануфриев Г.С., Болтенков Б.С., Волков И.И., Капитонов И.Н. Определение скорости роста океанических железо-марганцевых конкреций по стабильным изотопам гелия и неона // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 1. С. 3–11.
7. Базилевская Е.С. Химико-минералогическое исследование марганцевых руд. М.: Наука, 1976. 95 с.
8. Базилевская Е.С. Металлогения океанского ложа по данным глубоководного бурения // Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984. С. 85–91.
9. Базилевская Е.С. Роль диагенеза в формировании железо-марганцевых конкреций в рудной провинции Клариион-Клиппертон // Тихоокеан. геология. 1985. № 6. С. 60–70.
10. Базилевская Е.С. К вопросу о формировании вещественного состава железо-марганцевых корок океана // Докл. РАН. 1994. Т. 337, № 2. С. 219–223.
11. Базилевская Е.С. Рудогенез центральных сегментов Срединно-Атлантического хребта // Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ПК ГЕОС. 1995. С. 109–146. (Тр. ГИН; Вып. 495).
12. Батулин Г.Н. Руды Океана. М.: Наука, 1993. 303 с.
13. Вернадский В.И. Избранные сочинения. Т. 1. Очерки геохимии. М.: Наука, 1954. 356 с.
14. Галимов Э.М. О возникновении и эволюции океана по данным об изменениях $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ осадочной оболочки Земли в ходе геологического времени // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299, № 4. С. 977–981.
15. Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 271 с.
16. Ицксон М.И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1979. 232 с.
17. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермы и руды на дне океана // Металлогения современных и древних океанов. М.: НТК "Геоэксперт", 1992. С. 14–39.
18. Морозов А.А. Марганец в раннем диагенезе и образование железо-марганцевых конкреций (на примере осадков и конкреций южной части Гватемальской котловины) // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 4. С. 390–401.
19. Пуцаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
20. Пуцаровский Ю.М., Козлов В.В., Сулиди-Кондратьев Е.Д. Тектоническая асимметрия Земли и других планет // Природа. 1978. № 3. С. 32–41.
21. Пуцаровский Ю.М. Особенности геологической истории Тихоокеанской области Земли. М.: Наука, 1986. 30 с.
22. Пуцаровский Ю.М. О геологической сущности океанов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 5. С. 3–11.
23. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Индийского океана // Геотектоника. 1995. № 4. С. 73–91.
24. Пуцаровский Ю.М. Тектонические ограничения океанов // Докл. РАН. 1996. Т. 348, № 4. С. 512–515.
25. Сапожников Д.Г. Некоторые геологические условия образования марганцевых месторождений // Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967. С. 11–34.
26. Скорнякова Н.С. Локальные вариации полей железо-марганцевых конкреций // Железо-марганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 109–179.
27. Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О. Железо-марганцевые конкреции и корки Атлантического океана // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 4. С. 339–361.
28. Смирнов С.С. О Тихоокеанском рудном поясе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 2. С. 13–28.
29. Bruland K.W. Trace elements in Sea-water // Chem. Oceanogr. 1983. Vol. 8. P. 157–220.
30. Jankyns H.C. Early history of the oceans // Oceanus. 1993/1994. Vol. 36, N 4. P. 49–52.
31. Schissel D., Aro Ph. Major early Proterozoic sedimentary iron and manganese deposits and their tectonic setting // Econ. Geol. 1992. Vol. 87, N 5. P. 1367–1374.

ASYMMETRY OF ORE GENESIS IN OCEANS AND ITS RELATION TO TECTONICS

ABSTRACT

The article deals with the geohistorical and comparative metallogenetic problems of the ferro-manganese genesis in oceans. A very distinct asymmetry in distribution and composition of ferro-manganese deposits in oceans is recorded both in global and regional (intraoceanic) scales. At the global level, this asymmetry approximates the known asymmetrical structure of the Earth tectonosphere comprising structurally different Pacific and Indo-Atlantic segments. However, according to the specific features of the Fe-Mn ore genesis, the Indian Ocean can be divided into two equal parts: the eastern part similar to the Pacific Ocean and the western part close to the Atlantic Ocean. This suggests the ore genesis asymmetry of the Indo-Atlantic and Indo-Pacific segments.

At the regional level, there are different manifestations of ore genesis in the western and eastern parts of the oceans. In Indian Ocean the most distinct differences are resulted from a sum of factors causing both global and regional asymmetries.

Among local heterogeneities, the attention is paid to the difference in ore deposition (crusts and concretions), which can be attributed to morphostructural features of the oceanic floor.

А.С. Перфильев

ДВА ТИПА ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ В АТЛАНТИЧЕСКОМ ОКЕАНЕ

ВВЕДЕНИЕ

Трансформные разломы представляют собой наиболее распространенный тип структур в современных океанах. В некоторых сегментах срединно-океанических хребтов количество трансформных разломов так велико, что сам хребет и рифтовая зона не могут быть выделены как единая структура. Есть немало попыток разделить трансформные разломы по разным признакам (длина разлома, соотношение со структурами континента, величина смещения линейных магнитных аномалий и т.д.). В статье будет предпринята попытка разделить трансформные разломы по глубинному строению их коры, литосферы и по геологическому строению.

К сожалению, далеко не все трансформные разломы геофизически изучены достаточно для их сопоставления по глубинным параметрам. Даже такой параметр, как мощность коры, который в статье взят за основу для первичного разделения трансформных разломов, не может использоваться при единичных замерах, так как только величина дисперсии этого параметра вдоль разлома может быть связана с генетическими причинами. Поэтому в работе проанализированы только те трансформные разломы, для которых имеется достаточное количество зондирований, полученных разными методами (ГСЗ, МОВ ОГТ, ШГСП и др.). На рис. 1 показано размещение трансформных разломов Атлантики, использованных в статье и обладающих необходимым минимумом геофизических данных.

Известно, что мощность "магматической" коры (мощность коры за вычетом мощности осадочного слоя) в трансформных разломах всегда меньше мощности нормальной океанической коры вне зон разломов. Это хорошо видно на гистограмме распределения мощностей коры вне и внутри зон трансформных разломов Атлантики (рис. 2). Вне зон разломов хорошо выраженная поверхность Мохоровичича с граничными скоростями порядка 7,9–8,0 км/с находится на глубинах 6–7 км от поверхности "магматической" коры. Эта же граница в зонах разломов поднимается в среднем до глубин 3,5–4,5 км. По мнению многих исследователей, мощность коры уменьшается за счет ее нижних горизонтов [21], т.е. за счет низов третьего ("габбрового") слоя. Как видно на рис. 3, в зонах трансформных разломов почти исчезают породы со скоростями продольных волн выше 6 км/с, которые традиционно связывают с нижней высокоскоростной частью третьего слоя океанической коры (габбро-перидотитовый кумулятивный расслоенный комплекс?). Наиболее вероятно, что это явление обусловлено диапиризмом мантийного (гипербазитового) материала в кору трансформных разломов.

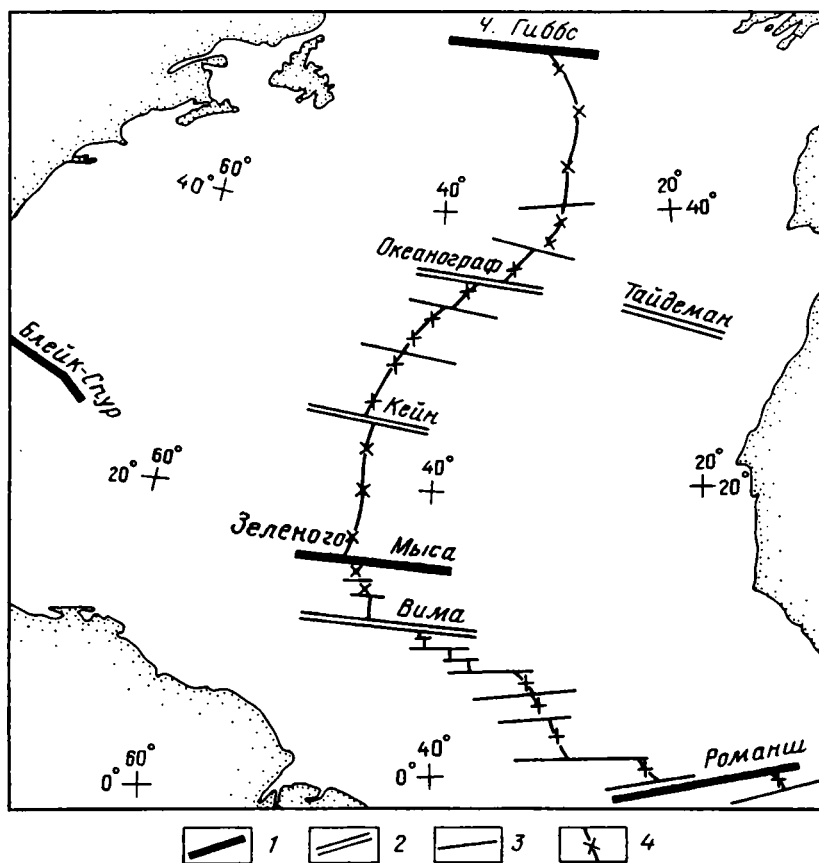


Рис. 1. Схема расположения трансформных разломов, анализируемых в статье
1 – устойчивые разломы; 2 – неустойчивые разломы; 3 – прочие разломы; 4 – ось САХ

Fig. 1. Scheme of described fracture zones.

1 – "stable" F.Z.; 2 – "unstable" F.Z.; 3 – another faults; 4 – MAR axes

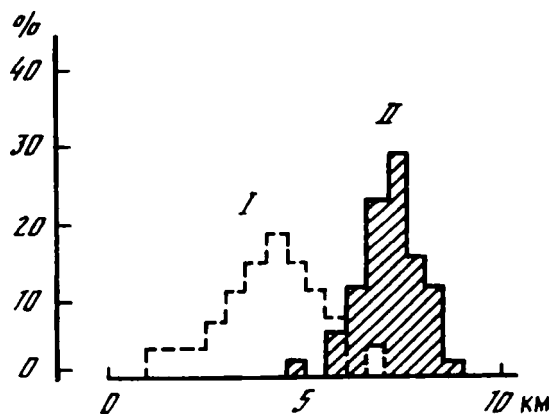


Рис. 2. Гистограмма распределения сейсмических мощностей коры в трансформных разломах и во вне-разломных блоках (по [20])

I – кора трансформных разломов; II – океаническая кора

Fig. 2. Histograms of seismic crustal thicknesses from fracture zones and compared with the thickness of normal oceanic crust (diagonally shaded area) [20]

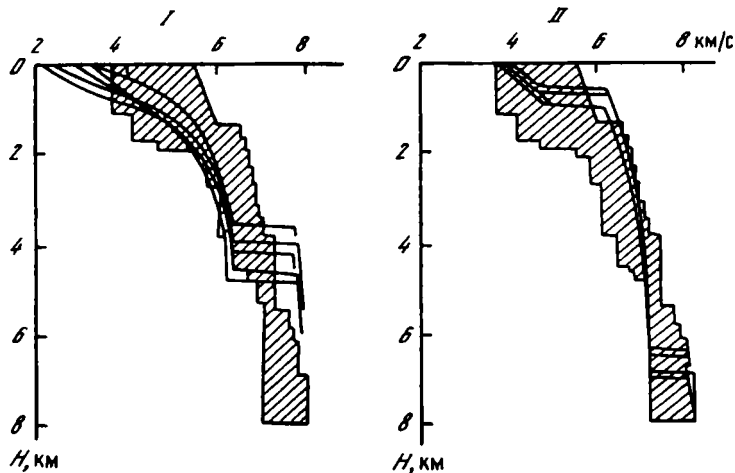


Рис. 3. Распределение скоростей сейсмических волн с глубиной для нормальной океанической коры (I) (заштрихованная площадь) и разлома Чарльза Гиббса (II) (сплошные линии) (по [21])

Fig. 3. Distribution of seismic velocity from normal oceanic crust (shaded area) and Charlie Gibbs fracture zone (solid lines) [21]

РАЗЛОМЫ И МОЩНОСТЬ КОРЫ В НИХ

Однако при такой общей закономерности разломы существенно различаются не только по мощностям коры, но и по характеру изменения мощности в пределах каждого конкретного разлома. На рис. 4 приведены мощности "магматической" коры разломов, показанных на схеме (см. рис. 1). Количество зондирований, по которым определялись мощности коры, в разных разломах различно, а в некоторых явно недостаточно. Однако, как мне кажется, по этому параметру разломы распадутся на два типа.

В первом типе мощность коры слабо меняется от места к месту вдоль разлома (разломы Блейк-Спур, Чарльза Гиббса, Зеленого Мыса). Для этих разломов мощность коры колеблется в пределах 3–4 км. Условно назовем этот тип разломов **устойчивыми**. Формально к этому же типу относится и разлом Кейн. Непосредственные точки зондирования дают сравнительно малый разброс мощностей "магматической" коры. Однако, как следует из сейсмического профиля, проходящего вдоль разлома [12], нижняя граница коры отклоняется в стороны больших (преимущественно) и меньших глубин от глубин этой границы в точках зондирования. Эта граница имеет сложную конфигурацию с чередованием относительных поднятий и опусканий при общем погружении поверхности М на запад. Мощность коры при этом изменяется вдоль разлома от 3 до 5,5 км. Ниже будет показано, что и по другим параметрам разлом Кейн не может быть отнесен к разломам устойчивого типа.

В другом типе разломов (Океанограф, Вима, может быть Тайдеман) мощность коры вдоль разлома очень изменчива. Так, в разломе Вима мощность колеблется от 6 до 1 км (дисперсия мощности до 5 км). Эти разломы условно названы **неустойчивыми**. К этому же типу следует относить и разлом Кейн.

На рис. 4 хорошо видно, что такая закономерность не зависит от возраста

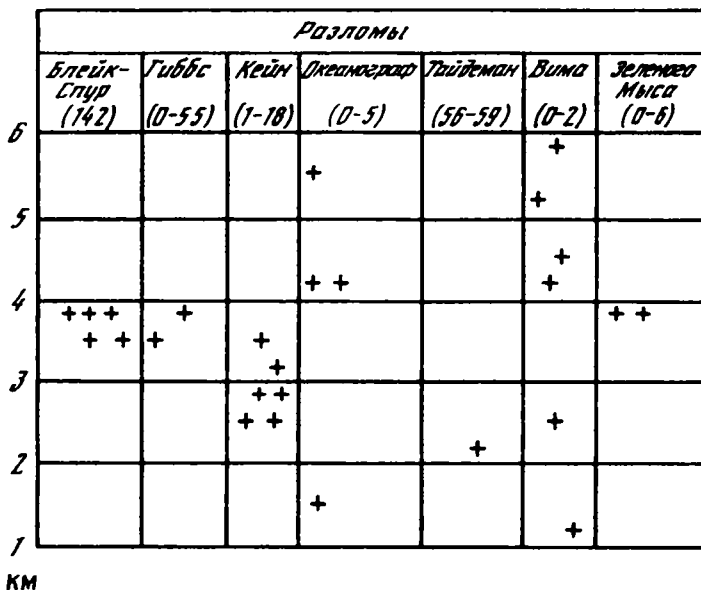


Рис. 4. Вариации мощностей магматической коры в разных трансформных разломах (в скобках – возрастной интервал, в млн лет, точек с определениями мощности коры)

Fig. 4. Variations of thickness of the igneous crust for fractures zones. Numerals shows interval of the age (Ma)

разлома. Так, устойчивый разлом Блейк-Спур был активным в поздней юре, а разлом Чарльза Гиббса, относящийся к тому же типу, активен и в настоящее время. То же можно сказать и о неустойчивых разломах (меловой разлом Тайдеман и современные разломы Океанограф и Вима). Также хорошо видно, что два типа дисперсии мощностей коры в разломах не зависят от удаления точки зондирования относительно пересечения разлома с рифтом осевой зоны хребта (интерсекта). В устойчивом разломе Чарльза Гиббса интервал между точками зондирования от нулевой магнитной аномалии до аномалии с возрастом 55 млн лет, а в неустойчивом разломе Вима зондирования проводились в диапазоне аномалий 0–2 млн лет. Это обстоятельство позволяет предполагать, что наметившаяся закономерность имеет общий характер.

РАЗЛОМЫ И ДАННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ

Устойчивые и неустойчивые трансформные разломы различаются по данным сейсмической томографии (рис. 5). На сейсмическом профиле, проложенном вдоль Срединно-Атлантического хребта от района о-ва Тристан-да-Кунья на юге и до о-ва Ян-Майен на севере, показаны вариации скоростей S-волн, отражающие, скорее всего, распределение температур в мантии. Изолинии скоростей очерчивают скоростную неоднородность до глубин порядка 500 км. На этом профиле отчетливо видна поперечная делимость литосферы вдоль гребня срединного хребта. Она выражена резкими субвертикальными границами, разделяющими блоки с большими и меньшими скоростями поперечных волн в верхних частях литосферы.

Другим выражением поперечной делимости являются узкие вертикальные пики низких скоростей S-волн на глубинах 300–500 км, которым иногда отвечают встреч-

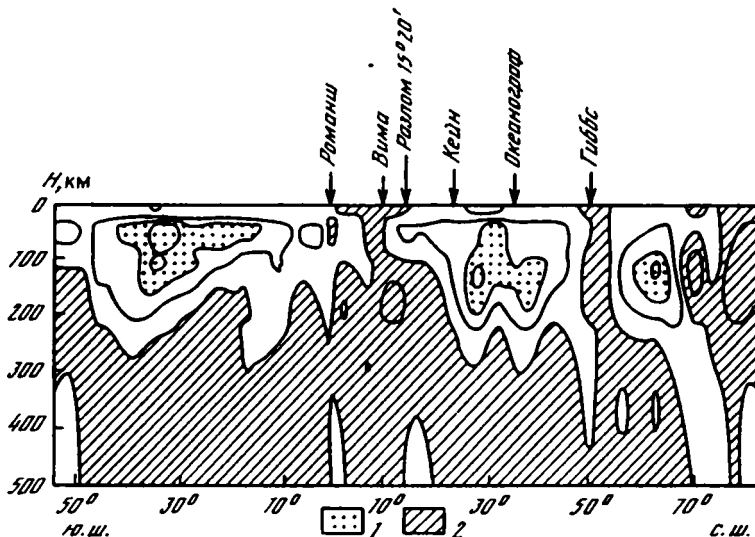


Рис. 5. Вариации скоростей S-волн вдоль разломов Срединно-Атлантического хребта [23]

1, 2 – области низких (1) и высоких (2) скоростей

Fig. 5. S-wave speed variations along the Mid-Atlantic Ridge between Tristan da Cunha and Jan Mayen [23]

1 – low velocity areas; 2 – high velocity areas

ные низкоскоростные пики в верхних частях литосферы, распространяющиеся вниз до глубин 200–300 км, или субвертикальные границы разделов относительно низко- и высокоскоростных блоков мантии.

Сопоставление зон поперечной делимости осевой части хребта по скоростям сейсмических волн с конкретными трансформными разломами показывает, что **устойчивым** разломам отвечают границы поперечной делимости по данным сейсмической томографии. Наиболее четко выражен устойчивый разлом Чарльза Гиббса, которому отвечает вертикальная граница между низко- и высокоскоростной литосферой и узкий низкоскоростной пик, уходящий в высокоскоростную литосферу до глубин 400 км. Менее отчетливо выделяется разлом Зеленого Мыса, которому соответствует узкий пик относительно низкоскоростной среды в низах литосферы.

По данным сейсмической томографии, к этой же категории разломов несомненно относится разлом Романш, которому отвечают отчетливые пики относительно низкоскоростной литосферы в ее верхней и нижней частях. Разломы Чарльза Гиббса и Романш были отнесены Ю.М. Пушаровским к специальной категории **демаркационных**, к которым относятся разломы, "... разграничивающие разные по строению, геологической истории и геодинамике весьма обширные области океанского дна" [7].

Как хорошо видно на профиле сейсмической томографии, **неустойчивые** разломы практически не выражены или выражены неотчетливо в самой верхней части литосферы (до глубин порядка 100 км). К ним относятся разломы Вима и Океанограф. Разлом Кейн не выражен вообще.

К настоящему времени накопилось достаточно данных глубоководного драгирования, которые позволяют хотя бы качественно оценить преобладающие породы, распространенные как в самих разломных трогах, так и на прилегающих склонах трансверсивных хребтов. К сожалению, значительно меньше прямых геологических наблюдений с пилотируемых глубоководных аппаратов. Надо сразу оговориться, что не следует напрямую сопоставлять геологические данные по составу пород, поднятых со дна океана, с геофизическими слоями океанской коры. Так, мантийные гипербазиты, выходящие на поверхность дна, по своим скоростным и другим геофизическим параметрам никогда не будут отвечать выходу геофизической мантии на поверхность дна. Гипербазиты в приповерхностных условиях довольно интенсивно серпентинизируются, что резко снижает плотность пород и соответственно скорость распространения сейсмических волн. Геологическая (вещественная) модель строения океанической коры основана на разрезе типовых офиолитовых ассоциаций, которые постулируются в качестве палеоаналогов современной океанической коры. Если такой подход правомерен, то следует ожидать, что первичная (безмагнетитовая) серпентинизация (так называемая петельчатая серпентинизация) может распространяться вниз на первые километры. При конкретном рассмотрении разломов разного типа мы еще вернемся к этому вопросу.

Устойчивые разломы характеризуются широким распространением гипербазитов, среди которых резко преобладают мантийные гарцбургиты и лерцолиты. В этом отношении очень характерен участок разлома Зеленого Мыса, прилегающий к южному сегменту рифта Срединно-Атлантического хребта. Этот участок был детально изучен с помощью драгирования, а на отдельных отрезках зоны сочленения рифта и трансформного разлома были проведены наблюдения с глубоководного пилотируемого устройства. Полученные данные позволили создать геологическую карту этой части разлома и прилегающего рифта масштаба 1:250 000 (рис. 6). Подробное описание геологического строения этого участка было недавно опубликовано [6].

Как следует из геологической карты, дно трога активной части разлома и склоны прилегающих трансверсивных хребтов сложены почти исключительно гипербазитами (мантийный дунит-гарцбургитовый комплекс в той или иной степени серпентинизированный). На гипербазитах местами фиксируются небольшие по площади базальтовые поля. Дно разломного трога в восточной, пассивной, части разлома сложено молодыми базальтами, а склон северного трансверсивного хребта – преимущественно мантийными гипербазитами. Габброиды слагают локальные, редко встречающиеся тела интрузивного типа. По существу, здесь можно говорить об измененных мантийных породах и базальтах второго слоя. Сколько-нибудь протяженные габброидные тела, сопоставимые с третьим слоем океанической коры, в данном случае отсутствуют.

В зоне разлома Романш нет детальных участков с большим количеством драгировок. Однако имеющиеся данные по активной части разлома и восточной его, пассивной, части также свидетельствуют о широком распространении мантийных гипербазитов и базальтов первого слоя океанической коры. Габброиды, сопоставимые с третьим слоем, практически отсутствуют. В разломе Чарльза Гиббса, судя по данным драгирования, также в основном распространены мантийные гипербазиты и базальты при исчезающе малом количестве габброидов, которые можно было бы сопоставлять с веществом третьего слоя.

Таким образом, можно констатировать, что в устойчивых разломах отсутствует или почти отсутствует **геологический** третий слой, и породы мантийного типа либо перекрываются непосредственно базальтами второго геофизического слоя, либо выходят прямо на поверхность дна. Однако сейсмические данные по тому же разлому

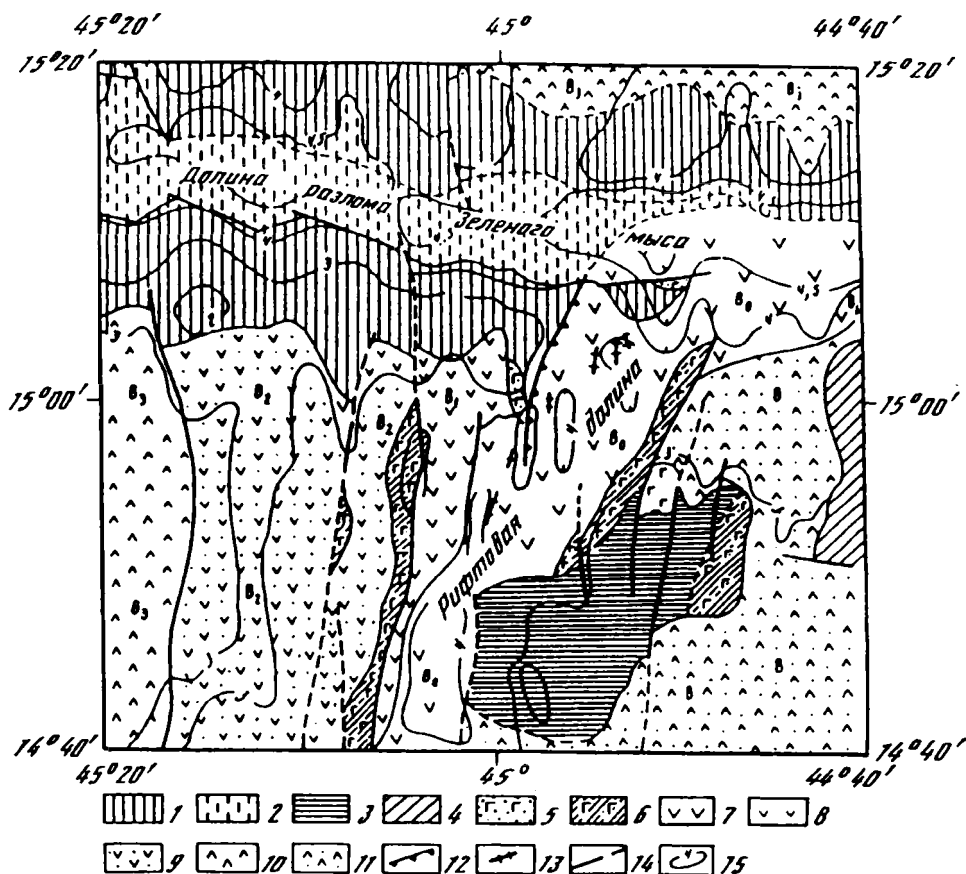


Рис. 6. Геологическая карта района восточного сочленения разлома Зеленого Мыса с рифтовой долиной [6]

1 – гарцбургиты с отдельными телами габброидов, местами перекрытые потоками базальтов; 2 – то же в трое разломной долины; 3 – то же в борту рифтовой долины; 4 – предполагаемые гипербазиты неясного состава; 5 – расслоенный гипербазито-габбровый комплекс; 6 – метагабброидный комплекс, местами перекрытый базальтовыми потоками; 7 – базальты со свежим стеклом (B_0); 8 – базальты с начальной палагонитизацией стекла (B_1); 9 – базальты с частичной палагонитизацией стекла (B_2); 10 – базальты с полностью палагонитизированным стеклом (B_3); 11 – базальты со степенью палагонитизации стекла, меняющейся незакономерно (B); 12 – глубинный срыв, установленный по данным погружения "Nautila"; 13 – вулканические гряды в рифтовой зоне; 14 – разломы; 15 – изобаты, тыс. м

Fig. 6. Geological map of the area of the east intersection of Cape Verde fracture zone with rift valley [6].

1 – gabbro-peridotite complex: harzburgites with single gabbro bodies, in some places covered by fresh flows and greenstone basalt's; 2 – the same in the trough of the fracture valley; 3 – the same in the vicinity the rift valley; 4 – prospected peridotites of unknown composition; 5 – layered complex: gabbro and peridotites of the layered complex with the dolerite fragments and greenstones; 6 – metagabbro: gabbro and peridotites of the layered complex that went through polythermal dynamometamorphism, in some places covered by fresh flows and greenstone basalt's; 7 – basalt's with fresh glass (B_0); 8 – basalt's with initial glass palagonitization (B_1); 9 – basalt's with partial glass palagonitization (B_2); 10 – basalt's with total glass palagonitization (B_3); 11 – basalt's with uneven spatial glass palagonitization (B); 12 – detachment fault, established according to "Nautila" dives; 13 – volcanic ridges in rift zone; 14 – faults; 15 – isobaths, (in thousand m)

Чарльза Гиббса (см. рис. 3) показывают, что между хорошо выраженной поверхностью Мохо, расположенной на глубине порядка 4 км, и поверхностью дна существуют породы, в которых происходит постепенное нарастание скоростей продольных волн от 2–3 до 6 км/с вблизи поверхности Мохо. Скоростная кривая значительно отличается от такой же кривой, полученной вне разлома, как по скоростям на сравнимых глубинах (они меньше), так и по характеру изменения этих скоростей.

В мезозойском разломе Блейк-Спур [2] приведены скоростные колонки коры в пределах зоны разлома и вне ее, в межразломных пространствах (см. рис. 9). Из анализа этих колонок был сделан вывод, что третий слой нормальной океанической коры не может быть сопоставлен по геофизическим характеристикам с разрезом коры трансформного разлома. Этот вывод подтверждается при сравнении инфраструктуры разреза коры зоны разлома и обрамляющих пространств по материалам ШГСП. Таким образом, представляется вполне вероятным, что в устойчивых трансформных разломах между поверхностью Мохо и базальтами второго геофизического слоя нет как геофизического, так и "геологического" третьего слоя, отвечающего по своему составу габброидам и расслоенным гипербазито-габбровым комплексам офиолитов и третьему геофизическому слою нормальной океанической коры.

В геологическом разрезе **неустойчивых** трансформных разломов картина существенно иная. В разломе Вима были проведены наблюдения с пилотируемого подводного аппарата [9]. В результате удалось построить разрез северного склона разломной долины в активной части (рис. 7). Нижняя часть разреза сложена серпентинизированными мантийными гипербазитами дунит-гарцбургитового состава. Выше залегают габброиды, сменяющиеся вверх по разрезу дайковым комплексом (sheeted dikes complex). Венчается разрез базальтами, среди которых основная масса принадлежит пиллоу-базальтам.

Таким образом, здесь мы имеем нормальный разрез океанической коры, сходный с классическими полными разрезами офиолитовых ассоциаций. В разрезе отсутствует кумулятивный расслоенный комплекс, отвечающий низам третьего слоя океанической коры, а мощность коры значительно меньше мощностей, типичных для внеразломных блоков. Однако это обстоятельство вполне соответствует геофизическим особенностям коры трансформных разломов, о чем говорилось во вводной части. Общая мощность "геологической" коры в рассматриваемом случае составляет 3 км. Как следует из табл. 1, такая мощность не является исключительной для этого разлома и по геофизическим данным.

Детальные драгировки в зоне разлома Океанограф (дно трога и южный борт активной части разлома) позволили реконструировать разрез коры в нем [13]. Авторы предполагают, что здесь имеется нормальная по составу океаническая кора с габбровым третьим слоем, дайковым комплексом и пиллоу-лавами базальтов второго слоя. Мощность коры (по преломленным волнам) в этой части разлома составляет 7 км. Авторы предполагают, что закономерное строение коры осложнено серпентинитовым диапиром. Драгировки активной части разлома Кейн показали, что наряду с серпентинитами, метаперидотитами, базальтами, диабазами и их метаморфизованными разностями широко распространены габброиды и метагабброиды [15]. Имеются все основания предполагать, что в разрезе коры этого разлома сохранились фрагменты нормальной океанической коры.

Таким образом, главное отличие неустойчивых разломов от устойчивых заключается в сохранении в первых фрагментах нормальной океанической коры в вещественном выражении с габброидами третьего слоя. Это находится в соответствии с графиками распределения скоростей преломленных волн на глубину [19, 21]. Между поверхностью Мохо и первым слоем фиксируется слой со скоростями

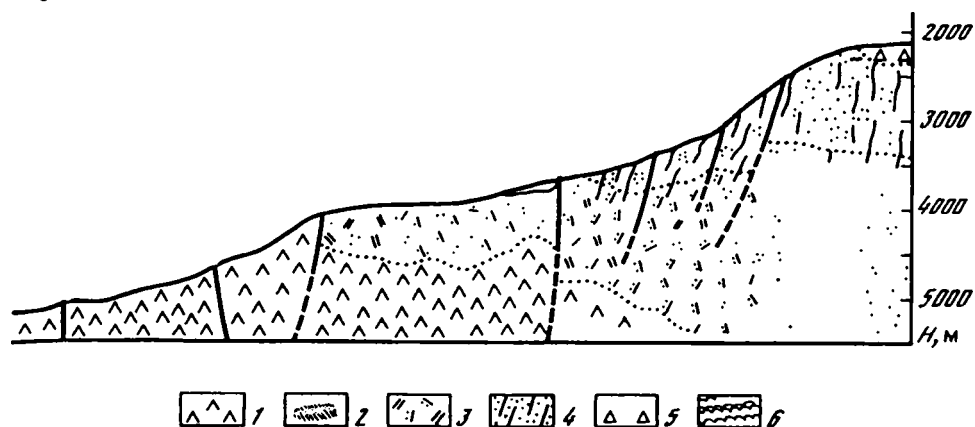


Рис. 7. Сводный геологический разрез борта разломного трога Вима (по [8])

1 – серпентинизированные гипербазиты; 2 – осадочные брекчии; 3 – габброиды; 4 – дайковый комплекс; 5 – подушечные базальтовые лавы; 6 – нормальные сбросы

Fig. 7. Combined geological profile across Vema fracture offset [8]

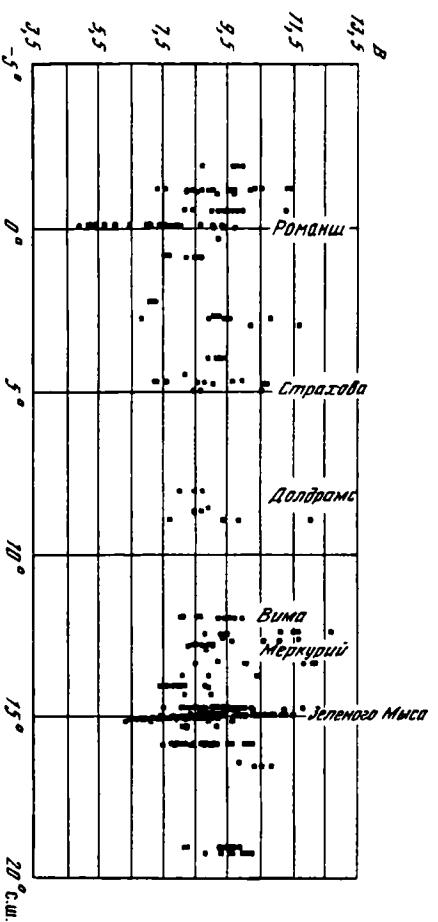
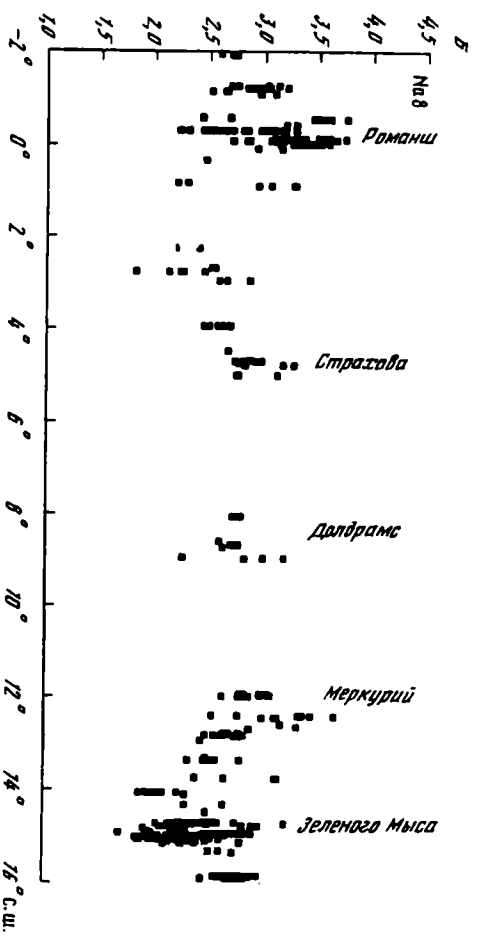
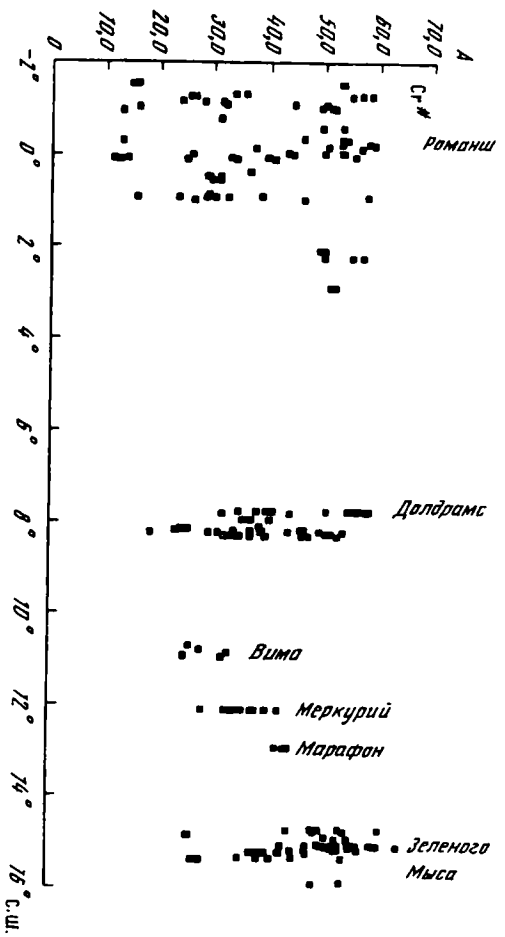
1 – serpentinized peridotites; 2 – sedimentary breccia; 3 – gabbros; 4 – dike complex; 5 – basalt pillow lavas; 6 – normal faults

6–6,5 км/с. Однако характерная для нормальной океанической коры высокоскоростная часть третьего слоя (гипербазит-габбровый расслоенный комплекс?) в этих разломах отсутствует.

РАЗЛОМЫ И ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ

В литературе в большинстве случаев приводятся средние содержания тех или иных показательных элементов или их соотношения. Однако вся работа построена не на средних цифрах, а на дисперсии количественных данных. Для этого нужны не средние, а конкретные цифры, и их выборка должна быть достаточно представительной. К сожалению, такие сведения имеются далеко не по всем рассматриваемым разломам. Необходимые данные по разломам Романш, Зеленого Мыса и Вима содержатся в монографии [8].

На рис. 8 показаны графики, характеризующие степень диплетирования реститовых гипербазитов (рис. 8, А), степень плавления мантийного субстрата (рис. 8, Б) глубину плавления мантийного субстрата (рис. 8, В). Из этих графиков следует, что **устойчивые** разломы Романш и Зеленого Мыса характеризуются очень большой дисперсией выбранных соотношений, а соответственно степени и глубины плавления и степени диплетирования гипербазитового рестита. Для **неустойчивого** разлома Вима величина дисперсии по тем же параметрам несравнимо меньше. К этому же типу, по последним данным, относится и разлом Страхова [15]. Иными словами, в распределении геохимических элементов наблюдается обратная закономерность: в устойчивых разломах величина дисперсии больше, нежели в неустойчивом. Разумеется, для более корректного вывода необходим больший массив данных по этим и другим разломам.



Приведенные данные, как мне кажется, позволяют предположить, что по ряду независимых параметров трансформные разломы распадаются на два типа, условно названные устойчивыми и неустойчивыми. Эти типы различаются по характеру изменения мощности коры в зоне разлома; по глубинности проявления (по данным сейсмической томографии); по геологическому строению, установленному по драгировкам и наблюдениям с пилотируемых аппаратов и, с меньшей степенью обоснованности, по особенностям дисперсии содержаний некоторых геохимических элементов или их отношений, маркирующих условия генерации магм.

Наиболее изучен в сейсмическом отношении мезозойский разлом Блейк-Спур, расположенный во впадине Гаттераса [2, 17, 20]. Здесь благодаря применению двухсудового широкоугольного сейсмопрофилирования получен большой массив данных как по отраженным, так и по преломленным волнам. Это позволило не только изучить инфраструктуру коры в зоне трансформного разлома и вне его в нескольких сечениях, но и получить многочисленные скоростные колонки зоны разлома и его северного и южного обрамлений.

На рис. 9 приведены скоростные колонки, подробно рассмотренные в работе [2]. Анализ данных глубинного сейсмического зондирования привел авторов к выводу о том, что строение коры разлома и внедренных зон отличаются. В коре разлома выделяется второй сейсмический слой (базальтовые лавы) и граница кора-мантия (поверхность Мохоровичича), которые могут быть сопоставлены в какой-то мере с корой и мантией вне разломов. Однако третий (габбровый) геофизический слой не может напрямую коррелироваться со скоростными колонками нижней части коры разлома. Градиенты изменения скоростей с глубиной и их значения отличны от этих же показателей во внедренной коре, а сами показатели сильно меняются от места к месту внутри зоны разлома и плохо сопоставляются друг с другом.

В нижней части коры разлома повсеместно выделяется характерный сейсмический слой с аномально высокими скоростями продольных волн (7,2–7,6 км/с). Мощность аномального слоя очень изменчива и колеблется от 1 до 5 км. Верхняя и нижняя границы этого слоя характеризуются, как правило, резким перепадом скоростей. В современных разломах в некоторых случаях по верхней границе такого же аномального слоя проводится граница мантии. Появление низкоскоростной мантии объясняют ее разуплотненностью в связи с высокой температурой. Если разуплотненная горячая мантия под рифтами вполне правдоподобна, то под трансформными разломами это кажется маловероятным. Трудно предполагать, что разогретая мантия сохранилась под мезозойским разломом Блейк-Спур, тем более, что ниже хорошо выражена граница М с граничной скоростью 8,0–8,2 км/с.

Особенности скоростных сейсмических разрезов коры разлома Блейк-Спур, рассмотренные выше, характерны и для других трансформных разломов. Широкий разброс скоростей в коре, разнообразие абсолютных значений скоростей прохождения волн и невозможность корреляции скоростных разрезов не только между

Рис. 8. Геохимические параметры разломов северной части приэкваториальной Атлантики, характеризующие:

А – степень дилетирования реститовых гипербазитов, $Cr\# = 100Cr_2O_3/(Cr_2O_3 + Al_2O_3)$; Б – показатель степени частичного плавления, $Na_8 = Na_2O + 0,37MgO - 2,98$; В – показатель глубины плавления, $Fe_8 = FeO + 1,66MgO - 13,313$

Fig. 8. Geochemical parameters characterizing [8]:

А – depletion degree of the residual peridotites $Cr\# = 100 Cr_2O_3/(Cr_2O_3 + Al_2O_3)$; Б – ratio, characteristic of the degree of partial melting, $Na_8 = Na_2O + 0,373MgO - 2,98$; В – ratio, characteristic of the depth of melting $Fe_8 = FeO + 1,664MgO - 13,313$

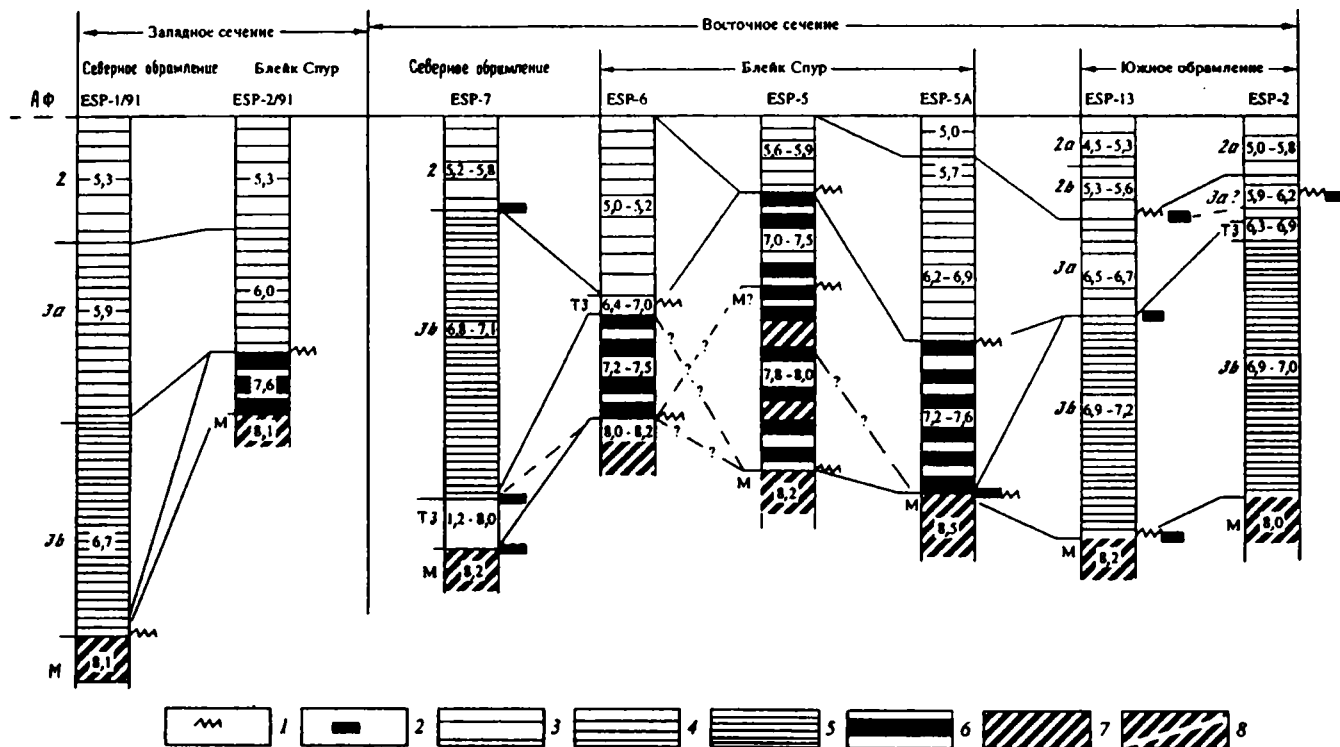


Рис. 9. Скоростные колонки продольных сейсмических волн по данным сейсмического зондирования для зоны разлома Блейк-Спур и смежных внедренных блоков [2]

1 – отражающие границы, совпадающие со скоростными границами; 2 – границы, совпадающие с расчетной теоретической кривой скоростей; 3–8 – слои с разными скоростями продольных волн (скорости указаны в колонках цифрами); тз – переходная (транзитная) зона; 2а, 2б, 3а, 3б – геофизические слои; М – граница Мохоровичича; АФ – акустический фундамент

Fig. 9. Comparison of columns of P-wave velocity on ESP evidence for Blake Spur zone and adjacent blocks located outside of fracture [2].

1 – reflecting boundaries coinciding with velocity boundaries; 2 – boundaries coinciding with the calculated theoretical curve of velocities; 3–8 – horizons with different velocities of P-waves, values of velocities are presented by digits in the columns; tz – the zone of transition. Other notations are described in the text.

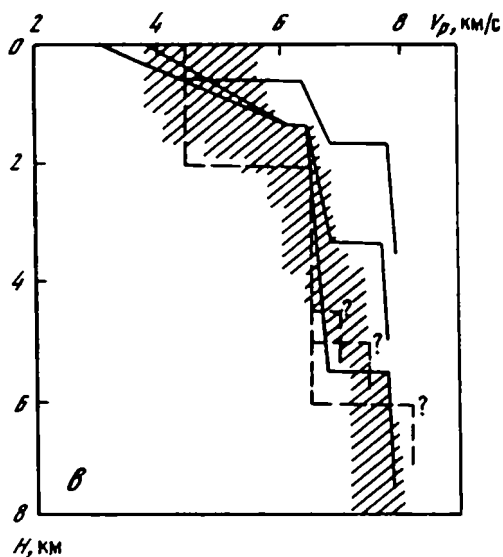
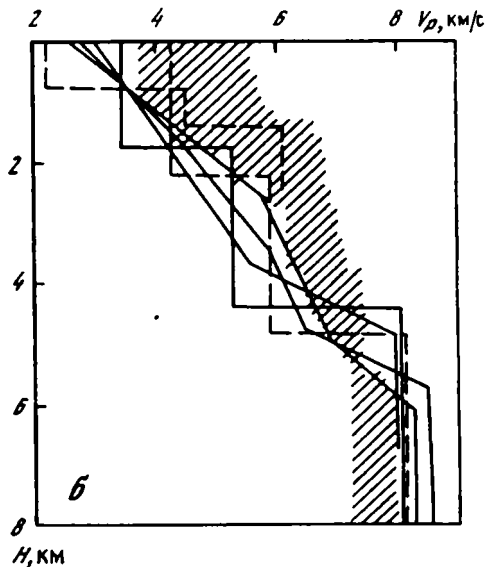
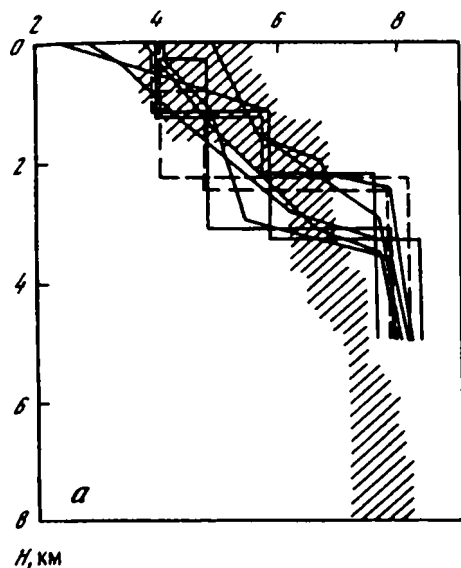


Рис. 10. Графики распределения скоростей сейсмических волн с глубиной для разломов Кейн (а), Вима (б), Океанограф (в)

Площадь, покрытая штриховкой, соответствует распределению скоростей волн для нормальной океанической коры (по [20])

Fig. 10. Compilation of seismic velocity versus depth determinations from refraction lines across fracture zones:

a – Kane; б – Vema; в – Oceanographer. Shaded area shows the maximum bounds of "normal" oceanic crust

разными разломами, но и в пределах одного разлома отчетливо следует из превосходной сводки Р.С. Вайта с соавторами [21]. Однако во всех показанных на рис. 10 случаях хорошо коррелируется нижняя граница коры с граничной скоростью 7,9–8,1 км/с (граница М). Аномальный геофизический слой с повышенными скоростями, характерный для разлома Блейк-Спур, появляется далеко не везде. Вероятно, такой слой местами присутствует в разломе Океанограф [13] и может быть в разломе Страхова (разлом Четвертого градуса), где при зондировании выявлена четкая преломляющая граница с граничной скоростью 7,5 км/с [16].

Хорошо известно, что в нормальной океанической коре ниже осадков выделяют-ся второй и третий геофизические слои (2а, 2б, 3а, 3б), которые отличаются не

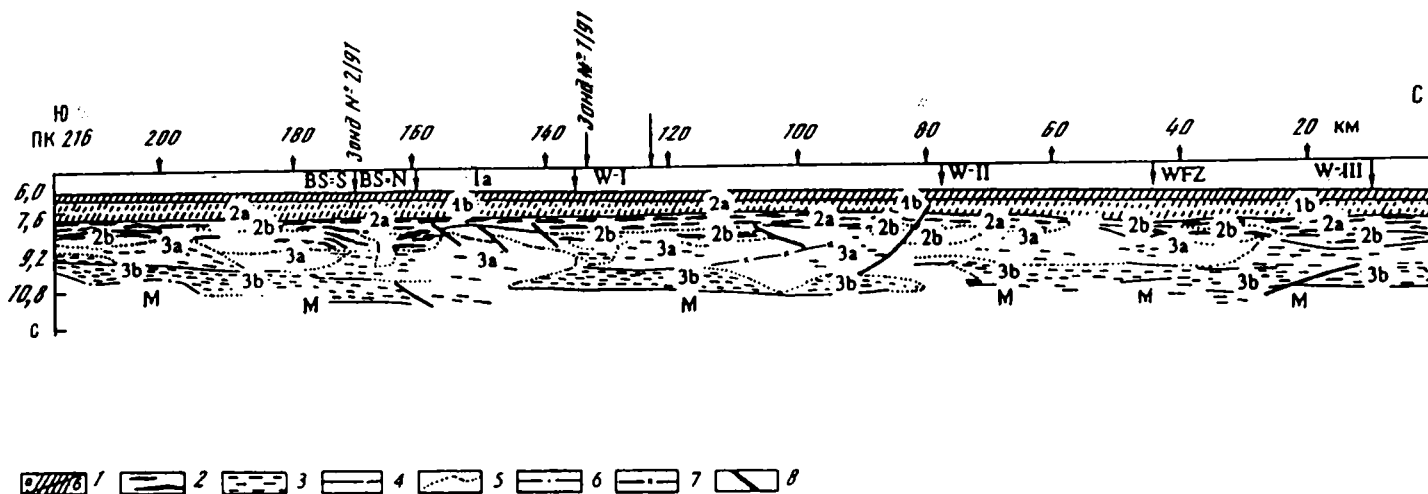


Рис. 11. Геолого-геофизическая интерпретация профиля ШГСП-МОГТ 9107-2 [2]

1 – слоистые осадки: а – верхний, б – нижний комплексы; 2 – протяженные интенсивные рефлекторы; 3 – горизонтальные рефлекторы малой протяженности; 4 – отражающие границы и линии сближенных осей синфазности; 5 – условные границы полей с разной сейсмической структурой; 6 – границы резкой смены акустически непрозрачной и прозрачной сред; 7, 8 – наклонные сейсмические границы; ПК – пикеты (расстояние – в км); BS – трансформный разлом Блейк-Спур (N – северный, S – южный); W-I, W-II, WFZ, W-III – прочие трансформные разломы; 1а, 1б, 2а, 2б, 3а, 3б – геофизические слои; М – граница Мохоровичича

Fig. 11. The geologic-geophysical interpretation of the 9107-2 WADSP-CDPM profile [2]

1 – layered sediments: а – upper; б – lower complexes; 2 – extended intense reflectors; 3 – small horizontal reflectors; 4 – reflecting boundaries and lines of converged synphase axes; 5 – conditional boundaries of fields with different seismic structure; 6 – boundaries of sharp change of acoustically opaque and transparent media; 7–8 – inclined seismic boundaries; ПК – stations (distance in kilometers); BS – the Blake Spur zone; W-I, W-II, WFZ, W-III – another fracture zones

только по скоростным характеристикам, но и по своей инфраструктуре, определяемой по отраженным волнам на профилях МОВ ОГТ и ШГСП. Для слоя 2а, отождествляемого с базальтовыми лавами, характерны интенсивные горизонтальные рефлекторы. Слой 2б акустически почти прозрачен и обычно его интерпретируют как дайковый комплекс. Слой 3а отличается непротяженными субгоризонтальными отражающими площадками слабой интенсивности. Он обычно коррелируется с габброидами. Слою 3б свойственны более интенсивные рефлекторы средней протяженности. Этот слой обычно отождествляется с расслоенным перидотитогаббровым комплексом. Более детальные работы, особенно проведенные методом широкоугольного сейсмопрофилирования (ШГСП), показали, что слои 3а и 3б не являются слоями в прямом смысле этого слова, а представляют собой линзовидные тела, в той или иной степени замещающие друг друга по простиранию [2].

Инфраструктура коры трансформных разломов по отраженным волнам существенно отличается от структуры внеразломных блоков. На рис. 11 приведен профиль МОВ ОГТ через центральную часть котловины Гаттераса [2]. Профиль пересекает трансформный разлом Блейк-Спур и еще несколько мезозойских трансформных разломов, расположенных севернее. Хорошо видно, что в трансформных разломах кора насыщена протяженными интенсивными горизонтальными или слабо наклонными рефлекторами. Аналоги акустически прозрачных или почти прозрачных слоев 2б и 3а нормальной коры отсутствуют или почти отсутствуют.

Аналогичная картина установлена по данным односудового ШГСП и МОВ ОГТ для двух сечений современного трансформного разлома Зеленого Мыса [2]. В разломе Страхова (разлом Четвертого градуса) кора, сопоставимая по инфраструктуре с корой внеразломных блоков, чередуется по простиранию с корой, насыщенной рефлекторами по всей ее мощности [16].

Таким образом, по сейсмическим данным не только мощность коры, но и характер распределения скоростей и инфраструктура коры трансформных разломов отличаются от аналогичных параметров океанической коры вне трансформ. На эти отличия указывали разные исследователи [21, 17, 2]. Разные авторы предлагали различные геологические модели, объясняющие такие различия.

Анализ сейсмических данных по разлому Блек-Спур привел нас к выводу о том, что наиболее корректной моделью, отвечающей совокупности данных по отраженным и преломленным сейсмическим волнам, может быть силловая модель [2]. Согласно этой модели предполагается, что кора зон трансформных разломов в разной степени насыщена мощными субгоризонтальными и слабонаклонными типабиссальными телами (силлами). Это могут быть габбро-долеритовые силлы в мантийном гипербазитовом субстрате или кумулятивные гипербазитовые пластообразные тела в габброидах третьего слоя океанической коры.

Такая геологическая интерпретация хорошо объясняет особенности скоростных характеристик и внутреннюю структуру коры, полученную по отраженным волнам. В офиолитовых ассоциациях (древняя океаническая кора) известны оба варианта таких силлоподобных тел. При этом степень насыщенности силлами сильно варьирует и может достигать 70–80% объема вмещающей породы. Этому предположению не противоречат и результаты драгировок в разломе Зеленого Мыса [6], где с бортов разломного трога наряду с гипербазитами поднято много долеритов и габбро-долеритов.

В последние годы появилось много работ, в которых доказывается, что основные структурные границы в современном океане меняют свое местоположение в пространстве в процессе развития [1, 5, 11, 14, 18]. Рифты срединных хребтов перескакивают на несколько десятков–первые сотни километров; они проградируют, продвигаясь по простиранию, отдельные их участки отмирают, что приводит к регрессии (смещению рифта по простиранию в тыловую часть). Изменение прост-

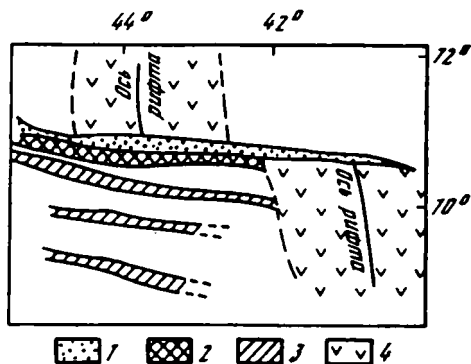


Рис. 12. Современный и палеоразлом Вима [9]

1, 2 – современный разлом Вима: 1 – разломный трог, 2 – трансверсивный хребет; 3 – долины палеоразлома Вима; 4 – молодая океаническая кора

Fig. 12. Modern and ancient Vema fracture zones [9]

1, 2 – modern F.Z.: 1 – fracture valley, 2 – south wall; 3 – inactive fracture zones; 4 – modern oceanic crust

ранственного положения рифта должно сопровождаться изменением положения трансформных разломов.

Во времени разломы могут несколько менять свое простираие; отмирать или перескакивать на некоторое расстояние. К сожалению, примеры перескакивания (джампинга) трансформных разломов пока единичны. Южнее западного интерескта разлома Вима описано последовательное четырехкратное перескакивание оси разлома в северном направлении к ее современному положению (рис. 12). Суммарная величина перемещения составляет 200 км [18]. Не исключено, что разлом Чейн в Центральной Атлантике представляет собой новообразованный трансформный разлом, возникший в результате реградации рифта в южном направлении [5].

Мне кажется, что сочетание "силловой" модели строения коры трансформ, последовательный диапиризм мантийного материала в зоне разломов и степень их пространственной неустойчивости во времени может в какой-то мере объяснить разделение трансформных разломов на два типа.

Устойчивые трансформные разломы в течение длительного времени не меняют существенно своего пространственного положения. В результате постоянно идущего в процессе спрединга диапиризма мантийного материала на всем протяжении зоны разлома (включая трог и обрамляющие трансверсивные хребты) образуется более или менее устойчивая по мощности кора, в которой мантийный материал полностью или почти полностью вытесняется в стороны габброиды третьего слоя. В результате серпентинизированные гипербазиты оказались почти или на поверхности дна. Эта гипербазитовая мантийная масса (включая и не серпентинизированные разности) в зоне сочленения рифта и трансформы (в пределах нодальных впадин) постоянно насыщается силлами. Скорее всего, в этих случаях преобладают силлы долеритового и габбро-долеритового состава в гипербазитовой матрице.

По мере спрединга предыдущие нодальные впадины уходят в стороны от рифта вдоль зоны трансформного разлома. В результате формируется кора, резко отличающаяся от нормальной океанской коры по своей сейсмической и геологической характеристикам. В устойчивых трансформных разломах подток вещества из области мантийного плавления и поднимающийся мантийный рестит реализуется в зоне сочленения рифта и разлома, "растекаясь" в процессе спрединга вдоль него. Поскольку зона магмогенерации неоднократно истощается, углубляется и подпитывается новыми порциями менее истощенной мантии, продукт реализации этих процессов в пространственно устойчивой зоне приводит к широкой дисперсии геохимических элементов и их отношений, о которых говорилось выше.

В зонах **неустойчивых** трансформных разломов в принципе происходят те же процессы. Однако, поскольку зона разлома во времени может менять свое пространственное положение, в каждом конкретном месте мы имеем дело не с

непрерывным процессом, а со сравнительно непродолжительным его проявлением. В следующий отрезок времени этот процесс будет проявляться уже в другом месте. В результате мантийный диапиризм в разных местах проявлен в разной степени.

Соответственно, мощность коры может существенно меняться от места к месту и в большинстве случаев может сохраниться верхняя часть бывшей океанической коры, включая верхи третьего (габбрового) слоя. Так, даже при сравнительно малой мощности коры в разломе Вима, там, где проводились исследования с пилотируемых аппаратов, наблюдается верхняя часть габбрового слоя и дайковый комплекс (см. выше). Поскольку в каждом конкретном случае мы имеем ограниченный во времени импульс магмогенерации, то становится понятной и малая дисперсия характерных химических элементов.

Аналогичный эффект может быть получен при импульсном (дискретном во времени) магмовыведении в зоне трансформного разлома. В этом случае этапы магмогенерации в зоне сочленения разлома с рифтом чередуются с этапами "сухого", амагматичного спрединга, что для спрединга в срединных хребтах хорошо доказано. При таком механизме по мере отодвигания от зоны активного спрединга вдоль трансформного разлома будут чередоваться блоки с сокращенной корой океанического типа ("сухой" спрединг) и блоки с перестроенной океанической корой, насыщенной силлами (магмоактивный спрединг). Примером структуры такого типа может служить разлом Четвертого градуса (разлом Страхова), подробное описание которого будет опубликовано в ближайшее время.

С точки зрения предложенной модели устойчивые зоны разломов соответствуют по своей роли демаркационным разломам Ю.М. Пушаровского [7]. Правда, он не относил к этой категории структур разлом Зеленого Мыса. И те и другие разломы функционируют в связи с особенностями спрединга в срединном хребте (различие скоростей спрединга, степени его асимметрии в разных сегментах хребта и т.д.). В устойчивых демаркационных зонах спрединг приспосабливается к более масштабной поперечной делимости литосферы, а неустойчивые разломы являются функцией различных условий спрединга в разных частях этой дивергентной границы и могут зарождаться, исчезать, перескакивать или менять свое простираение.

Разумеется, это не исключает незначительных изменений простираения демаркационных разломов на отдельных участках. Такое явление описано в западном интерсекте разлома Романш [4]. Пространственное смещение там не превышает 15–20 км. Предложенная гипотеза не исключает других объяснений рассмотренных явлений. Я надеюсь, что выявленные закономерности позволят предложить более корректные и более интересные модели для их объяснения.

В заключение хочу выразить глубокую благодарность экипажу научно-исследовательского судна "Академик Николай Страхов" и его капитану Л.В. Сазонову, оказавшим большую помощь в сборе фактического материала, положенного в основу настоящей работы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 95-05-14070 и 97-05-64588).

ЛИТЕРАТУРА

1. Аглонов С.В., Попов Э.А. Специфика магнитоактивного слоя и локальная нестабильность спрединга Срединно-Атлантического хребта между 23° и 26° с.ш. // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314, № 3. С. 576–580.
2. Коган Л.И., Мурзин Р.Р., Перфильев А.С. Строение котловины Гаттераса в западной Атлантике (по сейсмическим данным) // Геотектоника. 1994. № 6. С. 23–41.
3. Коган Л.И., Перфильев А.С., Разницин Ю.Н. Глубинное строение разлома Зеленого Мыса в центральной Атлантике и проблема аномальной коры трансформных разломов // Докл. РАН. 1996. Т. 346, № 1. С. 71–74.

4. Перфильев А.С., Пейве А.А., Пуцаровский Ю.М. и др. Разломная зона Романш: Строение, особенности развития, геодинамика // Геотектоника. 1994. № 4. С. 3–14.
5. Перфильев А.С. Историко-геологический подход к геодинамическим явлениям в океане // Там же. 1995. № 4. С. 61–72.
6. Перфильев А.С., Разницин Ю.Н., Пейве А.А. и др. Зона сочленения разлома Зеленого Мыса и южного сегмента рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта: Петрология и структура // Петрология. 1996. № 2. С. 183–199.
7. Пуцаровский Ю.М. Демаркационные разломы в океанах как особая категория тектонических разделов // Докл. РАН. 1994. Т. 335, № 5. С. 616–620.
8. Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н., Базилевская Е.С. Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: Наука, 1995. 160 с.
9. Auzende J.M., Bideau D., Bonatti E. et al. L'intersection entre la Zone de Fracture Vema et la dorsale medio-Atlantique: resultats preliminaires de la campagne Vemanaute // C.r. Acad. sci. 1989. Vol. 309, N 11. P. 1341–1348.
10. Bonatti E., Crane K. Oscillatory spreading explanation of anomalously old uplifted crust near oceanic transform // Nature. 1982. Vol. 300, N 5890. P. 343–345.
11. Brozena J.M., White R.S. Ridge jumps and propagation in the South Atlantic Ocean // Ibid. 1990. Vol. 348, N 5890. P. 149–152.
12. Cormier M.S., Detrick R.S., Pardy G.M. Anomalously thin crust in oceanic fracture zones: New seismic constraints from the Kane fracture zone // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. P. 10249–10266.
13. Fox P.J., Schreiber E., Rowlett H., McCamy K. The geology of the oceanographer fracture zone: A model for fracture zones // Ibid. 1976. Vol. 81, N 23. P. 4117–4128.
14. Gent P., Durand C., Pockalny R. et al. Structures obliques sur les trancs de la dorsale medio-Atlantique: Traces fossiles de la propagation le long de l'axe de segments d'accrétion // C.r. Acad. sci. 1994. Vol. 318. P. 1239–1246.
15. Karson J., Dick H. Tectonics of the ridge-transform intersections at the Kane fracture zone // Mar. Geophys. Res. 1983. N 6. P. 51–98.
16. Kogan L.I., Makris J.N., Perfiliev A.S., Udincev G.B. The lateral heterogeneity and tectonics of the earth crust and upper mantle at the 4° N fracture zones // J. Geophys. Res. (In press).
17. Minshull T.A., White R.S., Mutter J.C. et al. Crustal structure at Blake-Spore F.Z. from ESP profiles // Ibid. 1991. Vol. 96, N B6. P. 9955–9984.
18. Van Andel T.H., Von Herzen R.P., Phillips J.D. The Vema fracture zone and the tectonics of the transverse shear zones in oceanic crustal plates // Mar. Geophys. Res. 1971. Vol. 1. P. 261–283.
19. White R.S., Detrick R.S., Sinha M.C., Cormier M.H. Anomalous seismic crustal structure of oceanic fracture zones // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1984. N 79. P. 779–798.
20. White R.S., Detrick R.S., Mutter I.C., Buhl P. New seismic images of oceanic crustal structure // Geology. 1990. Vol. 18, N 5. P. 462–465.
21. White R.S., McKenzie D., O'Nions R.K. Oceanic crustal thickness from seismic megasegments and rare earth element inversions // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97, N B13. P. 19683–19715.
22. Witmarsh R.B., Calvert A.I. Crustal structure of Atlantic fracture zones. 1. The Charlie Gibbs F.Z. // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1986. Vol. 85. P. 107–138.
23. Yu-Shen Zhang, Tanimoto T., Stolper E.M. S-wave velocity, basalt chemistry and bathymetry along the Mid-Atlantic Ridge // Phys. Earth and Planet. Inter. 1994. Vol. 84, N 1/4. P. 79–93.

A.S. Perfil'ev

TWO TYPES OF TRANSFORM FAULTS IN THE ATLANTIC OCEAN

ABSTRACT

Seismic data analysis, seismic tomography data, geological and geochemical studies along transform faults make it possible to divide them into two types. The first that is called "stable" is characterized by uniform, but reduced in comparison to normal oceanic crust, thickness. Based on seismic tomography, they are traced to the depth of 400 km. According to geological data these faults does not have "gabbroic" layer and basalts lie directly on mantle ultramafic rocks. Geochemical data analyses show wide dispersion in

degree of mantle ultramafic rocks depletion and depth and extent of melting of mantle media in such fault zones.

Along strike wide variations of crustal thickness from similar to the thickness of normal oceanic crust to reduced is typical to "unstable" transform faults. According to cosmic tomography these faults do not penetrate deep into the lithosphere. According to the geological data crust has the third, often reduced in thickness – "gabbroic" layer. Geochemical parameters indicate stable degree of mantle rocks depletion, depth and melting extent of mantle media.

It is supposed that the difference in structure and rock composition of fault zones is linked to their different spatial stability in time. "Stable" fault zones during long time intervals divide large MAR segments of different composition. These structures correspond to **demarcation** faults, proposed by Yu.M. Pushcharovsky.

Ю.Н. Разницын, А.И. Пилипенко

АНГОЛО-БРАЗИЛЬСКИЙ ГЕОТРАВЕРС: СТРУКТУРА И ДЕФОРМАЦИИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

ВВЕДЕНИЕ

Вплоть до настоящего времени строение океанической коры и верхов мантии абсолютным большинством исследователей рассматривается в рамках чрезвычайно упрощенной горизонтально-слоистой модели. Этому во многом способствовало то, что на ранних этапах изучения литосферы Мирового океана одним из основных методов исследования было глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ). Данный метод хотя и дает количественные характеристики коры на всю ее мощность, тем не менее не позволяет получать информацию об ее внутренней структуре. При этом следует учитывать, что для сейсмических данных такого рода характерна тенденция к осреднению неоднородностей, поскольку интерполяция производится, как правило, по точкам зондирования, удаленным друг от друга на значительные расстояния.

По мере применения более тонких методов сейсмического профилирования отраженными волнами, и прежде всего многоканального, появились широкие возможности для выявления инфраструктуры коры и прослеживания ее неоднородностей на большие расстояния по латерали. При этом устанавливается все более сложное ее строение. В частности, фиксация многочисленных наклонных рефлекторов внутри корового разреза и выявление расслоенных зон в верхах мантии во многом изменили сейсмический имидж верхней части океанической литосферы.

Более того, исследованиями последних лет установлено, что существующая картина распределения различных типов пород в разрезах океанической коры значительно сложнее той, что предусматривается геофизической моделью для ее 2-го и 3-го слоев.

В то же время имеющиеся материалы убедительно свидетельствуют об интенсивной деформированности и крайней неоднородности верхней части океанической литосферы Атлантики.

Авторами данной работы ранее было показано, что для объяснения указанных выше особенностей строения океанского субстрата с успехом может быть применена концепция тектонической расслоенности литосферы, хорошо разработанная для континентов [14–16, 23–27, 29].

В настоящей работе рассматривается структура океанической литосферы в полосе Анголо-Бразильского геотраверса (АБГТ) в Южной Атлантике на основе анализа площадных сейсмических съемок, выполненных в 80-е годы экспедициями НПО "Ожморгеология" и "Севморгеология" и Российской Академии наук с привлечением всех доступных геолого-геофизических данных по указанному району.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

По морфотектоническим особенностям (структурному стилю дислоцированности и степени дифференциации) в Ангольской и Бразильской глубоководных котловинах выделяются два типа океанического фундамента (рис. 1).

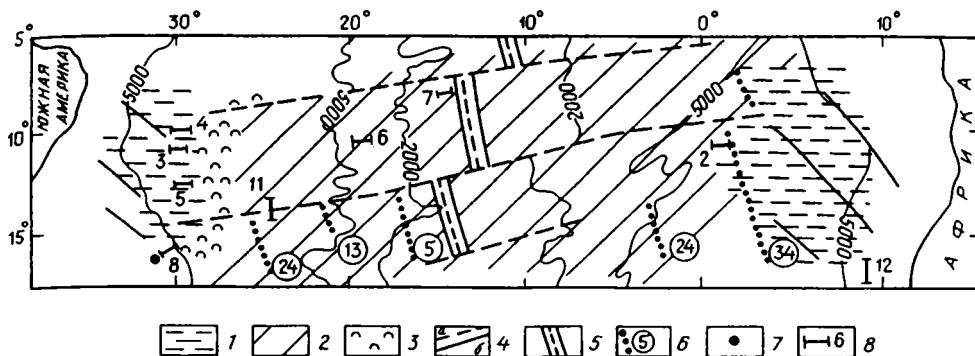


Рис. 1. Схема типов фундамента на Анголо-Бразильском геотраверсе и местоположение сейсмических профилей

1 – области развития выровненного рельефа фундамента; 2 – области развития расчлененного рельефа фундамента; 3 – область развития неотектонических деформаций осадочного чехла; 4 – разломы: а – поперечные (трансформные), б – косые по отношению к оси рифта; 5 – рифтовые зоны; 6 – линейные магнитные аномалии и их номера; 7 – скв. 355; 8 – фрагменты сейсмических профилей. Номера профилей соответствуют номерам рисунков в статье

Fig. 1. Scheme of oceanic basement types on the Angola–Brazil geotraverse and locations of seismic profile

1 – areas of smooth basement; 2 – areas of rough basement; 3 – area of neotectonic deformations of sediments; 4 – faults: а – transform, б – oblique; 5 – rift zones; 6 – lineal magnetic anomalies; 7 – DSDP hole 355; 8 – portions of seismic profiles. Profile numbers coincide with figer numbers

Первый тип характеризуется развитием выровненного фундамента и слабой расчлененностью. На профилях МОГТ поверхность фундамента обычно прослеживается в виде единой границы, при этом структурная дифференциация на мелкие блоки и неоднородности внутри коры наблюдается не всегда. Изучение тонкой структуры областей выровненного фундамента по данным непрерывного сейсмического профилирования (НСП) позволило обнаружить в ее верхах мелко-машштабные формы, обусловленные процессами тектонического сжатия. На рис. 2 приведены фрагменты временных разрезов МОГТ с типичной сейсмической записью, наблюдаемой на профилях в Ангольской котловине [15]. Выделяются участки с отчетливо выраженным блоковым и чешуйчатым строением (см. рис. 2, а, 2, б и 2, в соответственно). Линейные размеры блоков и чешуй, разделенных взбросами и надвигами, наклоненными в западном направлении, в сторону оси Срединно-Атлантического хребта (САХ), составляют в среднем 2–5 км.

Надвиги идентифицированы здесь и внутри 2-го геофизического слоя: на временных разрезах МОГТ в 500–900 м глубже кровли фундамента выделяется протяженный отражающий горизонт, полого наклоненный также в западном направлении [40]; впоследствии он был интерпретирован в качестве надвига [20].

На рис. 3 приведен фрагмент профиля НСП, иллюстрирующий строение выровненного фундамента в Бразильской котловине. На нем отчетливо просматривается чешуйчатая структура. Линейные размеры чешуй, разделенных выглядящими на временном разрезе крутонаклоненными на восток, в сторону оси САХ, взбросами, составляют 2–5 км. Однако, если учесть обычное для данного метода сейсмопрофилирования превышение горизонтального масштаба над вертикальным приблизительно в 25 раз, то наклон этих "взбросов" окажется очень пологим, соответствующим надвигам. Вообще при интерпретации профилей НСП последнему обстоятельству часто не придается никакого значения и исследователи нередко находятся "под гипнозом" визуальной картины. На самом же деле наклон любых дешифрируемых

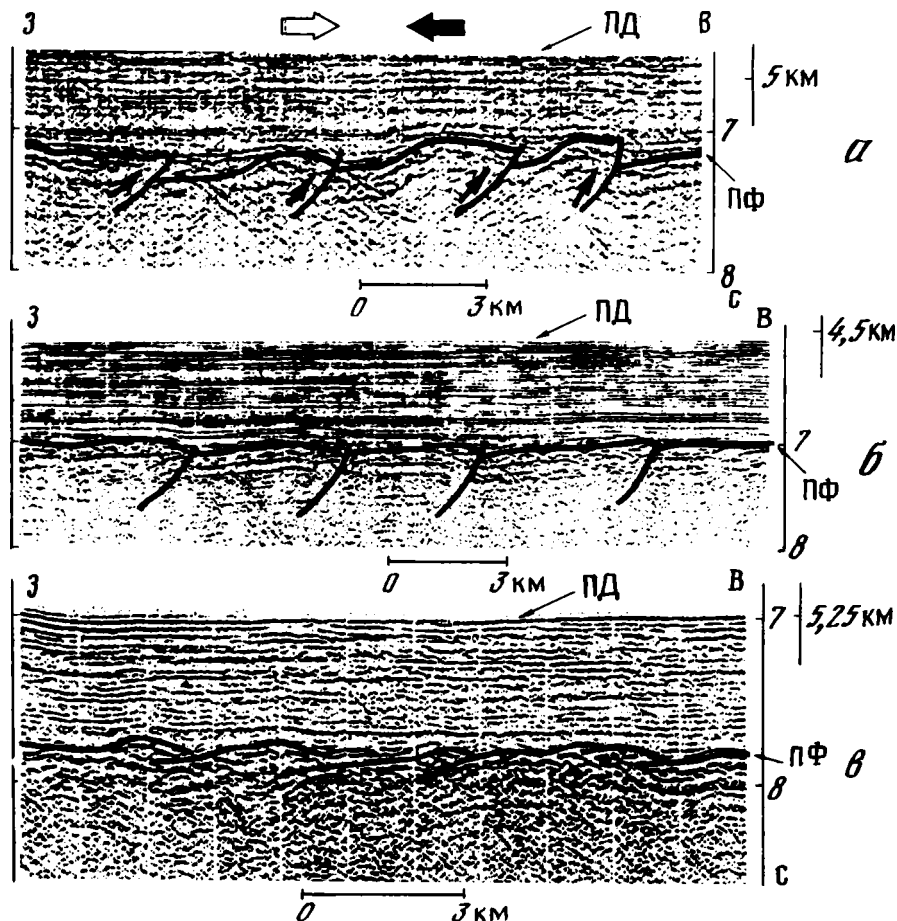


Рис. 2. Фрагменты сейсмических профилей МОГТ, иллюстрирующие строение верхней части консолидированной коры в Ангольской котловине

ПФ, ПД – поверхности фундамента и дна соответственно. Наклонные стрелки – направление доседиментационного смещения блоков вдоль разрывных нарушений. Горизонтальные стрелки: светлая – направление доседиментационного сжатия, черная – направление омоложения возраста фундамента в сторону оси САХ. Вертикальная шкала – двойное время прохождения сигнала на всех сейсмических профилях, приведенных в статье

Fig. 2. Portion of multichannel seismic profiles in Angola Basin

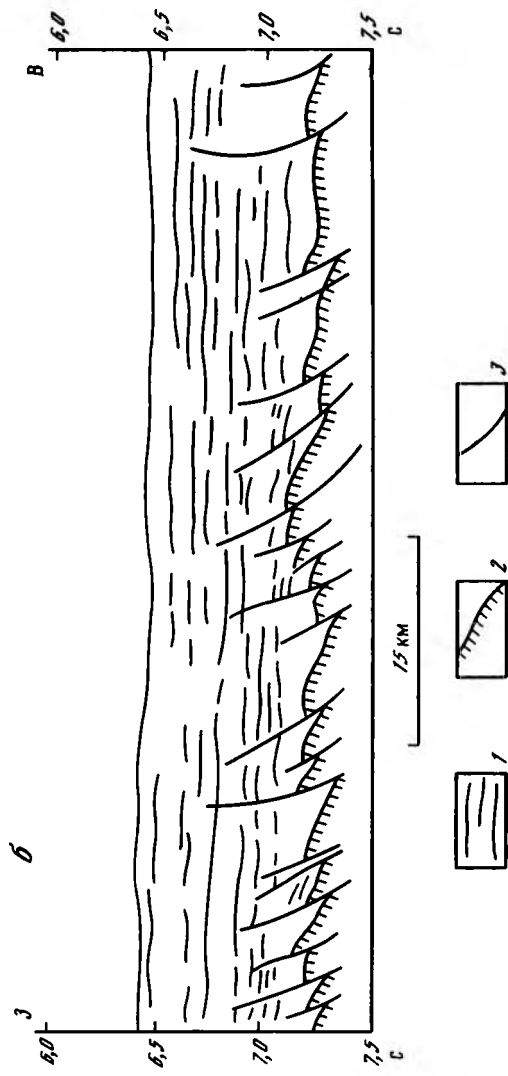
ПФ, ПД – oceanic basement and ocean floor. Oblique arrows: till sediment movement direction. Horizontal arrows: light – direction of till sediment compression, black – direction of age decreasing of basement

Рис. 3. Фрагмент профиля НСП (а) с интерпретацией (б), иллюстрирующий характер строения участка с выровненным фундаментом в Бразильской котловине

1 – отдельные отражающие горизонты в осадочной толще, подчеркивающие ее общую структуру; 2 – поверхность акустического фундамента; 3 – взбросо-надвиги и надвиги, рассекающие фундамент на серию чешуй и блоков и проникающие в осадочный чехол

Fig. 3. Portion of continuous seismic profile in the area of smooth basement in Brazil basin (a) and its interpretation (б)

1 – some reflectors in sediment layer; 2 – acoustic basement; 3 – revers faults and thrusts projection into the overling strata



на профилях НСП разломов, кроме действительно вертикальных, составляет не более первых или первых десятков градусов.

К первому типу, характеризующемуся слабой расчлененностью поверхности фундамента и выровненным рельефом дна, отнесены участки в западной части Бразильской котловины, но картина здесь существенно иная. На фрагменте разреза МОГТ показан характер сейсмической записи в зоне надвига на стыке двух крупных литопластин (рис. 4). Разница в гипсометрии поверхности фундамента во фронтальной части надвига достигает 1 км. Поверхность фундамента верхней пластины во фронтальной части надвига нарушена многочисленными разрывами, сопровождаемыми цугом дифрагированных волн. Поднадвиговая пластина с глубиной испытывает резкий излом. Судя по сейсмической записи наиболее вероятной представляется ее чешуйчато-блоковая структура. Сама же поверхность надвига наклонена на запад и, очевидно, проникает в верхнюю часть мантии.

На трансатлантическом профиле МОГТ, проходящем по 12° ю.ш., в центральной, наиболее глубоководной части той же котловины, между 28 и 29° з.д., на участках с выровненным рельефом фундамента обособляются протяженные (до нескольких десятков километров), полого наклоненные на восток, в сторону оси САХ, отражающие горизонты, секущие кору от подошвы осадочного слоя до поверхности М (рис. 5). Эти рефлекторы, вероятно, представляют собой надвиги, разделяющие крупные чешуи в пакете тектонических пластин [24].

Второй тип фундамента характеризуется достаточно сильной расчлененностью и наличием ярко выраженных асимметричных структурных форм.

В той же центральной части Бразильской котловины на полигоне с центром в координатах 12° ю.ш. и 24° з.д. интерпретация профилей НСП совместно с данными ГСЗ и результатами драгировок привела исследователей к выводам о сложном строении океанической коры региона [7]. Фундамент в интерпретации этих авторов здесь сложен пакетом моноклинальных блоков, разделенных листрическими сбросами, наклоненными в сторону САХ и выполаживающимися по поверхности М. Проскальзывание блоков по пологим поверхностям сбросов при их вращении обусловило выходы на поверхность дна котловины глубинных пород – серпентинитов и габбро.

Структуры тектонического сжатия с движением масс в восточном направлении, т.е. в сторону оси САХ, картируются на восточной периферии Бразильской котловины, в зоне перехода к структурам хребта. Сейсмические профили обнаруживают здесь обширные зоны тектонического дробления и интенсивной деформированности океанической коры (рис. 6). Расстояния между отдельными литопластинами и блоками изменяются от 1 до 10 км; углы наклона варьируют в пределах 10–45°. Амплитуда смещения достигает нескольких сотен метров. Разрывные нарушения, разделяющие блоки и литопластины, сохраняют устойчивую тенденцию погружения в западном направлении, в отличие от рассмотренных выше структур, развитых в пределах областей с выровненным фундаментом, где надвиги наклонены на восток.

В целом же области тектонического скупивания и торошения океанической коры занимают не менее 70% площади Бразильской глубоководной котловины.

Уже за ее пределами, на западном фланге САХ, на многих участках профилей НСП также отмечается наличие зон тектонического дробления коры [16]. Расшифровке таких зон способствовали данные полевых наблюдений с высокой горизонтальной разрешенностью записи. На рис. 7 приведен фрагмент подобной записи на расстоянии всего 80 км от оси рифта. На профиле дешифрируется взбросо-надвиговая структура, образованная блоками и литопластинами, наклоненными в западном направлении. Сейсмоволновая картина свидетельствует о надвиговой природе раз-

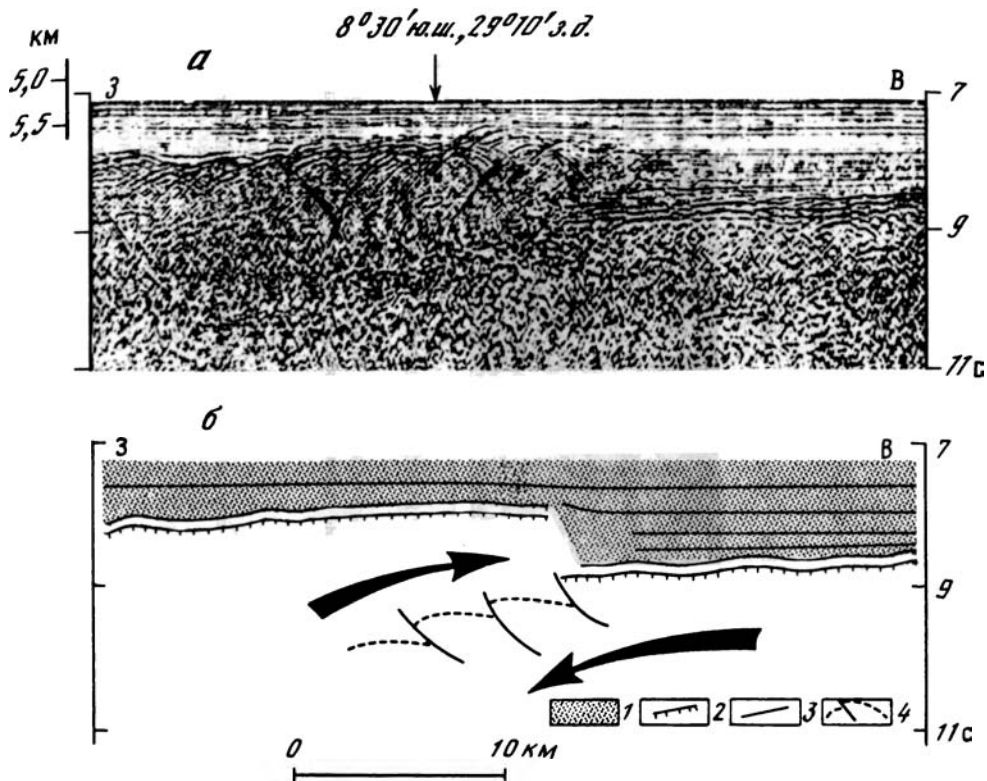


Рис. 4. Фрагмент сейсмического профиля МОГТ (а) с интерпретацией (б), иллюстрирующей доседиментационный надвиг в консолидированной коре в западной части Бразильской котловины

1 – осадочный чехол; 2 – поверхность океанического фундамента; 3 – наиболее выразительные горизонты в осадочном чехле; 4 – вероятная интерпретация чешуйчато-блокового строения поднадвигового крыла

Fig. 4. Portion of multichannel seismic profile (a) and its interpretation (b), illustrated till sediment thrust in consolidated crust in west part of Brazil Basin

1 – sediment layer; 2 – oceanic basement; 3 – some reflectors in sediment layer; 4 – interpretation of the thrust-block structure of underthrust wing

рывных нарушений, наклоненных, как и на периферии Бразильской котловины, на запад. Средние размеры блоков и литопластин составляют 2–2,5 км.

На восточном фланге САХ и в смежной глубоководной Ангольской котловине структуры тектонического сжатия с движением масс в сторону оси САХ не отмечаются.

Ко второму типу фундамента нами отнесены и области абиссального холмогорья и смежных участков абиссальной равнины Бразильской котловины, где на сейсмических профилях фиксируются неотектонические деформации в осадочном слое, перекрывающем фундамент поздне мелового возраста (рис. 8). Профиль ориентирован под косым углом по отношению к оси САХ; его юго-западное окончание располагается приблизительно в 30 км от скв. 355.

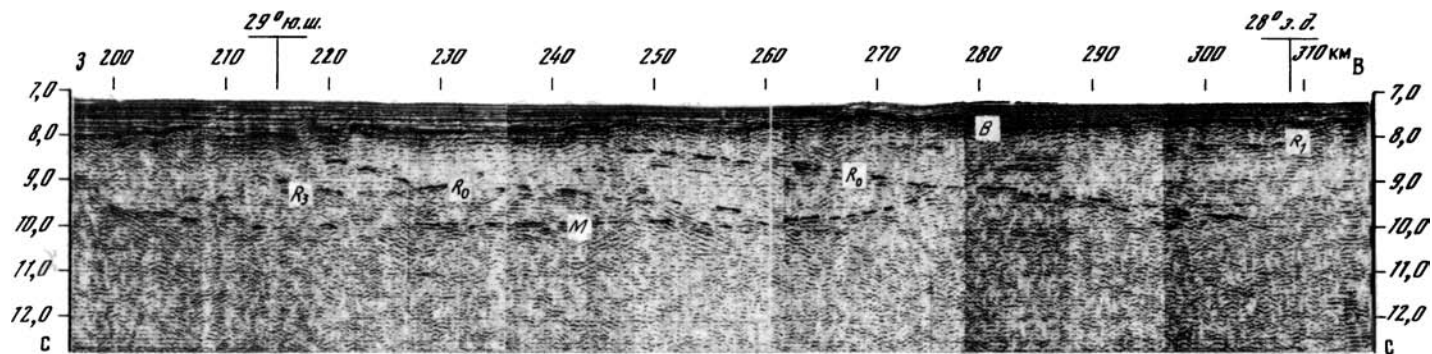


Рис. 5. Фрагмент сейсмического профиля МОГТ, характеризующий строение верхней части литосферы в центральной части Бразильской котловины

B – отражающий горизонт, соответствующий подошве осадочного чехла; R_1 и R_3 – отражающие горизонты в верхней и нижней частях консолидированной коры соответственно; R_0 – полого наклоненные на восток, в сторону оси САХ протяженные отражающие горизонты, секущие коровый разрез от подошвы осадочного чехла до поверхности Мохоровичича (M)

Fig. 5. Portion of multichannel seismic profile in central part of Brazil Basin

B – reflector in the lower most part of sediments; R_1 and R_3 – upper and lower crustal reflectors; R_0 – east-ward low-angle planar reflection that cut through the entire crust; M – Moho surface

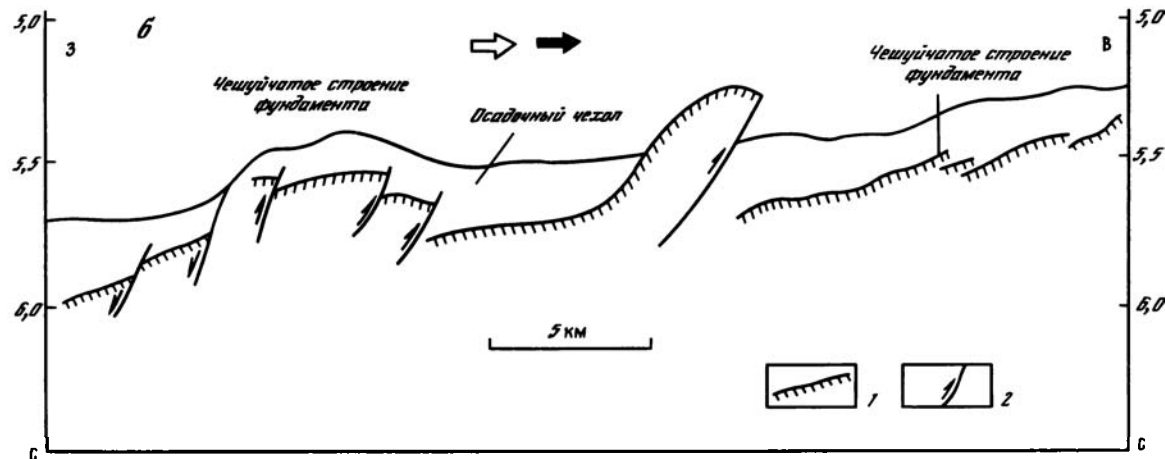
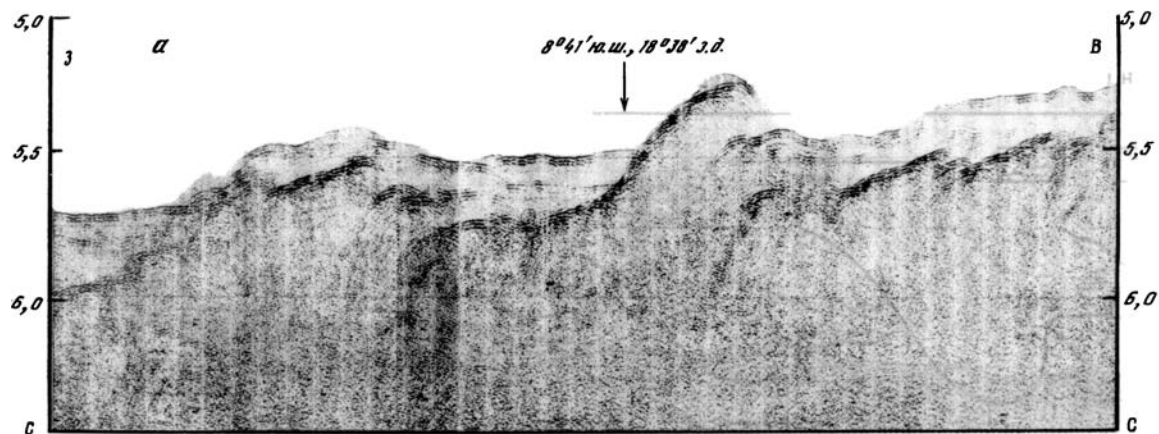


Рис. 6. Фрагмент профиля НСП (а) с интерпретацией (б), иллюстрирующий структуры сжатия в восточной периферийной части Бразильской котловины

1 – поверхность акустического фундамента; 2 – постседиментационные взбросо-надвиги и сбросы (стрелками показано направление смещения). Горизонтальные стрелки: светлая – направление сжатия, черная – направление омоложения фундамента

Fig. 6. Portion of continuous seismic profile (a) and its interpretation (b), illustrated compression structures in the eastern part of Brazil Basin

1 – acoustic basement; 2 – post sediment revers fault thrusts and normal faults (arrows show the movement direction). Horizontal arrows: light – compressional direction, black – direction of age decreasing of basement

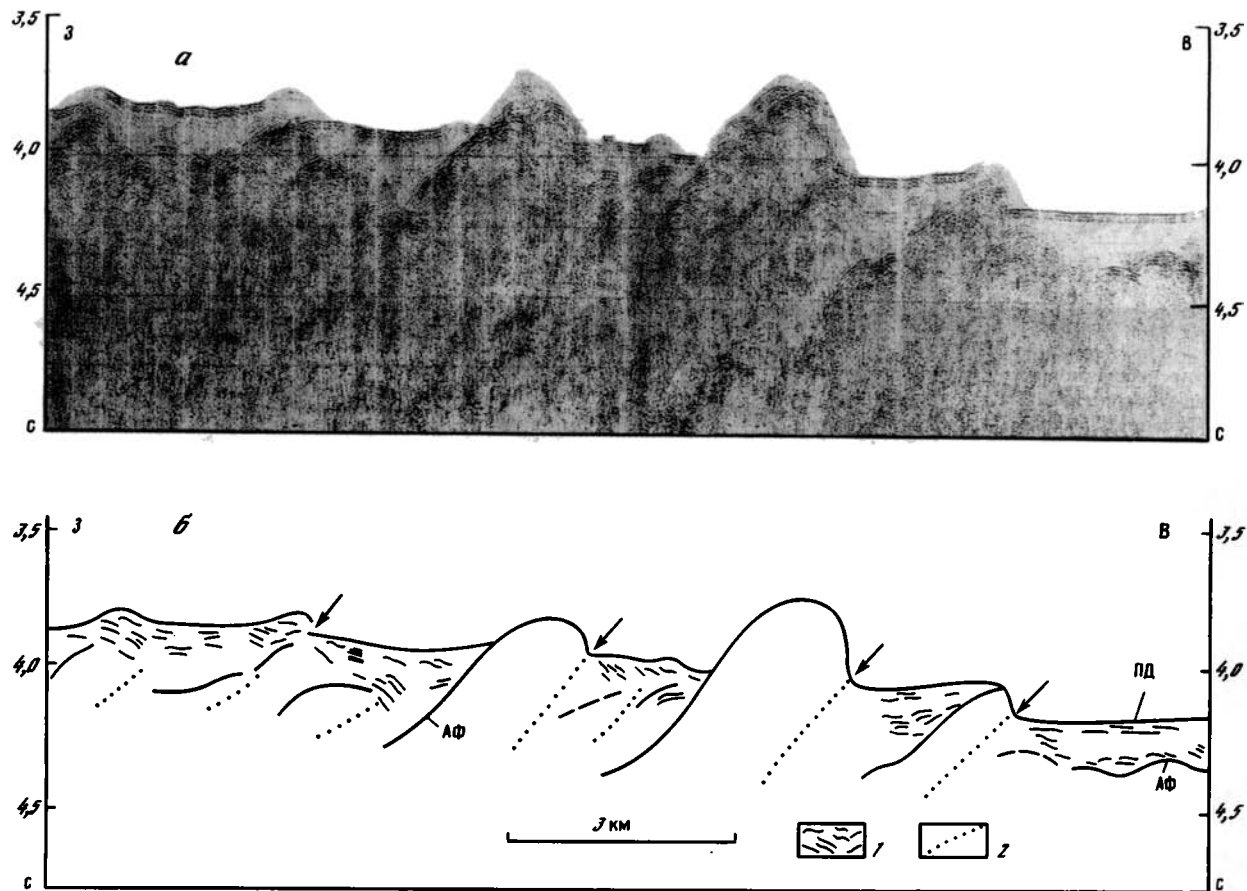


Рис. 7. Фрагмент профиля НСП (а) с интерпретацией (б), иллюстрирующий строение фундамента на западном фланге САХ

1 – деформированный осадочный чехол; 2 – постседиментационные надвиги. Стрелками показаны границы раздела относительно крупных блоков. ПД и АФ – поверхность дна и акустический фундамент соответственно

Fig. 7. Portion of continuous seismic profile in the western flank of MAR (a) and its interpretation (b)

1 – deformed sediments; 2 – post sediment thrusts. Arrows show the boundaries of large blocks. ПД and АФ – ocean floor and acoustic basement

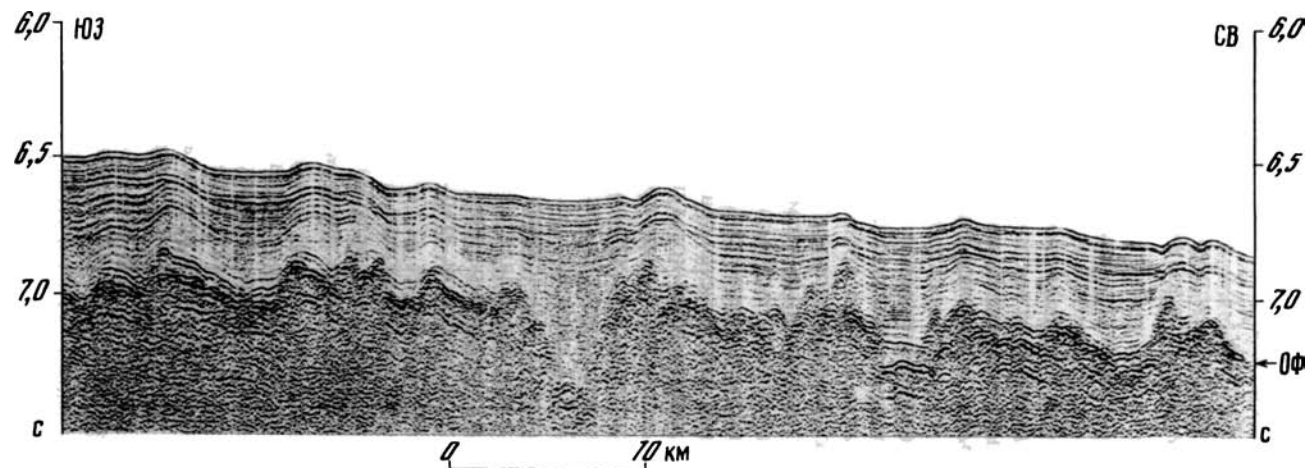


Рис. 8. Фрагмент профиля НСП (по [12]), иллюстрирующий неотектонические складчатые деформации в осадочном чехле, перекрывающем позднемеловой фундамент. ОФ – океанический фундамент

Fig. 8. Portion of continuous seismic profile, after [12], illustrated neotectonic deformations of sediments, overlying the Late Cretaceous basement. ОФ – oceanic basement

Отражающие горизонты внутри стратифицированной толщи осадков, включая и самую верхнюю часть разреза, смяты в полном соответствии с неровностями и выступами фундамента. Соответствующим образом деформирована и поверхность дна. Обращает на себя внимание, что осадки над выступами фундамента смяты в асимметричные складки с более крутыми юго-западными и более пологими северо-восточными крыльями (особенно отчетливо это проявлено в левой части фрагмента профиля). Не исключено, что и сам фундамент здесь сложен пакетом литопластин, наклоненных на северо-восток, в сторону САХ. Две глубокие депрессии клиновидной формы в центральной части профиля, вероятно, являются структурным выражением протягивающихся в эту часть котловины поперечных (трансформных) разломов.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ

Таким образом, в широкой (около 1000 км) полосе Южной Атлантики в пределах Ангольской и Бразильской котловин и отчасти на флангах САХ океанический фундамент по особенностям рельефа подразделяется на два типа – выровненный и в различной степени расчлененный. В областях развития обоих типов ярко проявлены деформации сжатия.

Для областей с выровненным фундаментом характерно относительно спокойное субгоризонтальное залегание перекрывающих осадков. Взбросы и надвиги, дешифрируемые на сейсмических профилях, в обоих котловинах наклонены в сторону оси САХ, навстречу друг другу. На основании этого можно сделать выводы о билатеральной симметрии относительно оси хребта и о том, что деформации имели место до накопления осадков, на ранней стадии раскрытия Южной Атлантики, а, стало быть, и на небольшом расстоянии от оси спрединга.

Однако в Бразильской котловине фиксируется реактивизация движений чешуй и блоков коры: надвиги из консолидированной коры проникают в перекрывающие осадки вплоть до половины их мощности. Ориентируясь на результаты глубоководного бурения (скв. 355), можно полагать, что смещения по надвигам здесь не прекращались в течение длительного времени (не менее 20 млн лет) после их формирования в осевой части САХ. Скважина 355, пробуренная в юго-западной части Бразильской котловины, вскрыла 450-метровую толщу осадков, лежащих на базальтах 2-го слоя. Абсолютный возраст базальтов составляет 78 ± 9 млн лет [35]. Нижняя часть осадков датируется кампаном–ранним маастрихтом. Именно с этого времени в регионе начинается второй, основной, этап аккреции океанической коры, реализовавшийся в процессе спрединга [42].

Несмотря на то, что разрывы, ограничивающие блоки и чешуи, представляют собой взбросы и надвиги, а не "листрику", как предусматривается при классическом спрединге, происхождение первых, тем не менее, возможно связать с наращиванием коры в осевой зоне САХ.

В литературе уже давно дискутируется вопрос о природе тектонических смещений, широко развитых в периферийных участках рифтовых зон. Согласно одной из альтернативных моделей К. Харрисона [34], тектонические ступени на внутренних склонах рифтовых долин представляют собой результат взбросовых движений в процессе подъема блоков коры от днища долины к рифтовым грядам. Другими словами, обстановка растяжения в экструзивной зоне срединно-океанического хребта сменяется обстановкой сжатия на расстоянии всего нескольких километров от оси спрединга.

Такая модель подтверждена измерениями напряженного состояния пород *in situ* в базальтах Исландии, где растяжение в горизонтальном направлении было зафиксировано только в узкой (2,5 км) зоне в северной части Центрального грабена. К западу и к востоку от него имеют место уже сжимающие напряжения, ориентиро-

ванные перпендикулярно к зияющим трещинам, связанным с процессом спрединга [8]. Имеются работы, в которых деформации сжатия предполагаются даже в оси спрединга [43]. При этом отмечается, что фокальные механизмы землетрясений в рифтовой зоне, указывающие на сжатие, весьма редки. И все же инверсионная тектоника здесь проявляется в закрытии гьяр и трещин, обычных для зон спрединга. Закрытие таких трещин, наблюдаемое в Исландии, свидетельствует об имевших место эпизодах сжатия.

Горизонтальные сжимающие напряжения в рифтовых зонах могут быть обусловлены также насыщением магматическими расплавами раздробленной коры. Возникающие при этом поперечные по отношению к оси рифта трещины и рои даек, развитие антиклинальных складок между параллельными рифтами, как это имеет место в Исландии, являются следствием латерального стресса [31].

Таким образом, обстановка сжатия, благоприятная для формирования взбросов в непосредственной близости от оси рифта, как это предусматривается в нашей модели, вполне реальна. Последующее выполаживание субвертикальных взбросов и превращение их в надвиги могло иметь место в результате вращения блоков коры при их удалении (отодвигании) от оси САХ в процессе спрединга, в соответствии с механизмом выполаживания предполагаемых листрических сбросов в той же Бразильской котловине, предложенным В.Г. Казьминым [7]. Реальность такого механизма подтверждена при детальном геологическом картировании офиолитов Джозефина в Калифорнии [41].

В последнее время накапливается все больше данных о широком распространении глубинных пород в осевой и приосевой частях САХ, в том числе и в рифтовой зоне. На рис. 9 показаны такие участки, где ультрабазиты и габбро были драгированы или разбурены скважинами. Данная схема выглядела бы еще более насыщенной с учетом многочисленных драгировок и опробований с обитаемых аппаратов в узлах пересечений рифтовых долин с трансформными разломами приэкваториальной Атлантики между 15°с.ш. и экватором [27].

Опыт составления среднемасштабных геологических карт и схем таких участков дна является ярким подтверждением этого положения: в районах сочленения сегментов рифта с разломами Зеленого Мыса и Кейн одни только ультрабазиты слагают не менее 30% закартированных площадей [13, 32]. А с учетом данных гравимагнитных исследований, указывающих на залегание плотных и сильномагнитных образований непосредственно под маломощными покровами базальтов, эта цифра станет значительно более внушительной.

Многие исследователи вслед за И. Маттером и Дж. Карсоном [38] связывают вывод глубинных образований к поверхности дна в осевой части медленно-спрединговых хребтов с существованием под отдельными сегментами рифтовых зон пологих глубинных срывов (detachment fault), возникающих в процессе спрединга при дефиците бюджета магмы. Такой процесс механической деформации сопровождается разделением молодой океанической коры на наклонные блоки не только в латеральном, но и в продольном по отношению к оси срединно-океанического хребта направлении.

Мы полагаем, что в последующем обстановка растяжения, сопровождавшая формирование глубинных срывов в рифтовой зоне, по мере удаления от оси САХ сменилась на сжатие, и по плоскостям этих срывов стали преобладать надвиговые перемещения с движением масс в стороны от оси спрединга.

В различных сегментах САХ в рассматриваемой полосе АБГТ спрединг мог развиваться по одному из приведенных выше сценариев, для которых общим является существенное преобладание тектонических деформаций над магматизмом.

Процесс структурной перестройки сложившегося спредингового плана начался вскоре после его формирования еще в пределах САХ и выразился в образовании

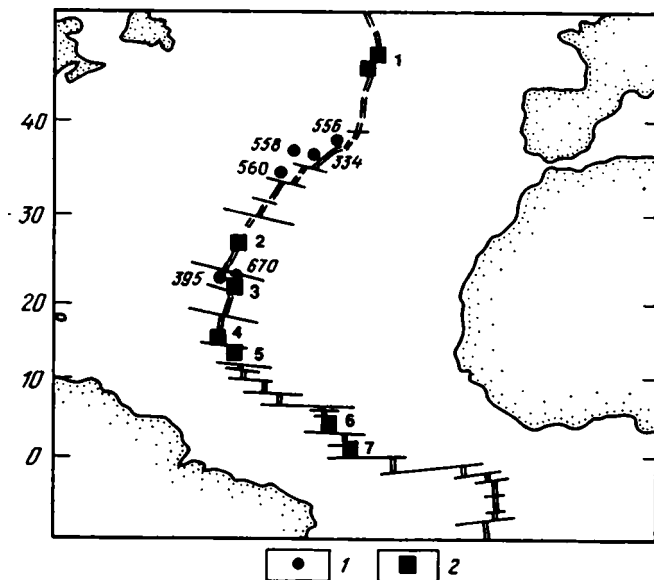


Рис. 9. Местоположение участков в осевой части САХ, где драгированы или вскрыты скважинами ультрабазиты и габбро (по [36])

1 – скважины DSDP; 2 – драгировки

Fig. 9. Locations of the areas in the axial part of MAR where peridotites and gabbro are exposed or drilled, after [29]

1 – DSDP holes; 2 – dredges

своеобразных зон типа надвиг–подвиг (см. рис. 4) и протяженных пологих надвигов (см. рис. 5). Поскольку движение масс по этим нарушениям направлено навстречу друг другу, то можно думать, что они реализовались в условиях тангенциального сжатия в широтном направлении. Кампан-маастрихтский возраст базальных слоев горизонтально залегающего осадочного чехла, запечатывающего эти структуры в западной части Бразильской котловины, является прямым указанием на докампанский возраст их становления в структуре океанической коры.

Следующий этап постспрединговых деформаций, кардинально изменивших первоначальный спрединговый структурный план в Бразильской котловине, реализовался в структурах тектонического сжатия с движением масс в восточном направлении, уже в сторону осевой части САХ. Проявлен он в восточной части Бразильской котловины, в зоне перехода к структурам САХ и на его западном фланге (см. рис. 6, 7). Сходный структурный рисунок деформаций фундамента на периферии котловины и в непосредственной близости от современной рифтовой зоны является указанием на их относительную молодость. На это же указывают и деформации в осадках.

Следует отметить, что ранее уже обращалось внимание на существование в основании флангов САХ в пределах АБГТ так называемых зон краевых дислокаций [11]. При этом отмечалось, что эти зоны выражены в специфическом облике рельефа дна и морфоструктуры фундамента, в дислокациях осадочного чехла, в характерном облике аномального магнитного поля, в пониженных значениях теплового потока. Ширина этих зон определялась в 250–300 км, а их формирование связывалось с высокой степенью тектонической расслоенности коры в обстановке интенсивного сжатия.

Третий этап структурной перестройки спредингового плана отчетливо выражен в неотектонических деформациях, реализовавшихся в складчатости осадков, в том числе и современных (см. рис. 8). Эти деформации указывают на современную обстановку сжатия в южной части Бразильской котловины. Такой вывод находится в полном соответствии с результатами сейсмологических исследований: в литосфере древнее 35 млн лет процессы надвигообразования имеют место в пределах всего диапазона сейсмически активных глубин, т.е. до глубин порядка 45 км. Более того, все крупные землетрясения в древней литосфере характеризуются исключительно надвиговыми или сдвиговыми механизмами очагов [48]. Естественно, это указывает на доминирующее горизонтальное сжатие во внутриплитном поле напряжений.

Неотектонические деформации осадочного чехла хотя и не отмечаются в Ангольской котловине, но и не являются специфическим образованием Бразильской. Они известны в Канарской котловине [12]. А.О. Мазаровичем с соавторами подготовлена к печати работа о строении пассивных частей трансформных разломов северной приэкваториальной Атлантики, где такие деформации выявлены в районах к северу и к югу от возвышенности Сьерра-Леоне (А.О. Мазарович, устное сообщение). Площадь их распространения в Бразильской котловине остается до сих пор невыясненной, однако можно констатировать, что они тяготеют к зоне перехода от выровненного фундамента к расчлененному.

Наличие аналогичных деформаций на фрагментах широтных профилей, приведенных в работе [12], позволяет связывать их образование со сжатием в направлении запад–восток, перпендикулярно оси САХ.

Необходимо остановиться еще на одном моменте. Примечательной особенностью сейсмоволновой картины профиля, где демонстрируются эти деформации, является наличие в низах осадочного разреза специфических сейсмических аномалий, выраженных в акустическом освещении записи вплоть до полного исчезновения осей синфазности над выступами фундамента. Такие аномалии и деформации осадочной толщи объясняются молодыми вулканическими внедрениями [12], т.е. признается большая роль и масштабность практически современного внутриплитного вулканизма в данном районе.

Подобная интерпретация представляется достаточно иллюзорной из-за отсутствия каких-либо реальных доказательств. Аргументация против подобной интерпретации основывается прежде всего на нормальных величинах теплового потока и небольшом разбросе данных, характерных для глубоководных котловин Атлантики вообще, а для Бразильской котловины, в частности [10]. По другим данным почти все из 52 измерений величин теплового потока в котловине оказались даже ниже рассчитанных теоретически [28]. Совершенно очевидно, что региональное проявление современного вулканизма в Бразильской котловине должно было бы сказаться на высоких значениях теплового потока, чего, как видно, не наблюдается.

В то же время на характер сейсмической записи и динамику отражений существенное влияние оказывают прежде всего перепады акустической жесткости, структурно-текстурные особенности отложений, их проницаемость, пористость и современное напряженное состояние [2]. Последнее обстоятельство представляется нам наиболее существенным для появления в низах осадочного разреза акустически прозрачного горизонта.

Таким образом, завершающий, третий, этап структурной перестройки в Бразильской котловине реализовался в неотектонических деформациях осадочного слоя, вызванных в свою очередь деформациями самого фундамента, опять-таки в обстановке сжатия. Движение масс при этом, по-видимому, происходило в западном направлении, о чем свидетельствуют особенности структурного рисунка деформаций в осадках и в фундаменте.

В целом же структурная эволюция океанической коры в полосе АБГТ, и в осо-

бенности в Бразильской котловине, протекала в русле повсеместного тектонического расслаивания. Имеются свидетельства расслоенности (тектонической – ?) ниже границы Мохоровичича в западной части Бразильской котловины: на разрезах МОГТ в интервале 10,0–10,5 с выделяются отражающие горизонты M_1 и M_2 [24].

Вдоль всего геотраверса в подкоровой литосфере вплоть до глубин порядка 80 км выделяется слой мощностью 15–20 км с положительным градиентом скорости сейсмических волн [6]. Отмечается большая изменчивость его внутренней структуры по простиранию. Более глубокая часть верхней мантии представляет собой чередование слоев пониженной и повышенной скорости, образующих интенсивные отраженные волны. Данное обстоятельство с большой долей вероятности может указывать на тектоническую природу подобной расслоенности.

Весьма показательны в этом отношении результаты интерпретации данных ГСЗ в Ангольской котловине [3]. В котловине и в области континентального подножия по формам рельефа границ M_1 и M_2 (граница Мохо и раздел внутри верхней мантии соответственно) идентифицированы чешуи, полого наклоненные на восток и разделенные зонами разломов, падающих в сторону осевой части САХ. Горизонтальные размеры чешуй составляют не менее 200–300 км. Другой отличительной чертой глубинного разреза, но уже непосредственно в зоне перехода от африканского континента к океану, является наличие отражающих горизонтов, падающих под континент и приуроченных к зоне глубинного разлома. Авторы исследования указывают при этом, что выделенная разломная зона сходна с зоной Беньофа в активных континентальных окраинах, с той лишь разницей, что в данном случае она в настоящее время асейсмична.

Рассмотренные выше материалы дают представление о тектонической расслоенности океанической литосферы Южной Атлантики в направлении, перпендикулярном оси САХ. Эти деформации реализовались непосредственно в процессе спрединга и последующих постспрединговых тектонических движений и обусловлены действием сил, ориентированных в субширотном направлении.

Структурный рисунок этих деформаций еще более усложняется наличием большого числа поперечных (трансформных) разломов, рассекающих хребет и прослеживающихся в смежных Бразильской и Ангольской глубоководных котловинах. На Международной Генеральной батиметрической карте ГЕБКО масштаба 1:10 000 000, представляющей собой наиболее полную современную сводку по Мировому океану, в полосе между экватором и 20° ю.ш. таких разломов насчитывается не менее 40 [1, 33]. При этом следует иметь в виду, что в реальности таких структур намного больше, о чем говорит опыт детальных геолого-геофизических исследований в Северной и Центральной Атлантике [22, 46]. Расстояние между разломами, таким образом, не превышает первых десятков километров.

По мнению одного из авторов данной работы, основная причина тектонического расслоения океанической литосферы заключается прежде всего в сложном взаимодействии зон растяжения (разломные трог и рифтовые зоны) и сжатия (трансверсивные хребты разломных зон и межразломные участки в целом) [27]. При этом основная часть литосферы оказывается в обстановке интенсивного горизонтального сжатия, способствующего формированию локальных зон тектонического скупивания с развитием чешуйчато-надвиговых структур.

Взаимодействие зон растяжения и сжатия привело к формированию чрезвычайно сложного поля напряжений в литосфере с различной ориентировкой сжимающих и растягивающих напряжений. Реализовавшаяся в этом поле тектоническая расслоенность верхней части литосферы обусловила случайное и неупорядоченное расположение отдельных ее элементов, в том числе в направлении, параллельном оси срединно-океанического хребта.

В качестве иллюстрации сказанному на рис. 10 приведен фрагмент профиля

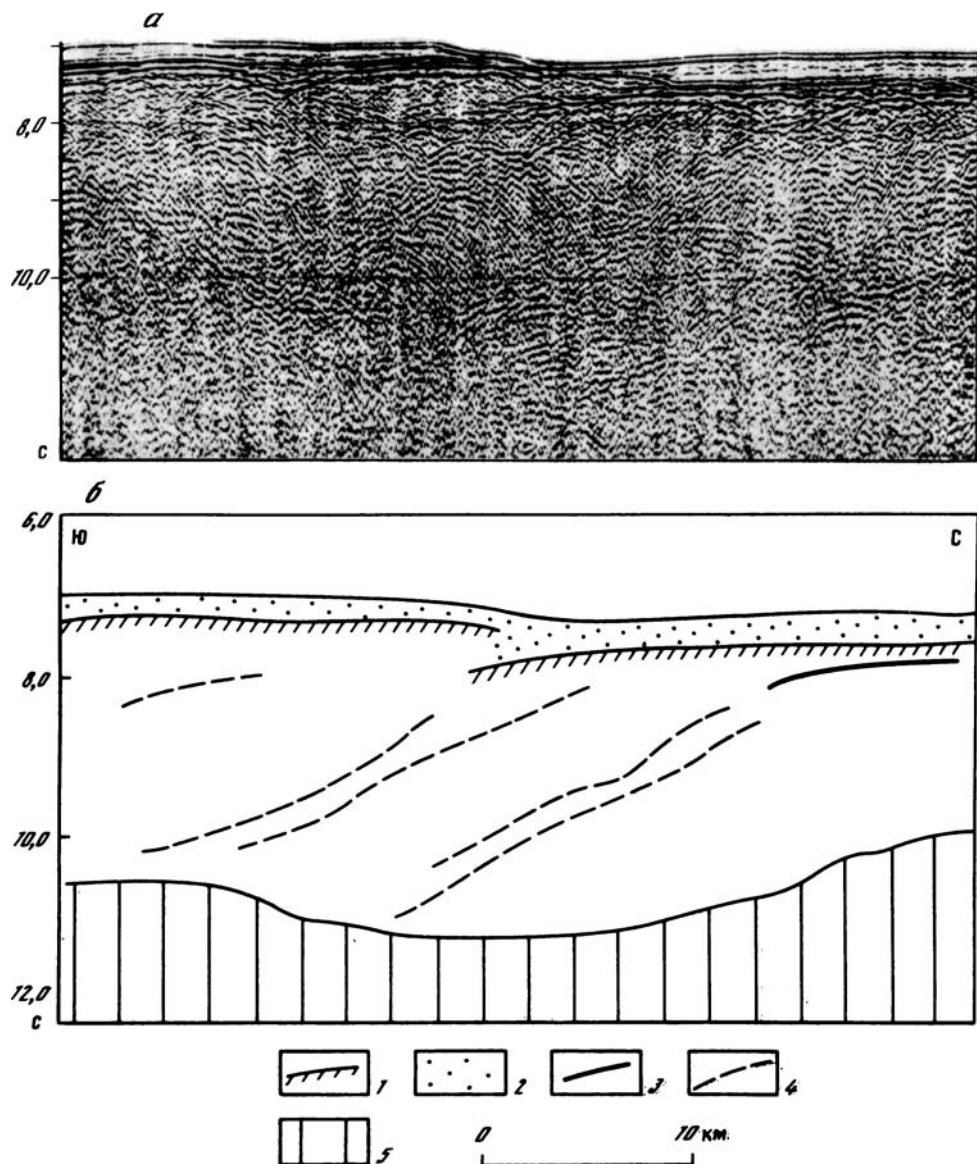


Рис. 10. Фрагмент сейсмического профиля МОГТ (а) с интерпретацией (б) в районе разломной зоны Боде Верде в Бразильской котловине

1 – океанический фундамент; 2 – осадочный чехол; 3, 4 – наиболее выразительные наклонные отражения, интерпретируемые в качестве надвигов; 5 – верхняя мантия

Fig. 10. Portion of multichannel seismic profile (a) and its interpretation (б) in the area of the Bode Verde fracture zone in Brazil Basin

1 – oceanic basement; 2 – sediment layer; 3, 4 – some reflectors, interpreted as thrusts; 5 – upper mantle

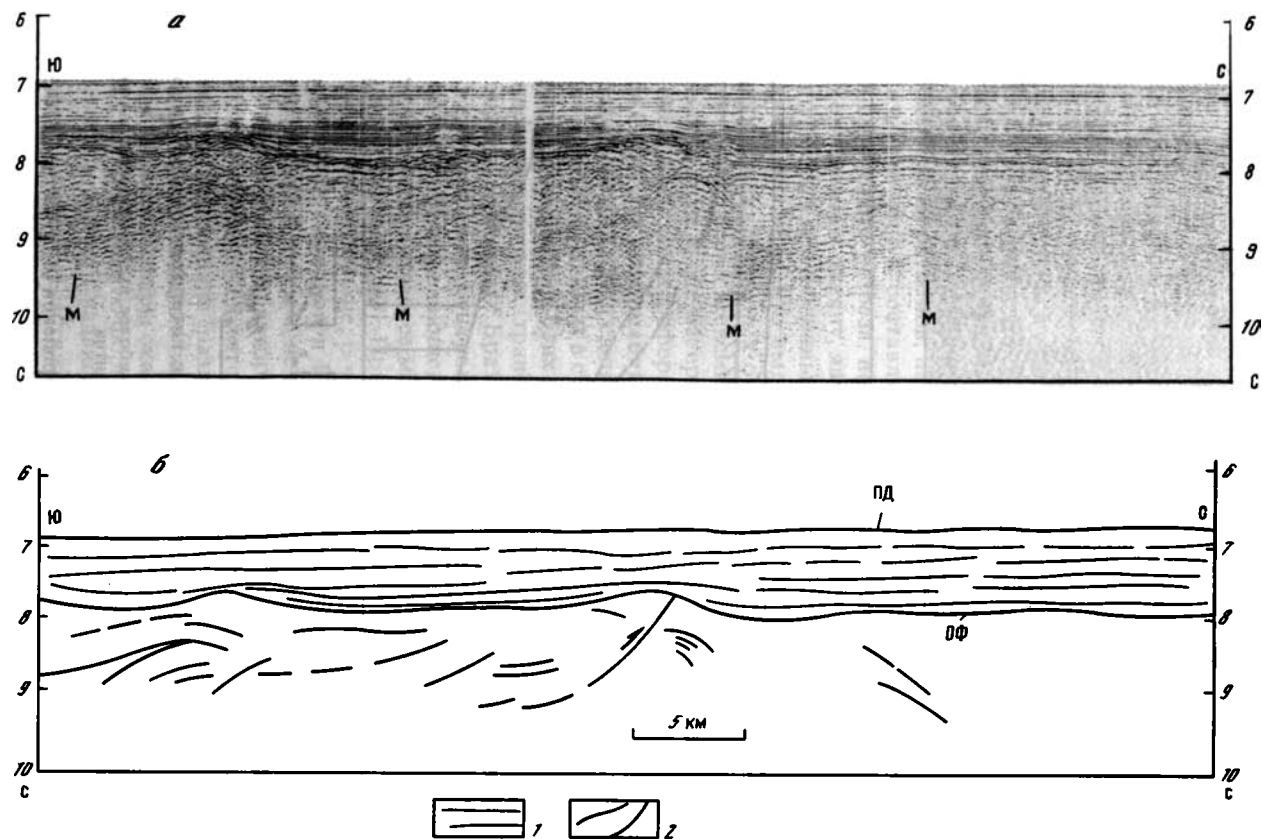


Рис. 11. Фрагмент сейсмического профиля МОГТ в Ангольской котловине (а) с интерпретацией (б)

1 – отражающие горизонты в осадочном чехле, подчеркивающие его общую горизонтально-слоистую структуру; 2 – пологие отражающие горизонты, интерпретируемые в качестве доседиментационных надвигов внутри консолидированной коры; М на временном разрезе соответствуют отражениям от поверхности Мохоровичича; ПД и ОФ – поверхность дна и океанический фундамент соответственно

Fig. 11. Portion of multichannel seismic profile (a) and its interpretation (b) in Angola Basin

1 – some reflectors in sediment layers; 2 – low angle reflectors, interpreted as till sediment thrusts inside consolidated crust; М – Moho surface; ПД – ocean bottom, ОФ – oceanic basement

МОГТ в районе разлома Бодэ Верде, трассирующегося в Бразильскую котловину. В рельефе дна разлом выделяется в виде тектонической ступени амплитудой около 200 м. Целый ряд структурных признаков указывает на то, что ступень формировалась в условиях тангенциального сжатия с движением масс в северном направлении. На временном разрезе прослеживается целая серия наклонных отражений, интерпретируемых в качестве надвигов, полого наклоненных на юг и рассекающих всю кору от верхней части фундамента до поверхности М. Граница раздела корамантия намечается по резкому затуханию полезного сейсмического сигнала в интервале 10,0–11,0 с. Временная мощность твердой коры изменяется от 2,6 до 3,5 с (приблизительно 8 и 11 км при среднеинтервальной скорости 6,4 км/с). Максимальная мощность коры наблюдается в зоне разлома, что обусловлено скупиванием коромантийного материала под влиянием сил горизонтального сжатия, ориентированного в меридиональном направлении.

Еще один пример, иллюстрирующий тектоническую расслоенность коры в направлении, параллельном оси САХ, относится к южной части Ангольской котловины в области выровненного фундамента. На фрагменте меридионального профиля МОГТ (рис. 11) по особенностям морфологии поверхности фундамента, инфраструктуры коры и степени ее тектонической расслоенности выделяются два различных участка. Граница между ними проходит по зоне крупного надвига, полого наклоненного на юг. К северу от этой зоны поверхность фундамента характеризуется спокойным залеганием. Резкое ослабление сейсмической записи, по-видимому, в подошве коры, отмечается на временах 9,6–10,0 с. Динамически выраженных и регулярно развитых осей синфазности внутри коры здесь не наблюдается, за исключением ее верхней части, где ниже поверхности фундамента фиксируются субгоризонтальные отражения. Надвинутая литопластина (центральная часть рисунка) испытала интенсивное коробление еще до накопления осадочной толщи. Внутри нее здесь отчетливо обособляются наклоненные к югу отражения, интерпретируемые в качестве надвигов, расслаивающих кору на серию тектонических пластин более низкого порядка. В левой части рисунка фиксируется еще одна зона тектонического скупивания, имеющая аналогичное строение.

НЕКОТОРЫЕ СОПОСТАВЛЕНИЯ

Выводы о тектонических деформациях океанической коры и верхов мантии, реализовавшихся в тектонической расслоенности верхней части литосферы, основываются в первую очередь на данных сейсмического профилирования отраженными волнами в его различных модификациях, и прежде всего многоканального. Этот метод позволяет проследживать различные неоднородности в коре до поверхности М и глубже, выявляя при этом ее внутреннюю структуру по латерали на расстояниях в десятки и сотни километров. И первое, что выяснилось при подобных исследованиях, это наличие в океанической коре большого количества пологонаклонных отражающих горизонтов, нередко расслаивающих весь коровый разрез вплоть до поверхности М. Сама эта "поверхность" часто представлена не единой границей, но достаточно мощным пакетом отражений. Это относится практически ко всем глубоководным котловинам Атлантики, Индийского и Тихого океанов, а также к сводовым участкам срединно-океанических хребтов.

Стало очевидным, что такие отражающие горизонты имеют место как на профилях, перпендикулярных оси хребта, так и на параллельных последней. Особенно наглядно наклонные горизонты проявлены в мезозойской коре в Северо-Американской и Канарской котловинах, выявлению которых способствовали мощная

толща осадков и ровный рельеф дна [30, 37, 39, 44]. Эти результаты существенно изменили широко распространенное до сих пор мнение о простом горизонтально-слоистом строении океанической коры и позволили обоснованно говорить о ее сильной деформированности в целом, а в конечном счете – и об ее тектонической расслоенности [27, 47].

Впоследствии аналогичная картина была установлена в сводовой части САХ в Центральной Атлантике в пределах трансверсивных хребтов разломных зон и межразломных пространств [25, 26]. Эти результаты наряду с неупорядоченным, зачастую хаотичным распределением различных типов пород на стенках разломных ущелий и аномальной корой под трансформными разломами позволили сделать выводы об очень ограниченном распространении "нормальной" океанической коры [27].

Сравнительный анализ сейсмической картины с обилием наклонных отражающих горизонтов в мезозойской коре Северной Атлантики и в осевой части САХ южнее разлома Кейн в Центральной Атлантике с привлечением материалов опробования коренных пород и гравиметрической съемки привели исследователей к выводам о ведущей роли в аккреции коры на медленно-спрединговых хребтах механических деформаций, расслаивающих молодую кору на серию наклонных блоков не только в поперечном сечении срединно-океанического хребта, но и в продольном [38].

Приведенные в настоящей работе данные о тектонической расслоенности литосферы в полосе АБГТ находятся в полном соответствии с результатами вышеперечисленных работ в различных регионах Атлантики. Более того, сегодня есть все основания рассматривать строение океанической коры многих участков Мирового океана в рамках глобальной концепции тектонической расслоенности литосферы [29].

Какова же амплитуда горизонтальных перемещений, приведших к тектоническому расслоению верхней части океанической литосферы? Применительно к современным океанам, по-видимому, нет оснований говорить о крупных перемещениях блоков и литопластин. Если основные области тектонического скупивания масс действительно приурочены к трансверсивным хребтам зон разломов и межразломных пространствам, то, учитывая небольшой "шаг" поперечных разломов в Центральной и Южной Атлантике, амплитуда перемещений не должна превышать нескольких километров. То же можно сказать и о структурах тектонического сжатия в направлении, поперечном к оси срединно-океанического хребта. В целом же океаническая кора и верхи мантии еще на океанической стадии своего развития оказываются "хорошо подготовленными" к последующему тектоническому расслаиванию в процессе тектонического становления в виде офиолитовых аллохтонов в пределах складчатых зон континентов или континентальных окраин.

Исследования, проведенные в Атлантическом океане в пределах Анголо-Бразильского и Канаро-Багамского геотраверсов, свидетельствуют о том, что земная кора здесь имеет сложносегментированную структуру "лоскутного типа" [9]. Естественно, это приводит к пересмотру распространенного представления об океанической коре как объекте однородном, сформированном в ходе стационарного двухмерного спредингового процесса.

Кроме того, в Атлантическом океане уже давно зафиксированы отклонения от симметрии в геофизических и геоморфологических характеристиках: к западу и к востоку от осевой части САХ различаются коэффициент корневой зависимости рельефа дна от возраста коры, средневолновые аномалии поля силы тяжести, средние значения теплового потока (там же). Это общее положение подчеркивается анализом комплексных геофизических исследований на Анголо-Бразильском геотраверсе.

Батиметрические данные по этому региону свидетельствуют, что признаки асимметрии нарастают от гребневой зоны САХ к его флангам. При этом не совпадают не только ширина ландшафтных зон по обе стороны хребта, но и сам характер ландшафта. Бразильский, более крутой, фланг представлен линейным грядово-долинным рельефом, а более пологий Ангольский – мозаично-ячеистым [10, 17].

Строение аномального магнитного поля западного и восточного флангов хребта также асимметрично. Аномалии западного фланга отличаются повышенной интенсивностью и более выдержанной линейностью. Аномалии восточного фланга характеризуются сглаженным знакопеременным полем, а линейность их фрагментарна. При этом идентификация аномалий здесь весьма условна, в отличие от западного фланга [17]. На разных глубинах располагаются и нижние кромки намагниченных тел по обе стороны САХ.

В районах границ океан–континент к блокам так называемого краевого холмогорья со стороны Южной Америки и Африки примыкают блоки с "континентальным" типом аномального магнитного поля. Пограничные структурные швы, выделенные по магнитным данным, отчетливо выражены на разрезах МОГТ в виде интенсивных полого наклоненных рефлекторов, рассекающих кору от подошвы осадочного слоя до поверхности М [17]. При этом на Ангольском шве наблюдается надвигание океанической литосферы в сторону континента, а на Бразильском – листрическое оползание. По мнению Л.В. Подгорных и М.Д. Хуторского, именно надвигание океанической литосферы на палеоконтинентальный склон обусловило асимметрию распределения значений теплового потока западной и восточной частей Анголо-Бразильского геотраверса: Бразильская котловина и западный склон САХ характеризуются существенно более высокими значениями теплового потока по сравнению с Ангольской котловиной и восточным склоном [18]. В результате отмеченного надвигания произошло "экранирование" глубинного теплового потока, и энергия начала распространяться от более нагретой подошвы литосферы в сторону более холодной кровли, т.е. внутрь Земли.

Глубинное сейсмическое зондирование также подтвердило существование асимметрии в строении литосферы относительно САХ: скоростная структура Ангольской и Бразильской котловин до глубин в несколько десятков километров существенно различается [3].

Еще одним подтверждением глубинной асимметрии запада и востока Атлантики в полосе Анголо-Бразильского геотраверса являются установленные нами перестройки спредингового структурного плана, которые фиксируются только в Бразильской котловине и на западном фланге САХ в структурах тектонического сжатия с движением масс в сторону осевой части хребта и в наличии неотектонических пликативных деформаций осадочного чехла.

В заключение необходимо кратко остановиться на проблеме соотношения сложнопостроенной, неоднородной океанической коры и наличием в то же самое время полосовых линейных магнитных аномалий. Согласно канонам тектоники литосферных плит, последние должны быть жесткими и внутри не деформированными. Этот постулат, а равно чрезмерно упрощенная рисовка линейных магнитных аномалий по всему Мировому океану практически не оставляют места для внутриплитных деформаций.

В то же время примеров деформаций глубинных и близповерхностных масс и их тектонического скупивания в литосфере Атлантического океана вообще [27] и в пределах Анголо-Бразильского геотраверса, в частности, накопилось достаточно много. Более того, широкое распространение серпентинизированных ультрабазитов в самых различных районах Мирового океана в настоящее время является твердо доказанным фактом. Давно известно, что ультрабазиты и габбро выходят на

поверхность дна во всем, доступном изучению интервале глубин, а уровень их залегания не зависит ни от их расположения по отношению к рифтовой долине, ни от приуроченности к какому-либо типу морфоструктур. Нередко ультрабазиты слагают самые верхние части разреза коры, что наряду с другими признаками позволяет достаточно определенно говорить об их аллохтонной природе.

По оценкам некоторых исследователей в медленно-спрединговых хребтах типа Срединно-Атлантического серпентиниты слагают не менее 25% от валового состава океанической коры, возвращая тем самым нас к серпентинитовой модели Г. Хесса [45]. Здесь можно отметить, что нами ранее уже неоднократно указывалось на относительно ограниченное распространение "нормальной" коры не только в Атлантике, но и в современных океанах вообще [20, 25, 27 и др.]. В этом же контексте следует рассматривать и выходы ультрабазитов и габброидов на участках с расчлененным рельефом дна и фундамента в центральной части глубоководной Бразильской котловины.

Естественно, в связи с этим встает вопрос о природе полосовых магнитных аномалий – краеугольном камне тектоники литосферных плит. Проблема вклада серпентинитов в аномальное магнитное поле над океаном до сих пор не решена, хотя и предпринимались попытки создания обобщенной петромагнитной модели океанической литосферы [4, 5]. Эта модель включает в разряд магнитных нижние слои океанической коры – слои 3В и 4 (серпентинитовый слой), в отличие от гипотезы Ф. Вайна и Д. Мэтьюза, в которой главным источником океанических магнитных аномалий является сейсмический слой 2А – так называемый базальтовый слой. При этом высокая намагниченность и магнитная стабильность серпентинитов хотя и подтверждается экспериментальными данными, однако их повсеместное распространение в низах коры пока не доказано. Не ясен также характер их распределения – сплошной слой, блоки, протрузии и т.д. Более того, анализ петромагнитного изучения пород, данных плотностного моделирования, современных геодинамических моделей формирования и эволюции океанической литосферы свидетельствуют о том, что линейные магнитные аномалии связаны со всей толщей коры, а нижняя граница магнитоактивного слоя соответствует поверхности М [5].

Однако и данная модель основывается прежде всего на упрощенной горизонтально-слоистой модели верхней части литосферы и не учитывает наличия в ней всевозможных неоднородностей, и прежде всего ее тектонической расслоенности, чему в конечном счете и посвящена данная работа и многие другие, цитируемые в начале нашей статьи.

Масштабность тектонической расслоенности океанической коры и верхов мантии – яркое проявление нелинейности процессов становления литосферы Атлантики в целом. Очевидно, что подобная картина, которую дополняют сегменты рифта, где спрединг реализуется за счет тектонических деформаций коры с выводом глубинных образований на поверхность дна, сильно усложняет, если не исключает вообще упрощенную рисовку линейных магнитных аномалий. Изначально сложное и неоднородное строение океанической коры, несомненно, должно влиять на формирование таких аномалий в сторону отклонений от классической схемы спрединга.

Видимо, в данном случае мы имеем дело с созданием "порядка из хаоса" (по знаменитому выражению И. Пригожина¹), когда хаотическое состояние системы переходит на новый, более дифференцированный и более высокий уровень упорядоченности с созданием диссипативной структуры в результате процесса самоорганизации океанической литосферы. Познание такого процесса в настоящее время возможно в рамках нелинейной геодинамики как науки, изучающей особенности неупорядочен-

¹ Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. Новый диалог человека с природой. М.: Прогресс, 1986.

ного проявления во времени и в пространстве структурообразующих движений в пределах тектоносферы [21].

В заключение необходимо отметить, что принципиально важной работой, стимулировавшей разработку идей тектонической расслоенности океанической литосферы вообще и литосферы Анголо-Бразильского геотраверса в частности, стала статья Ю.М. Пушаровского с соавторами о глубинном строении САХ в Южной Атлантике, где внутри 3-го геофизического слоя была установлена система протяженных пологих надвигов [19].

ВЫВОДЫ

1. В широкой полосе Южной Атлантики в пределах Анголо-Бразильского геотраверса в Ангольской и Бразильской глубоководных котловинах и частично на флангах САХ океанический фундамент по особенностям рельефа подразделяется на два типа – выровненный и в различной степени расчлененный. В областях развития обоих типов фундамента ярко проявлены деформации сжатия.

2. Чешуйчато-блоковая структура в областях выровненного фундамента сформировалась на ранних стадиях раскрытия Южной Атлантики в докампанское время в процессе спрединга. Последний носил сложный и противоречивый характер и реализовался с формированием глубинных срывов и взбросов в осевой части хребта, с выведением глубинных пород в верхние части коры.

Обстановка растяжения на коротком расстоянии от оси рифта сменилась на сжатие, и по глубинным срывам и взбросам стали преобладать движения с надвиговой компонентой в процессе удаления от осевой части рифта. Движение масс при этом происходило в стороны от оси хребта, с формированием билатеральной симметрии спредингового плана в смежных глубоководных котловинах.

3. Структурная перестройка спредингового плана началась еще в пределах срединно-океанического хребта с формированием зон типа надвиг–поддвиг и протяженных надвигов, наклоненных в сторону оси САХ (западная и центральная части Бразильской котловины).

Второй этап деформаций, кардинально изменивших спрединговый структурный план, проявлен на восточной периферийной части той же котловины и реализовался в структурах тектонического сжатия с движением масс в противоположном направлении, уже в сторону оси САХ. Сходный структурный стиль деформаций фундамента на периферии Бразильской котловины и на западном фланге хребта в непосредственной близости от его осевой части является указанием на относительную молодость этих деформаций.

Третий, завершающий, этап структурной перестройки выражен в неотектонических пликативных деформациях осадочного чехла, вызванных в свою очередь деформациями фундамента в условиях тангенциального сжатия в субширотном направлении. Этот этап проявлен локально в юго-западной части Бразильской котловины.

Деформации второго и третьего этапов привели к формированию расчлененного фундамента.

4. Латеральная неоднородность литосферы в пределах изученной полосы Южной Атлантики отчетливо проявлена на сейсмических профилях, пересекающих не горизонтально-слоистую толщу пород "нормальной" океанической коры, но пакеты моноклинальных блоков и литопластин различной степени дислоцированности.

5. Поскольку перестройка спредингового структурного плана фиксируется в структурах тектонического сжатия с движением масс в сторону осевой части САХ только в Бразильской котловине и на западном фланге хребта, то можно говорить о

глубинной асимметрии запада и востока Атлантики в пределах Анголо-Бразильского геотраверса. Этот вывод подтверждается известными отклонениями от симметрии относительно оси САХ, выраженными в других геофизических и геоморфологических характеристиках.

6. Тектонический облик литосферы Южной Атлантики в пределах рассматриваемой полосы определяется прежде всего ее тектонической расслоенностью как в поперечном по отношению к оси САХ направлении, так и в продольном. Амплитуды горизонтальных перемещений при этом не превышали первых километров, в отдельных случаях нескольких десятков километров.

7. Масштабность проявления тектонической расслоенности, сложный и противоречивый характер аккреции и деструкции океанической литосферы – яркое проявление нелинейности процессов ее формирования в рассматриваемом регионе Южной Атлантики. При этом устанавливается разноуровенность и гетерохронность тектонического расслаивания, что определяется изменчивостью геодинамических обстановок на протяжении всей истории развития Атлантики.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 97-05-64588).

ЛИТЕРАТУРА

1. Агапова Г.В., Волокитина Л.П. О преобладающих простираниях разломов на дне океана // *Океанология*. 1991. Т. 31, вып. 1. С. 92–101.
2. Антипов М.П., Шлезингер А.Е., Штеренберг Л.Е. Зависимость волнового поля от особенностей стратиграфического разреза // *Докл. РАН*. 1992. Т. 327, № 2. С. 243–246.
3. Глубинное сейсмическое зондирование литосферы на Анголо-Бразильском геотраверсе. М.: ВИНТИ, 1996. 145 с.
4. Гордин В.М., Городницкий А.М. Обобщенная петромагнитная модель океанической литосферы // *Петромагнитная модель литосферы*. Киев, 1994. С. 103–106.
5. Городницкий А.М., Шишкина Н.А. Обобщенная петромагнитная модель океанической литосферы // *Природа магнитных аномалий и строение океанической коры*. М.: ВНИРО, 1996. С. 243–252.
6. Зверев С.М., Тулина Ю.В. Строение литосферы вдоль Анголо-Бразильского геотраверса по данным ГСЗ // *Докл. РАН*. 1993. Т. 332, № 6. С. 775–779.
7. Казьмин В.Г., Левченко О.В., Мерклин Л.Р. и др. Некоторые особенности структуры океанической коры на примере Бразильской котловины // *Геотектоника*. 1986. № 2. С. 46–55.
8. Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Там же. 1987. № 1. С. 3–25.
9. Мащенко С.П., Погребницкий Ю.Е. Симметрия и асимметрия САХ по материалам комплексных геофизических исследований на атлантических геотраверсах // *Геология и минеральные ресурсы Мирового океана*. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1995. С. 64–79.
10. Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана // Ред. Г.Б. Удинцев; МОК (ЮНЕСКО). М.: МИНГЕО СССР; ГУГК СССР. 1989–1990. 158 с.
11. Одинокое Ю.Ю., Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф. Особенности морфологии зоны краевых дислокаций Срединно-Атлантического хребта // *Геотектоника*. 1990. № 1. С. 97–103.
12. Панаев В.А., Митулов С.Н. Сейсмостратиграфия осадочного чехла Атлантического океана. М.: Недра, 1993. 247 с.
13. Перфильев А.С., Разницын Ю.Н., Пейве А.А. и др. Зона сочленения разлома Зеленого Мыса и южного сегмента рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта: Магматизм и структура // *Петрология*. 1996. Т. 4, № 2. С. 183–199.
14. Пилипенко А.И. Тектонические деформации Бразильской котловины // *Докл. РАН*. 1993. Т. 330, № 4. С. 484–487.
15. Пилипенко А.И. Тектоническая расслоенность океанической коры глубоководных котловин (по сейсмическим материалам) // *Геотектоника*. 1994. № 1. С. 49–61.
16. Пилипенко А.И. Структуры тектонического сжатия на западном фланге Срединно-Атлантического хребта (8°–12° ю.ш.) // *Докл. РАН*. 1995. Т. 340, № 5. С. 664–666.

17. Погребницкий Ю.Е., Горячев Ю.В., Осипов В.А., Трухалев А.Н. Структура океанической литосферы по результатам исследований на Анголо-Бразильском геотраверсе // Сов. геология. 1990. № 12. С. 8–22.
18. Подгорных Л.В., Хуторской М.Д. Асимметрия распределения теплового потока в Южной Атлантике // Тепловое поле Земли и методы его изучения. М.: РУДН, 1997. С. 158–168.
19. Пуцаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш. // Геотектоника. 1985. № 5. С. 5–13.
20. Пуцаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Соколов С.Д. Тектоническая расслоенность коры современных океанов и их палеоаналогов // Геодинамика и развитие тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 97–112.
21. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. 85 с.
22. Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н., Базилюк Е.С. Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ПК ГЕОС, 1995. 163 с.
23. Разницын Ю.Н. Тектоническая расслоенность океанической коры // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307, № 6. С. 1441–1444.
24. Разницын Ю.Н., Чинакаев Р.Г. Тектоническая расслоенность океанической коры и верхней мантии Бразильской котловины (Южная Атлантика) // Там же. 1989. Т. 309, № 3. С. 678–680.
25. Разницын Ю.Н., Трофимов В.В. Тектоническое сгущение океанической коры в зоне разлома Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 1989. № 2. С. 45–56.
26. Разницын Ю.Н., Трофимов В.В. Глубинное строение разломов Долдрамс и Архангельского // Структура зоны разлома Долдрамс: Центральная Атлантика. М.: Наука, 1991. С. 199–210.
27. Разницын Ю.Н. Деформации океанической коры и верхов мантии // Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ПК ГЕОС, 1995. С. 67–108.
28. Смирнов Я.Б., Попова А.К. Картирование полей теплового потока Атлантического и Тихого океанов (по материалам международных атласов) // Геофизические поля Атлантического океана. М.: Междувед. геофиз. комитет, 1988. С. 110–114.
29. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 293 с.
30. Banda E., Ranero C.R., Danobeitia J.J., Rivero A. Seismic boundaries of the eastern Central Atlantic Mesozoic crust from multichannel seismic data // Bull. Geol. Sci. Amer. 1992. Vol. 104. P. 1340–1349.
31. Bhattacharji S., Koide H. Theoretical and experimental studies of mantle upwelling penetrative magmatism, and development of rifts in continental and oceanic crusts // Tectonophysics. 1987. Vol. 143. P. 13–30.
32. Cannat M., Mevel C., Deplus Ch. et al. The crust, ultramafic exposures and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic Ridge (22°–24° N) // Geology. 1995. Vol. 23, N 1. P. 49–52.
33. General bathymetric chart of the oceans (GEBCO), 1 : 10 000 000. Ottawa: Canad. Hydrogr. Serv., 1982.
34. Harrison C.G.A. Tectonic of Mid-Ocean ridges // Tectonophysics. 1974. Vol. 22. P. 301–310.
35. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 100 vol. Wash. (D.C.): US gov. print. off. 1969–1986.
36. Lagabriele Y., Cannat M. Alpine Jurassic ophiolites resemble the modern central Atlantic basement // Geology. 1990. Vol. 18. P. 319–322.
37. McBride J.H., White R.S., Henstock T.J., Hobbs R.W. Complex structure along Mesozoic sea-floor spreading ridge: BIRPS deep seismic reflection, Cape Verde abyssal plain // J. Geophys. Int. 1994. Vol. 119. P. 453–478.
38. Mutter I., Karson J. Structural processes at Slow-spreading ridges // Science. 1992. Vol. 257. P. 627–634.
39. McCarthy J., Mutter I.C., Morton J.L. et al. Relic magma chamber structures preserved within Mesozoic North Atlantic crust? Bull. Geol. Soc. Amer. 1988. Vol. 100. P. 1423–1436.
40. Musgrove L.A., Austin J.A. Intrabasement structure in the Southern Angola Basin // Geology. 1985. Vol. 11, N 3. P. 169–173.
41. Norrell G.T., Harper G.D. Detachment faulting and amagmatic extension at mid-ocean ridges: The Josephine ophiolite as an example // Geology. 1988. Vol. 16. P. 827–830.
42. Nürnberg D., Müller R.D. The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present // Tectonophysics. 1991. Vol. 191, N 1/2. P. 27–53.
43. Passerini P., Zan L. Lithospheric compression flanking spreading axes: A reappraisal // Chem. Geol. 1989. Vol. 47. P. 365–374.
44. Reston T.J., Ruoff O., McBride J.H. et al. Detachment and steep normal faulting in Atlantic oceanic crust West of Africa // Geology. 1996. Vol. 24, N 9. P. 811–814.
45. Snow J.E. Of Hess crust and layer cake // Nature, 19. Vol. 374, N 6251. P. 413–414.
46. Smoot N.Ch. North Atlantic fracture zone distribution and patterns shown by multibeam sonar // Geology. 1989. Vol. 17. P. 1119–1122.
47. White R.S., Detrick R.S., Mutter J.C. et al. New seismic images of oceanic crustal structure // Ibid. 1990. Vol. 18, N 5. P. 462–465.
48. Wiens D.A., Stein S. Intraplate seismicity and stresses in young oceanic lithosphere // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89, N. B13. P. 11442–11464.

**ANGOLA-BRAZIL GEOTRAVERSE:
STRUCTURE AND DEFORMATION OF OCEANIC LITHOSPHERE**

ABSTRACT

Remarkable new images of internal structure of oceanic crust have been recorded from multichannel and continuous seismic survey in the northern South Atlantic on Angola-Brazil geotransverse. Results include low angle planar reflectors in the upper and lower crust and whole-crustal reflectors.

We interpreted this structure as intraplate compression deformation. To elucidate the nature of this deformation the authors develop model of an tectonic crust delamination oriented parallel and perpendicular to ridge spreading direction.

Complicated and contradictory character of the accretion and destruction of an oceanic lithosphere is striking manifestation of unlineal processes of its emplacement. Diverse levels and heterochronous the tectonic delamination are conditioned by geodynamic changeability during development of this part of South Atlantic.

В.А. Симонов, В.Ю. Колобов, С.В. Ковязин

МАГМАТИЧЕСКИЕ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СИТУАЦИЯХ ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ (ТРОЙНОЕ СОЧЛЕНЕНИЕ БУВЕ)

ВВЕДЕНИЕ

Геодинамические процессы, формирующие литосферу современных океанов, привлекают в последнее время пристальное внимание широкого круга исследователей. Это связано с тем, что изучаемые активные зоны (рифты срединно-океанических хребтов, трансформные разломы, горячие точки и др.) по существу являются природными лабораториями, позволяющими наиболее эффективно исследовать современные тектоно-магматические процессы. Результаты данных работ служат хорошей основой для теоретических моделей глубинной геодинамики.

Важную роль при расшифровке мантийных геодинамических процессов играет изучение особенностей магматизма в различных геологических ситуациях современных океанов. В этом отношении мы полностью согласны с Ю.М. Пущаровским, по мнению которого, "в специфике составов базальтов нередко можно видеть отражение латеральной гетерогенности мантии, откуда нетрудно подойти к геодинамическим построениям, менее абстрактным, чем чисто теоретические" [10, с. 88]. Вопросы взаимосвязи тектоники и магматизма в океанах неоднократно рассматривались Ю.М. Пущаровским с соавторами [9, 12, 13]. В этом направлении, в рамках проектов "Глубинные геосферы" и "Тектоносфера океанов" (руководитель Ю.М. Пущаровский), проводились исследования магматических и гидротермальных процессов в Южной Атлантике (тройное сочленение Буве). Данный район представляет большой интерес тем, что здесь сопрягаются системы трех срединно-океанических хребтов (Срединно-Атлантический – САХ, Юго-Западный Индийский – ЮЗИХ¹ и Америко-Антарктический – ААХ) (рис. 1), а также здесь же на сравнительно ограниченном пространстве можно наблюдать основные геодинамические ситуации дна океана: срединно-океанические хребты, трансформные разломы и горячие точки [20, 23, 24, 25, 27].

Во время 18-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" (1994 г.) в районе тройного сочленения Буве [5, 7, 8, 16] с нашим участием проводился целенаправленный отбор образцов на трех наиболее ключевых участках: южное окончание САХ, центр активной части трансформного разлома Буве и ЮЗИХ – около о-ва Буве. В отличие от предыдущих экспедиций производились детальные драгировки как вдоль рифтовых зон САХ и ЮЗИХ, так и на флангах хребтов (см. рис. 1). В результате оказалось возможным проследить эволюцию магматизма в различных геодинамических ситуациях в пространстве и во времени. Характерной чертой экспедиции 1994 г. на НИС "Академик Николай Страхов" явилось то, что,

© В.А. Симонов, В.Ю. Колобов, С.В. Ковязин, 1997

¹ Точнее – Африкано-Антарктический.

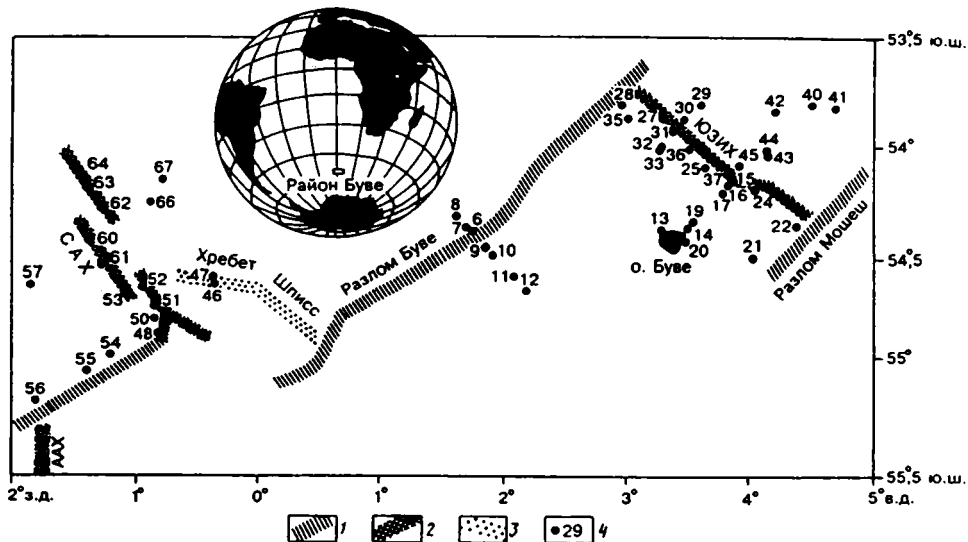


Рис. 1. Расположение станций драгирования в районе тройного сочленения Буве (18-й рейс НИС "Академик Николай Страхов", 1994 г.)

1 – оси трансформных разломов; 2 – оси рифтовых зон срединно-океанических хребтов; 3 – вулканические хребты; 4 – станции драгирования

Fig. 1. Location of the dredge stations in the Bouvet Triple Junction Region (18th cruise of R/V "Akademic Nikolaj Strakhov", 1994)

1 – axis of fracture zones; 2 – axis of mid-oceanic ridge rift zones; 3 – volcanic ridges; 4 – dredge stations

кроме комплекса магматических пород, была собрана представительная коллекция образцов с гидротермальной минерализацией [16]. Учитывая такую высокую активность гидротерм и их несомненную связь с магматизмом, нам представляется целесообразным рассмотреть также особенности гидротермальных систем, характерные для различных геодинамических ситуаций района тройного сочленения Буве.

В процессе обработки обширной коллекции был использован целый комплекс аналитических методов. Составы вулканических пород определены рентгено-флуоресцентным анализом. На рентгеновском микроанализаторе "Camebax-micro" изучены составы магматических стекол и расплавных включений. Концентрации летучих компонентов в магматических стеклах установлены с помощью газовой хроматографии по методике, опубликованной ранее [6, 15]. Суммарная погрешность определения: H_2O – до $\pm 7,5$ отн. %, CO_2 , CO , CH_4 – до ± 5 отн. %, N_2 – до ± 11 отн. % [6].

Расплавные включения исследовались в высокотемпературной термокамере с инертной средой [19]. Эксперименты с включениями при высоких температурах проводились с учетом рекомендаций других специалистов [4, 18, 28] и на основе собственного опыта [15]. Флюидные включения были изучены методами термометрии и криометрии [1–3, 14] в термокамере и криокамере оригинальных конструкций [15]. Все аналитические работы были проведены в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН (г. Новосибирск)

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

В районе тройного сочленения Буве были рассмотрены четыре основные геодинамические ситуации: САХ, ЮЗИХ, трансформный разлом Буве и собственно о-в Буве. Каждая из этих морфоструктур имеет свои особенности геодинамического

развития, тесно связанные с магматическими процессами. Мы попытались на основе сравнительного анализа петролого-геохимических данных выявить характерные черты магматических систем как отражение глубинных геодинамических процессов.

Геохимические особенности вулканических пород и магматических стекол

Предварительные результаты по петрохимии базальтов и магматических стекол из района тройного сочленения Буве опубликованы нами ранее [17]. Там же приведены анализы состава магматических стекол. Представительные составы вулканических пород и летучих компонентов в базальтовых стеклах показаны в табл. 1, 2.

Отбор образцов во время 18-го рейса НИС "Академик Николай Страхов", впервые проведенный с такой детальностью в районе тройного сочленения Буве, позволил выявить характер распределения индикаторных геохимических характеристик в пределах площади полигонов.

На участке южного окончания САХ все три сегмента рифтовой зоны отчетливо фиксируются минимумами значений K_2O/TiO_2 (до 0,15) в базальтах (рис. 2), показывая истощенность калием современных магматических систем в этом районе. К флангам хребта роль K_2O заметно увеличивается (K_2O/TiO_2 до 0,25–0,30), что свидетельствует об эволюции магматизма от обогащенного (E-MORB) к нормальному (N-MORB). Распределение значений H_2O/TiO_2 и CO_2 в магматических стеклах подчиняется тем же закономерностям: с минимумами (H_2O/TiO_2 до 0,12 и CO_2 до 100 ppm), приуроченными к рифтовой зоне САХ и с отчетливым ростом (H_2O/TiO_2 до 0,28 и CO_2 до 800 ppm) к флангам хребта (см. рис. 2). В целом такое симметричное распределение индикаторных компонентов показывает отчетливую смену древних обогащенных магматических систем на склонах хребта современными сухими расплавами типа N-MORB в рифтовой зоне САХ.

На участке ЮЗИХ около о-ва Буве вдоль рифтовой зоны на северо-запад идет явное увеличение роли калия в базальтах от низкого, характерного для N-MORB, отношения K_2O/TiO_2 (до 0,15) до максимальных значений напротив о-ва Буве (до 0,50) и около разлома Буве (до 0,65), т.е. выявляется двойная аномалия. Максимум у о-ва Буве пространственно ориентирован в северо-восточном направлении, фиксируя след движения горячей точки о-ва Буве (рис. 3). Величину значения H_2O/TiO_2 в стеклах определяют два фактора: собственно накопление H_2O в расплавах (с этим связан максимум ближе к разлому Буве, H_2O/TiO_2 до 0,44) и резкий рост TiO_2 в зоне непосредственного влияния горячей точки о-ва Буве (благодаря этому образуется линейный минимум с H_2O/TiO_2 до 0,24, маркирующий след горячей точки о-ва Буве) (см. рис. 3).

Площадное распределение содержания CO_2 в магматических стеклах ЮЗИХ показывает линейный максимум (CO_2 до 600 ppm), вытянутый в северо-восточном направлении от о-ва Буве, хорошо соответствующий траектории движения горячей точки Буве, установленной ранее [22] на основе геоморфологических и палеомагнитных данных. Как и в случае K_2O/TiO_2 в базальтах, для CO_2 в стеклах выявляется повышение значений ближе к разлому Буве.

Как было показано выше, летучие компоненты в стеклах САХ по своим количественным характеристикам и особенностям распределения резко отличаются от магматических флюидов ЮЗИХ. Это хорошо видно на диаграмме CO_2-H_2O (рис. 4). Здесь выделяются две основные группы: стекла из рифтовой зоны САХ с низкими значениями H_2O (до 0,27 мас. %) и CO_2 (до 216 ppm); стекла рифтовой зоны ЮЗИХ

Представительные составы вулканических пород (в мас. %) из района тройного сочленения Буве
(Южная Атлантика)

№ п/п	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO
Подводный склон о-ва Буве						
1	S18-13/21	49,38	3,92	14,57	14,08	0,22
2	S18-14/1	49,86	3,22	15,85	12,95	0,20
3	S18-19/6	55,22	1,62	15,64	11,51	0,26
4	S18-19/17	49,18	3,01	14,67	12,36	0,20
5	S18-20/5	51,05	2,57	14,38	13,40	0,25
6	S18-20/24	49,20	3,38	15,07	12,43	0,19
Профиль к северо-востоку от о-ва Буве						
7	S18-17/29	49,03	3,69	14,11	14,29	0,24
8	S18-43/4	48,68	3,54	14,68	12,88	0,19
9	S18-44/3	49,02	3,61	14,61	13,44	0,21
10	S18-42/1	47,49	3,04	15,50	12,28	0,21
11	S18-41/5	48,95	3,67	14,47	12,43	0,21
Рифтовая зона ЮЗИХ между разломами Буве и Мошеш (с северо-запада на юго-восток)						
12	S18-27/3	51,18	2,60	14,69	11,56	0,19
13	S18-31/1	50,32	2,65	14,81	11,89	0,20
14	S18-31/66	50,15	1,90	16,18	9,55	0,16
15	S18-36/1	49,65	2,60	14,60	13,00	0,22
16	S18-25/1	49,25	2,68	15,63	10,55	0,16
17	S18-37/3	49,73	3,70	14,30	13,40	0,21
18	S18-15/5	49,21	2,91	14,87	12,09	0,20
19	S18-16/6	50,42	2,40	14,47	12,74	0,22
20	S18-22/5	49,63	2,19	15,51	10,51	0,18
Трансформный разлом Буве						
21	S18-10/1	46,20	1,33	15,71	9,24	0,16
22	S18-10/51	51,38	0,67	19,15	9,39	0,19
23	S18-10/63	57,68	0,78	16,24	10,00	0,22
24	S18-10/152	46,02	1,23	17,98	8,90	0,17
Хребет Шписс						
25	S18-46/3	48,67	1,69	16,95	10,86	0,17
26	S18-46/4	48,46	1,79	16,53	11,20	0,18
Рифтовая зона САХ (с юга на север)						
27	S18-48/3	50,34	1,19	15,34	10,31	0,19
28	S18-50/1	49,62	1,52	15,11	11,40	0,20
29	S18-51/2	49,72	1,52	15,20	11,30	0,20
30	S18-53/3	49,38	1,98	14,71	12,17	0,21
31	S18-62/4	49,05	1,84	16,47	11,99	0,20
32	S18-63/1	48,63	1,21	20,15	8,50	0,14
Станции на удалении от рифтовой зоны САХ						
33	S18-54/2	49,77	2,04	15,47	11,29	0,19
34	S18-55/42	48,32	1,77	15,81	11,13	0,19
35	S18-56/1	48,20	1,50	19,31	9,08	0,16
35	S18-57/1	48,95	1,90	16,17	11,19	0,19
36	S18-66/2	49,52	1,98	14,26	12,26	0,20

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
Подводный склон о-ва Буве						
4,55	8,46	2,72	1,24	0,60	0,08	99,82
4,40	8,65	3,13	1,15	0,55	-0,16	99,80
2,27	4,91	5,30	2,26	0,58	0,58	100,15
5,55	8,98	3,77	0,95	0,45	0,12	99,24
3,45	6,65	5,41	1,70	0,96	0,52	100,34
4,63	9,05	2,86	1,16	0,48	1,42	99,87
Профиль к северо-востоку от о-ва Буве						
4,51	8,18	3,56	1,28	0,54	1,22	100,65
4,55	8,64	3,12	1,17	0,52	0,54	98,51
4,44	8,53	3,55	1,29	0,55	0,00	99,25
4,57	9,16	3,56	0,96	0,43	2,58	99,78
4,20	9,06	3,16	1,32	0,54	1,24	99,25
Рифтовая зона ЮЗИХ между разломами Буве и Мошеш (с северо-запада на юго-восток)						
6,02	9,53	2,26	1,08	0,41	0,60	100,12
5,26	8,99	3,44	0,86	0,43	1,16	100,01
6,91	10,85	2,40	0,71	0,25	0,88	99,94
7,07	9,57	2,26	0,73	0,36	-0,18	99,88
8,18	8,34	3,08	1,40	0,54	0,66	100,47
3,86	8,34	3,76	1,19	0,52	1,44	100,45
6,44	10,16	2,52	0,82	0,53	0,48	100,23
5,70	9,22	3,39	0,81	0,35	0,56	100,28
7,14	10,81	2,38	0,74	0,34	0,14	99,57
Трансформный разлом Буве						
9,18	11,50	2,66	0,29	0,14	3,32	99,73
5,02	11,67	2,34	0,30	0,08	0,00	100,19
3,68	7,18	3,86	0,60	0,13	0,26	100,63
6,51	11,40	2,73	0,25	0,12	4,63	99,94
Хребет Шпицс						
6,40	11,24	3,00	0,41	0,21	0,30	99,90
6,46	11,15	3,36	0,47	0,22	0,44	100,26
Рифтовая зона САХ (с юга на север)						
8,59	12,20	1,97	0,14	0,08	-0,28	100,07
7,69	11,48	2,63	0,27	0,13	0,06	100,11
7,89	11,43	2,41	0,23	0,12	-0,34	99,68
8,01	10,16	2,96	0,29	0,19	-0,52	99,54
6,67	11,22	2,79	0,23	0,19	-0,34	100,31
6,26	12,71	2,40	0,17	0,11	-0,36	99,92
Станции на удалении от рифтовой зоны САХ						
6,41	10,53	3,03	0,62	0,24	0,54	100,13
6,05	11,01	2,96	0,43	0,20	1,42	99,29
5,69	11,71	2,83	0,33	0,17	0,86	99,84
5,71	10,60	3,23	0,53	0,25	1,06	99,78
7,54	9,96	3,01	0,62	0,25	0,72	100,32

* Общее содержание железа в породе приведено в пересчете на Fe₂O₃

**Представительные составы летучих компонентов в магматических стеклах
из района тройного сочленения Буве (Южная Атлантика)**

№ п/п	№ образца	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂
Подводный склон о-ва Буве						
1	S18-19/6	0,96	263	42	12	48
2	S18-19/13	0,95	413	59	10	61
3	S18-19/16	0,75	665	109	5	102
Профиль на северо-восток от о-ва Буве						
4	S18-41/1	0,79	420	45	1	65
Рифтовая зона ЮЗИХ между разломами Буве и Мошеш (с северо-запада на юго-восток)						
5	S18-27/2	1,04	266	36	3	85
6	S18-31/1	1,25	313	30	2	53
7	S18-36/1	0,71	135	26	1	103
8	S18-25/2	0,79	209	32	1	89
9	S18-37/1	0,68	744	52	3	118
10	S18-16/5	0,82	230	28	4	104
11	S18-22/5	0,85	410	53	3	82
Трансформный разлом Буве						
12	S18-10/2	0,16	105	53	3	127
13	S18-10/3	0,19	194	40	0	93
14	S18-10/7	0,33	270	42	1	89
Хребет Шпиц						
15	S18-46/2	0,33	210	32	1	102
16	S18-47/1	0,47	275	42	3	100
17	S18-47/2	0,58	368	56	3	89
Рифтовая зона САЖ (с юга на север)						
18	S18-48/1	0,15	92	36	1	35
19	S18-50/1	0,19	63	32	2	59
20	S18-51/1	0,19	99	43	1	64
21	S18-52/2	0,15	98	31	1	41
22	S18-53/3	0,18	122	32	1	55
23	S18-61/4	0,27	156	44	3	50
24	S18-60/1	0,12	95	0	0	0
25	S18-62/2	0,17	96	32	0	53
26	S18-63/1	0,20	176	19	0	41
27	S18-64/1	0,25	368	53	4	94
Станции на удалении от рифтовой зоны САЖ						
28	S18-54/2	0,44	489	53	1	65
29	S18-56/1	0,25	284	42	1	77
30	S18-57/1	0,63	851	30	1	27
31	S18-66/3	0,51	549	52	1	83

Примечание. Составы летучих компонентов установлены с помощью газовой хроматографии в ОИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

H₂O – мас. %, газы – ppm (г/т).

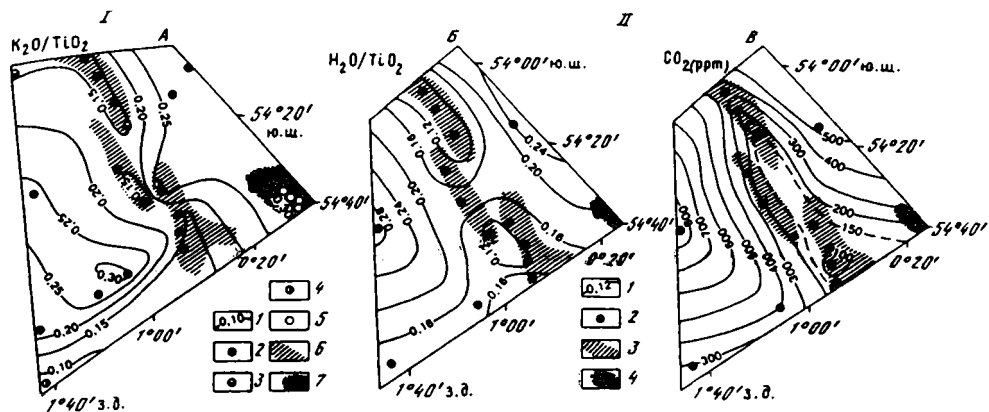


Рис. 2. Распределение значений K_2O/TiO_2 , H_2O/TiO_2 , CO_2 в базальтах (I) и магматических стеклах (II) на участке южного окончания САХ

А – распределение K_2O/TiO_2 в базальтах. 1 – изолинии значений K_2O/TiO_2 ; 2–5 – станции драгирования, данные по базальтам из которых использовались при построении рисунка; 2 – станции, выполненные при нашем участии во время 18-го рейса НИС "Академик Николай Страхов", 3–5 – станции предыдущих экспедиций: 3 – 32-й рейс НИС "Агульяс" [25], 4 – 115-й рейс НИС "Чейн" [20], 5 – 107-й рейс НИС "Атлантис II" [26]; 6 – рифтовая зона САХ; 7 – хребет Шписс

Б, В – распределение H_2O/TiO_2 (Б) и CO_2 (В) в магматических стеклах. 1 – изолинии значений H_2O/TiO_2 и CO_2 ; 2 – станции драгирования, выполненные при нашем участии во время 18-го рейса НИС "Академик Николай Страхов", данные по стеклам из которых использовались при построении рисунка; 3 – рифтовая зона САХ; 4 – хребет Шписс

Fig. 2. Distribution of K_2O/TiO_2 , H_2O/TiO_2 , CO_2 in basalts and in magmatic glasses on the south end of MAR

A. Distribution of K_2O/TiO_2 in basalts. 1 – isolines of K_2O/TiO_2 ; 2–5 – dredges from which data on basalts was used during making figure; 2 – dredges carried out with our participation during 18th cruise of R/V "Akademik Nikolaj Strakhov", 3–5 – dredges of the previous expeditions (3 – 32th cruise of R/V "Agulhas" [25], 4 – 115th cruise of R/V "Chain" [20], 5 – 107th cruise R/V "Atlantic II" [26]); 6 – MAR Rift Zone; 7 – Spiess Ridge

B, B. Distribution H_2O/TiO_2 (B) and CO_2 (B) in magmatic glasses. 1 – isolines of H_2O/TiO_2 and CO_2 ; 2 – dredges carried out with our participation during 18th cruise R/V "Akademik Nikolaj Strakhov", from which data on glasses was used during making figure; 3 – MAR Rift Zone; 4 – Spiess Ridge

и подводного склона о-ва Буве с высоким содержанием H_2O (до 1,04 мас. % и более) и CO_2 (до 744 ppm). Эти два типа стекол резко отличаются и нет переходных разностей между ними, т.е. флюиды в современных магматических системах указывают на четкое различие глубинных мантийных геодинамических процессов в данных регионах.

Промежуточное положение между двумя контрастными группами занимают стекла хребта Шписс, магматизм которого, возможно, является связующим звеном. Базальтовые стекла на флангах САХ обогащены летучими, и в результате устанавливается отчетливая эволюция во времени и в пространстве магматизма САХ с падением содержаний H_2O и CO_2 к рифтовой зоне. Магматические системы разлома Буве близки по своим характеристикам к расплавам рифтовой зоны САХ, но немного обогащены CO_2 (см. рис. 4).

Рассматривая распределение содержаний летучих компонентов в стеклах вдоль рифтовых зон САХ и ЮЗИХ, видим резкое различие характеристик современных магматических систем этих двух хребтов (рис. 5). В целом устанавливается явное обогащение летучими расплавов ЮЗИХ и минимальное их содержание в магмах

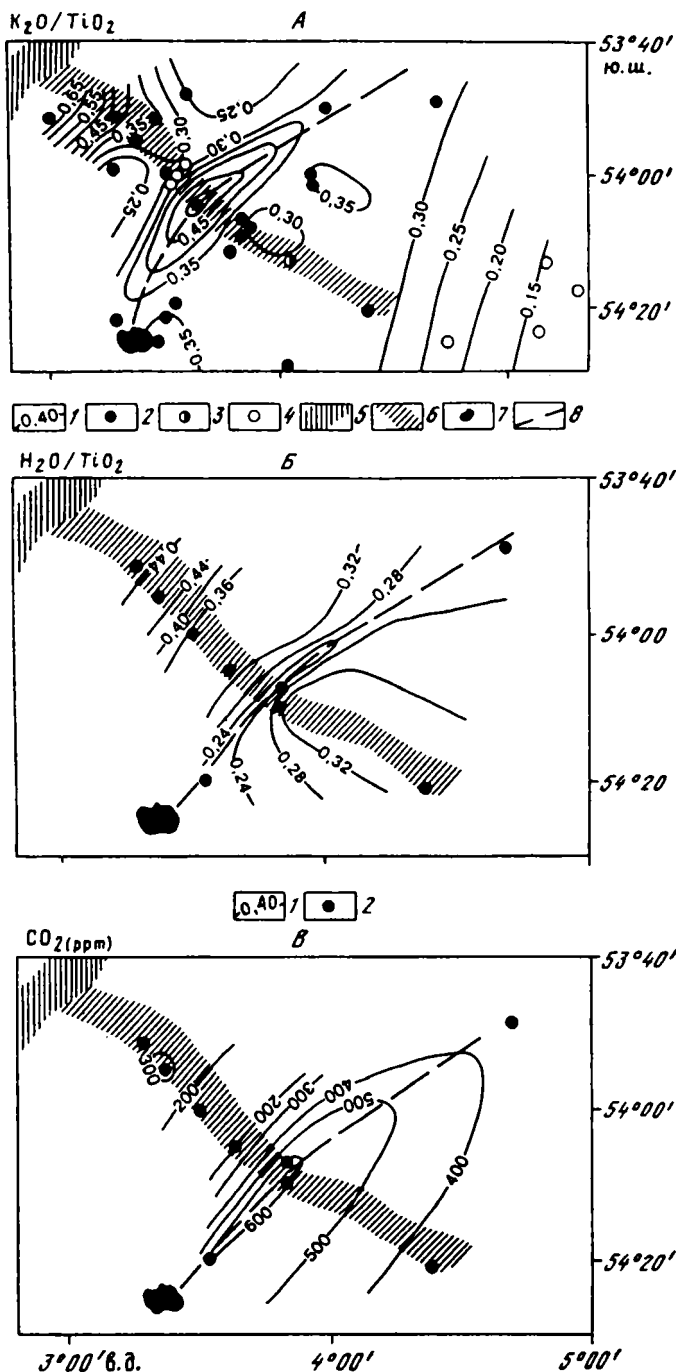


Рис. 3. Распределение значений K_2O/TiO_2 , H_2O/TiO_2 , CO_2 в базальтах и в магматических стеклах на участке ЮЗИХ около о-ва Буве

А – распределение K_2O/TiO_2 в базальтах. 1 – изолинии значений K_2O/TiO_2 ; 2–4 – станции драгирования, данные по базальтам из которых использовались при построении рисунка: 2 – 18-й рейс НИС "Академик Николай Страхов", 3 – 115-й рейс НИС "Чейн" [20], 4 – 107-й рейс НИС "Атлантис II" [24]; 5 – изученный во время 18-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" участок рифтовой зоны ЮЗИХ; 6 – трансформный разлом Буве; 7 – о-в Буве; 8 – след движения горячей точки о-ва Буве

Б, В – распределение H_2O/TiO_2 (Б) и CO_2 (В) в магматических стеклах. 1 – изолинии значений H_2O/TiO_2 и CO_2 ; 2 – станции драгирования 18-го рейса НИС "Академик Николай Страхов", данные по стеклам из которых использовались при построении рисунка. Остальные условные обозначения см. на рис. 3, А

Fig. 3. Distribution K_2O/TiO_2 , H_2O/TiO_2 , CO_2 in basalts and in magmatic glasses on the plot of SWIR near Bouvet Island

А. Distribution K_2O/TiO_2 in basalts. 1 – isolines of K_2O/TiO_2 ; 2–4 – dredges, from which data on basalts was used during making figure, 2 – 18th cruise of R/V "Akademik Nikolaj Strakhov", 3 – 115th cruise R/V "Chain" [20], 4 – 107th cruise R/V "Atlantis II" [24]; 5 – plot of SWIR Rift Zone studied during 18th cruise of R/V "Akademik Nikolaj Strakhov"; 6 – Bouvet Fracture Zone; 7 – Bouvet Island; 8 – trace of Bouvet Hot Spot movement

Б, В. Distribution of H_2O/TiO_2 (Б) and CO_2 (В) in magmatic glasses. 1 – isolines of H_2O/TiO_2 and CO_2 ; 2 – dredges of 18th cruise of R/V "Akademik Nikolaj Strakhov", from which data on glasses was used during making figure

Other symbols one can see on fig. 3, А

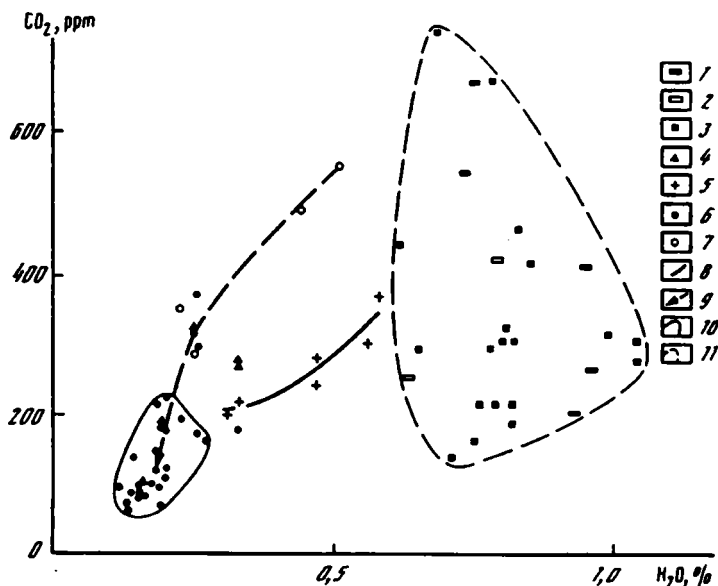


Рис. 4. Диаграмма $\text{CO}_2\text{--H}_2\text{O}$ для магматических стекол из района тройного сочленения Буве

1 – подводный склон о-ва Буве; 2 – станция на удалении к северо-востоку от рифтовой зоны ЮЗИХ (S18-41); 3 – рифтовая зона ЮЗИХ; 4 – разлом Буве; 5 – хребет Шписс; 6 – рифтовая зона САХ; 7 – станции на удалении от рифтовой зоны САХ (S18-54, 56, 66); 8 – тренд стекол хребта Шписс; 9 – изменение содержания летучих компонентов в стеклах от флангов к рифтовой зоне САХ; 10, 11 – поле стекол рифтовых зон: 10 – САХ; 11 – ЮЗИХ и подводного склона о-ва Буве

Fig. 4. Diagram $\text{CO}_2\text{--H}_2\text{O}$ of magmatic glasses from the Bouvet Triple Junction Region

1 – submarine slope of the Bouvet Island; 2 – dredges at some distance to the north-east from SWIR Rift Zone (S18-41); 3 – SWIR Rift Zone; 4 – Bouvet Fracture Zone; 5 – Spiess Ridge; 6 – MAR Rift Zone; 7 – dredges at some distance from MAR Rift Zone (S18-54, 56, 66); 8 – trend of Spiess Ridge glasses; 9 – change of the volatile component contents in glasses from flanks to MAR Rift Zone; 10 – field of MAR Rift Zone glasses; 11 – field of SWIR Rift Zone and submarine slope of Bouvet Island glasses

САХ, причем для каждого из флюидных компонентов характерны свои индивидуальные особенности. Расплавы ЮЗИХ выделяются существенно повышенными содержаниями воды в целом, с резким максимумом (до 1,55 мас. %) ближе к разлому Буве. Характерно, что нет максимума H_2O напротив о-ва Буве в зоне непосредственного влияния горячей точки, в отличие от CO_2 , для которой здесь отмечены наивысшие содержания (до 744 ppm). Заметен также пик CO_2 ближе к разлому Буве. Содержание H_2 в стеклах ЮЗИХ в целом повышенное, без каких-либо явных максимумов. Водород здесь имеет явно самостоятельный глубинный характер, не зависящий от количества H_2O , о чем свидетельствуют данные по стеклам станции S18-31 (ближе к разлому Буве), где максимальные значения H_2O сопровождаются минимальными содержаниями H_2 . При переходе к рифтовой зоне САХ содержания всех трех летучих компонентов резко падают, сохраняя свои минимальные значения практически на всем протяжении к северо-западу вдоль рассматриваемых участков рифта. Только на окончании северного сегмента их количество (прежде всего CO_2) резко увеличивается (см. рис. 5), что, наиболее вероятно, связано с развитием обогащенного магматизма другой, не зависящей от о-ва Буве, горячей точки.

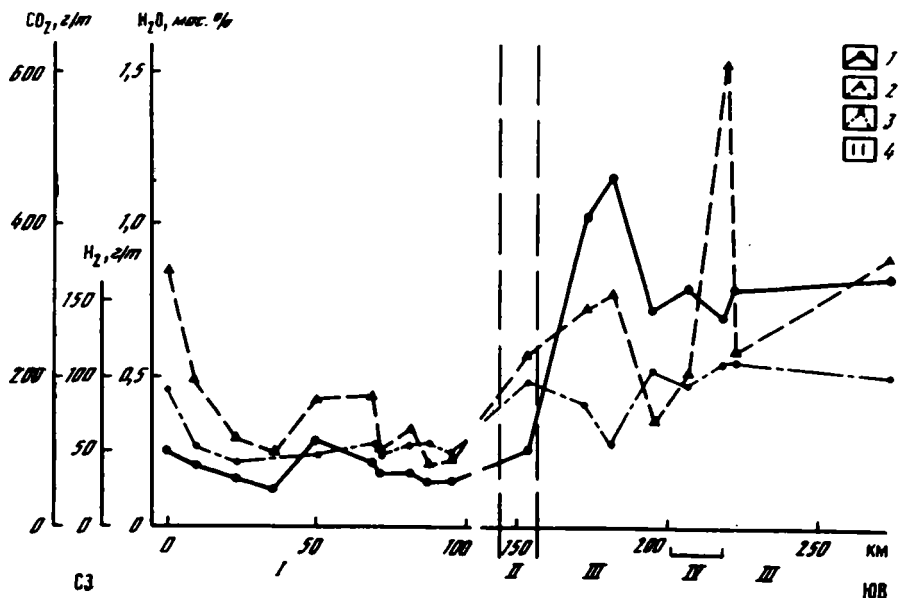


Рис. 5. Распределение средних содержаний летучих компонентов в магматических стеклах вдоль рифтовых зон САХ и ЮЗИХ

1 – H_2O ; 2 – CO_2 ; 3 – H_2 ; 4 – трансформный разлом Буве; I – рифтовая зона САХ; II – разлом Буве; III – рифтовая зона ЮЗИХ; IV – станции драгирования, расположенные напротив о-ва Буве. CO_2 , H_2 – в ppm (г/г), H_2O – в мас. %

Fig. 5. Distribution of average volatile component contents in magmatic glasses alongside MAR and SWIR Rift Zones

1 – H_2O ; 2 – CO_2 ; 3 – H_2 ; 4 – Bouvet Fracture Zone. I – MAR Rift Zone; II – Bouvet Fracture Zone; III – SWIR Rift Zone; IV – dredges situated opposite Bouvet Island. CO_2 , H_2 – ppm, H_2O – wt. %

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Если магматические стекла дают информацию о геохимии расплавов, изливавшихся непосредственно на океаническое дно, то исследования расплавных включений в минералах позволяют судить о свойствах магм в эндогенных условиях. С помощью изучения расплавных включений нами рассмотрены особенности составов и температурных режимов магматических систем в различных геодинамических ситуациях района тройного сочленения Буве. Детально исследовались включения во вкрапленниках плагиоклаза и реже – клинопироксена из образцов, представляющих наиболее важные морфоструктуры данного региона: рифтовая зона САХ (обр. S18-63/1), зона трансформного разлома Буве (S18-10/152), рифтовая зона ЮЗИХ (S18-31/66), подводный склон о-ва Буве (S18-20/24).

В плагиоклазовых вкрапленниках первичные расплавные включения (10–100 мкм) таблитчатой формы располагаются либо равномерно по всему кристаллу, либо формируют прямолинейные полосы. Выделяются два основных типа: темные микрозернистые и с отчетливым газовым пузырьком в прозрачном стекле. В клинопироксеновых вкрапленниках первичные расплавные включения (5–20 мкм) обычно располагаются полосами вдоль границ кристаллов. Многофазовые: газовые пузырьки + несколько кристаллических фаз + стекло.

Результаты исследования расплавных включений (составы и температуры гомо-

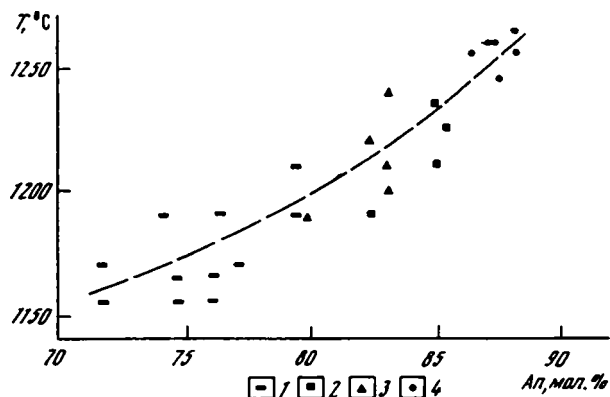


Рис. 6. Соотношение температур гомогенизации расплавных включений (T , °C) с составом плагиоклаза-хозяина (An – содержание анортитового компонента, мол.%)

1 – подводный склон о-ва Буве; 2 – рифтовая зона ЮЗИХ; 3 – разлом Буве; 4 – рифтовая зона САХ

Fig. 6. Correlation of homogenization temperatures of melt inclusions ($T^{\circ}\text{C}$) with plagioclase-host composition (An – anortite component contents, mol. %)

1 – submarine slope of the Bouvet Island; 2 – SWIR Rift Zone; 3 – Bouvet Fracture Zone; 4 – MAR Rift Zone

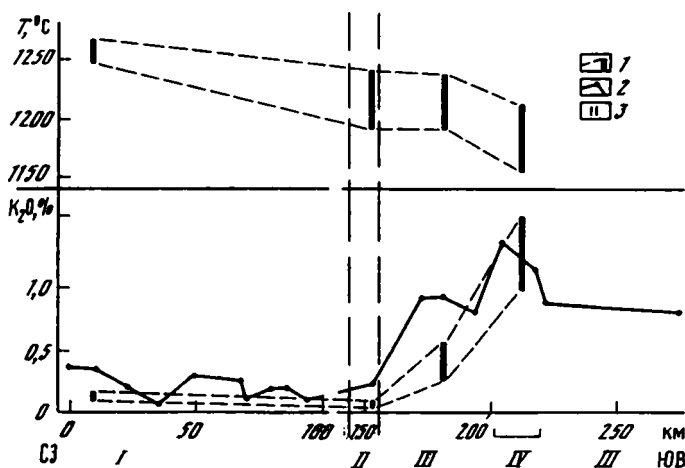


Рис. 7. Распределение параметров магматических расплавов вдоль рифтовых зон САХ и ЮЗИХ

1 – интервалы содержаний K_2O и температур гомогенизации для расплавных включений в плагиоклазах; 2 – вариации средних значений K_2O в магматических стеклах; 3 – зона трансформного разлома Буве. I – рифтовая зона САХ; II – разлом Буве; III – рифтовая зона ЮЗИХ; IV – станции драгирования, расположенные в рифтовой зоне ЮЗИХ напротив о-ва Буве и на подводных склонах о-ва Буве

Fig. 7. Distribution of magmatic melt parametres alongside of MAR and SWIR Rift Zones

1 – intervals of K_2O contents and homogenization temperatures of melt inclusions in plagioclases; 2 – variations of average K_2O in magmatic glasses; 3 – Bouvet Fracture Zone. I – MAR Rift Zone; II – Bouvet Fracture Zone; III – SWIR Rift Zone; IV – dredges situated in the SWIR Rift Zone opposite Bouvet Island and on the submarine slopes of the Bouvet Island

Представительные составы гомогенизированных расплавных включений и минералов (в мас. %) из базальтовых пород района тройного сочленения Буве (Южная Атлантика)

№ п/п	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO
1	S18-20/24-5	48,79	3,06	15,45	0,00	10,98
2	S18-20/24-7	49,36	3,19	14,08	0,00	12,12
3	S18-20/24-8	49,06	2,62	15,64	0,00	11,06
4	S18-20/24-9	48,31	2,68	16,31	0,00	13,07
5	S18-31/66-8	51,70	0,43	15,97	0,03	6,69
6	S18-31/66-9	51,16	0,38	16,14	0,02	8,26
7	S18-31/66-10	51,86	0,58	16,30	0,02	7,53
8	S18-10/152-15	50,23	0,52	17,03	0,07	7,02
9	S18-10/152-16	50,37	1,14	15,32	0,05	7,28
10	S18-10/152-20	49,88	0,46	17,33	0,06	6,58
11	S18-63/1-10	50,46	0,40	15,87	0,05	7,61
12	S18-63/1-12	50,75	0,39	15,51	0,05	8,42
13	S18-63/1-14	50,34	0,61	16,83	0,06	7,41
14	S18-20/24-1	50,21	2,69	12,52	0,00	10,54
15	S18-20/24-3	48,24	3,38	12,72	0,01	10,90
16	S18-20/24-5	48,76	0,06	31,29	0,00	0,57
17	S18-20/24-7	49,88	0,06	30,51	0,01	0,54
18	S18-20/24-8	48,31	0,04	31,44	0,01	0,49
19	S18-20/24-9	48,56	0,06	30,99	0,00	0,54
20	S18-31/66-8	47,88	0,03	32,59	0,02	0,33
21	S18-31/66-9	47,00	0,03	32,99	0,00	0,33
22	S18-31/66-10	46,97	0,03	33,09	0,00	0,34
23	S18-10/152-15	47,82	0,02	33,18	0,00	0,27
24	S18-10/152-16	47,57	0,01	33,02	0,02	0,23
25	S18-10/152-20	48,71	0,01	31,85	0,00	0,26
26	S18-63/1-10	46,51	0,01	33,46	0,00	0,26
27	S18-61/1-12	46,58	0,02	32,98	0,00	0,27
28	S18-63/1-14	46,61	0,02	33,67	0,00	0,24
29	S18-20/24-2	52,24	0,78	1,98	0,01	7,21
30	S18-20/24-3	50,74	1,10	3,25	0,05	7,66

П р и м е ч а н и е. 1–15 – гомогенизированные расплавные включения в плагиоклазах (1–13) и в клинопироксенах (14, 15); 16–28 – плагиоклазы; 29, 30 – клинопироксены. Образцы: S18-20/24 (№№ 1–4, 14–19, 29, 30) – подводный склон о-ва Буве; S18-31/66 (№№ 5–7, 20–22) – рифтовая зона ЮЗИХ; S18-10/152 (№№ 8–10, 23–25) – трансформный разлом Буве; S18-63/1 (№№ 11–13, 26–28) – рифтовая зона САХ. Т, °С – температура гомогенизации расплавных включений. Ал – анортитовый компонент (мол. %) в плагиоклазах. Составы определены на рентгеновском микроанализаторе "Camebax-micro" (ОИГГМ СО РАН).

генизации) и составы минералов-хозяинов, содержащих включения, приведены в табл. 3.

Для оценки получаемой по расплавным включениям информации были использованы независимые критерии. Во-первых, установлена прямая корреляция температур гомогенизации включений с содержанием анортитового компонента в плагиоклазе-хозяине (рис. 6). Во-вторых, были рассчитаны по составу расплава равновесные ликвидусные температуры [21], составившие для оливина и плагиоклаза около 1250 и 1230–1240 °С соответственно, что хорошо согласуется с температурой гомогенизации включений в плагиоклазе из этого образца (S18-63/1-10) – 1245 °С. Таким образом, мы имеем полное основание использовать полученные данные по расплавным включениям как имеющие независимое подтверждение их достоверности.

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	T, °C, An
0,27	4,78	9,88	3,05	1,32	97,58	1190
0,17	5,14	10,41	3,81	1,02	99,29	1155
0,17	4,76	10,12	4,08	1,11	98,62	1170
0,22	3,37	9,17	3,68	1,48	98,31	1190
0,14	8,30	12,20	3,54	0,27	99,27	1190
0,36	7,57	11,53	3,00	0,57	98,98	1210
0,15	7,50	11,41	3,10	0,39	98,84	1235
0,13	9,23	12,26	2,64	0,01	99,14	1240
0,15	9,12	12,17	2,53	0,06	98,19	1210
0,12	8,89	12,32	2,65	0,03	98,32	1190
0,15	9,64	12,05	2,16	0,15	98,53	1245
0,16	8,02	12,52	2,43	0,08	98,34	1260
0,12	9,06	12,57	2,03	0,11	99,13	1255
0,19	6,48	10,54	3,12	0,98	97,23	1200
0,23	6,96	11,84	2,85	0,46	97,60	1180
0,03	0,14	16,27	2,64	0,10	99,87	79,4
0,01	0,14	14,56	3,12	0,14	98,96	71,6
0,00	0,11	15,55	2,55	0,10	98,60	77,0
0,00	0,12	15,49	2,73	0,09	98,58	76,4
0,00	0,24	16,79	1,97	0,03	99,87	82,3
0,00	0,18	17,31	1,71	0,02	99,57	85,0
0,00	0,19	17,25	1,61	0,03	99,52	84,9
0,00	0,22	16,99	1,73	0,00	100,23	83,0
0,00	0,22	16,94	1,74	0,01	99,76	82,9
0,00	0,28	16,36	2,20	0,00	99,68	79,9
0,00	0,21	17,79	1,34	0,02	99,59	87,5
0,00	0,20	17,66	1,43	0,00	99,13	87,3
0,00	0,20	17,98	1,12	0,00	99,84	88,2
0,19	16,20	20,98	0,32	0,00	99,84	—
0,19	15,41	21,10	0,37	0,00	99,88	—

Эксперименты с включениями показали, что наиболее высокие температуры (1245–1265 °C) характерны для сухих магматических систем рифтовой зоны САХ. Самые низкие значения температур (1155–1210 °C) определены для обогащенных расплавов подводного склона о-ва Буве. Промежуточные показатели установлены для рифтовой зоны ЮЗИХ (1190–1235 °C) и для трансформного разлома Буве (1190–1240 °C). На рис. 7 видны закономерные изменения температур и составов расплавных включений по простиранию рифтовых зон САХ и ЮЗИХ. При переходе от нормальных базальтов САХ, с минимальными значениями K₂O в расплавных включениях (и в магматических стеклах) и с максимальными температурами, к обогащенным магматическим системам ЮЗИХ и о-ва Буве происходит одновременное снижение температур кристаллизации и резкое увеличение содержания калия с

расширением диапазонов значений обоих параметров. Подобное распределение температур и геохимических характеристик расплавов явно связано с влиянием горячей точки о-ва Буве. Аналогичная ситуация при переходе от нормальных к обогащенным базальтовым расплавам установлена нами также и для геохимической аномалии в зоне трансформного разлома 15°20' (Центральная Атлантика).

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ

Образцы с гидротермальными минералами были отобраны во время 18-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" на всех участках детальных исследований в районе тройного сочленения Буве. Наибольшая активность гидротермальных процессов отмечена в ЮЗИХ, причем расположение станций драгирования с гидротермальной минерализацией (S18-14, 17, 37, 45, 43) совпадает с вытянутым максимумом CO_2 в магмах (см. рис. 1, 3). В САХ гидротермальные ассоциации найдены только на удалении от рифтовой зоны. Исследовались флюидные включения в кварце из массивной сульфидной руды (ЮЗИХ, обр. S18-43/1) и из гидротермальной брекчии с обломками базальтов в кварцевом цементе с зернами сульфидов (САХ, обр. S18-56/41).

В сульфидной руде из ЮЗИХ кварц содержит первичные флюидные включения двух типов. Включения первого типа (5–10 мкм) преимущественно однофазные. Криометрические исследования показали, что они содержат практически чистую углекислоту. Широкий диапазон температур гомогенизации включений (от –11,5 до +29,7 °C) свидетельствует о существенных вариациях плотности углекислоты. Преобладают значения 0,76–0,84 г/см³ (рис. 8).

Включения второго типа (5–15 мкм), сингенетичные включениям с жидкой углекислотой, имеют две фазы: светлая жидкость + газовый пузырек. Исследования в криокамере показали, что они содержат водные растворы NaCl с примесью CaCl_2 (общая концентрация солей 6,6–10,2 вес. %). Температуры гомогенизации включений варьируют от 92 до 275° C. Преобладают значения 130–170 °C.

Используя полученные данные по сингенетичным включениям водных растворов и углекислоты, можно установить истинные температуры и давления минералообразующей среды в момент захвата кварцем этих включений [3], которые составляют в нашем случае: $T = 200\text{--}310$ °C, $P = 900\text{--}1700$ бар.

В кварце брекчии из САХ найдены исключительно включения водных растворов (8–20 мкм). Включения мнимовторичные, двухфазовые: светлая жидкость + газо-

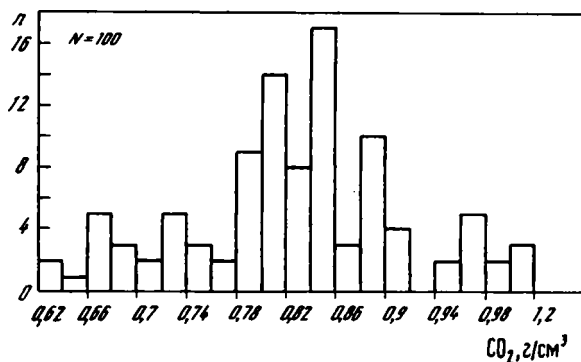


Рис. 8. Гистограмма распределения плотностей CO_2 во флюидных включениях в кварце из сульфидной руды (ЮЗИХ)

Fig. 8. Distribution of CO_2 densities in fluid inclusions from sulfide ore quartz (SWIR)

вый пузырек. Криометрические исследования показали, что эти включения содержат водно-солевой раствор ($\text{NaCl} + \text{MgCl}_2 + \text{H}_2\text{O}$) с общей концентрацией солей 13–16 вес. %. Температуры гомогенизации включений составляют 148–178 °C. Вводя поправку на давление (соответственно глубине станции S18-56), получаем минимальные температуры гидротермальных процессов около 170–200 °C.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные исследования позволили выделить в районе тройного сочленения Буве две основные структуры, разделенные трансформным разломом Буве и обладающие контрастными петролого-геохимическими характеристиками магматических и гидротермальных систем. С одной стороны, это САХ (преимущественно рифтовая зона) с сухим высокотемпературным (1245–1265 °C) магматизмом типа N-MORB и чисто водными гидротермальными растворами, основой которых служит преобразованная морская вода. С другой стороны, это ЮЗИХ (район о-ва Буве) с резко обогащенным (K_2O , TiO_2 , CO_2 , H_2O) магматизмом типа E-MORB и OIB с более низкими температурами (до 1155–1210 °C) и углекислотно-водными гидротермальными растворами, содержащими эндогенный магматический флюид (преимущественно CO_2).

Учитывая, что использованные нами такие характеристики, как $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ и $\text{H}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, слабо зависят от процессов дифференциации (одновременное накопление компонентов не сказывается принципиально на значениях этих соотношений), мы можем считать, что установленные различия двух основных структур не являются следствием локальных процессов фракционирования, а, скорее всего, отражают геодинамику развития глубинных мантийных систем.

Связующим звеном между контрастными системами САХ и ЮЗИХ, вполне возможно, является магматизм хребта Шписс, так как данные по летучим компонентам этого хребта формируют тренд между примитивной и обогащенной группами. Скорее всего, здесь, согласно установленным общим закономерностям в южном окончании САХ, идет развитие от обогащенных к нормальным магматическим системам, так как судя по данным [8], вулканическое поднятие хребта Шписс отвечает начальному этапу зарождения рифтовой зоны в пределах уже ранее образованной океанической коры САХ.

Согласно полученным результатам, характерные особенности магматических и гидротермальных систем в САХ и ЮЗИХ определяются прежде всего глубинными геодинамическими процессами развития этих структур.

В случае участка ЮЗИХ около о-ва Буве основное влияние оказывает развитие горячей точки о-ва Буве. На графиках распределения легкоподвижных компонентов (летучие и щелочи) устанавливаются два максимума: напротив о-ва Буве и менее выраженный, но достаточно отчетливый – вблизи разлома Буве. Первый пик отражает непосредственное влияние обогащенных расплавов горячей точки о-ва Буве. Причиной появления второго максимума является развитие трансформного разлома Буве. Проникающие на большие глубины трансформные разломы проявляются в виде зон разуплотнения в мантии, связанных с серпентинизацией ультрабазитов при их гидратации [11]. В результате под трогами разломов возникают узкие прямолинейные зоны большой протяженности и значительной глубины, более холодные, чем окружающая мантия. Именно охлажденная зона разлома Буве может служить своеобразным барьером, задерживающим флюидно-магматические потоки, идущие от мантийного диапира горячей точки о-ва Буве (рис. 9). В результате легкоподвижные компоненты накапливаются, создавая дополнительный максимум. Подобная модель формирования двойной аномалии в срединно-океанических хребтах под действием диапира горячей точки рассматривалась и ранее [29].

Как было показано выше, максимум индикаторных компонентов (K_2O , TiO_2 , CO_2)

расширением диапазонов значений обоих параметров. Подобное распределение температур и геохимических характеристик расплавов явно связано с влиянием горячей точки о-ва Буве. Аналогичная ситуация при переходе от нормальных к обогащенным базальтовым расплавам установлена нами также и для геохимической аномалии в зоне трансформного разлома 15°20' (Центральная Атлантика).

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ

Образцы с гидротермальными минералами были отобраны во время 18-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" на всех участках детальных исследований в районе тройного сочленения Буве. Наибольшая активность гидротермальных процессов отмечена в ЮЗИХ, причем расположение станций драгирования с гидротермальной минерализацией (S18-14, 17, 37, 45, 43) совпадает с вытянутым максимумом CO_2 в магмах (см. рис. 1, 3). В САХ гидротермальные ассоциации найдены только на удалении от рифтовой зоны. Исследовались флюидные включения в кварце из массивной сульфидной руды (ЮЗИХ, обр. S18-43/1) и из гидротермальной брекчии с обломками базальтов в кварцевом цементе с зернами сульфидов (САХ, обр. S18-56/41).

В сульфидной руде из ЮЗИХ кварц содержит первичные флюидные включения двух типов. Включения первого типа (5–10 мкм) преимущественно однофазные. Криометрические исследования показали, что они содержат практически чистую углекислоту. Широкий диапазон температур гомогенизации включений (от –11,5 до +29,7 °C) свидетельствует о существенных вариациях плотности углекислоты. Преобладают значения 0,76–0,84 г/см³ (рис. 8).

Включения второго типа (5–15 мкм), сингенетичные включения с жидкой углекислотой, имеют две фазы: светлая жидкость + газовый пузырек. Исследования в криокамере показали, что они содержат водные растворы NaCl с примесью CaCl_2 (общая концентрация солей 6,6–10,2 вес. %). Температуры гомогенизации включений варьируют от 92 до 275° C. Преобладают значения 130–170 °C.

Используя полученные данные по сингенетичным включениям водных растворов и углекислоты, можно установить истинные температуры и давления минералообразующей среды в момент захвата кварцем этих включений [3], которые составляют в нашем случае: $T = 200\text{--}310$ °C, $P = 900\text{--}1700$ бар.

В кварце брекчии из САХ найдены исключительно включения водных растворов (8–20 мкм). Включения мнимовторичные, двухфазовые: светлая жидкость + газо-

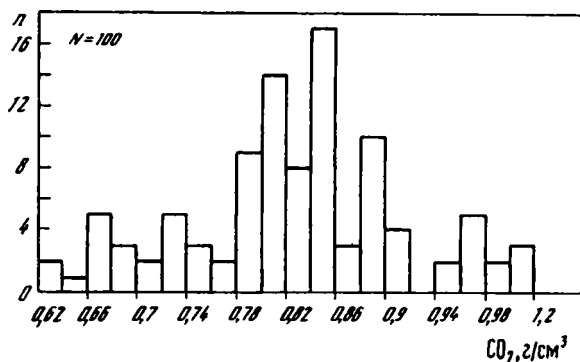


Рис. 8. Гистограмма распределения плотностей CO_2 во флюидных включениях в кварце из сульфидной руды (ЮЗИХ)

Fig. 8. Distribution of CO_2 densities in fluid inclusions from sulfide ore quartz (SWIR)

вый пузырек. Криометрические исследования показали, что эти включения содержат водно-солевой раствор ($\text{NaCl} + \text{MgCl}_2 + \text{H}_2\text{O}$) с общей концентрацией солей 13–16 вес. %. Температуры гомогенизации включений составляют 148–178 °С. Вводя поправку на давление (соответственно глубине станции S18-56), получаем минимальные температуры гидротермальных процессов около 170–200 °С.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные исследования позволили выделить в районе тройного сочленения Буве две основные структуры, разделенные трансформным разломом Буве и обладающие контрастными петролого-геохимическими характеристиками магматических и гидротермальных систем. С одной стороны, это САХ (преимущественно рифтовая зона) с сухим высокотемпературным (1245–1265 °С) магматизмом типа N-MORB и чисто водными гидротермальными растворами, основой которых служит преобразованная морская вода. С другой стороны, это ЮЗИХ (район о-ва Буве) с резко обогащенным (K_2O , TiO_2 , CO_2 , H_2O) магматизмом типа E-MORB и OIB с более низкими температурами (до 1155–1210 °С) и углекислотно-водными гидротермальными растворами, содержащими эндогенный магматический флюид (преимущественно CO_2).

Учитывая, что использованные нами такие характеристики, как $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ и $\text{H}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, слабо зависят от процессов дифференциации (одновременное накопление компонентов не сказывается принципиально на значениях этих соотношений), мы можем считать, что установленные различия двух основных структур не являются следствием локальных процессов фракционирования, а, скорее всего, отражают геодинамику развития глубинных мантийных систем.

Связующим звеном между контрастными системами САХ и ЮЗИХ, вполне возможно, является магматизм хребта Шписс, так как данные по летучим компонентам этого хребта формируют тренд между примитивной и обогащенной группами. Скорее всего, здесь, согласно установленным общим закономерностям в южном окончании САХ, идет развитие от обогащенных к нормальным магматическим системам, так как судя по данным [8], вулканическое поднятие хребта Шписс отвечает начальному этапу зарождения рифтовой зоны в пределах уже ранее образованной океанической коры САХ.

Согласно полученным результатам, характерные особенности магматических и гидротермальных систем в САХ и ЮЗИХ определяются прежде всего глубинными геодинамическими процессами развития этих структур.

В случае участка ЮЗИХ около о-ва Буве основное влияние оказывает развитие горячей точки о-ва Буве. На графиках распределения легкоподвижных компонентов (летучие и щелочи) устанавливаются два максимума: напротив о-ва Буве и менее выраженный, но достаточно отчетливый – вблизи разлома Буве. Первый пик отражает непосредственное влияние обогащенных расплавов горячей точки о-ва Буве. Причиной появления второго максимума является развитие трансформного разлома Буве. Проникающие на большие глубины трансформные разломы проявляются в виде зон разуплотнения в мантии, связанных с серпентинизацией ультрабазитов при их гидратации [11]. В результате под тропами разломов возникают узкие прямолинейные зоны большой протяженности и значительной глубины, более холодные, чем окружающая мантия. Именно охлажденная зона разлома Буве может служить своеобразным барьером, задерживающим флюидно-магматические потоки, идущие от мантийного диапира горячей точки о-ва Буве (рис. 9). В результате легкоподвижные компоненты накапливаются, создавая дополнительный максимум. Подобная модель формирования двойной аномалии в срединно-океанических хребтах под действием диапира горячей точки рассматривалась и ранее [29].

Как было показано выше, максимум индикаторных компонентов (K_2O , TiO_2 , CO_2)

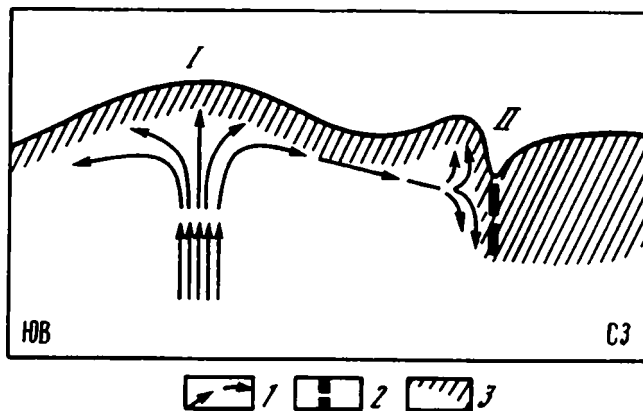


Рис. 9. Предполагаемая схема движения мантийных флюидно-магматических потоков вдоль ЮЗИХ около о-ва Буве

1 – флюидно-магматические потоки мантийного диапира горячей точки о-ва Буве; 2 – зона трансформного разлома Буве; 3 – литосфера. I – о-в Буве; II – трансформный разлом Буве. Структуры показаны вне масштаба

Fig. 9. Supposed scheme of mantle fluid-magmatic flows alongside SWIR near Bouvet Island

1 – fluid-magmatic flows of mantle Bouvet Hot Spot diapir; 2 – Bouvet Fracture Zone; 3 – lithosphere. I – Bouvet Island; II – Bouvet Fracture Zone. Structures are shown out of scale

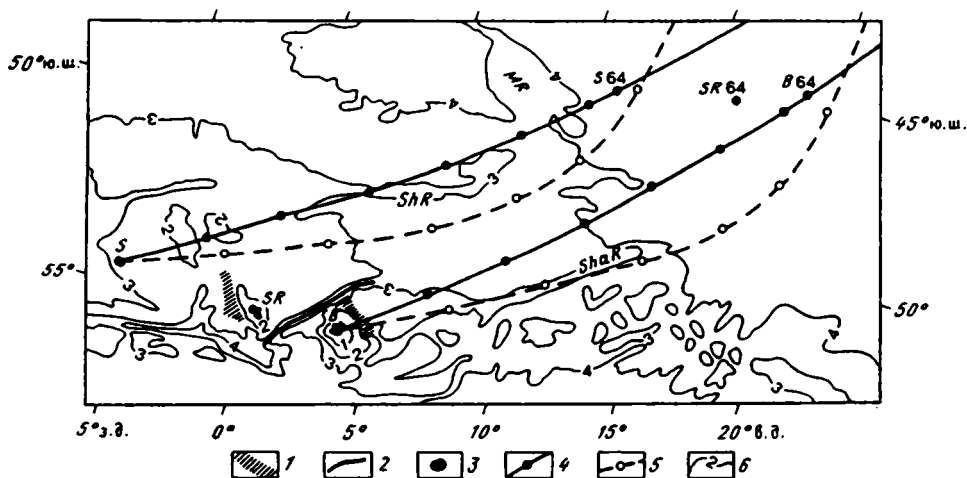


Рис. 10. Траектории движения горячих точек в Южной Атлантике

1 – изученные нами во время 18-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" рифтовые зоны САХ и ЮЗИХ; 2 – трансформный разлом Буве; 3 – современное положение горячих точек (S – Шона, B – о-ва Буве) и хребта Шписс (SR); 4, 6 – траектории движения горячих точек Шона и о-ва Буве по данным [22] (4) и согласно модели В.Дж. Моргана [22] (5), точками отмечены интервалы в 10 млн лет; 6 – изобаты глубины океана, км. S64, B64, SR64 – положение горячих точек Шона, Буве и хребта Шписс 64 млн лет тому назад [22]; ShR – хребет Шона; MR – поднятие Метеор; ShaR – хребет Шака

Fig. 10. Trajectories of the hot spots movement in the South Atlantic

1 – MAR and SWIR Rift Zones studied by us during 18th cruise of R/V "Akademic Nikolaj Strakhov"; 2 – Bouvet Fracture Zone; 3 – contemporary situation of hot spots (S – Shona, B – Bouvet) and Spiess Ridge; 4, 5 – trajectories of Shona and Bouvet Hot Spots movement, by data [22] (4) and according to model J. Morgan [22] (5), intervals in 10 million years are marked by dots; 6 – isobaths, depth of ocean is shown in kilometres. S64, B64, SR64 – situation of Shona, Bouvet Hot Spots and Spiess Ridge 64 million years ago [22]; ShR – Shona Ridge; MR – Meteor Rise; ShaR – Shaka Ridge

в расплавах ЮЗИХ, связанный с горячей точкой о-ва Буве, имеет линейный характер распределения, ориентированный в северо-восточном направлении, что хорошо соответствует траектории движения горячей точки о-ва Буве (рис. 10). Таким образом, наши результаты по геохимии магматических систем подтверждают построения, основанные на батиметрических и палеомагнитных данных [22].

На участке южного окончания САХ проведенные исследования позволили выявить две важные особенности магматических систем региона, которые, по нашему мнению, непосредственно связаны с геодинамикой развития выделенной ранее [22, 23] горячей точки Шона.

Во-первых, в рифтовой зоне САХ наблюдаются повышенные значения индикаторных компонентов (K_2O , TiO_2 , H_2O и прежде всего CO_2) в северной части изученного сегмента, наиболее приближенного к следу горячей точки Шона, отмеченному на рис. 10, по данным [22].

Во-вторых, сам характер развития магматизма в этом участке САХ с эволюцией по времени от обогащенных к нормальным расплавам (E-MORB отмечены на флангах САХ, а N-MORB развивается в рифтовой зоне) свидетельствует о более значительном влиянии горячей точки Шона на магматизм САХ в прошлом. Действительно, несколько миллионов лет назад (около 10 млн лет по: [22]) горячая точка Шона находилась в непосредственной близости от осевых структур САХ (см. рис. 10).

Вполне соответствуют этим данным и наши оценки возраста по расстоянию максимального обогащения расплавов летучими компонентами (H_2O и CO_2) от центра рифтовой зоны САХ, составляющему около 60–80 км. Скорость спрединга в южном окончании САХ оценивается в 3,2 см/год [8, 27]. В то же время скорость движения горячей точки Шона [22] составляла в последние 10 млн лет около 2,3 см/год. В результате оценки времени наибольшего влияния горячей точки Шона на магматизм САХ составляют 5–7 млн лет тому назад. Учитывая то, что наши данные ограничены размерами полигона, вполне вероятны за его пределами (на большем расстоянии от рифта САХ) еще более высокие значения индикаторных показателей, поэтому, возможно, и максимум воздействия горячей точки Шона мог быть несколько ранее 5–7 млн лет, что вполне соответствует ее положению на рис. 10.

Учитывая важную и во многом определяющую роль горячих точек в геодинамических процессах формирования морфоструктур в районе тройного сочленения Буве, необходимо рассмотреть характерные черты, присущие собственно "горячей точке". Исследования расплавных включений и магматических стекол позволили нам установить, что эндогенные магматические системы горячей точки о-ва Буве резко обогащены прежде всего щелочами (K_2O), а также летучими компонентами (CO_2 , H_2O , H_2). В то же время температуры аномальных расплавов гораздо ниже, а диапазон их значений шире (1155–1210 °C), чем в нормальных сухих магмах САХ (1245–1265 °C). Таким образом, магматизм горячей точки о-ва Буве по существу не является таким уж горячим, т.е. не температурные условия определяют характерные черты "горячей" точки, а, скорее всего, решающим фактором служит резкое обогащение щелочами и летучими компонентами, приводящее к снижению температур кристаллизации расплавов.

Содержание летучих компонентов в магмах оказывает большое влияние на развитие гидротермальных систем в районе тройного сочленения Буве. В рифтовой зоне САХ (расплавы с минимальным содержанием H_2O и CO_2) гидротермальных ассоциаций вообще не обнаружено. Только на некотором удалении от рифта, где количество летучих в расплавах несколько повышается, были подняты образцы с гидротермальными минералами, образовавшимися из чисто водных растворов состава $NaCl + MgCl_2 + H_2O$ ($T=170\text{--}200$ °C), основой которых послужила морская

вода. В ЮЗИХ (расплавы обогащены H_2O и CO_2) гидротермальные ассоциации широко развиты как в рифтовой зоне, так и на флангах хребта. Расположение драг с гидротермальными минералами хорошо соответствует максимумам содержания CO_2 в магмах, трассируя траекторию движения горячей точки о-ва Буве на северо-восток (S18-14, 17, 37, 43, 45) (см. рис. 1,3). В составе гидротермальных систем ЮЗИХ ($\text{NaCl} + \text{CaCl}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$, $T = 200\text{--}310^\circ\text{C}$, $P = 900\text{--}1700$ бар) большую роль играет углекислота явно эндогенного происхождения и, несомненно, связанная с магматизмом горячей точки о-ва Буве.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Исследования петрохимии базальтов и магматических стекол, геохимии летучих компонентов в стеклах, составов и физических параметров расплавных и флюидных включений позволили выявить резкие отличия магматических и гидротермальных систем на участках южного окончания САХ и ЮЗИХ около о-ва Буве, отражающие специфику глубинных геодинамических процессов, формирующих эти структуры.

2. В ЮЗИХ распределение индикаторных компонентов (K_2O , TiO_2 , H_2O , CO_2) на фоне обогащенных в целом расплавов фиксирует два максимума. Один связан с движением горячей точки о-ва Буве и линейная ориентировка его хорошо соответствует траектории следа данной горячей точки, установленной ранее [22] по геоморфологическим и палеомагнитным данным. Другой максимум, расположенный вблизи трансформного разлома Буве, обусловлен задержкой флюидно-магматических потоков мантийного диапира горячей точки о-ва Буве перед барьером из охлажденной разломной зоны.

3. В САХ устанавливаются две важные особенности магматических систем, связанные с геодинамикой развития горячей точки Шона. Во-первых, резкое повышение значений индикаторных компонентов (прежде всего CO_2) в северной части изученного сегмента рифтовой зоны САХ свидетельствует о непосредственном влиянии аномального магматизма горячей точки. Во-вторых, характер развития магматизма во времени в целом в этом регионе от обогащенных к нормальным расплавам свидетельствует, что максимальное воздействие глубинного диапира горячей точки Шона на магматические системы САХ было в прошлом (5–7 млн лет назад).

4. Исследования расплавных включений показало, что аномальные расплавы подводного склона о-ва Буве имеют температуры ($1155\text{--}1210^\circ\text{C}$), значительно более низкие, чем нормальные магмы САХ ($1245\text{--}1265^\circ\text{C}$), а содержания K_2O гораздо более высокие. Таким образом, скорее всего, не температурные условия определяют характерные черты горячей точки о-ва Буве, а решающим фактором является обогащение магм щелочами, приводящее к снижению температур кристаллизации расплавов.

5. Изучение флюидных включений показало резкое отличие гидротермальных систем САХ (водные растворы, $T = 170\text{--}200^\circ\text{C}$) от гидротерм ЮЗИХ (водно-углекислотный флюид, $T = 200\text{--}310^\circ\text{C}$, $P = 900\text{--}1700$ бар), большое влияние на которые оказали магмы горячей точки о-ва Буве, обогащенные CO_2 . Насыщенные эндогенной углекислотой гидротермальные системы ЮЗИХ фактически являются индикатором на обогащенные расплавы, отмечая след движения горячей точки о-ва Буве.

Работа выполнена в рамках проекта "Тектоносфера океанов" и при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 96-05-66048).

1. Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.
2. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 271 с.
3. Леммлейн Г.Г. Морфология и генезис кристаллов. М.: Наука, 1973. 328 с.
4. Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Новосибирск: Наука, 1975. 232 с.
5. Мазарович А.О., Пейве А.А., Зителлини Н. и др. Морфоструктура района острова Буве // Докл. РАН. 1995. Т. 342, № 3. С. 354–357.
6. Осоргин Н.Ю. Хроматографический анализ газовой фазы в минералах: (Методика, аппаратура, метрология). Новосибирск: 1990. 32 с. (Препр. / ОИГГМ СО АН СССР).
7. Пейве А.А., Зителлини Н., Перфильев А.С. и др. Строение Срединно-Атлантического хребта в районе тройного сочленения Буве // Докл. РАН. 1994. Т. 338, № 5. С. 645–648.
8. Пейве А.А., Перфильев А.С., Пуцаровский Ю.М. и др. Строение южного окончания Срединно-Атлантического хребта (тройное сочленение Буве) // Геотектоника. 1995. № 1. С. 40–57.
9. Пуцаровский Ю.М. Тектоника и магматизм океанов // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 13–17.
10. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Индийского океана // Геотектоника. 1995. № 4. С. 73–91.
11. Пуцаровский Ю.М. Глубинность океанских поперечных разломов // Докл. РАН. 1995. Т. 342, № 4. С. 512–516.
12. Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А. Вещественные неоднородности океанской литосферы и геодинамические следствия // Геотектоника. 1992. № 4. С. 15–26.
13. Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А. Тройные сочленения Буве (Атлантический океан) и Родригес (Индийский океан): Сравнительные аспекты // Докл. РАН. 1996. Т. 346, № 1. С. 82–86.
14. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. 632 с.
15. Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов: (Термобарогеохимические исследования). Новосибирск: Наука, 1993. 247 с.
16. Симонов В.А., Колобов В.Ю. Особенности магматических и гидротермальных систем в районе тройного сочленения срединно-океанических хребтов в Южной Атлантике // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 5. С. 48–54.
17. Симонов В.А., Колобов В.Ю., Ковязин С.В. Петрохимические особенности базальтовых магм в районе тройного сочленения Буве (Южная Атлантика) // Там же. 1996. Т. 37, № 2. С. 86–96.
18. Соболев А.В. Петрология и геохимия ультраосновных магм на примере меймечитов севера сибирской платформы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1983. 28 с.
19. Соболев А.В., Слуцкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 97–110.
20. Dickey J.S., Frey F.A., Hart S.R. et al. Geochemistry and petrology of dredged basalts from the Bouvet Triple Junction, South Atlantic // Geochim. et cosmochim. acta. 1977. Vol. 41. P. 1105–1118.
21. Ford C.E., Russel D.G., Graven J.A. et al. Olivine-liquid equilibria: Temperature, pressure and composition dependence of the crystal / liquid cation partition coefficients for Mg, Fe²⁺, Ca and Mn // J. Petrol. 1983. Vol. 24. P. 256–265.
22. Hartnady C.J.H., Le Roex A.P. Southern Ocean hotspot tracks and the Cenozoic absolute motion of the African, Antarctic and South American plates // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 75. P. 245–257.
23. Le Roex A.P. Crust-mantle evolution in the vicinity of the Bouvet Triple Junction. A synthesis // S. Afr. J. Antarct. Res. 1987. Vol. 17, N 2. P. 90–140.
24. Le Roex A.P., Dick H.J.B., Erlank A.J. et al. Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet Triple Junction and 11 degrees East // J. Petrol. 1983. Vol. 24, part 3. P. 267–318.
25. Le Roex A.P., Dick H.J.B., Gullen L. et al. Local and regional heterogeneity in MORB from the Mid-Atlantic Ridge between 54.5°S and 51°S: Evidence for geochemical enrichment // Geochim. et cosmochim. acta. 1987. Vol. 51. P. 541–555.
26. Le Roex A.P., Dick H.J.B., Reid A.M. et al. Ferrobasalts from the Spiess Ridge segment of the Southwest Indian Ridge // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 60. P. 437–451.
27. Slater J.G., Bowin C., Hey R. et al. The Bouvet Triple Junction // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81, N 11. P. 1857–1869.
28. Sobolev A.V., Danyushevsky L.V. Petrology and geochemistry of boninites from the North Termination of the Tonga Trench: Constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // J. Petrol. 1994. Vol. 35. P. 1183–1211.
29. Vogt P., Johnson L. Transform faults and longitudinal flow below the mid-oceanic ridge // J. Geophys. Res. 1975. Vol. 80, N 11. P. 1899–1975.

**MAGMATIC AND HYDROTHERMAL PROCESSES
IN DIFFERENT GEODYNAMIC SITUATIONS
OF SOUTH ATLANTIC (BOUVET TRIPLE JUNCTION)**

ABSTRACT

In the Bouvet Triple Junction Region a strong difference between Mid-Atlantic Ridge (MAR) and South-West Indian Ridge (SWIR) magmatic and hydrothermal systems, as an effect on deep geodynamic processes, was ascertained in a result of investigations of samplex, collected during 18th cruise of R/V "Akademic Nikolaj Strakhov" (1994).

Geochemical peculiarities of SWIR magma are connected with the Bouven Hot Spot movement and with Bouvet Fracture Zone formation. MAR magma evolution in time from enriched to normal melts was revealed as a result of the Shona Hot Spot maximum influence 5–7 Ma. Melt inclusion study show that not a temperature factor, but an accumulation of alkaline elements determine the Bouvet Hot Spot development. Fluid inclusions testify that SWIR hydrothermal systems were saturated with magmatic CO₂ unlike MAR pure water solutions.

А.И. Пилипенко

СЕЙСМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ В СЕВЕРО-АВСТРАЛИЙСКОЙ КОТЛОВИНЕ

ВВЕДЕНИЕ

Северо-Австралийская котловина занимает крайнюю северо-восточную часть Индийского океана [1, 13], наиболее приближенную к Зондской зоне субдукции. Она ограничивается континентальной окраиной на юге и востоке (плато Эксмут и Скотт), Яванским желобом на севере и возвышенностями Джой и Ру на западе. Абиссальная часть Северо-Австралийской котловины известна под названием равнины Арго [10, 13]. Дно котловины имеет сглаженную, почти ровную поверхность, которая лежит на глубине более 5000 м. Мощность осадочного чехла составляет в среднем 0,7–1,2 км.

Геологическое строение и история развития Северо-Австралийской котловины, тектоника ее обрамления рассматривались в ряде публикаций [2–7, 9–13, 19, 20 и др.]. По данным бурения скв. 261 и 765, в строении осадочного чехла Северо-Австралийской котловины принимают участие отложения от верхнеюрских до современных [9, 11, 15]. Предшествующие исследования позволили выделить и идентифицировать серии линейных магнитных аномалий М26–М16, отвечающие позднеюрскому возрасту фундамента [12, 13, 19, 20].

В 1986–1990 гг. объединением "Южморгеология" в полосе Маскаренско-Австралийского геотраверса выполнены площадные сейсмические исследования с целью изучения структуры океанической коры. Площадная съемка в Северо-Австралийской котловине включала опорную сеть профилей многоканального сейсмического профилирования (МОГТ) и более густую сеть непрерывного (одноканального) сейсмического профилирования (НСП) в комплексе с магнитометрией.

Сейсмические исследования МОГТ выполнялись с использованием 24-канальной приемной установки на базе 2400 м. В качестве источника упругих колебаний применялись групповые пневматические излучатели (частоты 5–25 Гц). Регистрация сигналов при наблюдениях НСП осуществлялась на частотах 70–150 Гц. Методика и технология морских работ НСП были направлены на получение разрезов с высокой горизонтальной разрешенностью (плотностью записи). Программа окончательной обработки сейсмической информации включала стандартные процедуры, в том числе миграцию временных разрезов значительной части профилей МОГТ и НСП.

В настоящей статье приводится анализ новых данных о глубинной структуре океанической коры Северо-Австралийской котловины, во многом по-новому освещаются некоторые дискуссионные вопросы тектоники и эволюции впадины Киви и возвышенности Джой, которые (по данным исследований на геотраверсе) частично рассматривались в публикации [4]. Ниже приводится описание ряда фрагментов профилей МОГТ и НСП, которые, хотя и не охватывают всего многообразия сейсмоволновой записи, являются наиболее типичными для каждой из описываемых структурно-тектонических зон.

1. По сейсмической характеристике и пределах исследуемого участка геотраверса, перекрывающего южную часть Северо-Австралийской котловины, выделяются три разломные зоны север-северо-западного простирания, обозначенные нами для удобства описания индексами А, Б, В (рис. 1). Все они отображаются в магнитном поле и ранее выделялись по данным магнитометрии. Одна из разломных зон (в работе Л. Фуллертон [12] обозначена индексом В) не нашла своего четкого выражения на сейсмопрофилях как в поверхностной, так и в глубинной структуре фундамента. Эта разломная зона обычно выделяется в нескольких десятках километров западнее разломной зоны А.

По особенностям морфологии и степени дислоцированности поверхности фундамента большая, значительная по площади, часть Северо-Австралийской котловины в межразломных сегментах может быть отнесена к гладкому типу фундамента. На рис. 2 приведен фрагмент профиля МОГТ на участке между разломами А и Б (нормальный тип коры). В океанической коре ниже поверхности фундамента можно выделить три сейсмические толщи (СТ), параметры регистрации которых приведены ниже в таблице¹.

Верхняя сейсмическая толща (СТ-1) характеризуется относительной акустической прозрачностью, за исключением верхней ее части, которая несет в себе отпечаток слоистой структуры. На фоне акустической прозрачности в СТ-1 прослеживаются наклонные отражения, причем с падением (под углом 15° – 40°) как в западном, так и в восточном направлениях. Наблюдается тенденция асимптотического выполаживания наклонных отражений с глубиной на времени 9,4–9,7 с, что позволяет наметить на этом структурном уровне субгоризонтальную поверхность отслоения, условно сопоставляемую с границей раздела второго и третьего океанических слоев. Временной интервал регистрации СТ-1 (видимая "сейсмическая мощность") составляет в среднем 0,9–1,1 с.

Вторая сейсмическая толща (СТ-2) характеризуется наличием автономных наклонных отражений также обоих направлений. На уровне 10,5–10,7 с наклонные отражения ограничиваются горизонтальной отражающей поверхностью M_1 , на природе которой мы остановимся ниже. Интервал регистрации СТ-2, отождествляемой условно с третьим слоем океанической коры, составляет 1,1–1,3 с.

Третья сейсмическая толща (СТ-3) выделяется в основании коры, где она маркируется отражающими границами M_1 и M_2 . СТ-3 занимает временной интервал около 0,4–0,5 с (~1,5 км). О вещественном составе этой толщи можно судить лишь предположительно. Вероятным, но, очевидно, не единственным объяснением существования границ M_1 и M_2 (двух поверхностей Мохоровичича), может служить

Основные параметры регистрации сейсмических толщ
в океанической коре Северо-Австралийской котловины

Сейсмическая толща (СТ)	Время регистрации (двойное время, с)		Интервал регист- рации (двойное время, с)
	кровля	подошва	
СТ-1	8,5–8,9	9,4–9,7	0,9–1,1
СТ-2	9,4–9,7	10,4–10,7	1,1–1,3
СТ-3	10,4–10,7	10,9–11,1	0,4–0,5

¹ В таблице и далее в тексте принимается двойное время пробега (в с).

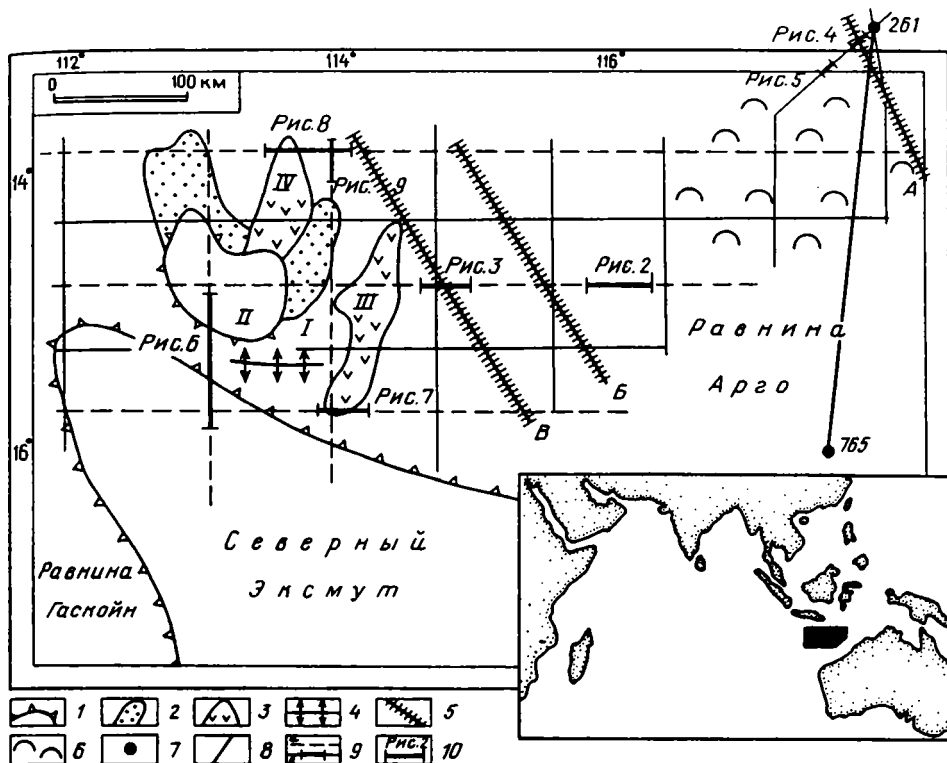


Рис. 1. Схема структурно-тектонического районирования южной части Северо-Австралийской котловины (на врезке показано положение восточной части Маскаренско-Австралийского геотраверса)

Структуры второго порядка: 1 – впадина Киви; II–IV – хребты поднятия Джой: II – Западный, III – Восточный, IV – Северный

1 – граница континентальной коры (по [4]); 2 – переходная кора; 3 – вулканические возвышенности; 4 – ось “брошенного” рифта; 5 – разломные зоны (А, Б, В); 6 – область развития диапирообразных структур; 7 – скважины глубоководного бурения; 8 – профиль “Джойдес Резолюшн-1” (по [9]); 9 – сейсмические профили МОГТ (а) и НСП (б), отработанные на геотраверсе объединением “Южморгеология”; 10 – положение фрагментов, показанных на рисунках

Fig. 1. Tectonic scheme of the Southern North-Australian Basin (inset shows general location of the eastern part of Mascarenes-Australia Geotraverse)

The structures of the second order: 1 – Kiwi Basin; ridges of Joy rise: II – Western, III – Eastern, IV – Northern 1 – ocean-continent crust boundary (after [4]); 2 – subcontinental crust; 3 – volcanic mountains; 4 – “aborted” rift axis; 5 – fracture zones (A, B, B’); 6 – area of diapiric structures; 7 – DSDP holes; 8 – profile “Joides Resolution-1” (after [9]); 9 – multichannel (a) and continuous (b) profiles; 10 – location of the portions of seismic profiles on fig. 2–8

механизм серпентинизации мантийного перидотита [8]. В нижней коре при контакте с водой происходят зеленокаменные изменения, перидотиты подвергаются серпентинизации и добавляются в кору за счет разуплотнения и увеличения объема. Система наклонных нарушений в коре, наблюдаемая на двух структурных уровнях, являлась благоприятным фактором, способствующим проникновению воды в верхнюю мантию. При такой трактовке СТ-3 может быть отождествлена с расслоенными перидотитами, а границы M_1 и M_2 – с сейсмическим и петрологическим разделами поверхности Мохо соответственно.

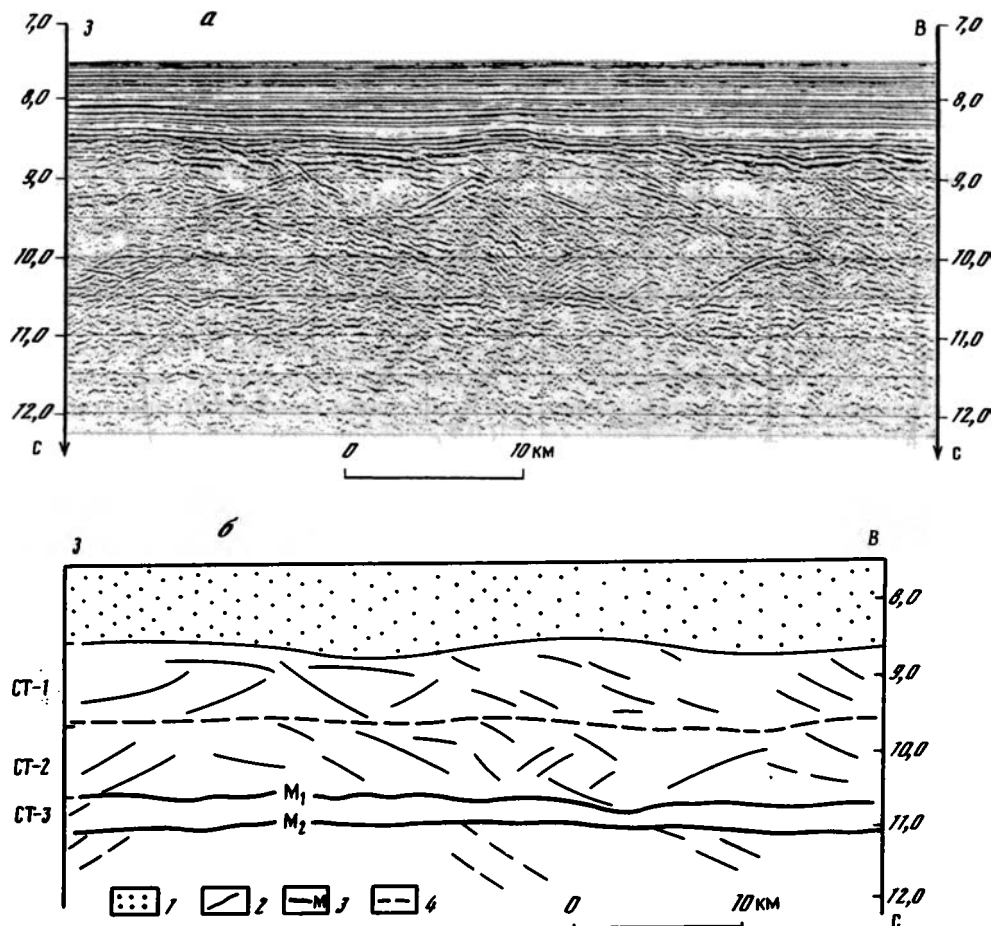


Рис. 2. Мигрированный фрагмент профиля МОГТ 128602 (а) с интерпретацией (б), иллюстрирующий расчленение океанической коры на сейсмические толщи (СТ)

1 – осадочный чехол; 2 – наиболее выразительные наклонные отражения; 3 – отражающие горизонты группы М (Мохо), местами они из 3-го слоя коры прослеживаются в мантию, по крайней мере между ними имеется корреляция; 4 – вероятное положение границы раздела между сейсмическими толщами СТ-1 и СТ-2. M_1 и M_2 – соответственно сейсмический и петрологический (?) раздели поверхности Мохо. Вертикальная шкала – двойное время пробега (в с) (см. также на рис. 3–8)

Fig. 2. Migrated portion of multichannel seismic profile 128602 (a) and its interpretation (b)

1 – sediment layer; 2 – dipping reflectors; 3 – Moho reflections, some number of this reflectors cut throw the 3rd layer; 4 – boundary between seismic layers CT-1 and CT-2; M_1 and M_2 – seismic and petrological (?) Moho
Vertical scale – Two-way travelttime (s)

Интервал регистрации от поверхности фундамента до границы раздела земная кора–верхняя мантия составляет около 2,5–2,7 с, что при среднеинтервальной скорости 6,4 км/с (оцениваемой по данным обработки на ЭВМ) позволяет оценить суммарную мощность коры без учета осадочного слоя величиной порядка 8 км. Эту мощность можно принять в качестве фоновое среднего значения для нормального типа коры Северо-Австралийской котловины, являющейся относительно более древней по сравнению с Центральной и Западно-Австралийской.

Анализ гипсометрии поверхности Мохо, дискретно коррелируемой на сейсмопрофилях МОГТ, позволяет сделать заключение о незначительных вариациях измене-

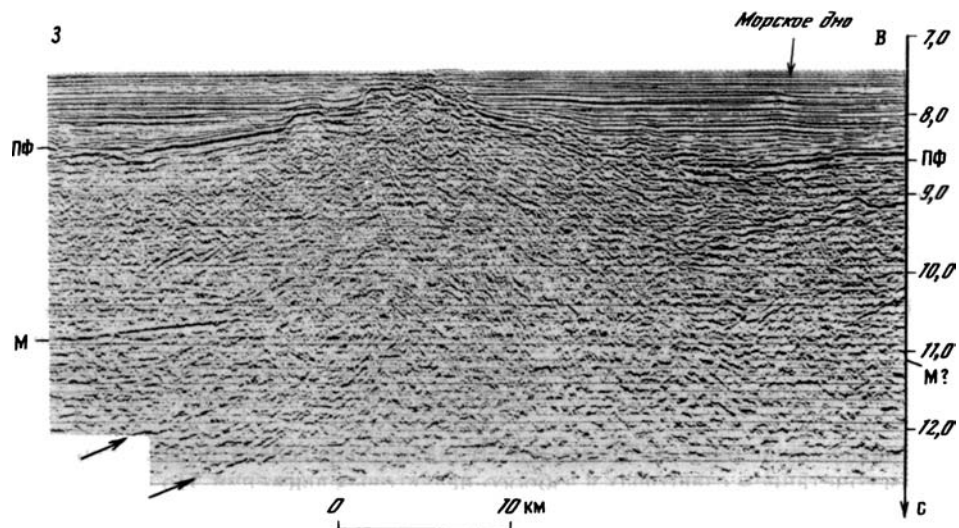


Рис. 3. Мигрированный фрагмент профиля МОГТ 128602 через разломную зону В

На времени 9,2–9,8 с в правой части фрагмента хорошо видно интенсивное внутрикоровое отражение. Менее интенсивные наклонные отражения фиксируются в нижней части коры. Стрелками показаны криволинейные оси синфазности, отождествляемые с листрическими разломами, выполняющимися с глубиной в верхней мантии (М – поверхность Мохо; ПФ – поверхность фундамента)

Fig. 3. Migrated portion of multichannel seismic profile 128602 across FZ B

In interval 9,2–9,8 in the right part of portion are marked intensive intracrustal reflectors. Low intensive reflectors are marked in the low crust

Arrows show curved sinphase axis identify with listric faults. M – Moho reflection; ПФ – basement surface

ния мощности океанической коры по латерали. Не получено никаких веских аргументов, которые свидетельствовали бы о резком утонении коры с приближением к разломным зонам, как это, например, наблюдается на площади Блейк-Спур (Западная Атлантика) [15, 17].

2. Упомянутые выше разломные зоны А, Б, В в рельефе океанического фундамента характеризуются преимущественно положительными структурными формами высотой 0,4–1,2 км и шириной 10–20 км, на большей части погребенными под осадочным чехлом. Однако эта закономерность наблюдается не повсеместно. Так, разломная зона В в южной своей части отличается ярко выраженной депрессионной структурой, сопряженной с востока со смежным поднятием, а разломная зона А на широте 15°40' имеет вид тектонической ступени с относительно более приподнятым восточным крылом.

К северу от 15° ю.ш. разломные зоны Б и В имеют сходные морфологию и глубинное строение. Остановимся более подробно на описании фрагмента профиля МОГТ через разломную зону В (широта 14°45') (рис. 3). В целом с глубиной происходит расширение зоны дизъюнктивной дислоцированности, где горизонтальная дифференциация на структурные толщи отсутствует. Сейсмическое изображение верхней части кристаллической коры, отвечающей второму океаническому слою, по обе стороны от разломной зоны различно. К западу от разломной зоны верхняя часть коры отличается повышенной акустической прозрачностью, которая к востоку отсутствует. Последнее, возможно, связано с различиями в тектонической расслоенности, более интенсивной на восточном фланге разломной зоны. На это, в частности, указывает смена гладкого фундамента относительно раздробленным при переходе через разломную зону.

Поверхность Мохо относительно достоверно выделяется только к западу от разломной зоны. Она регистрируется здесь на времени 10,6–10,9 с, испытывая воздымание в сторону разломной зоны. Однако мощность кристаллической коры в целом изменяется незначительно, учитывая воздымание в этом направлении поверхности фундамента. К востоку от разломной зоны гипсометрическое положение поверхности Мохо может быть намечено лишь условно (на времени 11,0 с) по изменению конфигурации отражений в основании корового разреза. Фрагментарная слоистость, наблюдаемая ниже поверхности Мохо, возможно, является свидетельством того, что петрологический раздел коры и верхней мантии находится глубже.

Специфической особенностью строения разломной зоны является наличие в нижней части коры и в кровле верхней мантии криволинейных, выполаживающихся с глубиной, осей синфазности. Последние рассматриваются в качестве листрических разрывов, корнями веерообразно уходящих в мантию. Поверхность Мохоровичича на западном крыле разломной зоны, по-видимому, срезается одним из таких листрических разломов.

Динамика нарушений в разломной зоне была предопределена, по всей видимости, сложным сочетанием сдвиговых и взбросо-надвиговых движений. По данным НСП установлено, что океаническая кора между разломными зонами *Б* и *В* испытала интенсивное коробление в постспрединговый этап развития. При этом отмечались две фазы генерации деформаций: позднемеловая и среднемиоценовая. Пример деформаций по профилю НСП для этого участка (на широте $14^{\circ}10'$) приводился нами в публикации [5, рис. 7].

3. Анализ строения осадочного чехла непосредственно в разломных зонах показывает, что некоторые их сегменты проявляли тектоническую активность на отдельных этапах истории развития региона. В особенности этот вывод относится к разломной зоне *А*. На рис. 4 приведен фрагмент временного разреза НСП через разломную зону *А*, которая характеризуется сложным строением поверхности океанического фундамента и осадочного чехла. Стратификация сейсмокомплексов 1–6, показанных на фрагменте, произведена по увязке с сейсмическим профилем Джойдес-Резолюшн-1, отработанным между скв. 261 и 765 [9].

Из представленного рис. 4 видно, что широкое развитие в осадочном чехле получили разрывные нарушения и связанные с ними пограничные флексуры. Тектонические смещения хорошо видны по поверхности фундамента. Обращает внимание отсутствие в отдельных местах динамически выраженного отражения от поверхности океанического фундамента, что, возможно, является следствием значительной тектонической раздробленности пород, обусловленной дифференцированными тектоническими движениями в разломной зоне. Гипсометрическое положение фундамента на участках раздробленного фундамента часто остается неясным (см. рис. 4).

Сеймостратиграфический анализ показывает, что разломная зона *А* испытала несколько фаз тектонической активности. Наиболее интенсивные деформации осадочного чехла и фундамента произошли в позднемеловое–раннепалеогенное (?) время. Как видно из рисунка, над приподнятыми блоками фундамента отмечается последовательное выпадение из стратиграфической последовательности слоев, принадлежащих кайнозойскому интервалу разреза.

Сходная тектоническая обстановка наблюдается в районе скв. 261, где бурением установлено отсутствие в разрезе отложений от палеоцена до среднего миоцена включительно [15]. Заметим, что скв. 261 располагается всего на расстоянии 15 км от северо-восточного конца фрагмента, показанного на рис. 4. Как видно из рисунка, мощность верхнего сейсмокомплекса меняется скачкообразно по латерали, в то время как мощность подстилающего (второго сверху) сейсмокомплекса выдерживается постоянной. Это свидетельствует об относительной молодости тектони-

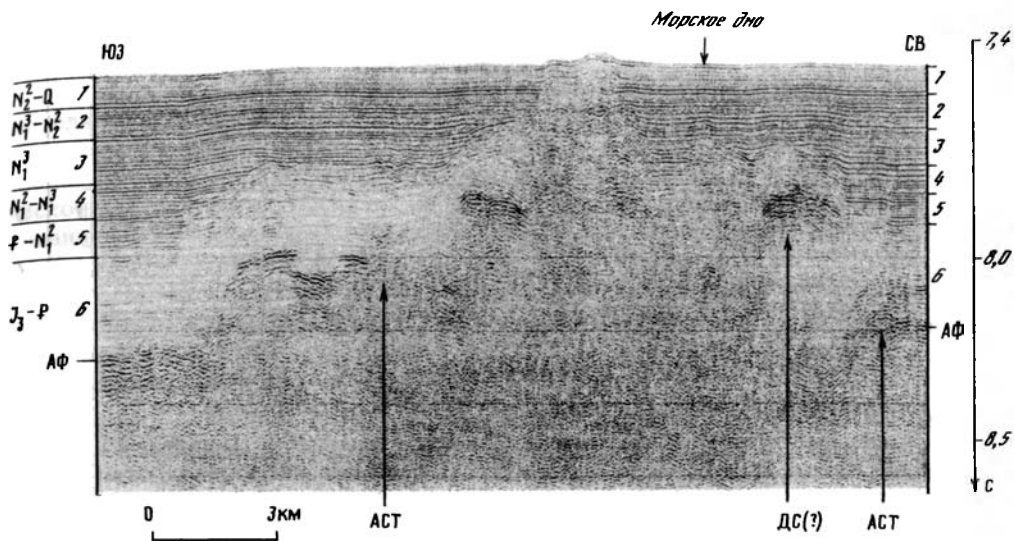


Рис. 4. Мигрированный фрагмент профиля НСП 128618 через разломную зону А

1–6 – сейсмические комплексы и их геологический возраст; АСТ – аномальные сейсмические тела; ДС – диапирообразная структура; АФ – акустический фундамент

Fig. 4. Migrated portion of continuous seismic reflection profile 128618 across FZ A

Seismic complexes (1–6) and its ages are shown; АСТ – anomalous seismic bodies; ДС – diapirlike structure; АФ – acoustic basement

ческих движений, проявившихся в позднеплиоценовое время. В осевой части разломной зоны видны современные деформации.

4. В процессе исследований на геотраверсе было подтверждено наличие в центральной части Северо-Австралийской котловины диапирообразных структур, ранее обнаруженных в рейсах б/с "Гломар Челленджер" [15] и НИС "Атлантис-II" [10]. Отличительными особенностями этих структур является диапирообразная или куполообразная форма сейсмической записи шириной 2–4 км (рис. 5). На немигрированных временных разрезах широкое развитие в пределах диапирообразных структур получили дифрагированные волны, которые затушевывают реальную геологическую картину. На рис. 5 приведено сопоставление фрагментов временных разрезов НСП, полученных после (рис. 5, а) и до (рис. 5, б) миграции. Как видно из рисунка, миграция позволила более надежно выделить куполообразную структуру и расшифровать ее строение в околоповерхностной части фундамента.

Наибольшее распространение получили диапирообразные структуры, которые в нижнекайнозойском интервале разреза отображаются пликативными деформациями амплитудой 20–50 м с постепенным уменьшением ее кверху. В верхнеюрско-меловых отложениях изображение диапирообразных структур отличается, как правило, хаотической записью, иногда с крутым воздыманием и разрывами в корреляции отражающих горизонтов.

Природа диапирообразных структур, зарегистрированных на профилях НИС "Атлантис-II", трактуется неоднозначно [10]. Рассматривается преимущественно вариант возможного проявления глиняного диапиризма. Предположение о соляном составе диапиризма не нашло своего подтверждения в ходе специально проведенных работ по определению солёности поровых вод в придонных осадках [10]. Анализ сейсмических материалов, полученных на геотраверсе, показал, что глиняный диапиризм имеет вторичный (локальный) характер и связан, видимо, с

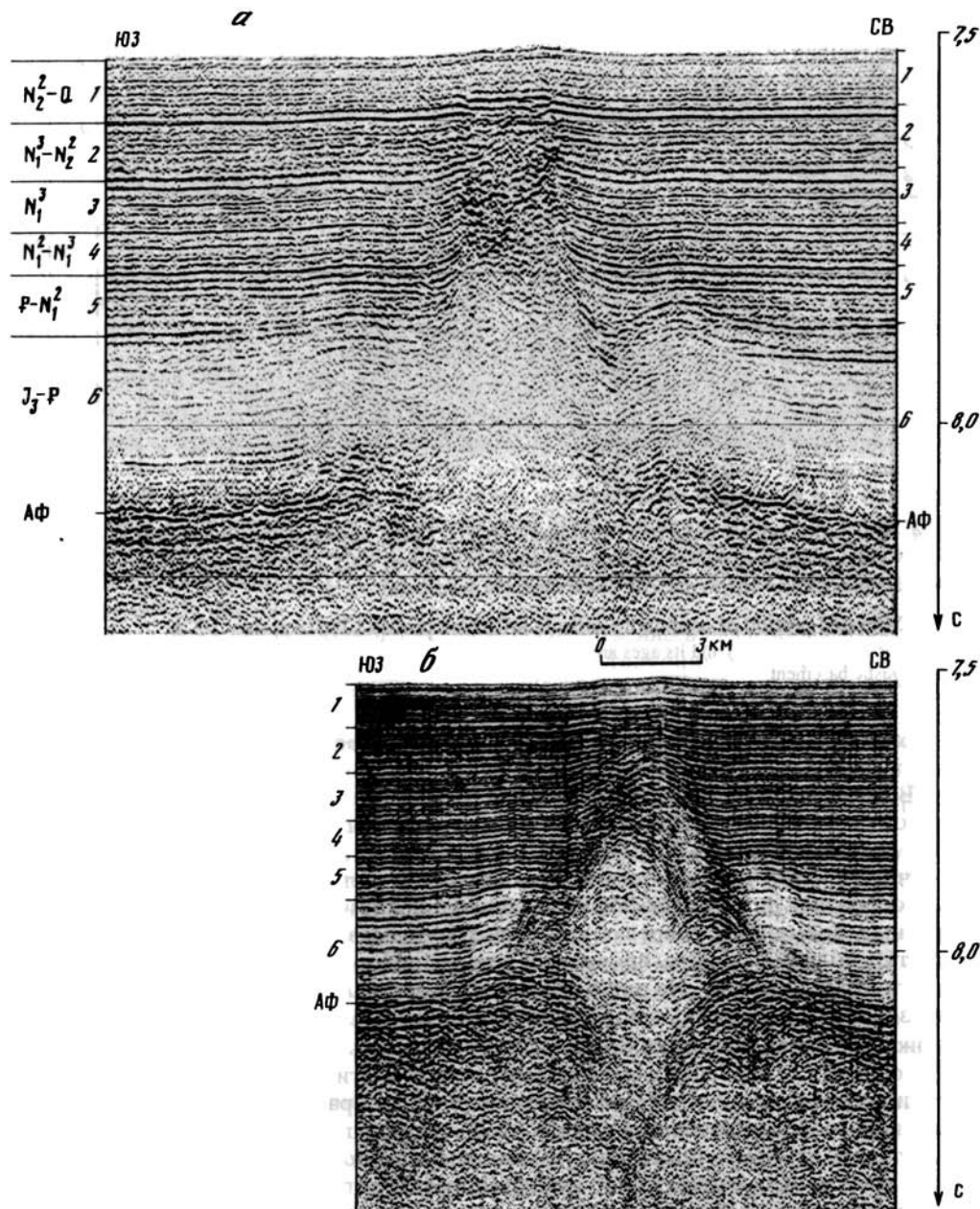


Рис. 5. Фрагменты профиля НСП 128618 через диапирообразную структуру после миграции (а) и до нее (б)

Условные обозначения см. на рис. 4

Fig. 5. Portion of continuous seismic profile 128618 across diapirlike structure: а – migrated, б – unmigrated. АФ – acoustic basement. Seismic complexes (1–6) and its ages are shown

подъемом вверх осадочных образований в результате внедрения глубинного вещества.

В зонах раздробленного фундамента в основании осадочного чехла, как правило, выделяются аномальные сейсмические тела (АСТ) в виде группы нерегулярных, часто хаотических, но интенсивных отражений. АСТ ассоциируются с реальными геологическими телами, генезис которых, по всей видимости, связан с магматической деятельностью. Судя по записям НСП, этот процесс сопровождался вспучиванием и изгибами вверх ранее отложенных слоев осадочного чехла. Отдельные АСТ небольших размеров, фиксирующиеся в зонах раздробленного фундамента в виде своеобразных "ярких пятен" (см. рис. 4, левая часть), могут быть связаны с гидротермальными постройками (сульфидным оруденением).

ВПАДИНА КИВИ

Впадина Киви представляет собой юго-западное ответвление Северо-Австралийской котловины и отделяет возвышенность Джой от северо-западной оконечности плато Эксмут. Впадина Киви протягивается на расстоянии около 150 км при

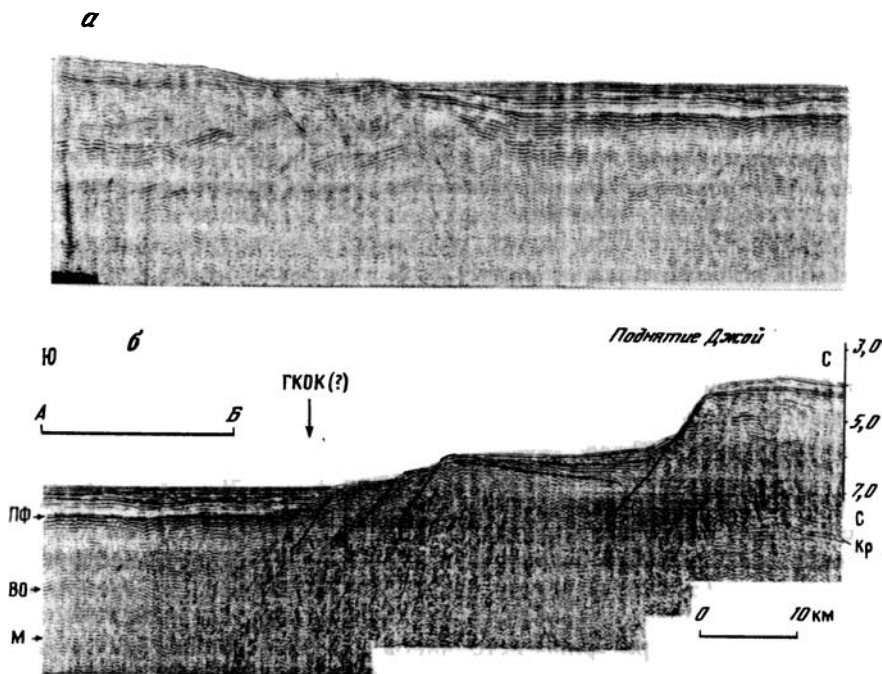


Рис. 6. Фрагмент профиля МОГТ 128606 через палеорифт Киви (а – левая часть, б – правая часть фрагмента)

На фрагменте показаны сбросовые уступы и блоки, образовавшиеся в процессе континентального рифтогенеза; ГКОК – граница континентальной и океанической коры; М – поверхность Мохо; Кр – кратное отражение от дна; ПФ – поверхность фундамента; ВО – внутрикоровое отражение; АБ – перекрытие левой и правой частей фрагмента

Fig. 6. Portion of multichannel seismic profile 128606 across paleorift Kiwi (a – the left part, б – the right part of portion)

Normal faults and blocks that were made during continental rifting are shown; ГКОК – ocean-continent crust boundary; М – Moho surface; КР – multiple reflections from ocean bottom; ПФ – basement surface; ВО – intracrustal reflector; line АБ – boundary between the left and right parts of portion

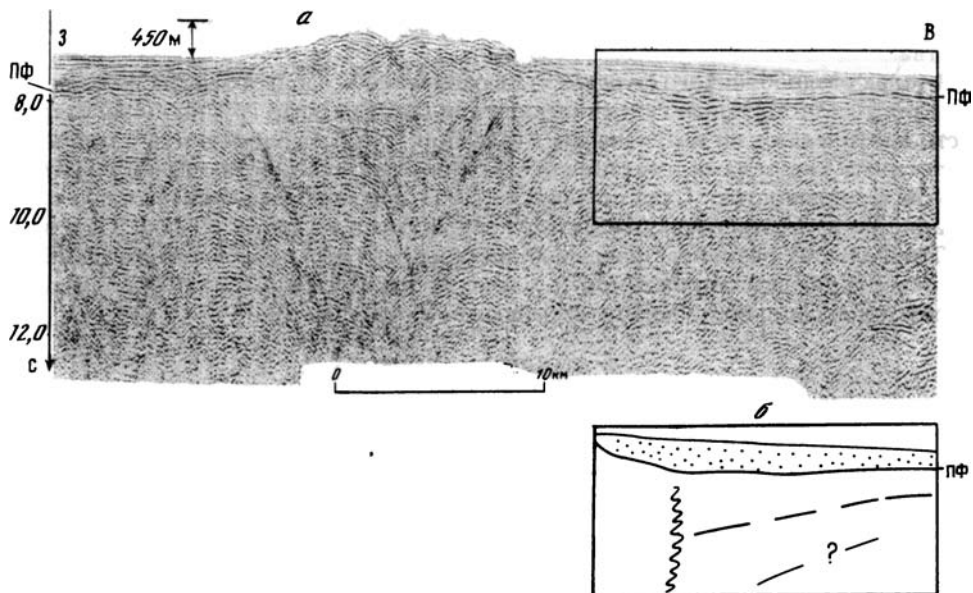


Рис. 7. Фрагмент профиля МОГТ 128603 через южную оконечность хребта Восточный Джой (а) и интерпретация части фрагмента, показанной в рамке (б)

ПФ – поверхность фундамента. На врезке показано погружение отражающего горизонта в верхней части коры в сторону хребта Восточный Джой

Условные обозначения см. на рис. 2, б

Fig. 7. Portion of multichannel seismic profile 128603 in the area of southern part of the East Joy ridge

Inset shows the interpretation of the part of portion. ПФ – basement surface

меняющейся ширине от 100 км на востоке до 40 км на западе. Дно впадины наклонено к востоку и расположено на глубине 5200–5600 м. Мощность осадочного чехла в днище составляет 800–1200 м. Образование впадины Киви связывается с активным рифтогенезом в позднеюрское время [4]. На бортах палеорифта Киви (рис. 6) выделены ступенчато-сбросовые уступы с запрокинутыми блоками вдоль листрических разрывов. Углы наклона плоскостей разрывов как на южном, так и на северном бортах палеорифта составляют в среднем 70° , что соответствует теоретическому углу рифтовых грабенов. Амплитуда разрывов составляет от первых сотен метров до 700 м.

Как известно из литературных источников, для объяснения механизма континентального рифтинга вообще были предложены различные модели. Симметричная структура рифтов находит объяснение в модели "чистого сдвига" [16]. Эта модель предполагает образование пережима или шейки с симметрично расположенным выступом астеносферы в зоне раскола литосферы. Другая модель ("простого сдвига") [21] хорошо объясняет структурную асимметрию рифтов. Эта модель предполагает смещение литосферных блоков по пологому разлому и асимметричное положение астеносферного выступа. Данные о сейсмической структуре палеорифта Киви, обнаруживающей признаки относительной симметрии с выступом поверхности Мохо (рис. 7), позволяют предполагать действие механизма растяжения, развивавшегося по модели "чистого сдвига". Можно полагать, что объясняемый этой моделью процесс реализовывался при продвижении рифта в пределы литосферы.

Данные сейсморазведки МОГТ и НСП свидетельствуют об однотипности фундамента Северо-Австралийской котловины и дна впадины Киви. Это наряду с другими признаками позволяет считать, что последняя подстилается корой океанического типа. Глубинное отражение, предположительно отождествляемое с выступом поверхности Мохо, во впадине Киви выделяется на времени 11,0–11,7 с.

Как видно из рис. 6, граница континентальной и океанической коры (ГКОК) фиксируется довольно уверенно. При этом переход утоненной континентальной коры в океаническую происходит довольно резко. На другом меридиональном профиле МОГТ (на долготе 114° в.д.) переход от континентальной коры к океанической осуществляется через асимметричный грабен шириной около 40 км. В грабене выделены криволинейные сбросы, вдоль которых происходило смещение и вращение блоков в условиях интенсивного растяжения.

ВОЗВЫШЕННОСТЬ ДЖОЙ

Относительно генезиса возвышенности Джой единого мнения не существует. При этом преобладают представления о том, что возвышенность Джой подстилается океанической корой [12, 20]. Этот вывод основывается на данных фрагментарно выполненного пробпоиска и условной идентификации линейных магнитных аномалий, трассируемых через возвышенность Джой. Выполненные геофизические исследования на геотраверсе позволили более детально изучить морфотектонику и особенности эволюции возвышенности Джой, которые частично рассматривались нами в работах [4, 5].

По особенностям морфологии и сейсмической характеристике (данные МОГТ) в пределах возвышенности Джой обособляются три самостоятельных одноименных хребта (Западный, Восточный и Северный). Хребет Западный Джой имеет в плане угловатые очертания с размерами 120 × 80 км (по широте и долготе соответственно). По сейсмическим данным в пределах хребта Западный Джой выделены отражающие горизонты, предположительно отождествляемые с нижнеюрскими и более древними образованиями [4]. Мощность кайнозойского осадочного чехла на вершинной поверхности достигает 400 м.

Хребет Восточный Джой представляет собой вулканическую возвышенность субмеридиональной ориентировки с размерами 150 × 45 км. Высота возвышенности меняется вдоль простирания (максимальная высота 2200 м). Характер строения южной оконечности хребта Восточный Джой в сечении широтного профиля МОГТ показан на рис. 7 (фрагмент обработан без миграции). Ширина вулканического хребта (вулканического массива), включая и его подножие, погребенное под осадочным чехлом, достигает 25 км. Переход от нормальной океанической коры, сформированной на оси спрединга, к вулканическому массиву сопровождается увеличением мощности второго океанического слоя (см. врезку). Увеличение мощности, возможно, обусловлено нагромождением вулканического материала, что привело к прогибанию более глубоких слоев океанической коры.

Хребет Северный Джой является близким аналогом хребта Восточный Джой по особенностям морфологии, простирания и сейсмической характеристике. Его длина около 100 км, ширина 25–35 км, относительная высота до 1800 м. Сейсмическое изображение северной оконечности хребта Северный Джой в сечении профиля МОГТ (немигрированный фрагмент) показано на рис. 8. Ширина цоколя вулканического поднятия составляет 25 км. Его западная часть осложнена конусообразной вулканической постройкой высотой около 1800 м.

Поверхность фундамента нормальной океанической коры по обе стороны от вулканического массива (см. рис. 8) располагается на одном и том же уровне (около 7,5 с). Как видно из рисунка, поверхность фундамента (так же как и поверхность

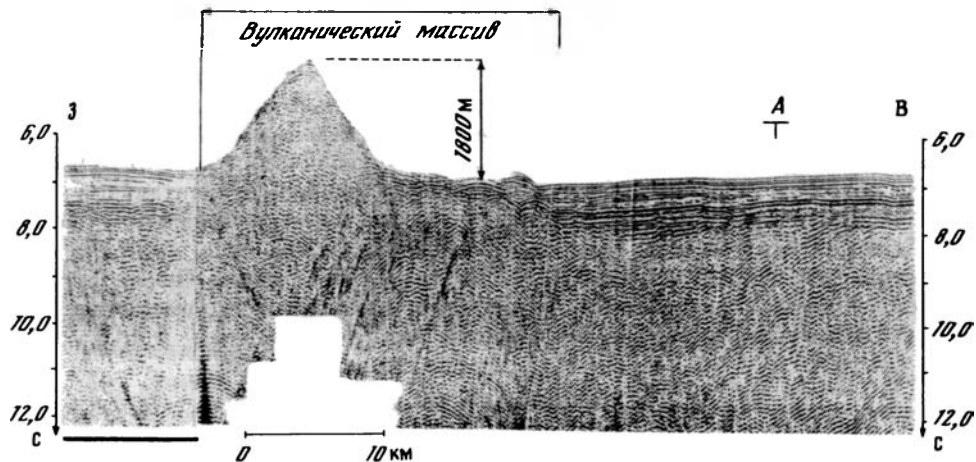


Рис. 8. Фрагмент широтного профиля МОГТ 128601 через северную оконечность хребта Северный Джой

ПФ – поверхность фундамента; точка А – пересечение с фрагментом, показанным на рис. 9

Fig. 8. Portion of multichannel seismic reflection profile 128601 in the area of northern part of the North Joy ridge

ПФ – basement surface; point А – transection with portion in fig. 9

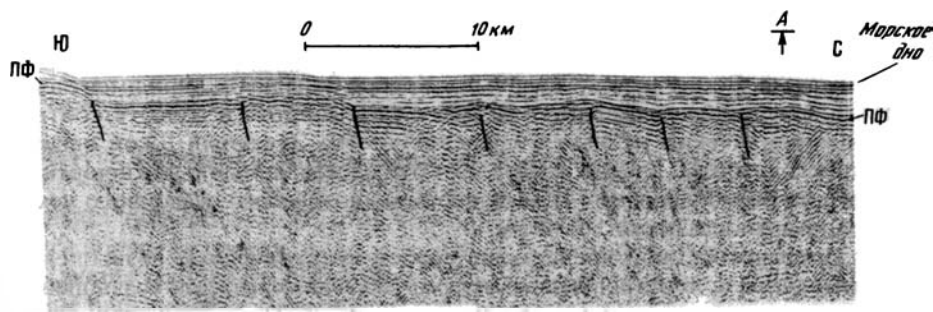


Рис. 9. Фрагмент меридионального профиля МОГТ 128607, иллюстрирующий блоковое строение фундамента

ПФ – поверхность фундамента; точка А – пересечение с фрагментом, показанным на рис. 8

Fig. 9. Portion of meridional multichannel seismic profile 128607 illustrated block structure of basement

ПФ – basement surface; point А – transection with portion in fig. 8

морского дна) залегает с пологим наклоном в сторону вулканического хребта. Уклон поверхности фундамента составляет приблизительно 100 м на 10 км. Мощность осадочного чехла, состоящего, очевидно, из пелагического материала, не превышает 600 м.

Складывается впечатление об относительно слабой дизъюнктивной дислоцированности поверхности фундамента и подстилающей его относительно слоистой и контрастной толщи, отвечающей верхней части второго океанического слоя (видимо, 2А), к востоку от цоколя вулканического хребта (см. рис. 8). Однако этот вывод справедлив только для данного сечения, приблизительно параллельного изохронам возраста коры (линейным магнитным аномалиям). Вкрест их простираения на профиле МОГТ сейсмическая картина (рис. 9) несет отпечаток ярко выраженной

блоковой структуры. Следует отметить, что крайняя восточная (около 10 км) часть фрагмента (см. рис. 8), где фиксируются сквозные наклонные отражения, погружающиеся в западном направлении, соответствует коре, расположенной в зоне динамического влияния разлома В.

Таким образом, шовная зона контакта между вулканическими массивами (Восточный и Северный Джой) и нормальной океанической корой по сейсмическим данным МОГТ определяются довольно уверенно. Оба вулканических хребта ориентированы дискордантно по отношению к простиранию разломных зон и, следовательно, генезис хребтов не связан с разломами. Соответственно, можно сделать вывод, что возвышенность Джой представляет собой гетерогенную структуру. Ее юго-западная часть имеет вид плосковершинного плато, изолированного на юге от северо-западной оконечности плато Эксмут узкой полосой океанической коры. Южный склон поднятия Западный Джой образовался в процессе континентального рифтинга и состоит из серии сбросовых уступов. Природа хребтов Северный и Восточный Джой, очевидно, связана с деятельностью фиксированных мантийных источников (плюмов), возникших в непосредственной близости от зоны тройного сочленения, которая, по мнению некоторых исследователей, существовала близ северо-западной оконечности плато Эксмут [4, 19]. В таком случае положение хребтов Восточный и Северный Джой, возможно, маркирует направление абсолютного движения Австралийской плиты в начальный период раскрытия дна Северо-Австралийской котловины.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

1. По существующим представлениям [12, 19, 20 и др.], формирование (аккреция) коры в южной части Северо-Австралийской котловины происходило на быстро-спрединговом хребте в позднеюрское время. Ранняя спрединговая история этого хребта, названного Арго [19, 20], предопределила специфическую структуру коры и морфотектонику разломных зон, разделяющих литосферные блоки с различным возрастом фундамента, судя по данным магнитометрии. В южной части Северо-Австралийской котловины по сейсмическим данным достоверно установлено существование трех разломных зон, имеющих азимут простираания около 335° , что в общем согласуется с распределением линейных магнитных аномалий в плане. Азимут простираания последних составляет около 70° [12]. При детальном анализе профилей МОГТ и НСП установлено, что ширина моноклиналиных блоков по поверхности фундамента, определяемая по данным о вертикальных неоднородностях, вдоль простираания линейных магнитных аномалий в 2–4 раза больше, чем в ортогональном направлении.

2. В межразломных сегментах отмечается, хотя и не повсеместно, преимущественная дифференциация океанической коры на три сейсмические толщи (без учета осадочного слоя). Такая горизонтально-слоистая модель согласуется с типовыми разрезами офиолитовых комплексов, являющихся древними аналогами океанической коры, и объясняет ее реологические свойства. В подошве коры, по всей видимости, присутствует пластичное серпентинитовое основание, маркируемое границами M_1 и M_2 . Последние отождествляются условно с сейсмическим и петрологическим разделениями Мохо. Специфической особенностью строения океанической коры является наличие внутрикристаллических наклонных отражений, которые интерпретируются как первичные тектонические контакты и разрывы, способствовавшие гидротермальной циркуляции. Некоторые из наклонных отражений проявляют тенденцию прослеживаться непрерывно из нижней части коры в верхнюю мантию, при этом пересекая пакет субгоризонтальных отражений группы Мохо. Регулярно развитые наклонные отражения на границе раздела кора–мантия в наибольшей степени выражены вблизи разломных зон.

Диффузная граница Мохо и граница между второй и третьей сейсмическими толщами выступают в качестве субгоризонтальных разделов, по которым происходит латеральное проскальзывание океанских масс, связанное, как можно думать, с аномально напряженным состоянием обширной Индо-Австралийской области вследствие движения глубинных масс в северном направлении.

Среднее фоновое значение мощности "твердой" коры составляет 2,5–2,7 с. Примерно такое же значение "сейсмической" мощности получено в коре позднемезозойского возраста на площади Блейк-Спур [15], однако полная аналогия этих двух регионов была бы некорректной, так как раскрытие дна в Северо-Австралийской котловине происходило на быстроспрединговом хребте [20], а в Западной Атлантике – на медленноспрединговом [17]. В Северо-Австралийской котловине не получено никаких данных, которые свидетельствовали бы об уменьшении мощности океанической коры с приближением к разломным зонам, что характерно, например, для разломных зон в Западной Атлантике [15].

3. В разломных зонах, являющихся внутриплитными палеограницами, разделяющими разновозрастные литосферные блоки, океаническая кора характеризуется аномальным строением: 1) отсутствием горизонтальной структурной дифференциации, причем с глубиной происходит расширение зоны динамического влияния разломов. На уровне поверхности Мохо ширина разломных зон достигает 30–35 км, с тенденцией дальнейшего расширения зоны дислокаций книзу в верхах мантии; 2) значительной тектонической расслоенностью (по Ю.М. Пушаровскому), охватывающей не только кристаллическую кору, но и верхнюю мантию, что выражается в наличии систем наклонных разрывных нарушений (как листрических, так и планарных). Скучивание корово-мантийного субстрата является характерной чертой строения осевой части разломных зон; 3) наличием тектонически мобильных и подвижных сегментов, в пределах которых реактивизация тектонических движений чередовалась с периодами относительного покоя. Особенно это касается разломной зоны А, наиболее близко приближенной к Зондской зоне субдукции.

4. Значительную роль в формировании структурного облика Северо-Австралийской котловины играли внутриплитные деформации. Отмечается тенденция "омоложения" и усиления интенсивности деформаций в северо-восточном направлении [5]. В геологическом отношении природу ранних деформаций в Северо-Австралийской котловине следует рассматривать как отклик на напряжения, возникшие в результате формирования Зондской зоны субдукции. Следовательно, можно сделать вывод, что литосфера может деформироваться на значительном удалении от зоны столкновения литосферных плит.

5. В осадочном чехле Северо-Австралийской котловины широкое распространение получили диапирообразные структуры, природа которых, по-видимому, связана с внедрением глубинного вещества вдоль ослабленных полостей, обусловленных нарушением сплошности пород. Аномальные сейсмические тела небольших размеров, наблюдаемые в основании осадочного чехла на участках раздробленного фундамента, могут быть связаны с погребенными гидротермальными постройками.

6. Впадина Киви рассматривается в качестве "брошенного" рифта. Специфическая клинообразная форма этой впадины в плане, вероятно, является свидетельством того, что раскол и раздвижение литосферы на этом участке происходили на оси продвигающегося рифта (propagating rift) примерно так, как происходило раздвижение Австралии и Антарктиды [18].

7. Возвышенность Джой представляет собой гетерогенную структуру, в пределах которой обособляются структуры второго порядка (хребты Западный, Восточный и Северный Джой). Хребет Западный Джой имеет вид плосковершенного плато, которое по характерным ассоциациям отражений и морфологическим особенностям является близким аналогом плато Эксмут. Хребты Северный и

Восточный Джой – продукты интенсивной вулканической деятельности и образовались, по-видимому, при прохождении плиты над мантийными плюмами. Именно с деятельностью этих плюмов, видимо, связана изоляция блока утоненной континентальной коры в пределах возвышенности Джой.

8. Судя по литературным данным [12, 19], идентификация линейных магнитных аномалий к западу от разломной зоны В определяется неоднозначно. Так, по материалам рейса НИС "Атлантис-II" (1976 г.) Д. Хейцлером и др. [13], Т. Пауэлом и Б. Лайендиком [19] в окрестности возвышенности Джой были выделены линейные магнитные аномалии, идентифицированные как M14-M11, что соответствует раннемеловому возрасту фундамента. В более поздней статье Л. Фуллертон [12] в указанном сегменте, в том числе и в пределах самой возвышенности Джой, линейные аномалии были отождествлены с хронами последовательности M24-M22 (поздняя юра). Однако оба указанных варианта реконструкции истории спрединга не согласуются с приведенными выше результатами интерпретации сейсмических данных о наличии палеооси разрастания (палеорифта Киви) и сложном строении возвышенности Джой с включением фрагмента континентальной коры.

Брошенные рифты, связанные с перестройкой геометрии спрединга протохребта Арго, видимо, существуют и между разломными зонами А и Б. На это, в частности, указывает интерпретация профиля НСП Джойдес-Резолюшн-1, выполненная Р. Баффлером [9], который пришел к выводу, о возможном существовании спредингового центра к северу от скв. 765, что, однако, не вписывается в существующие реконструкции по данным магнитометрии. Нам представляется, что реконструкция истории спрединга Северо-Австралийской котловины, базирующаяся на результатах интерпретации линейных магнитных аномалий, идентификация которых часто носит условный характер, может быть существенно скорректирована с учетом сейсмических данных.

В заключение автор выражает признательность Ю.М. Пуцаровскому за поддержку и содействие, что способствовало подготовке данной публикации.

Настоящая работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 95-05-14070).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: АН СССР, ГУГК, 1975. 151 с.
2. Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981. 255 с.
3. Литосфера Индийского океана (по геофизическим данным). Киев: Наук. думка, 1990. 160 с.
4. Пилипенко А.И., Сивуха Н.М. Тектоника северной части плато Эксмут и смежных глубоководных котловин // Геотектоника. 1990. № 2. С. 112–122.
5. Пилипенко А.И. Внутриплитные деформации в северо-восточной части Индийского океана // Там же. 1995. № 6. С. 51–74.
6. Пуцаровский Ю.М., Безруков П.П. О тектонике восточной части Индийского океана // Там же. 1973. № 6. С. 3–19.
7. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Индийского океана // Там же. 1995. № 4. С. 1–19.
8. Bonatti E. Serpentine protrusions in the oceanic crust // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 32. P. 107–113.
9. Buffler R.T. Geologic history of the eastern Argo Abyssal Plain based on ODP drilling and seismic data // AGSO J. Austral. Geol. and Geophys. 1994. Vol. 15, N 1. P. 157–164.
10. Cook P.J., Veevers J.J., Heirtzler J.R. et al. The sediments of the Argo Abyssal Plain and adjacent areas, northeast Indian Ocean // BMR J. Austral. Geol. and Geophys. 1978. N 3. P. 113–124.
11. Exon N.F., Colwell J.B. Geological history of the outer North West Shelf of Australia: a synthesis // AGSO. J. Austral. Geol. and Geophys. 1994. Vol. 15, N 1. P. 177–190.
12. 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. Vol. 94, N B3. P. 2937–2953.
13. Heirtzler J.R., Cameron P., Cook P.J. et al. The Argo Abyssal Plain // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 41. P. 21–31.

14. Initial Reports of the Deep Sea Drilling project. Vol. 27. Wash (D.C): US gov. print. off., 1974. P. 571–585.
15. McCarthy J., Mutter S.C., Morton J. et al. Relic magma chamber structures preserved within Mesozoic North Atlantic crust? // Bull. Geol. Soc. Amer. 1988. Vol. 100. P. 1423–1436.
16. McKenzie D.F. Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 40. P. 25–32.
17. Morris E., Detrick R.S., Minshull T.A. et al. Seismic structure of oceanic crust in the Western North Atlantic // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98, N B3. P. 13879–13903.
18. Mutter J.C., Hegarty K.A., Cande S.C. et al. Breakup between Australia and Antarctica // Tectonophysics. 1985. Vol. 114, N 1. P. 255–279.
19. Powell T.S., Luyendyk B.P. The sea-floor spreading history of the Eastern Indian Ocean // Mar. Geophys. Res. 1982. N 5. P. 223–247.
20. Veevers J.J., Li Z.X. Review of seafloor spreading around Australia // Austral. J. Earth Sci. 1991. Vol. 38. P. 391–408.
21. Wernicke B., Burchfiel B.C. Models of extensional tectonics // Struct. Geol. 1982. Vol. 4. P. 105–115.

A.I. Pilipenko

SEISMIC STRUCTURE OF THE OCEANIC CRUST OF NORTH-AUSTRALIAN BASIN

ABSTRACT

Seismic reflection profiling in the North-Australian Basin has provided 3-layer structure of the oceanic crust with ductile serpentinite basement. The dipping reflectors are interpreted as failure generating with hydrothermal circulation. The crust inside fracture zones have anomalous structure which are conditioned by tectonic piling of crust-mantle substrate. Reactivation of tectonic movement have been in Late Cretaceous–Early Paleogen (?) and Pliocene–Quaternary time. The nature of diapirlike structures are connectioned with endogenous activity. The Joy Rise is heterogenous structure with block of thinned continental crust. Oceanic crust of Kiwi Basin was formed by propagation rift in continental lithosphere after model of "pure strike-slip".

М.М. Кавун, А.Е. Шлезингер

ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ И КОНСОЛИДИРОВАННАЯ КОРА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ АКВАТОРИИ МОРЯ УЭДДЕЛЛА (АНТАРКТИКА)

Географические материалы и прежде всего сейсморазведка отраженных волн (рис. 1) дают объективную информацию о строении консолидированной коры и осадочного чехла в пределах дна северо-западной части моря Уэдделла. Их интерпретация нашла отражение в ряде работ [1, 3–6]. Однако ряд принципиальных моментов, важных для понимания генетической природы гетерогенных блоков земной коры, остался не освещенным. Именно их раскрытие является главной целью настоящей работы.

В пределах дна северо-западной акватории моря Уэдделла выделяются два блока континентальной консолидированной коры, разделенные блоком океанической консолидированной коры (рис. 2). Первые из них охватывают юго-западные районы моря Уэдделла и сопряженные участки суши Антарктики (бассейн Ларсена), а также северо-восточные районы моря (Южно-Оркнейское сводовое поднятие). Океаническая консолидированная кора занимает центральные районы северо-западной акватории моря Уэдделла (бассейны Пауэлл и Джейн).

Осадочный чехол бассейна Ларсена подстилается доверхнеюрским складчатым фундаментом (рис. 2, 3). В основании чехла залегают черные глины киммеридж-берриаса, маркирующие глубоководный бескислородный бассейн. Видимая мощность их естественных обнажений в Антарктике 200–800 м. Они располагаются между отражающими горизонтами (ОГ) В и U8 и слагают сейсмический комплекс (СК) S9. В центральных районах и на северо-восточной периферии бассейна Ларсена он увеличивается до 4,5 км. Однако, возможно, что нижняя часть его разреза толщиной до 1 км, в которой отмечается наклон слоев, субконформный поверхности фундамента, имеет доверхнеюрский возраст и представляет фрагмент осадочного чехла, образованного до возникновения бассейна Ларсена. СК8 слагается некомаастрихтскими терригенными проградационными телами общей мощностью до 2 км. Он распространен только на юго-западной периферии бассейна Ларсена, замещающаяся к северо-востоку маломощными (до первых десятков метров) конденсированными (пелагическими) одновозрастными фациями. Вышележащий разрез осадочного чехла (СК5–S3) составляют палеогеновые и миоценовые турбидитные и проградационные отложения. На юго-западной периферии бассейна Ларсена их мощность превышает 3 км. К северо-востоку они постепенно утоняются и на северо-восточной периферии не превышают 1 км (рис. 3). Указанные СК чехла бассейна Ларсена с резким угловым и эрозионным несогласием перекрываются плиоцен-четвертичными СК5–S1, ограниченными в подошве ОГ2. Последний представляет региональную поверхность несогласия, особенно резко выраженную на юго-западной периферии, где ею срезается практически весь осадочный чехол, СК5–S1 на юго-западе слагаются ледово-морскими образованиями до 100 м мощности,

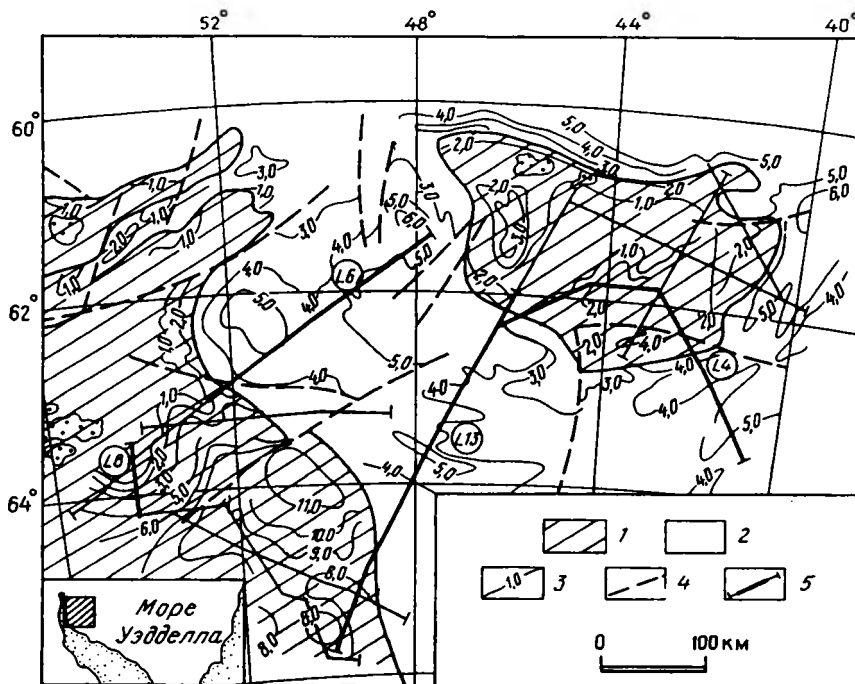


Рис. 1. Схема структурного районирования земной коры северо-западной части моря Узделла

1, 2 – консолидированная кора: 1 – континентальная и утоненная континентальная, 2 – океаническая; 3 – изогипсы поверхности консолидированной коры (в км); 4 – разломы, 5 – линии сейсмических профилей МОГТ (жирным выделены фрагменты, показанные на рис. 2–6)

Fig. 1. The scheme of the earth crust structures in NW part of Uaedella Sea

1, 2 – consolidated crust: 1 – continental and thin continental, 2 – oceanic; 3 – crust surface isolines (in km); 4 – faults; 5 – CDP profiles (marked lines are fragments shown on the fig. 2–6)

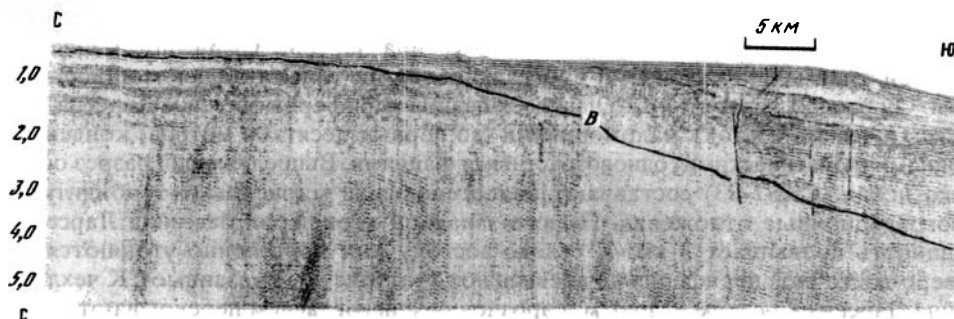


Рис. 2. Фрагмент временного разреза сейсмического профиля L8

В – поверхность фундамента

Fig. 2. The seismic records fragment of the line L8

В – basement

Рис. 3. Фрагмент сейсмогеологического разреза по линии L8

1 – поверхность фундамента; 2 – отражающие горизонты в осадочном чехле; 3 – разрывные нарушения; индексы – отражающие горизонты

Fig. 3. The seismogeological section fragment along the line L8

1 – basement; 2 – reflectors; 3 – faults

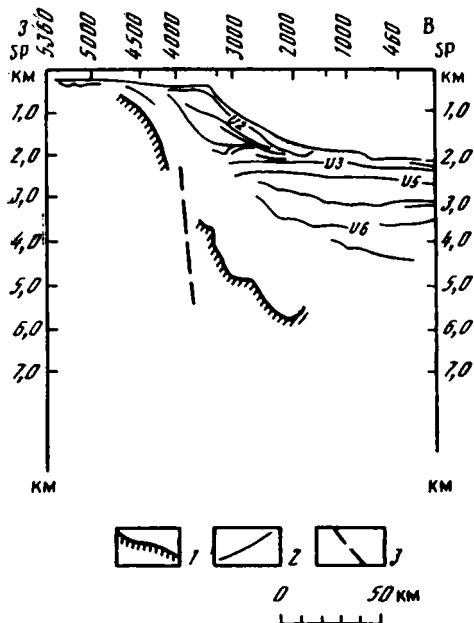
переходящими к северо-востоку в мало-мощные (первые десятки метров) глубоководные пелагические отложения.

Осадочный чехол Южно-Оркнейского сводового поднятия начинается верхне-юрско-меловой CKS8 общей мощностью до 1–1,5 км (рис. 4). Он сложен аллювиальными и прибрежно-морскими песчаниками и конгломератами, выполняющими отдельные грабены. Вышележащий палеоцен-эоценовый (возможно, верхне-мел-эоценовый) CKS7 общей мощностью

до 2–2,5 км, представлен мелководноморскими и, возможно, континентальными терригенными отложениями, распространенными в отдельных грабенах. CKS6 выделен в скв. 696, где представлен олигоцен-среднемиоценовыми мелководноморскими терригенными отложениями, имеющими более широкое площадное распространение и мощность до первых сотен метров (3). Он с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывает подстилающие образования. Верхняя часть разреза (среднеплиоцен-четвертичная) осадочного чехла Южно-Оркнейского сводового поднятия (CKS5–S1) состоит исключительно из глубоководных пелагических отложений, в составе которых принимают участие диатомиты и биогенно-терригенные илы с обломочным материалом ледового разноса. По периферии Южно-Оркнейского поднятия устанавливаются оползневые тела. Среднемиоцен-четвертичные отложения в виде сплошного чехла (до 1 км) распространены на площади Южно-Оркнейского сводового поднятия.

Осадочный чехол бассейнов Пауэлл и Джейн составляют CKS7–S1 (рис. 5, 6), в строении которых принимают участие исключительно глубоководные турбидиты с вулканокластикой, биогенные и глинистые илы с радиоляриями и диатомеями и терригенные илы (до 1,5–2 км). Возраст кровли CKS7 (CGU6) оценивается в 25–30 млн лет. При драгировании выступов акустического фундамента по периферии бассейна Пауэлл подняты верхнемеловые кальциево-щелочные базальты и эоценовые базальты (2). Таким образом, базальные слои осадочного чехла не выходят за пределы палеогена, вероятно, они не древнее верхов эоцена, поскольку чехол на северо-восточной периферии непосредственно перекрывает синрифтовые палеоцен-эоценовые отложения Южно-Оркнейского сводового поднятия. В бассейне Джейн они имеют более молодой возраст.

На юго-западной периферии бассейна Ларсена по поверхности фундамента вырывается флексуно-разрывная зона. К ней прислоняются залегающие с меньшим наклоном базальные слои осадочного чехла. В вышележащем разрезе последнего намечаются многочисленные проградационные тела и отложения склонового шлейфа, что позволяет интерпретировать флексуно-разрывную зону поверхности как доверхнеюрский погребенный континентальный палеосклон, наклон которого



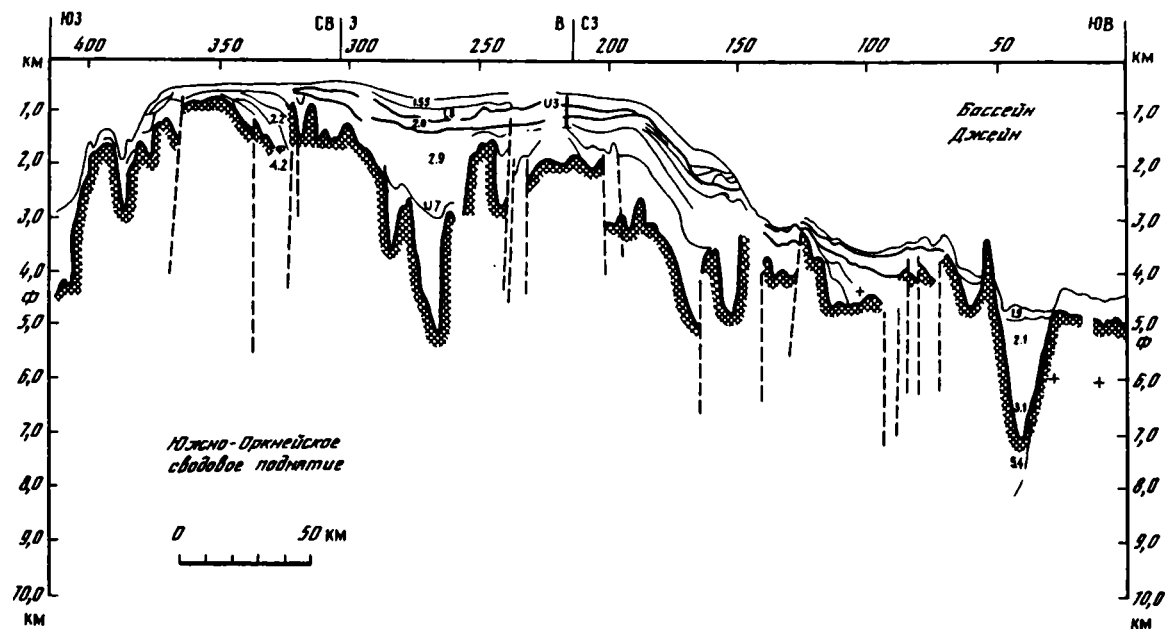


Рис. 4. Фрагмент сейсмогеологического разреза по линии L4
Условные обозначения см. на рис. 3

Fig. 4. The seismogeological section fragment along the line L4
The legend see fig. 3

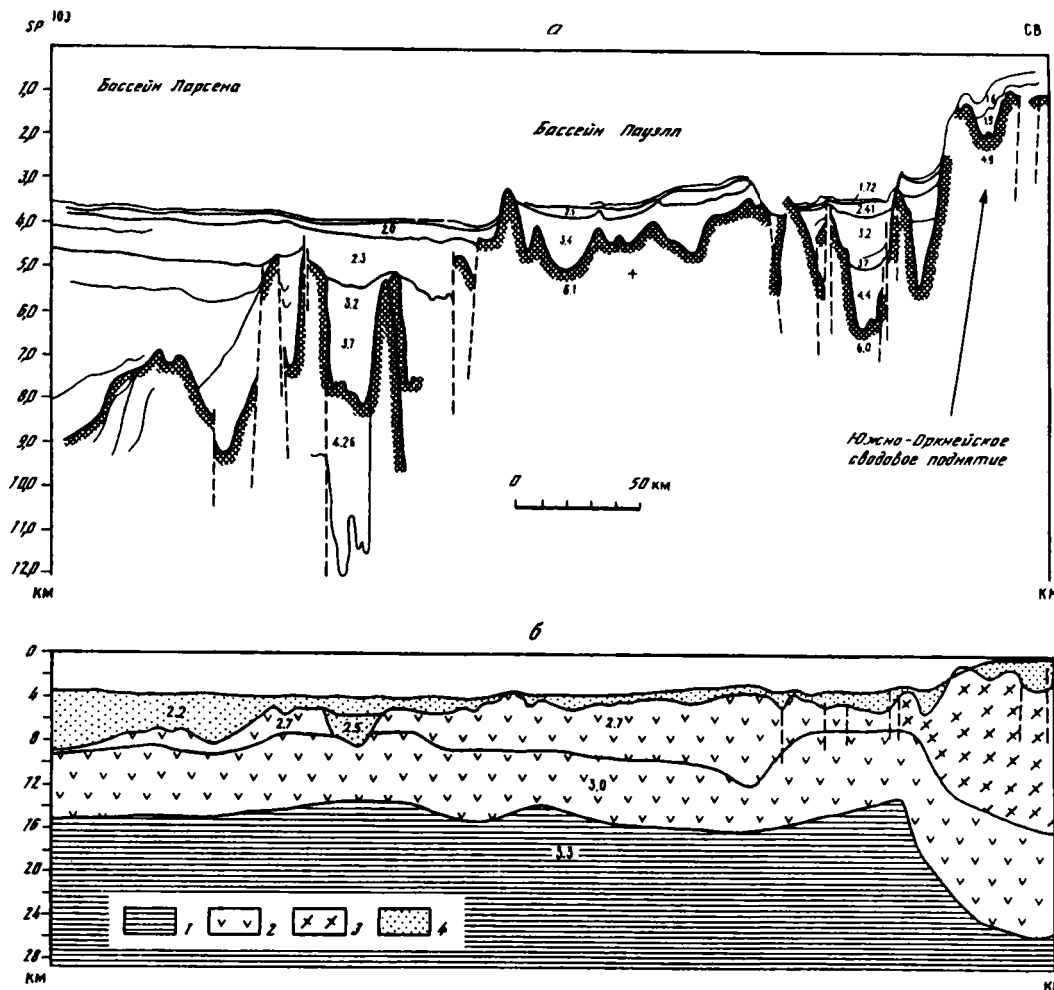


Рис. 5. Фрагмент сейсмогеологического разреза по линии L13 (а) и глубинный разрез по результатам плотностного моделирования (б)

1 – верхняя мантия; 2 – океаническая и нижняя часть континентальной консолидированной коры; 3 – верхняя часть континентальной консолидированной коры; 4 – осадочный чехол

Остальные условные обозначения см. на рис. 3

Fig. 5. a. The seismogeological section fragment along the line L13

The legend see fig. 3. b. The deep structure section along the line L13 by gravity data

1 – upper mantle; 2 – oceanic and lower continental crust; 3 – upper continental crust; 4 – sedimentary cover.

The numbers are a density volume

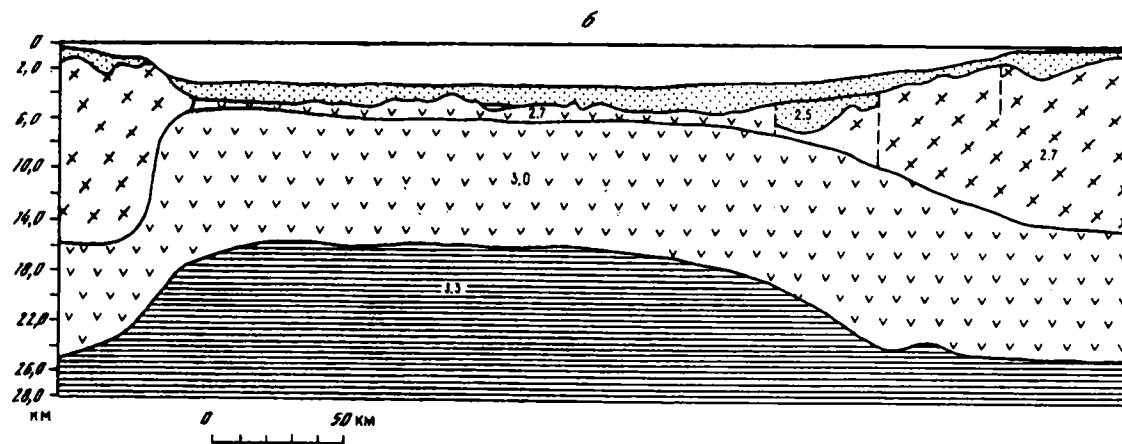
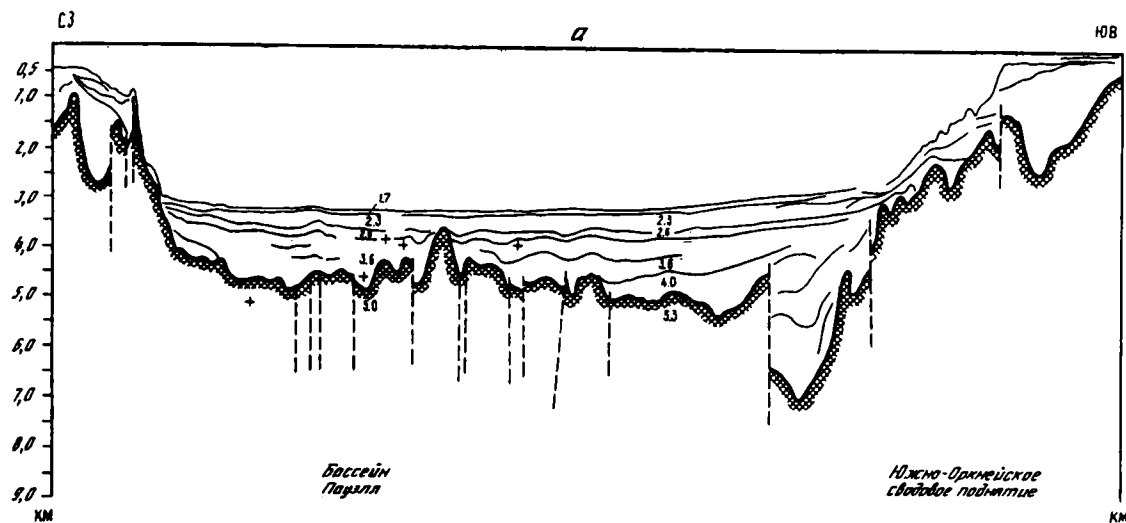


Рис. 6. Фрагмент сейсмогеологического разреза по линии L6(a) и глубинный разрез по результатам плотностного моделирования (б)

Условные обозначения см. на рис. 3, 4, б

Fig. 6, a. The seismogeological section fragment along the line L6

The legend see fig. 3. b. The deep structure section along the line L6 by gravity data

The legend see fig. 3, 4, б

достигает 10° и более. Более молодой предплиоценовый континентальный палеосклон вырисовывается по флексурному изгибу СГ42 (см. рис. 2) и замещению ледово-морских отложений маломощными (первые десятки метров) пелагическими осадками.

На северо-востоке бассейн Ларсена от бассейна Пауэлл отделяет крупное высокоамплитудное поднятие поверхности фундамента (см. рис. 3). Его наиболее приподнятая часть практически лишена осадочного чехла, и породы фундамента выходят на дно моря, образуя подводный холм. От него к юго-западу в сторону бассейна Ларсена поверхность фундамента по системе высокоамплитудных грабенов и горстов на расстоянии более 100 км опускается до 9 км, при разрастании мощности осадочного чехла до 5,5 км (см. рис. 5). Слои осадочного чехла залегают субгоризонтально, прислоняясь к поверхности фундамента или к доверхнеюрскому комплексу. Рассмотренное поднятие представляет собой погребенный склон, ограничивающий бассейн Ларсена на северо-востоке.

Бассейн Пауэлл располагается гипсометрически выше как по поверхности фундамента, так и по поверхности дна моря по отношению к сопряженной площади бассейна Ларсена. Суммарная мощность его осадочного чехла не выходит за пределы 1,5–2 км. Слои осадочного чехла залегают субгоризонтально, прислоняясь к поверхности фундамента в пределах выступов. Наиболее крупный высокоамплитудный (свыше 1 км) выступ приурочен к центральной части бассейна Пауэлл. На северо-востоке бассейны Пауэлл и Джейн сопряжены с опущенной юго-западной и южной периферией Южно-Оркнейского сводового поднятия, которую составляют грабены, выполненные мелководноморскими и, возможно, континентальными палеоцен-эоценовыми отложениями. Последние с юго-запада и юга ограничивают породы океанической консолидированной коры.

Поверхность фундамента на площади бассейнов Пауэлл и Джейн имеет типично океанический облик. Она характеризуется непротяженными интенсивными низкочастотными осями синфазности. Ее повсеместно осложняют волны-помехи: боковые, дифрагированные и преломленные. На сопряженных площадях бассейна Ларсена поверхность фундамента перестает практически непосредственно регистрироваться, экранируясь базальными слоями осадочного чехла.

Гравиметрические расчеты [7] позволяют разделить консолидированную кору на плотностные слои: нижний с плотностями $3,0 \text{ г/см}^3$ и верхний с плотностями $2,7 \text{ г/см}^3$ (см. рис. 5). На площади бассейна Пауэлл они соизмеримы при общей мощности консолидированной коры до 10–12 км. В сторону Южно-Оркнейского сводового поднятия происходит на незначительном расстоянии утонение (до 2–3 км) верхнего, относительного низкоплотностного слоя, а затем его резкое увеличение при общей мощности консолидированной коры до 24–25 км. В сторону бассейна Ларсена верхний, относительно низкоплотностной слой консолидированной коры также утоняется до полного выклинивания, и в наиболее погруженных его частях осадочный чехол непосредственно ложится на нижний высокоплотностной слой консолидированной коры, общая мощность которой сокращается до 6 км.

Скоростные параметры поверхности консолидированной коры также меняются. На площади бассейнов Пауэлл и Джейн они изменяются от 3,5–5,5 км/с, а в зонах утонения и выклинивания верхнего слоя консолидированной коры превышают 6 км/с. Площади распространения высокоплотностной и высокоскоростной консолидированной коры, поверхность которой лишена сейсмических признаков океанической консолидированной коры, составляют утоненная континентальная консолидированная юра, в которой, вероятно, отсутствуют дайковый комплекс и толеитовые базальты (см. рис. 5). Таким образом, в пределах северо-западной акватории моря Уэдделла распространена континентальная, утоненная континентальная и океаническая консолидированные коры, последовательно сменяющие друг друга по латерали.

Консолидация фундамента в пределах дна северо-западной акватории моря Уэдделла и сопряженных площадей суши произошла в предпозднеюрское время за счет процессов скупивания и коллизии фанерозойских поясов. Бассейн Ларсена образован предпозднеюрским кратковременным погружением, приведшим к созданию глубокой (до 5–6 км) депрессии. Его формирование парагенетически связано с возникновением утоненной консолидированной коры. В позднеюрско-миоценовое время топодепрессия бассейна Ларсена заполнялась различными типами глубоководных осадков.

Площадь Южно-Оркнейского сводового поднятия в позднеюрско-меловое время испытывала умеренное погружение с накоплением эпиконтинентального (дорифтового) чехла. В конце мела–начале палеогена она была захвачена процессами рифтогенеза, сопровождавшегося образованием многочисленных грабенов. Межграбеновые пространства испытывали подъем, и на них был практически уничтожен дорифтовый эпиконтинентальный чехол. Он сохранился лишь в пределах грабенов, где надстраивался синрифтовыми мелководноморскими и, возможно, континентальными отложениями.

В олигоцене, раннем миоцене и в первой половине среднего миоцена площадь Южно-Оркнейского сводового поднятия была вовлечена в умеренное прогибание с формированием эпиконтинентального (пострифтового) чехла. В середине среднего миоцена имело место кратковременное дифференцированное опускание, приведшее к созданию крупного остаточного сводового поднятия, за счет более интенсивного погружения периферии по сравнению с центральными его частями. Со второй половины среднего миоцена на площади Южно-Оркнейского поднятия стал формироваться глубоководный пострифтовый чехол. В конце мела–начале палеогена между бассейном Ларсена и Южно-Оркнейским сводовым поднятием процессы рассеянного (рассредоточенного) спрединга создали океаническую консолидированную кору. До позднего эоцена–начала олигоцена ее поверхность находилась на уровне шельфа или низменной суши, о чем свидетельствуют ее непосредственное соприкосновение с палеоцен-эоценовыми мелководноморскими, а, возможно, и континентальными отложениями грабенов. Только в конце эоцена–начале олигоцена, после завершения процессов рифтогенеза на территории Южно-Оркнейского сводового поднятия, произошло ее опускание, приведшее к возникновению глубоководных бассейнов Пауэлл и Джейн.

Видимо, они синхронны по времени эпиконтинентальному пострифтовому погружению территории Южно-Оркнейского сводового поднятия, но имели значительно большую величину. Окончательное формирование северо-западной акватории моря Уэдделла как единого глубоководного бассейна произошло на рубеже миоцена и плиоцена за счет регионального высокоамплитудного опускания (до 2 км, и, может быть, более), о чем говорит предплиоценовый континентальный палеосклон.

Приведенный материал показывает, что в пределах дна северо-западной акватории моря Уэдделла распространены генетически различные тектонические структуры. Юго-западную часть занимает верхнеюрско-миоценовый глубоководный бассейн Ларсена с утоненной континентальной консолидированной корой. В центральном секторе располагаются глубоководные кайнозойские бассейны Пауэлл и Джейн с океанической консолидированной корой. В пределах его северо-восточной части находится Южно-Оркнейское сводовое поднятие с континентальной консолидированной корой. Современная морфоструктура северо-западной акватории моря Уэдделла практически была создана в предплиоценовое время за счет кратковременного дифференцированного опускания. Распространенные тектонические структуры были образованы разновременно за счет различных геодинамических процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Кавун М.М., Винниковская О.С.* Геологическое строение северо-западной части моря Уэдделла (Антарктика) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 5. С. 85–95.
2. *Barder P.* Dredged rocks from Powell Basin and the South Orkney microcontinent // Proc. of the 5th Intern. symp. on Antarct. Earth sci. Cambridge, 1989. P. 361–367.
3. *Barker P.F., Kennett J.P.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling project. Wash. (D.C.), 1988. Vol. 113. P. 527–704.
4. *Kavoun M., Vinnikovskaya O.* Some results of geophysical research in the northwest Weddell Sea, Antarctica // Tectonophysics. (In press).
5. *King E.C., Barker P.F.* The margins of the South Orkney microcontinent // J. Geol. Soc. London, 1988. Vol. 145. P. 317–311.
6. *Shimizu S.* Preliminary report of geophysical and geological surveys of the South Orkney Islands, Scotia Arc. Region // Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci. 1989. Vol. 3. P. 52–64.
7. *Vinnikovskaya O.* Results of the geophysical surveys in the Weddell Sea in 1990: Unpublished report (in Russian) of MAGE. Murmansk, 1992. 20 p.

M.M. Kavun, A.E. Shlezinger

SEDIMENTARY BASINS AND CONSOLIDATED EARTH CRUST OF THE NORTH-EAST WEDDELL SEA (THE ANTARCTIC)

ABSTRACT

There are some different genetic types of structure within the NW part of Weddell Sea. Upper Jurassic–Miocene deep sea basin (Larsen Basin with thin continental consolidated crust) is located in the South-West. Cenozoic deep sea basin with oceanic crust (Powell and Jane basins) are located in the central part. South Orkney Uplift is the north-east part of the Sea with continental crust. The prePliocene short-term differentiated subsidence results in the recent Sea bottom relief in the North-East.

В.Г. Трифонов, Г.А. Востриков, Р.В. Трифонов, О.В. Соболева

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ ЕВРАЗИИ: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

Термины-синонимы "активный разлом" и "живой разлом" появились в 40-х годах нынешнего столетия в американских и европейских публикациях соответственно для обозначения тектонических нарушений, по которым подвижки происходят сейчас или могут произойти в ближайшем будущем. Поскольку тектонические движения по разломам осуществляются неравномерно, необходимо было определить понятие "сейчас", т.е. интервал времени, в течение которого находят выражение современная активность разлома и ее параметры, такие как направление, средняя многолетняя скорость, режим движений и сопровождающие их природные явления. Таким интервалом для подвижных поясов оказался поздний плейстоцен и голоцен, т.е. примерно последние 100 000 лет [16, 17]. Но этого интервала недостаточно, чтобы оценить активность разломов платформ, отличающихся вялостью движений и редкостью землетрясений. Там для оценки активности приходится прибегать к изучению поведения разлома и в среднем плейстоцене, т.е. в течение последних 700 000 лет [26].

Важность изучения активных разломов, прежде всего, для оценки сейсмической опасности побудила Международную программу "Литосфера" учредить в 1989 г. по инициативе советских ученых Проект II-2 "Карта крупных активных разломов Мира" под председательством В.Г. Трифонова [28]. В рамках этого проекта собрана уникальная база данных об активных разломах. Особенно большой прогресс достигнут в изучении активных разломов Евразии, для которой составлен предварительный макет карты активных разломов масштаба 1 : 5 000 000. Для многих регионов континента составлены более детальные карты и описания.

Предлагаемая статья посвящена анализу карты активных разломов Евразии в геодинамическом аспекте. Предметом исследования явились общие закономерности пространственного расположения активных разломов и перемещений по ним, структурные связи с молодым вулканизмом и расчеты современной геодинамики подвижных поясов по данным об активных разломах.

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ПО АКТИВНЫМ РАЗЛОМАМ ЕВРАЗИИ

Анализ смещений по активным разломам Евразии показывает, что их вертикальная компонента чаще определяется надвиговыми и взбросовыми подвижками, чем сбросовыми. Это справедливо для разломов не только подвижных поясов, но также областей умеренной и слабой подвижности. Таким образом, большая часть континента развивается сейчас в условиях дополнительного латерального сжатия, что соответствует оценкам напряженного состояния другими методами [4].

Больше половины активных разломов подвижных поясов Евразии имеют сдви-

говую компоненту смещений, которая существенно больше или соизмерима с вертикальной компонентой. Именно в сдвиговых зонах обнаруживаются чаще всего наибольшие скорости внутриконтинентальных перемещений. Это определяется энергетической экономичностью сдвиговых перемещений по разломам, выявленной сопоставлением магнитуд многих сильных коровых землетрясений последних десятилетий с производимой ими работой, регистрируемой такими параметрами сейсмогенного разрыва, как длина или длина, помноженная на амплитуду подвижки [19]. У сдвиговых землетрясений значения этих параметров, как правило, выше, чем у землетрясений надвиговых, взбросовых и даже сбросовых.

На карте крупнейших активных разломов Евразии со скоростями перемещений не менее 1 мм/год (рис. 1) видно, что наиболее протяженные разломы очерчивают границы современных плит и микроплит. Нередко их границы представлены не единой линией, а поясом нарушений. Такие пояса, к которым тяготеют большинство разломов, более отчетливо видны на карте, где представлены и более мелкие активные нарушения (рис. 2). В пределах поясов выделяются подвижные зоны, более насыщенные активными разломами, чем соседние блоки.

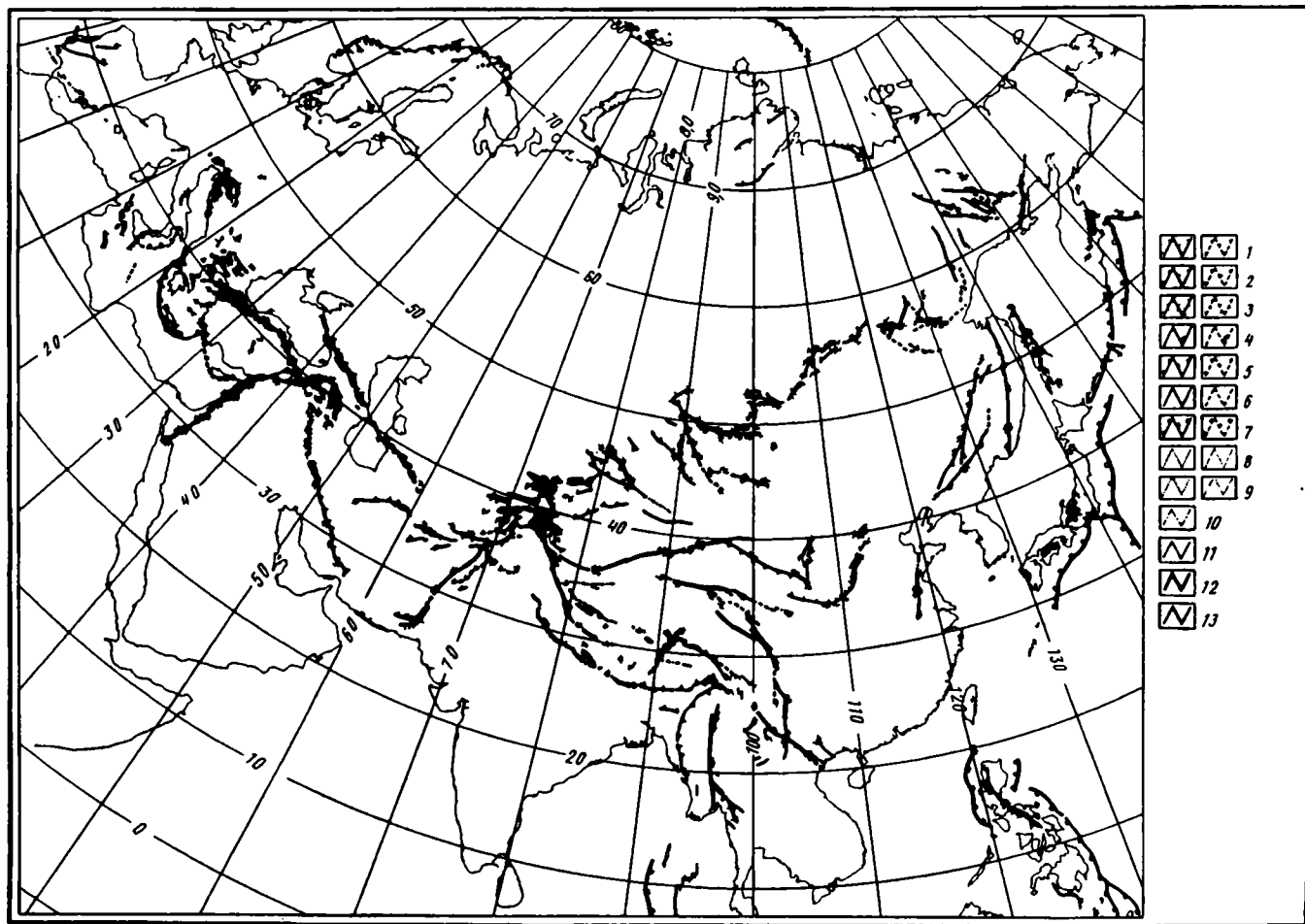
В современных орогенических поясах, например, Альпийско-Азиатском, подвижные зоны чаще всего образуют горные хребты или системы хребтов, тогда как разделяющие их стабильные области характеризуются обычно пониженными гипсометрическими отметками и являются областями более или менее интенсивной современной аккумуляции. Сужаясь в местах сближения подвижных зон, стабильные блоки становятся межгорными впадинами. Именно такова природа расположенных на западном продолжении Таримской микроплиты межгорных впадин на границе Памира и Тянь-Шаня.

Внутри подвижных зон активные разломы нередко разделяют поднятые и опущенные формы, выраженные хребтами и впадинами более высокого порядка. Такие впадины нередко соответствуют участкам, сложенным более плотными породами, чем соседние хребты. Например, офиолитовые пояса, насыщенные гипербазитовыми телами и их фрагментами, обычно образуют впадины в новейшей структуре орогенов. Поверхность подобных впадин пусть слабо, но была изостатически опущена уже к началу неотектонического этапа. Таким образом, многие, если не все, новейшие межгорные впадины сжатых орогенических поясов не являются синклинальными складками основания [21], подобными складкам в осадочном чехле. Будучи обусловлены неоднородностями строения основания, они представляют собой либо реликты разделявших подвижные зоны стабильных блоков, либо участки утяжеленной коры внутри подвижных зон.

Контраст между горами и межгорными впадинами усугублялся в ходе новейшего орогенеза. С хребтов сносился обломочный материал и частично накапливался во впадинах. В результате хребты становились легче, а впадины тяжелее. Их изостатическая неуравновешенность компенсировалась латеральным перемещением глубинного материала, который из-за реологической расслоенности литосферы осуществлялся в слоях, более раздробленных или пластичных и потому обычно менее плотных, чем соседние слои [9]. В итоге кристаллическое основание впадин независимо от их происхождения обогащалось тяжелыми компонентами.

СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ

Большинство выявленных на земной поверхности активных разломов пронизывает лишь верхнекоровый слой и не фиксируется на более глубоких уровнях литосферы, деформируемых иначе. Подобные и другие обоснования современной тектонической расслоенности литосферы приводились нами ранее [11, 20]. Специфика современной тектонической расслоенности состоит в том, что ее проявления,



в отличие от более древних, вскрытых эрозией, недоступны непосредственному наблюдению. Они регистрируются по косвенным признакам: появлению субгоризонтальных зон концентрации деформации, выраженных скоплением гипоцентров землетрясений, и различиями структурного плана и стиля активных нарушений на разных глубинах литосферы. При этом глубинные активные элементы реконструируются по связанным с ними геофизическим и геохимическим аномалиям и иногда их проявлениям на поверхности в виде структурных аномалий, дискордантных относительно собственно приповерхностных активных структур. Смещения в глубинных горизонтах чаще всего являются проявлением в иной реологической обстановке той же ориентировки главных нормальных напряжений, что и в приповерхностных структурах, но могут в отдельных случаях указывать на существенные различия напряженного состояния и связанных с ним перемещений на разных уровнях литосферы.

С наибольшей полнотой и разнообразием современная тектоническая расслоенность выражена в подвижных поясах сжатия. В зависимости от структурной обстановки ее проявления различны.

Субдукция присуща лишь океанической или субокеанической литосфере и на проанализированных нами восточных окраинах Азии обычно сопровождается более или менее значительным пологом пододвиганием фрагментов или перемещением переработанного материала субдуцируемой плиты под кору аллохтонной плиты [2]. Особое место занимают дуги Крито-Малоантильского типа, где наряду с субдукцией важную роль играет встречное надвигание аллохтонной плиты, вероятно, на коровом уровне. В Эгейском регионе оно обусловлено боковым сжатием движущейся на запад Анатолийской малой плиты, которое дополняется растяжением региона в результате воздымания аномальной мантии, инициированного тектоническим разрушением литосферы [26]. Этот механизм, выявленный при анализе рисунка и смещений по активным разломам, подтверждается результатами космогеодезических измерений [22]. Возможно, подобное встречное надвигание коровых масс имеет место и в Притихоокеанских островных дугах [5], но там оно подавлено субдукцией и глубинным субгоризонтальным перемещением масс в сторону континента.

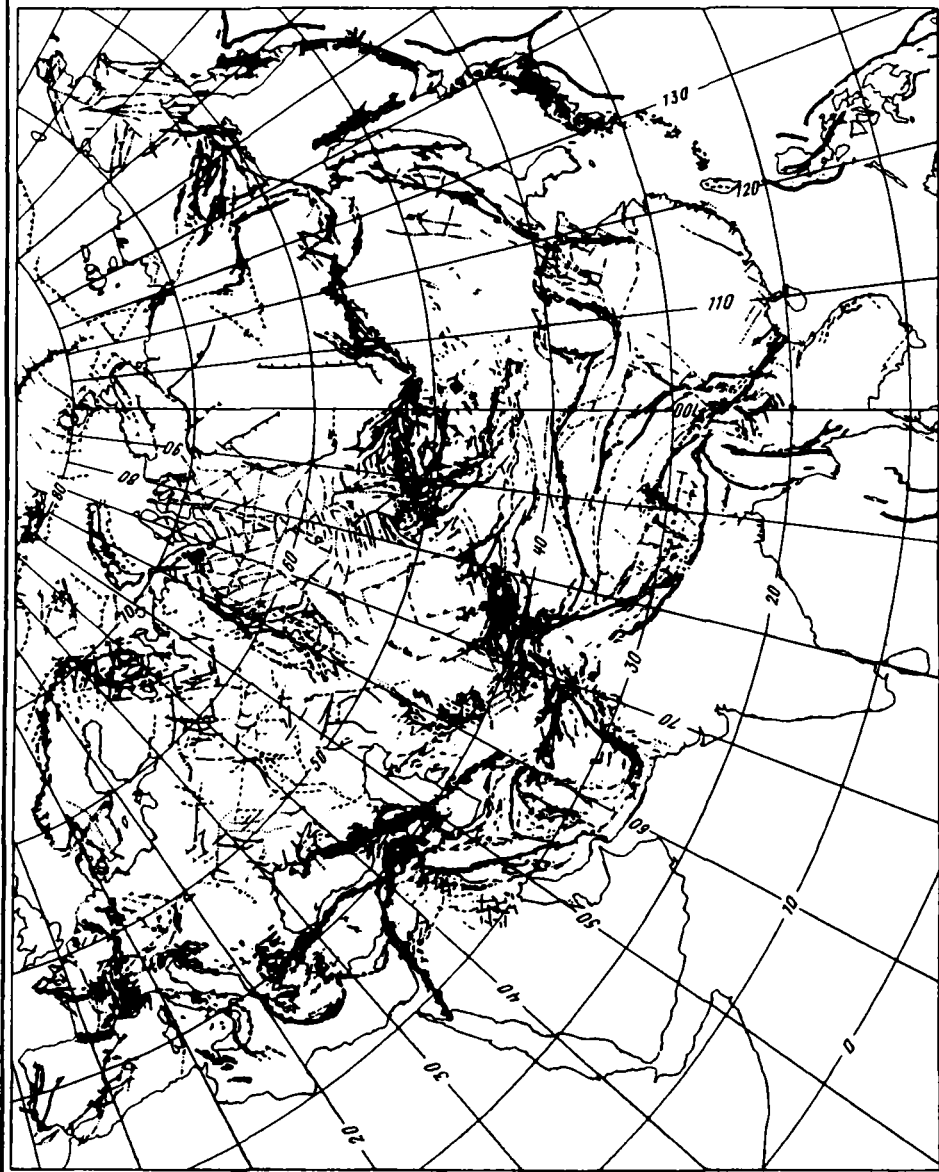
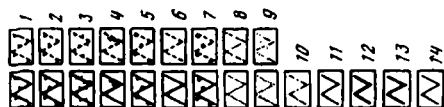
Весьма распространенный тип коллизионного взаимодействия в областях наибольшего сближения и сжатия континентальных плит – отслоение и в значительной мере независимая деформация коры и мантии, местами дополняемая

Рис. 1. Карта крупных (со скоростями движений не менее 1 мм/год) активных разломов Евразии. Составили В.Г. Трифонов, Динг Гуою, А.И. Кожурин и Р.В. Трифонов по базе данных Проекта II-2 Международной программы "Литосфера"

1–9 – активные разломы (слева – достоверные, справа предполагаемые): 1 – сбросы, 2 – надвиги и взбросы, 3 – раздвиги, 4 – сдвиги, 5 – флексуры, 6 – разломы с невыясненным направлением смещений, 7 – выходы на поверхность глубинных сейсмофокальных зон, 8 – трансформные разломы океанов, 9 – глубинные зоны, выраженные на поверхности лишь косвенными признаками; 10, 11 – возраст последних проявлений активности разлома: 10 – средний плейстоцен, 11 – поздний плейстоцен и голоцен, включая историческую эпоху и современность; 12, 13 – скорость движений по разлому, мм/год: 12 – $V > 5$, 13 – $1 < V < 5$

Fig. 1. Preliminary map of major (rates of motion not less, than 1 mm/year) active faults of Eurasia, compiled by V.G. Trifonov, Ding Guoyu, A.I. Kozhurin, R.V. Trifonov by using the database of active faults of the Project II-2 "World Map of Major Active Faults" of the International Lithosphere Program

1–9 – active faults (proved on the left and inferred on the right): 1 – normal faults, 2 – thrusts and reverse faults, 3 – extension faults, 4 – strike-slip faults, 5 – flexures, 6 – faults with unknown sense of motion, 7 – surface terminations of deep-seated seismic zones, 8 – oceanic transform faults, 9 – deep-seated active continental zones, manifested indirectly on the land surface; 10, 11 – age of last manifestations of fault activity; 10 – Middle Pleistocene, 11 – Late Pleistocene and Holocene including historical and contemporary epochs; 12, 13 – rates of fault motions (mm/year): 12 – $V \geq 5$, 13 – $1 \leq V < 5$



расслоением коры на несколько литопластин. Этот тип взаимодействия наиболее полно проявлен в областях Пенджабско-Памирского и Аравийско-Малокавказского синтаксисов Альпийско-Азиатского орогенического пояса. Активная тектоника верхней части коры в принципе тождественна в обоих синтаксисах. Здесь формируются покровно-складчатые структуры, причем в Аравийско-Кавказском сечении орогенического пояса более отчетливо проступает дисгармония между структурами осадочного чехла и фундамента. Большую роль играют сдвиги. Они представлены не только сдвигами и взбросо-сдвигами перемещения типа тех, что ограничивают Аравийскую и Индийскую плиты с запада и северо-востока (см. рис. 1, 2), но также сдвигами вращения и отжимания горных масс в стороны от области наибольшего сближения указанных южных плит с Евразийской плитой [19]. Два последних типа сдвигов обеспечивают поперечное укорочение орогенического пояса, подобное эффекту надвигания, и, вместе с тем, перераспределение горных масс вдоль пояса.

Поведение низов коры и мантийной части литосферы в двух рассматриваемых синтаксисах различно. В Памиро-Гималайском регионе лишенная легкого корового покрова, деплетированная и, возможно, местами обогащенная эклогитами, относительно холодная и по всем указанным причинам более тяжелая, чем подстилающие образования, мантийная часть литосферы погружается в глубь мантии. При этом она испытывает значительные деформации [24]. С ней связана мантийная сейсмофокальная зона, фиксируемая до глубины 270 км. Нижняя часть коры, будучи границей по-разному деформируемой верхней части коры и литосферной мантии, характеризуется наиболее контрастными движениями и интенсивными деформациями.

В Аравийско-Малокавказском синтаксисе и его обрамлениях мантийная часть литосферы аномально разогрета и, вероятно, обогащена глубинными дифференциатами. Область наибольшего разогрева фиксируется в виде молодого поперечного вулканического пояса, северная часть которого уже давно была выделена как Транскавказское поперечное поднятие [6]. Пояс позднечетвертичного вулканизма наложен на разнородные структуры орогенического пояса от докембрийской Аравийской плиты на юге до поднятия Большого Кавказа на севере. На Аравийской плите, где мощность земной коры около 35 км, имел место базальтовый вулканизм рифтового типа, среди продуктов которого присутствуют фации малых глубин (до 40 км). Севернее пояс пересекает область интенсивных альпийских смещений и деформаций, мощность коры переменна (30–40 км) и под ней можно допустить существование эклогитизированных фрагментов субдуцированной в мезозое океанической коры Тетиса. Здесь позднечетвертичный вулканизм принадлежит нормальному известково-щелочному ряду и в значительной мере представлен андезитовыми породами. Наконец, на Большом Кавказе, где благодаря поддвигу по Главному Кавказскому разлому мощность коры достигает 45 км, существенную роль играли кислые вулканические извержения [7].

Рис. 2. Карта активных разломов Евразии. Составил Р.В. Трифонов по тем же источникам, что и рис. 1

Условные обозначения 1–11 см. на рис. 1; 12–14 – скорость движений по разлому, мм/год: 12 – $V > 5$, 13 – $1 < V < 5$, 14 – $V < 1$

Fig. 2. Preliminary map of active faults of Eurasia, compiled by R.V. Trifonov by using the database of active faults of the Project II-2 "World Map of Major Active Faults" of the International Lithosphere Program

1–9 – active faults (proved on the left and inferred on the right): 1 – normal faults, 2 – thrusts and reverse faults, 3 – extension faults, 4 – strike-slip faults, 5 – flexures, 6 – faults with unknown sense of motion, 7 – surface terminations of deep-seated seismic zones, 8 – oceanic transform faults, 9 – deep-seated active continental zones, manifested indirectly in the land surface; 10, 11 – age of last manifestations of fault activity: 10 – Middle Pleistocene, 11 – Late Pleistocene and Holocene including historical and contemporary epochs, 12–14 – rates of fault motions (mm/year): 12 – $V \geq 5$, 13 – $1 \leq V < 5$, 14 – $V < 1$

Исходя из представленных данных, можно предположить, что кровля глубинной разогретой зоны находится на глубинах 30–40 км, захватывая в северной части не только мантию, но и низы коры. Наличие такой зоны облегчало отслоение вышележащей части коры и ее движение к северу, приведшее к полному перекрытию в районе Кавказа существовавшей здесь до нижнего миоцена включительно системы впадин Паратетиса. Западнее и восточнее Кавказа, где литосфера оставалась относительно холодной, преобразованные фрагменты указанной системы впадин сохраняются в виде Черного моря и Южного Каспия. Разогретая, насыщенная глубинными дифференциатами и потому относительно легкая мантия литосферы Аравийско-Кавказского региона не испытала погружения, тогда как непосредственно к востоку, в области Апшеронского порога, гипоцентрами мантийных землетрясений фиксируется до глубины 100 км наклоненная на север зона погружения литосферы.

К северу от рассмотренных областей максимальной современной коллизии главным механизмом распределения деформаций и смещений становится "бульдозин", особенно эффективно проявившийся в Центральной Азии. Его смысл состоит в том, что северный дрейф южных плит вызывает деформацию и перемещение соседних микроплит и коровых блоков, которые приводят в движение следующие за ними тектонические зоны и т.д. Деформации и смещения концентрируются в подвижных зонах между перемещающимися микроплитами и блоками и в значительной мере зависят от их конфигурации. В северном направлении ослабевает напряженность молодого складкообразования в подвижных зонах, все более уступая место чисто разломным структурам с ведущей ролью сдвиговых перемещений. На периферии области развиваются структуры растяжения типа Байкальской рифтовой системы и грабена Шаньси. В том же направлении ослабевают проявления тектонической расслоенности, хотя ее признаки фиксируются даже в Байкальском рифте.

В области Альпийской Европы и Средиземноморья процессы современного отслоения коры и мантии и "бульдозинга" фиксируются, но выражены слабее, чем в рассмотренных регионах и сочетаются с проявлениями растяжения литосферы. Последнее представлено как рифтовыми зонами, так и разнообразными по морфологии впадинами. Широкое распространение подобных структур может быть связано с мантийным диапиризмом, инициированным взаимодействием плит и блоков в условиях существенно менее мощной коры и более прогретой литосферы по сравнению с Центральной Азией.

АКТИВНАЯ ТЕКТНИКА И МОЛОДОЙ ВУЛКАНИЗМ

Как отмечено выше, поперечный Аравийско-Кавказский пояс молодого вулканизма дискордантен по отношению к крупнейшим коровым структурам региона (рис. 3). Однако в областях ареального вулканизма выявлена приуроченность центров позднечетвертичных извержений к определенным элементам коровых структур, характеризующимся условиями локального относительно растяжения. Появление таких участков в сжатом коллизиином поясе достаточно интересно, чтобы стать предметом специального рассмотрения.

На юге пояса наибольшие объемы продуктов позднечетвертичного базальтового


Рис. 3. Карта активных разломов области взаимодействия Аравийской и Евразийской плит [27] с контурами областей четвертичного вулканизма

Точками показаны области четвертичного вулканизма. Цифры на карте: 1 – Друзский массив, 2 – Сюникская структура типа pull-apart (см. рис. 4), 3 – Гегамская структура типа pull-apart, 4 – Джавахетское нагорье

Остальные условные обозначения см. на рис. 1, 2

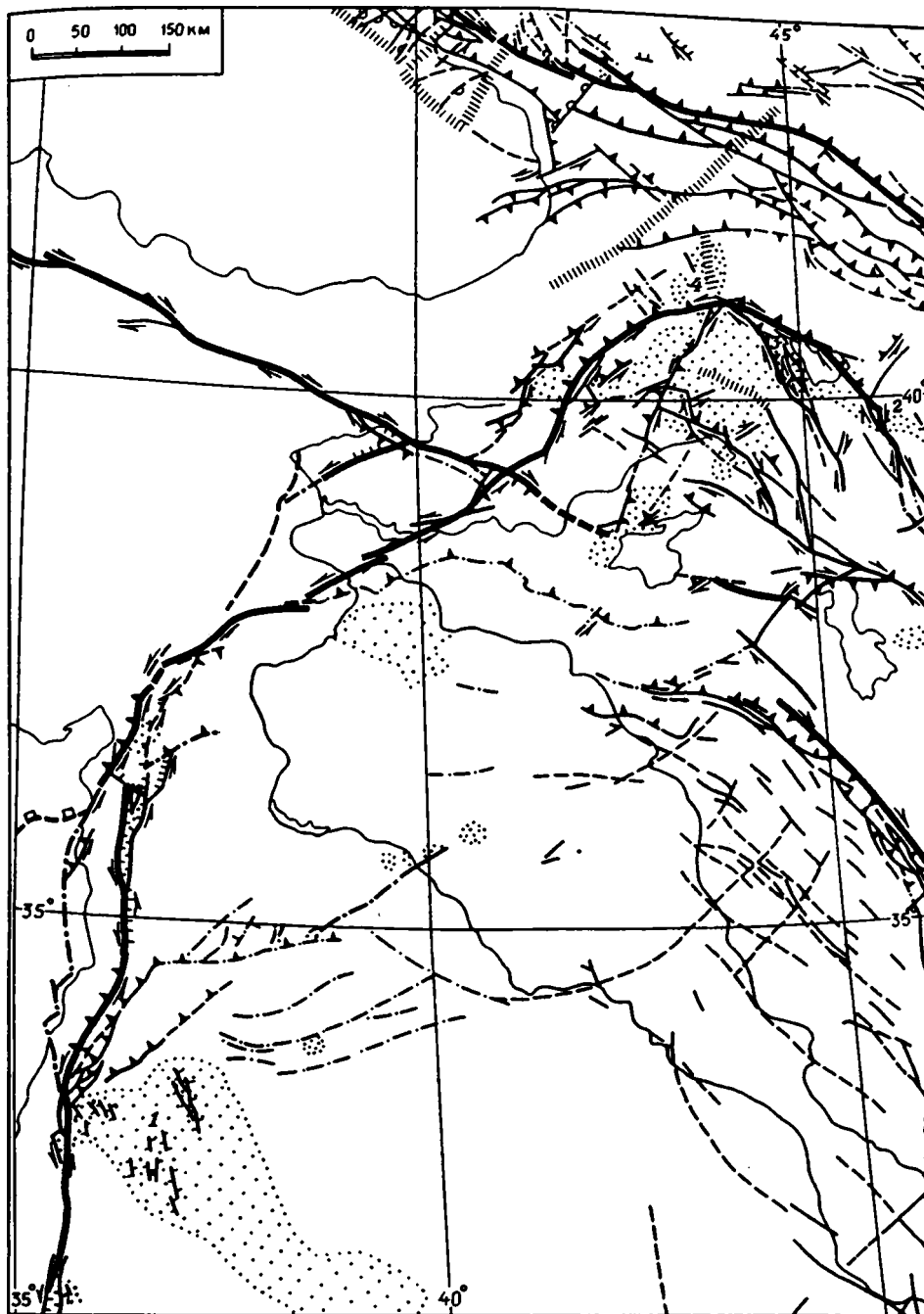


Fig. 3. Map of active faults of the region of collision of the Arabian and Eurasian plates [Trifonov et al., 1994] with areas of the Late Quaternary volcanism

The latter are shown by dots. Numerals on the map show: 1 – the Druze massif; 2 – the Syunik pull-apart structure; 3 – the Ghégam pull-apart structure; 4 – the Djavakhet upland

The other symbols are the same as in the fig. 1 and 2

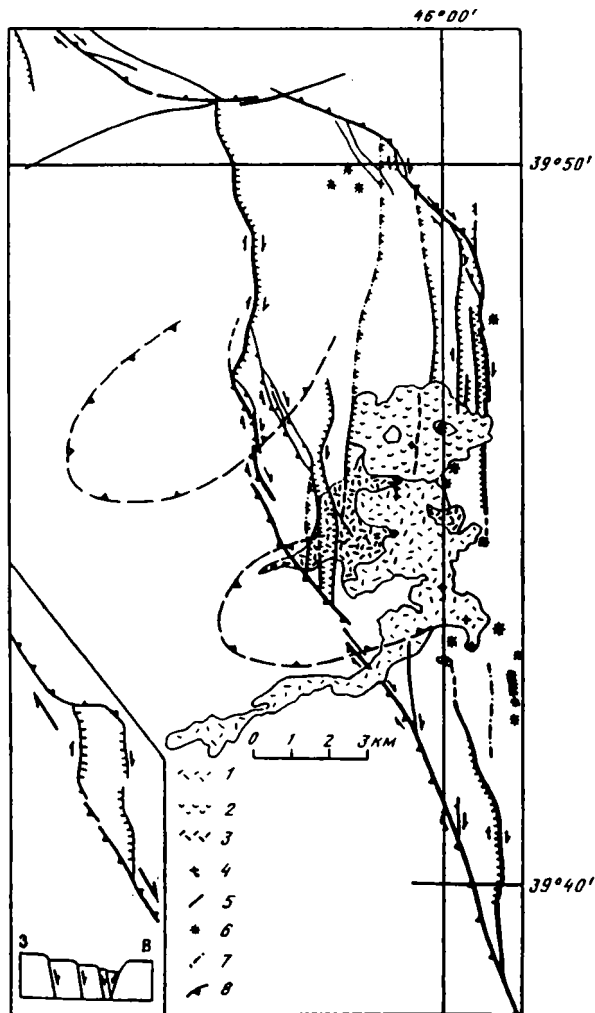


Рис. 4. Сюникская структура типа pull-apart [23]

1–5 – голоценовые образования: 1 – лавы III генерации, 2 – лавы II генерации, 3 – лавы I генерации, 4 – вулканы, 5 – разломы (разделены на морфологические типы подобно рис. 1); 6, 7 – позднеплейстоценовые образования: 6 – вулканы, 7 – разломы (разделены на морфологические типы подобно рис. 1); 8 – контуры геотермальных аномалий

Fig. 4. Syunik pull-apart structure

1–5 – The Holocene formations: 1 – lavas of the III generation, 2 – lavas of the II generation, 3 – lavas of the I generation, 4 – volcanoes, 5 – faults (differentiated by the same way as in the fig. 1); 6, 7 – the Late Pleistocene formations: 6 – volcanoes, 7 – faults (differentiated by the same way as in the fig. 1); 8 – contours of the geothermal anomalies

ареального вулканизма приурочены к району Друзского массива на юге Сирии и в соседней части Иордании (см. рис. 3). Мелкие лавовые вулканы группируются в цепи северо-западного простираения, оперяющие с востока субмеридиональный Левантский левый сдвиг, который является современной западной границей Аравийской плиты. Между вулканами цепи или на ее продолжении местами выявлены активные нарушения сбросового типа.

Севернее, вблизи фронтальной части Малокавказского синтаксиса позднелайстоценовые и голоценовые вулканы обнаружены во впадине типа pull-apart, приуроченной к участку кулисного подставления двух сегментов Памбак-Севан-Ханарасарского правого сдвига (рис. 4). Обычно этот разлом имеет небольшую взбросовую компоненту перемещений, но на соседних окончаниях кулисно расположенных сегментов сдвига, образующих западный и восточный борта впадины, взбросовая компонента сменяется сбросовой. Молодые вулканы и цепочки вулканов расположены вдоль восточного ограничения впадины и мелких субмеридиональных сбросов и сбросо-сдвигов внутри нее. Более крупное подобие структуры типа pull-apart обнаружено А.С. Караханяном и В.Г. Трифоновым на Гегамском нагорье Армении (см. рис. 3). Пояс позднелайстоценовых вулканов протягивается вдоль западного борта структуры.

Перед фронтом Североармянской дуги активных взбросо-сдвигов, представляющих собой главное современное структурное выражение Малокавказского синтаксиса, находится Джавахетское вулканическое нагорье (см. рис. 3). Здесь условия локального растяжения, необходимого для проявления позднечетвертичного вулканизма, возникли в результате северного дрейфа Малого Кавказа. Он привел к оттоку в стороны горных масс, располагавшихся перед фронтом дуги в области наибольшего сжатия и поперечного укорочения. В результате там возникли короткие меридионально ориентированные зоны растяжения, к которым и приурочились позднечетвертичные вулканы и вулканические цепи.

Три приведенных примера демонстрируют разные типы прямой связи молодого лавового вулканизма и активного разломообразования в сжатой коллизионной области. Молодые лавовые вулканы и их небольшие скопления известны и вне подобных участков, но там они отличаются существенно меньшими объемами извергнутого материала. Что же касается крупных, длительно развивающихся полигенных стратовулканов, таких, как Арагат, то мы не обнаружили каких-либо признаков их приуроченности к определенным активным коровым структурам. Характерно, что вулканы типа Арагата отличаются дифференцированным характером извержений, тогда как контролируемые коровыми структурами мелкие вулканы областей ареального вулканизма извергали недифференцированный материал. Вероятно, структурный контроль, облегчавший поступление магматического материала на поверхность, не способствовал дифференциации исходной магмы.

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ОРОГЕНИЧЕСКОГО ПОЯСА ПО ДАННЫМ ОБ АКТИВНЫХ РАЗЛОМАХ

Исходные данные

Для расчета параметров современной геодинамики был выбран Памяро-Гималайский регион с его структурными обрамлениями между 26° и 56° с.ш. и 64° и 104° в.д. (рис. 5). Регион охватывает Тянь-Шань, Алтай, Саяны, Памир, Гиндукуш, Куньлунь, Западные и Центральные Гималаи, горные области Афганистана, Пакистана, Западной Монголии и Западного Китая, включая Тибет. Наш выбор обусловили сложность и гетерогенность неотектоники региона, обилие и относительно хорошая изученность активных разломов, контрастность и разнонаправленность позднечетвертичных горизонтальных и вертикальных движений. Признаки неотектонического отслоения верхней части коры позволили рассматривать верхнекоровые деформации и смещения изолированно от нижележащих горизонтов литосферы.

Определялись и картировались компоненты тензора скорости позднелайстоцено-голоценовых деформаций. Для этого использовалась с необходимыми дополнениями и изменениями база данных об активных разломах региона, составленная в ходе

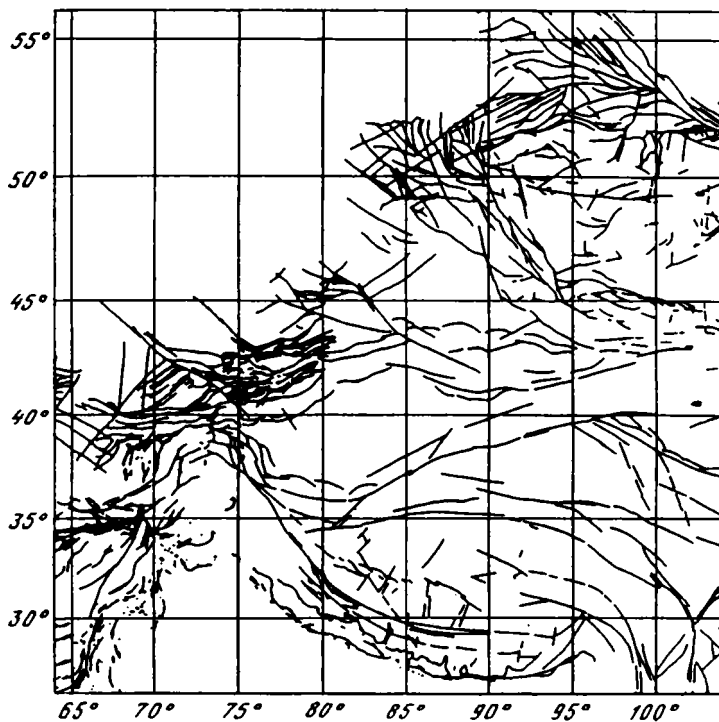


Рис. 5. Активные разломы Памиро-Гималайского региона

Fig. 5. Active faults of the Pamir-Himalayan region

реализации Проекта II-2 "Карта крупных активных разломов Мира" Международной программы "Литосфера". В основу базы данных положены материалы полевого изучения активных разломов, содержащиеся в публикациях Динг Гуою, Н.В. Лукиной, П. Молнара, Т. Накаты, А.А. Никонова, В.П. Солоненко, П. Таппонье, В.Г. Трифонова, К.Е. Абдрахматова, В.С. Буртмана, Р.С. Йетса, К.Г. Леви, В.И. Макарова, А. Сина, А.В. Тимуша, С.Д. Хилько, С.И. Шермана и других исследователей. Подготавливая эти материалы для расчетов, В.Г. Трифонов и Д.С. Зыков проанализировали содержащиеся в базе данных сведения, оценили их достоверность, сопоставили их с другими данными, в частности, с данными неотектоники и определениями параметров очагов коровых землетрясений. Это позволило оценить экспертным путем необходимые параметры активных разломов, для которых результаты прямых геолого-геоморфологических наблюдений отсутствовали. Такие экспертные оценки, в отличие от результатов прямых измерений, давались в широком интервале допустимых значений.

В итоге была составлена специально для расчетов новая база данных об активных разломах региона, включающая в себя следующие параметры каждого разлома: номер и название (если последнее имеется); источник информации; географические координаты точек разлома, достаточных, чтобы воспроизвести его линию в масштабе 1 : 1 000 000–1 : 2 000 000; направление падения разлома, северное (для северо-восточных, северных, северо-западных и западных румбов) или южное (для юго-западных, южных, юго-восточных и восточных румбов); углы наклона поверхности разлома; направление компоненты сдвиговых перемещений (правое или левое); присутствие растягивающей компоненты перемещений; смысл

вертикального перемещения по разлому (надвиг-взбросовое или сбросовое); средняя скорость сдвиговой компоненты перемещения; средняя скорость раздвигания поперек разлома; средняя скорость вертикальной компоненты перемещения.

Если значение какого-либо параметра равнялось 0, он в базе данных не приводился. Для углов наклона и средних скоростей перемещения давались минимальные, наиболее вероятные и максимальные значения. Указывались средние скорости позднеплейстоцен-голоценовых перемещений (в мм/год). При наличии для какого-либо разлома различающихся геолого-геоморфологических и геодезических оценок средних скоростей движения предпочтение отдавалось первым, поскольку геодезические наблюдения охватывают слишком малый интервал жизни разлома. Если любой из приводимых в базе данных параметров варьировал вдоль разлома, он разделялся на однородные сегменты.

При расчетах не учитывался вклад молодых складчатых деформаций в общее перемещение. Выполненные предварительные оценки показали, что этот вклад обычно невелик по сравнению с вкладом активных разломов. Тем не менее мы предполагаем учесть его на следующей стадии исследования.

Для того же региона были рассчитаны компоненты тензора сейсмотектонической деформации по данным о механизмах очагов землетрясений с $M > 3,5$. Для этого использовался каталог механизмов очагов, любезно предоставленный нам О.И. Гущенко, А.А. Майстрюковым и В.Н. Петровым (около 500 событий). Он был дополнен для территории Памира, Тянь-Шаня и Афгано-Таджикской депрессии каталогом, составленным О.В. Соболевой по данным ТИССС Академии наук Таджикистана (около 30 событий).

Методика и результаты расчетов

Тектонические перемещения образуются за счет непрерывной деформации и перемещений по активным разломам. Непрерывная деформация связана с механизмами пластического и псевдопластического течения. Механизм псевдопластического течения (перемещения по мелким трещинам и микротрещинам) превалирует в нижней части земной коры [8]. Мы рассматриваем только верхний слой земной коры (мощностью 15 км) и полагаем, что тектонические перемещения здесь определяются подвижками по активным разломам. Величины этих подвижек колеблются в широких пределах: от микроподвижек (ползучесть, крип) до смещений в очагах больших землетрясений.

В больших пространственно-временных объемах перемещения по активным разломам можно формально рассматривать как элементы процесса течения вязкой жидкости. Одним из макроскопических параметров процесса является тензор скорости деформации. При стационарном течении он связан с тензором напряжений коэффициентом вязкости.

Позднеплейстоцен-голоценовое время (100 000 лет) заведомо много больше периода повторяемости самых больших землетрясений (условие по времени выполняется). Пространственный объем в нашем случае характеризуется площадью окна, в котором рассматриваются активные разломы. Характерный размер окна должен быть много большим максимальных длин линейных участков разломов. Вместе с тем окно должно быть по возможности меньшим: во-первых, поскольку оно рассматривается как элементарное; во-вторых, чтобы обеспечить наибольшую детальность. В этом противоречии приходится довольствоваться каким-то компромиссом. Размеры окон, выбранные для расчета, приведены ниже. Значения компонент тензора скорости деформации определяются как эффективные, средние для окна (объема) и позднеплейстоцен-голоценового времени.

Прежде всего, все зарегистрированные активные разломы разделялись на эле-

ментарные фрагменты длиной $L = 10 + 20$ км с постоянными простиранием и падением. Краевые участки разломов, на которых амплитуда смещения затухает, не учитывались; длина таких участков выбрана равной 5% от общей длины разлома. Второй линейный размер полученных элементарных площадок (фрагментов) – глубина проникновения разлома. Для коротких разломов (общая длина $L < 50$ км) она определялась из следующего корреляционного соотношения [13]:

$$\lg L_3(\text{км}) = 0,75 \lg L - 0,07, \quad (1)$$

для фрагментов длинных ($L > 50$ км) разломов – $L_3 = 15$ км.

Введем величину

$$M = S \cdot L_1 \cdot L_3, \quad (2)$$

где S – амплитуда вектора смещения по фрагменту, и будем называть ее геометрическим моментом. Будучи домноженной на коэффициент трения, она дает момент силы, действующей на фрагмент и в этом смысле аналогична сейсмическому моменту очага землетрясения. Кривизной земной поверхности в пределах окна можно пренебречь и использовать декартову систему координат X, Y, Z (положительные направления на восток, на север и в зенит соответственно). Тогда компоненты тензора геометрического момента выражаются следующим образом [3]:

$$M_{lm} = M(l_s m_n + l_n m_s), \quad (3)$$

где $l, m = x, y, z$, а l_n, l_s и m_n, m_s – направляющие косинусы локальной системы координат (фрагмента): n – нормаль к плоскости фрагмента, s – направление вектора смещения. Величины M_{lm} подсчитывались для каждого фрагмента. Согласно Б.В. Кострову [3], средний для элементарного окна тензор скорости деформации определяется выражением:

$$\dot{\epsilon}_{lm} = \frac{1}{2} \frac{\sum_n M_{lm}^{(n)}}{\Delta V \cdot \Delta T}, \quad (4)$$

где n – количество фрагментов в пределах окна, V – площадь окна, домноженная на мощность исследуемого слоя, T – интервал времени (поздний плейстоцен и голоцен).

На элементарные окна исследуемый район разделялся вдоль географических параллелей и меридианов двумя способами: окнами размером $1^\circ \times 1,25^\circ$ без перекрытия и скользящим окном $3^\circ \times 3,75^\circ$ с шагами 1° и $1,25^\circ$ соответственно. В маленьких окнах вычислялись направления главных осей (рис. 6,7), а в больших – главные значения тензоров скорости деформации – M_1, M_2, M_3 (рис. 8, 9).

Аналогичным образом рассчитывались компоненты тензора сеймотектонической деформации. Формула (3) в этом случае описывает тензор сейсмического момента землетрясения, где M – величина сейсмического момента, вычисляемая из корреляционной зависимости с магнитудой, а выражение в скобках – направленность единичного тензора сейсмического момента землетрясения, т.е. механизм его очага. Тензор сеймотектонической деформации вычисляется как сумма тензоров механизмов очагов землетрясений, возникших в пределах некоторого объема V за период времени T (формула 4). Детально процедура расчета изложена в работах Ю.В. Ризниченко [12] и О.В. Соболевой [14]. В нашем случае в качестве элементарных объемов выбраны скользящие окна размером $3^\circ \times 3^\circ$ с шагом 1° вдоль параллелей и меридианов.

С применением изложенной методики анализа активных разломов была составлена серия карт, характеризующих поле тензора скоростей позднечетвертичной деформации региона и частично представленных на рис. 6–9. Эти рисунки представляют результаты расчетов для наиболее вероятных значений параметров.

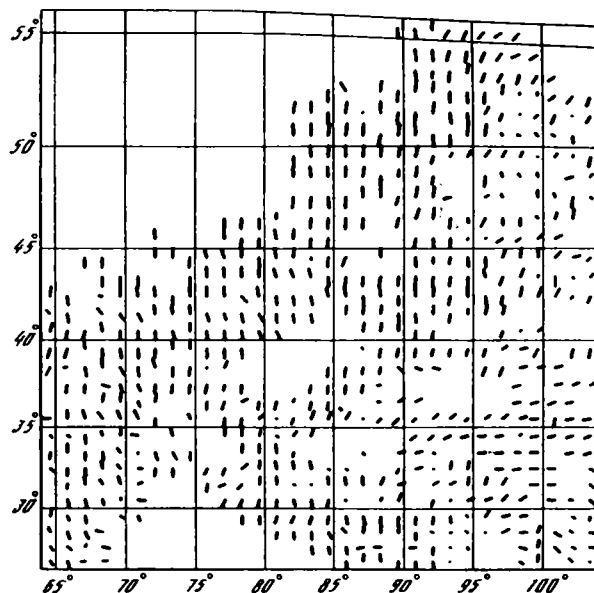


Рис. 6. Проекция направлений наибольшего укорочения на горизонтальную поверхность в Памиро-Гималайском регионе

Рассчитаны при размерах окна $1^\circ \times 1,25^\circ$

Fig. 6. Orientation of principal shortening in the Pamir-Himalayan region calculated by "windows" $1^\circ \times 1,25^\circ$. Lengths of lines are proportional to their angle with a vertical

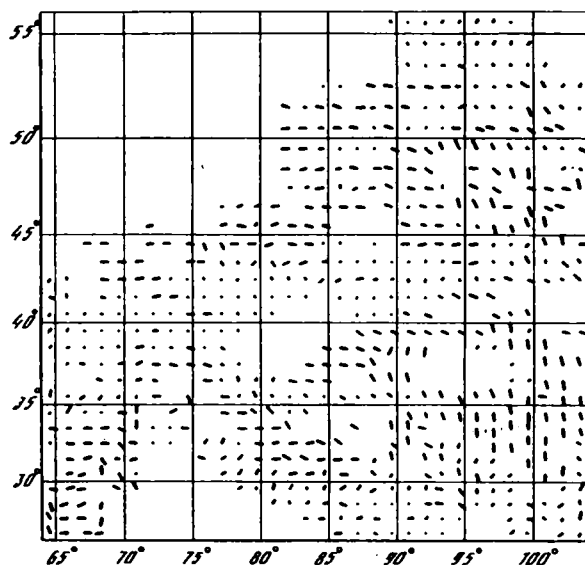


Рис. 7. Проекция направлений наибольшего удлинения на горизонтальную поверхность в Памиро-Гималайском регионе

Рассчитаны при размерах окна $1^\circ \times 1,25^\circ$

Fig. 7. Orientation of principal lengthening in the Pamir-Himalayan region calculated by "windows" $1^\circ \times 1,25^\circ$. Lengths of lines are proportional to their angle with a vertical

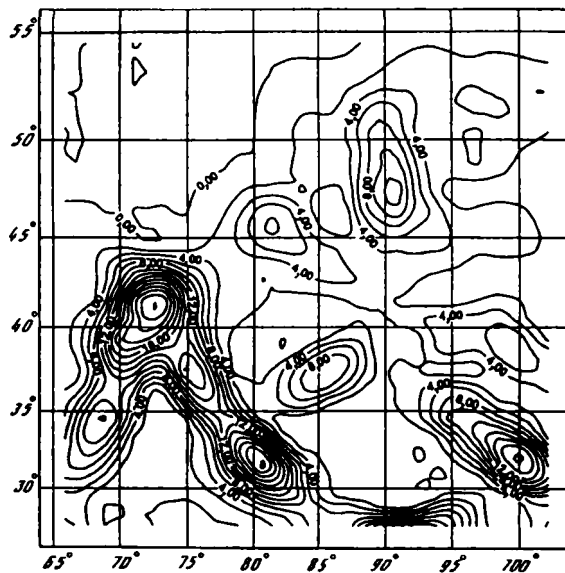


Рис. 8. Величины скоростей наибольшего укорочения ($M_3 \cdot 10^9$) в Памиро-Гималайском регионе

Рассчитаны при размерах окна $3^\circ \times 3,75^\circ$

Fig. 8. Magnitudes of principal shortening rates ($M_3 \cdot 10^9$) in the Pamir-Himalayan region calculated by "windows" $3^\circ \times 3,75^\circ$

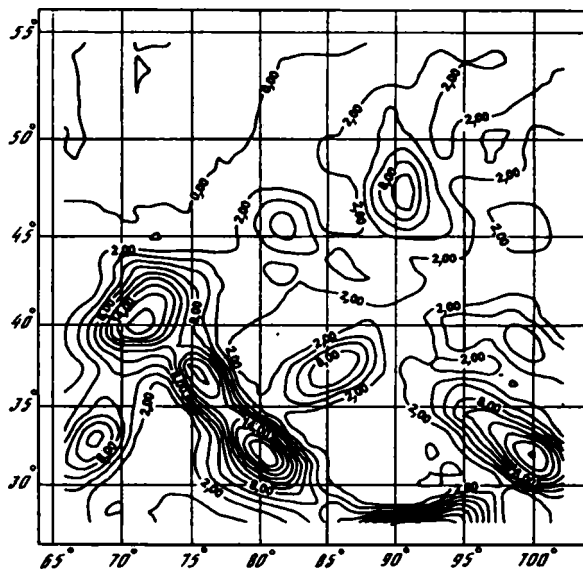


Рис. 9. Величины скоростей наибольшего удлинения ($M_1 \cdot 10^9$) в Памиро-Гималайском регионе

Рассчитаны при размерах окна $3^\circ \times 3,75^\circ$

Fig. 9. Magnitudes of principal lengthening rates ($M_1 \cdot 10^9$) in the Pamir-Himalayan region calculated by "windows" $3^\circ \times 3,75^\circ$

Оси наибольшего укорочения (см. рис. 6) субгоризонтальны по всему региону и ориентированы субмеридионально на большей его части. Отклонения от генеральной тенденции имеют место на обеих сторонах Пенджабско-Памирского синтаксиса: к западу от него – в восточной части Таджикской депрессии, Белуджистане и частично Северо-Восточном Афганистане, и особенно к востоку от него – в сдвиговых зонах Алтынтагской, Северо-Тибетской, Гоби-Алтайской, Хангайской (Северная Монголия) и Северо-Восточных Саянах. На восточном обрамлении Тибета и Цайдама оси наибольшего укорочения имеют почти восточное простирание.

Оси наибольшего удлинения (см. рис. 7) также субгоризонтальны в этих "аномальных" областях, что указывает на преобладание сдвигового типа перемещений. Более сложная картина наблюдается в восточной части Таджикской депрессии и Белуджистане, где оси наибольшего удлинения субвертикальны. Это соответствует надвиговому типу движений.

Оси и наибольшего укорочения, и наибольшего удлинения субгоризонтальны в большинстве областей с приблизительно меридиональной ориентировкой наибольшего укорочения. Это указывает на преобладание сдвиговых перемещений, которые, таким образом, преобладают в рассматриваемом регионе. Но в некоторых его частях направление наибольшего удлинения становится почти вертикальным. Таковы большая часть Гималаев, Западный и Юго-Восточный Тянь-Шань, Юго-Восточный Алтай и Саяны. Очевидно, там преобладает надвижение. Интересно, что субвертикальная ориентировка наибольшего удлинения получена для многих блоков, слабо нарушенных активными разломами: северной части Тибета, Восточного Цайдама, центральной и восточной части Джунгарской впадины, Внутренней (Китайской) Монголии. Большинство этих областей, кроме Тибета, представляют собой большие и слабо деформированные межгорные впадины. Сочетание вертикального удлинения и погружения поверхности впадин непонятно. Может быть, существенно то, что подошва земной коры и верхней части коры во впадинах выше, чем в соседних хребтах. Проблема требует дополнительного исследования.

Сопоставление величин скоростей наибольшего укорочения M_3 и удлинения M_1 (см. рис. 8, 9) показывает, что на большей части региона они мало различаются в одних и тех же пунктах. Это означает, что деформация является двуслойной и соответствует чистому сдвигу в терминологии механики горных пород. Выделяются, однако, области, где указанные величины существенно различаются, причем, как правило, $M_3 > M_1$. Наибольшие значения промежуточной деформации M_2 , т.е. наибольшие различия между M_3 и M_1 имеют место на северном окончании Кобдинской зоны разломов в Монгольском Алтае (т.е. вблизи Телецкого грабена растяжения), вдоль зоны Таласо-Ферганского разлома и в соседних частях Южного и Центрального Тянь-Шаня, на севере Памира (хребет Петра Первого), в зоне сочленения Чаманского и Гератского разломов южнее г. Файзабад в Афганистане, в эпицентральных областях Ассамского и Бихарского землетрясений в Гималаях. Меньшие, но также существенные величины M_2 выявляются на северо-восточном краю Тибета.

При анализе величин скоростей деформации обнаруживается, что наибольшие скорости имеют место на современной северной границе Индийской плиты: в Гималаях, зоне Памиро-Каракорумского разлома, на северном фланге Памира и в соседней части Южного Тянь-Шаня, включая центральные сегменты Таласо-Ферганского разлома, а также вдоль Дарвазского и Чаманского разломов. Меньшие, но достаточно существенные значения скоростей выявляются на восточной границе Тибета (Северный Юннань), в центральной части Алтынтагской и в Хайюаньской сдвиговых зонах (т.е. на северо-западном и северо-восточном флангах Цайдама), на

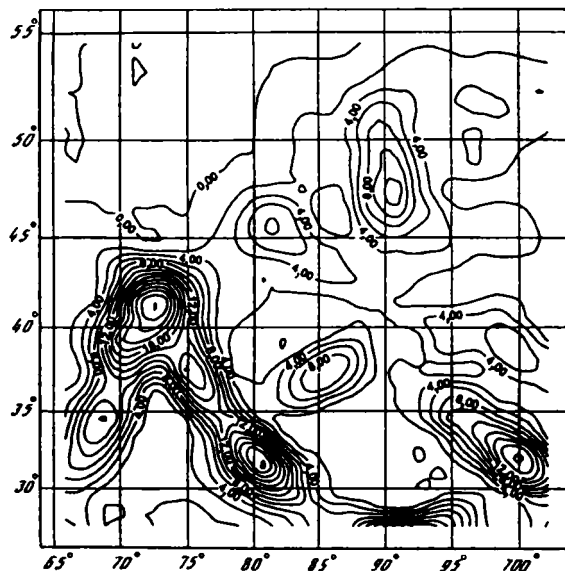


Рис. 8. Величины скоростей наибольшего укорочения ($M_3 \cdot 10^9$) в Памиро-Гималайском регионе

Рассчитаны при размерах окна $3^\circ \times 3,75^\circ$

Fig. 8. Magnitudes of principal shortening rates ($M_3 \cdot 10^9$) in the Pamir-Himalayan region calculated by "windows" $3^\circ \times 3,75^\circ$

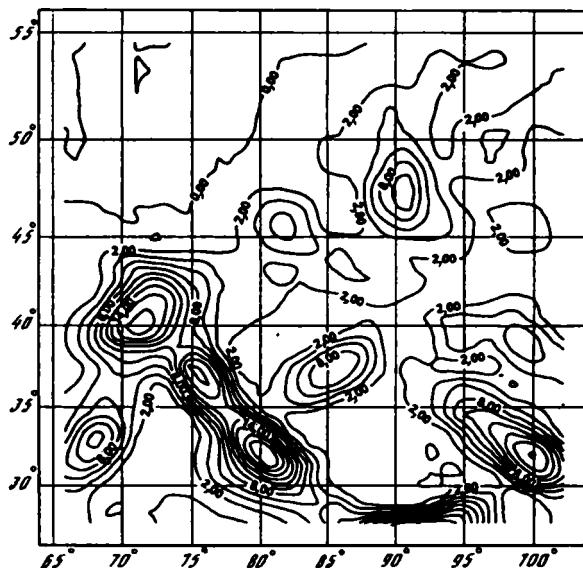


Рис. 9. Величины скоростей наибольшего удлинения ($M_1 \cdot 10^9$) в Памиро-Гималайском регионе

Рассчитаны при размерах окна $3^\circ \times 3,75^\circ$

Fig. 9. Magnitudes of principal lengthening rates ($M_1 \cdot 10^9$) in the Pamir-Himalayan region calculated by "windows" $3^\circ \times 3,75^\circ$

Оси наибольшего укорочения (см. рис. 6) субгоризонтальны по всему региону и ориентированы субмеридионально на большей его части. Отклонения от генеральной тенденции имеют место на обеих сторонах Пенджабско-Памирского синтаксиса: к западу от него – в восточной части Таджикской депрессии, Белуджистане и частично Северо-Восточном Афганистане, и особенно к востоку от него – в сдвиговых зонах Алтынтагской, Северо-Тибетской, Гоби-Алтайской, Хангайской (Северная Монголия) и Северо-Восточных Саянах. На восточном обрамлении Тибета и Цайдама оси наибольшего укорочения имеют почти восточное простирание.

Оси наибольшего удлинения (см. рис. 7) также субгоризонтальны в этих "аномальных" областях, что указывает на преобладание сдвигового типа перемещений. Более сложная картина наблюдается в восточной части Таджикской депрессии и Белуджистане, где оси наибольшего удлинения субвертикальны. Это соответствует надвиговому типу движений.

Оси и наибольшего укорочения, и наибольшего удлинения субгоризонтальны в большинстве областей с приблизительно меридиональной ориентировкой наибольшего укорочения. Это указывает на преобладание сдвиговых перемещений, которые, таким образом, преобладают в рассматриваемом регионе. Но в некоторых его частях направление наибольшего удлинения становится почти вертикальным. Таковы большая часть Гималаев, Западный и Юго-Восточный Тянь-Шань, Юго-Восточный Алтай и Саяны. Очевидно, там преобладает надвижение. Интересно, что субвертикальная ориентировка наибольшего удлинения получена для многих блоков, слабо нарушенных активными разломами: северной части Тибета, Восточного Цайдама, центральной и восточной части Джунгарской впадины, Внутренней (Китайской) Монголии. Большинство этих областей, кроме Тибета, представляют собой большие и слабо деформированные межгорные впадины. Сочетание вертикального удлинения и погружения поверхности впадин непонятно. Может быть, существенно то, что подошва земной коры и верхней части коры во впадинах выше, чем в соседних хребтах. Проблема требует дополнительного исследования.

Сопоставление величин скоростей наибольшего укорочения M_3 и удлинения M_1 (см. рис. 8, 9) показывает, что на большей части региона они мало различаются в одних и тех же пунктах. Это означает, что деформация является двуслойной и соответствует чистому сдвигу в терминологии механики горных пород. Выделяются, однако, области, где указанные величины существенно различаются, причем, как правило, $M_3 > M_1$. Наибольшие значения промежуточной деформации M_2 , т.е. наибольшие различия между M_3 и M_1 имеют место на северном окончании Кобдинской зоны разломов в Монгольском Алтае (т.е. вблизи Телецкого грабена растяжения), вдоль зоны Таласо-Ферганского разлома и в соседних частях Южного и Центрального Тянь-Шаня, на севере Памира (хребет Петра Первого), в зоне сочленения Чаманского и Гератского разломов южнее г. Файзабад в Афганистане, в эпицентральных областях Ассамского и Бихарского землетрясений в Гималаях. Меньшие, но также существенные величины M_2 выявляются на северо-восточном краю Тибета.

При анализе величин скоростей деформации обнаруживается, что наибольшие скорости имеют место на современной северной границе Индийской плиты: в Гималаях, зоне Памиро-Каракорумского разлома, на северном фланге Памира и в соседней части Южного Тянь-Шаня, включая центральные сегменты Таласо-Ферганского разлома, а также вдоль Дарвазского и Чаманского разломов. Меньшие, но достаточно существенные значения скоростей выявляются на восточной границе Тибета (Северный Юннань), в центральной части Алтынтагской и в Хайюаньской сдвиговых зонах (т.е. на северо-западном и северо-восточном флангах Цайдама), на

северо-западном окончании Джунгарского разлома и в Монгольском Алтае. Эти области представляют собой современные подвижные зоны на границах микроплит внутри орогенического пояса. В целом изменения направлений и скоростей деформации отражают сложную современную динамическую обстановку, при которой деформация распределена крайне неравномерно, и происходит перераспределение горных масс как поперек, так и вдоль орогенического пояса.

Задавшись целью сопоставить изложенные результаты с определениями компонент тензора сейсмотектонической деформации по данным о механизмах очагов коровых землетрясений (рис. 10–12), мы отдаем себе отчет в весьма ограниченной статистике учтенных землетрясений и поэтому рассматриваем эти определения как сугубо предварительные. Более того, эпицентры землетрясений с учтенными механизмами распределены на территории региона весьма неравномерно (см. рис. 10). Они крайне немногочисленны или отсутствуют в таких областях интенсивной активной тектоники, как большая часть Афганистана, восток Тибета, Алтае-Саянская область, запад Монголии, значительная часть Тянь-Шаня и Монгольского Алтая на территории Китая. Поэтому мы исключаем эти области из сопоставления, ограничивая его пограничными зонами Индийской плиты на территории Пакистана, Памира, Каракорума и Гималаев, а также Афгано-Таджикской депрессией, Тянь-Шанем в пределах бывшего СССР и смежных областей Китая, Тибетом и Цайдамом, включая активные зоны на их северных обрамлениях.

Оси наибольшего сейсмотектонического укорочения (см. рис. 11), так же как и на рис. 5, ориентированы преимущественно субгоризонтально в близмеридиональном направлении, хотя отклонения от меридиана более многочисленны, чем по данным об активных разломах. Вместе с тем близвертикальная ориентировка наибольшего удлинения по сейсмологическим данным встречается реже, что свидетельствует о более существенной роли сдвиговых перемещений в сейсмогенерирующем слое, чем близ земной поверхности. Подобную тенденцию мы отмечали ранее [16, 20] для Юго-Восточного Кавказа.

Рассмотрим наиболее существенные различия результатов обработки данных об активных разломах и механизмах очагов землетрясений.

В пределах Афгано-Таджикской депрессии и Юго-Западного Тянь-Шаня оси наибольшего сейсмотектонического укорочения простираются на северо-запад, тогда как по данным об активных разломах подобная ориентировка отмечалась там лишь местами на фоне преобладания субмеридиональных простираций. Поскольку на севере депрессии, в Гиссаре и на западном обрамлении Ферганской впадины оси сейсмотектонического удлинения, будучи наклонными, нередко также ориентированы на северо-запад, можно предположить, что часть сильных землетрясений отражает скольжение по субгоризонтальным плоскостям. Западнее при той же ориентировке укорочения оси сейсмотектонического удлинения приобретают северо-восточное простираение, что можно рассматривать как свидетельство субширотных правых сдвигов. Более детальные сейсмотектонические исследования области сочленения Памира, Тянь-Шаня и Афгано-Таджикской депрессии показывают картину, более дифференцированную как в пространстве, так и на разных глубинах сейсмогенерирующего слоя [14].

В Ладаке и центральном сегменте зоны Каракорумского разлома оси сейсмотектонического укорочения близвертикальны, а оси удлинения субгоризонтальны и близширотны. Это можно интерпретировать как проявление субмеридиональных сбросов, возможно, опережающих Каракорумский сдвиг, но слабо выраженных на поверхности. Северо-западнее, в Южном Куньлуне, оси сейсмотектонического укорочения имеют северо-западное простираение, а оси удлинения – северо-восточное. Это свидетельствует о правосдвиговых перемещениях по субширотным нарушениям вблизи или внутри западного сегмента зоны Алтынтагского разлома, опре-

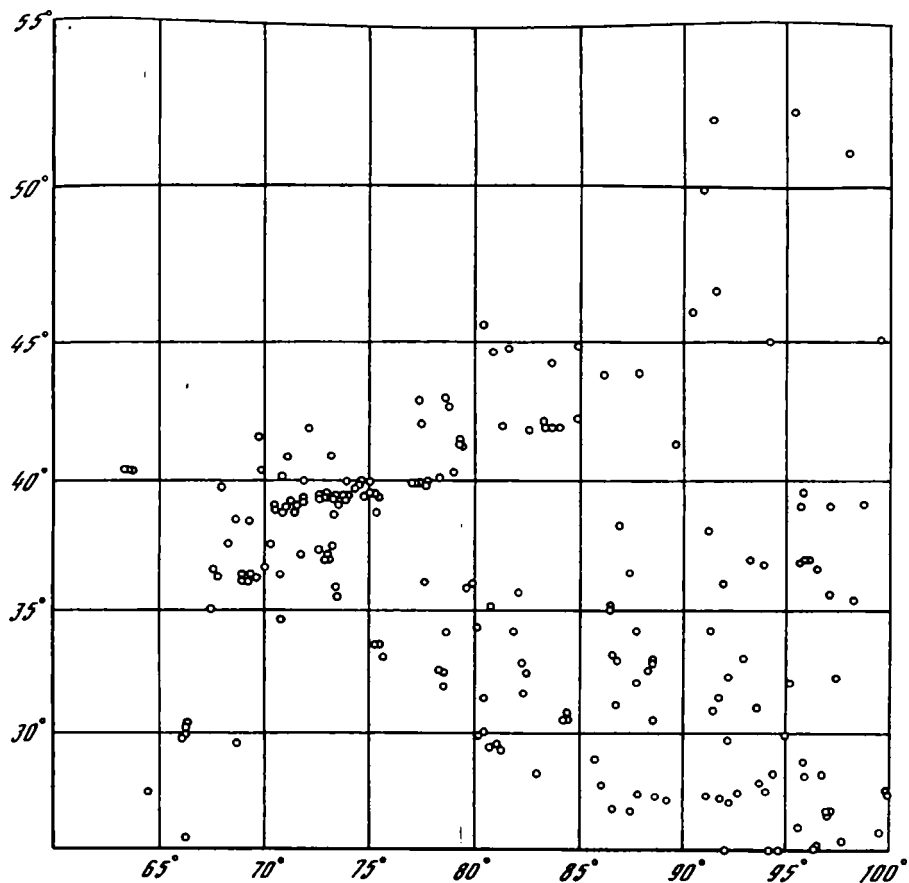


Рис. 10. Эпицентры сильных ($M > 5$) землетрясений с учтенными определениями механизмов очагов в Памиро-Гималайском регионе

Fig. 10. Epicentres of strong ($M > 5$) earthquakes in the Pamir-Himalayan region with focal mechanisms used for the calculations

деленного по геологическим данным как левый сдвиг. На востоке Тибета оси сейсмотектонического укорочения простираются на северо-восток, а оси удлинения – на северо-запад. Это указывает на левосдвиговые перемещения по субширотным разломам, тогда как геологически выявленные левые сдвиги простираются на юго-восток. Последнее различие, возможно, связано с тем, что учтенные определения механизмов здесь единичны и могут носить случайный характер.

Выявленные различия, вероятно, обусловлены разными причинами. Это и неполнота использованного материала, и особенности сглаживания при его компьютерной обработке, и существенно меньший срок проявления сейсмотектонической деформации (десяtkи лет) по сравнению с голоцен-позднеплейстоценовыми движениями по разломам, и тот факт, что некоторые учтенные землетрясения происходили не в зонах главных разломов, а между ними, где динамическая обстановка была иной. Вместе с тем в ряде случаев можно с достаточной уверенностью предполагать, что различия тензора скоростей деформации в сейсмогенерирующем слое и близ земной

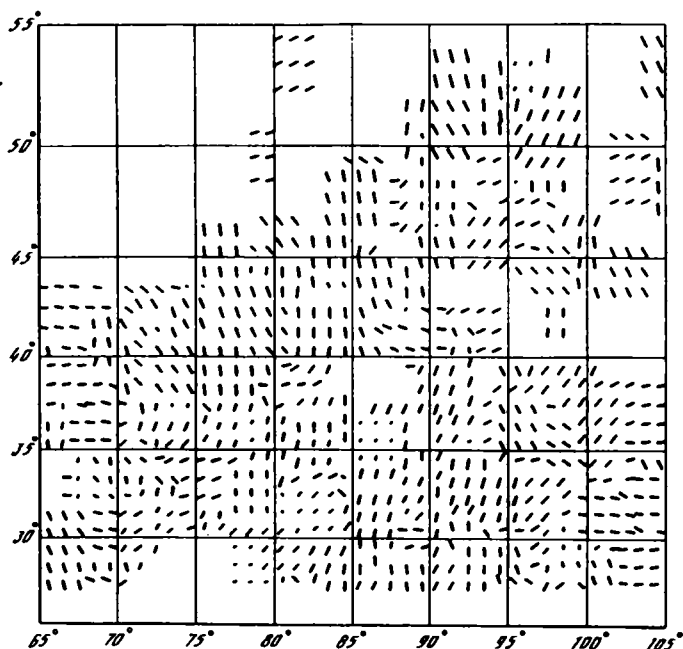


Рис. 11. Проекция направлений наибольшего сейсмотектонического укорочения в Памиро-Гималайском регионе

Fig. 11. Orientation of principal seismotectonic shortening in the Pamir-Himalayan region

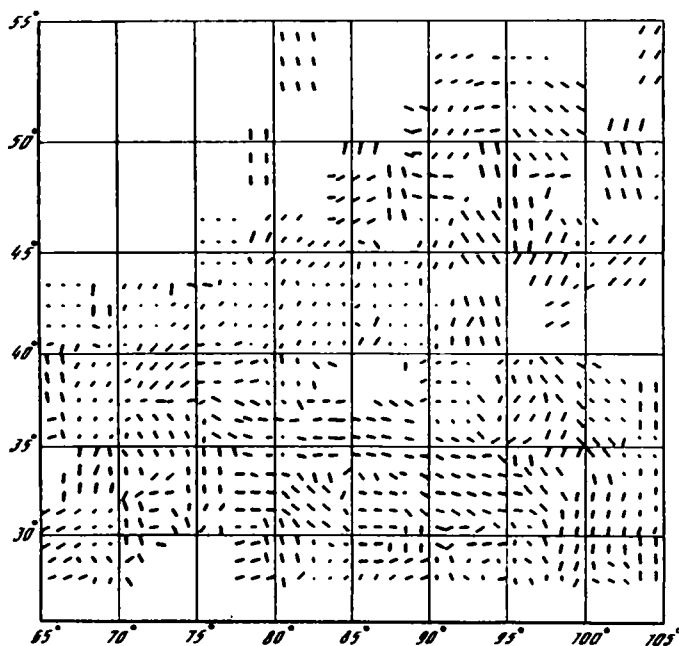


Рис. 12. Проекция направлений наибольшего сейсмотектонического удлинения в Памиро-Гималайском регионе

Fig. 12. Orientation of principal seismotectonic lengthening in the Pamir-Himalayan region

поверхности определяются современной тектонической расслоенностью земной коры, что представляется особенно убедительным для Западного Тянь-Шаня и Афгано-Таджикской депрессии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ранее было показано [9], что современные и новейшие тектонические явления и образования представляют собой результаты взаимодействия открытых тектонических систем, под которыми понимаются совокупности природных процессов, взаимосвязанных в определенном объеме геологической среды и прямо или косвенно приводящих к движению литосферы и развитию в ней структурных форм. Вместе с тем это системы структурных напряжений, возникающих на разных уровнях организации геологической среды при нарушении равновесного состояния по любому из параметров, характеризующих ее как термодинамическую систему. Мерой ранга тектонической системы служит размер области, в которой замыкаются структурные связи между элементами системы. В этом смысле можно говорить о системах глобальной и локальных разных рангов.

Глобальная система может быть представлена как модифицированный вариант тектоники плит, учитывающий их тектоническую расслоенность и ее геодинамические последствия [18]. Локальные системы весьма разнообразны по размерам и структурным проявлениям. Внешними факторами, приводящими их в действие, выступают элементы глобальной системы или локальной системы большего масштаба. Так, подъем аномальной мантии вызывает деформацию верхнекорового слоя и земной поверхности. В свою очередь разрушение литосферы в результате тектонического взаимодействия коровых блоков может привести к разуплотнению и разогреву подстилающей мантии с соответствующими вулканическими и структурными последствиями.

Выше отмечалось наложение процесса компенсации нарушения изостатического равновесия на развитие молодых прогибов и поднятий орогенической области. Более сложное взаимодействие тектонических систем проявляется в течение голоцена в активном разломообразовании Фенноскандии, где на проявление поперечного (северо-запад–юго-восточного) сжатия как реакции мощной континентальной литосферы континента на спрединг в Северной Атлантике накладывается неравномерное изостатическое поднятие после снятия нагрузки последнего оледенения. Своеобразная особенность проявлений сильной коровой сейсмичности обнаружена нами в области взаимодействия Аравийской и Евразийской плит [1]. При очевидной связи очагов землетрясений с зонами активных разломов и их предпочтительном расположении в определенных участках таких зон имеет место приуроченность большинства очагов к офиолитовым зонам с гипербазитами, обнажающимся или скрытым на сравнительно небольшой глубине. Вероятно, механическое взаимодействие плит и блоков дополняется как источник энергии землетрясений напряжениями, возникающими при преобразовании гипербазита в серпентинит с соответствующим изменением объема породы.

Существенно и еще одно обстоятельство. П. Тейар де Шарден [15] образно и точно назвал современность "мгновенным сечением безграничных временных волокон". Особенности геологического строения, созданные предшествующей историей, предопределяют многие особенности активной тектоники. Сходные, но находящиеся на разных стадиях развития структуры различаются современными тектоническими проявлениями. Так, Адриатический синтаксис Альпийского пояса во многих отношениях походил в олигоцене на современные Аравийско-Малокавказский и Пенджабско-Памирский синтаксисы, но в дальнейшем подвергся преобразованиям. Активное разломообразование в регионе отражает сочетание новообразованных элементов с продолжающими развиваться фрагментами синтаксиса.

Сложное взаимодействие тектонических систем предполагает интерференцию механических воздействий, создаваемых разнообразными и неравномерно проявляющимися во времени и пространстве источниками энергии, а также последствиями минеральных и фазовых преобразований. Эта сложность определяет нелинейный характер современных геодинамических процессов [10].

ЛИТЕРАТУРА

1. *Иванова Т.П., Трифонов В.Г.* Новые аспекты соотношений тектоники и сейсмичности // Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 5. С. 587–589.
2. *Кожурин А.И., Востриков Г.А.* Курило-Камчатская островодужная система // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов / Ред. П.Н. Кропоткин. М.: Наука, 1988. С. 67–135.
3. *Костров Б.В.* Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.
4. *Кропоткин П.Н.* Тектонические напряжения в земной коре // Геотектоника. 1996. № 2. С. 3–15.
5. *Мелекесцев И.В.* Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 212 с.
6. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
7. *Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 280 с.
8. *Николаевский В.Н.* Обзор: Земная кора, дилатансия и землетрясения: Послесловие // Райс Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. С. 133–215.
9. *Пономарев В.С., Трифонов В.Г.* Факторы тектогенеза // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 81–94.
10. *Пуцаровский Ю.М.* Нелинейная геодинамика: (Кредо автора) // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3–6.
11. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования / Ред. Ю.М. Пуцаровский, В.Г. Трифонов. М.: Наука, 1990. 294 с.
12. *Ризниченко Ю.В.* Расчет скорости деформаций при сейсмическом течении горных масс // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. Т. 10. С. 34–47.
13. Карта разломов территории СССР и соседних областей / Ред. А.В. Сидоренко. М.: Недра, 1978.
14. *Соболева О.В.* Деформации земной коры Таджикистана по данным о механизмах очагов землетрясений: Дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М., 1988. 290 с.
15. *Тейар де Шарден П.* Феномен человека. М.: Наука, 1987. 240 с.
16. *Трифонов В.Г.* Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
17. *Трифонов В.Г.* Особенности развития активных разломов // Геотектоника. 1985. № 2. С. 16–26.
18. *Трифонов В.Г.* Неотектоника и современные тектонические концепции // Там же. 1987. № 1. С. 25–38.
19. *Трифонов В.Г.* Общие черты и особенности современной геодинамики континентов // Геодинамика и эволюция тектоносферы / Ред. Р.Г. Гарецкий. М.: Наука, 1991. С. 144–160.
20. *Трифонов В.Г., Макаров В.И., Востриков Г.А.* Структурно-динамическая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов // XXVII МГК: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1984. Т. 3: Четвертичная геология и геоморфология. С. 105–117.
21. *Argand E.* La tectonique de l'Asie // 13^e Congr. Geol. Intern. Liege: Vaillant-Carmanne, 1924. P. 171–372.
22. *Drewes H., Geiss E.* Modellierung geodynamischer Deformation in Mittelmeerraum // Satellitengeodäsie. Weihen: VCH Verl. S. 335–349.
23. *Karakhanian A.S., Trifonov V.G., Azizbekian O.G., Hondkarian D.G.* Relationship of Late Quaternary tectonics and volcanism in the Khanarassar active fault zone, the Armenian Upland // Terra Nova. 1997. Vol. 9.
24. *Nikolaev A.V., Sanina I.A., Trifonov V.G., Vostrikov G.A.* Structure and evolution of the Pamir-Hindu Kush region lithosphere // Phys. Earth and Planet. Inter. 1985. Vol. 41. P. 199–203.
25. Geologocal map of Syria / Ed. V.P. Ponikarov. Damascus: Min. of petrol. and mineral resources, 1964.
26. *Trifonov V.G.* World map of active faults: (Preliminary results of studies) // Quatern. Intern. 1995. Vol. 25. P. 3–12.
27. *Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Kozhurin A.I.* Major active faults of the collision area between the Arabian and the Eurasian plates // Continental collision zone earthquakes and seismic hazard reduction / Ed. B.A. Bolt, R. Amirbekian. Yerevan: IASPEI/IDNDR Publ., 1994. P. 56–78.
28. *Trifonov V.G., Machette M.N.* The world map of major active faults project // Ann. Geophys. 1993. Vol. 36. P. 225–236.

ACTIVE FAULTS OF EURASIA: GEODYNAMIC ASPECTS

ABSTRACT

Results of the analysis of the Map of active faults of Eurasia, compiled in the scale of 1:5,000,000 by the large team of scientists for the Project II-2 "World Map of Major Active Faults" of the International Lithosphere Program are discussed. The analysis of the active fault data shows the following: the major part of the continent is under compression now, and the strike-slip fault motion is predominant; a majority of the faults shown in the Map rupture only the Upper crust, and the style of the active tectonics in the lower horizons differs from that in the Upper crust depending on local properties of the lithosphere. The Late Quaternary volcanism is controlled by the processes in the Lower crust and the Upper mantle, but detailed structure of the areal volcanism zones is governed by the Upper crust active tectonics. The field of tensor of rates of the Late Pleistocene and Holocene deformation in the collision region between the Indian and Eurasian plates for the first time calculated by using the active fault data is represented. It shows that the deformation varies strongly and that the redistribution of the rocks within the region is taking place. A comparison of the recent tectonic deformation calculated by using active fault parameters and the seismotectonic deformation calculated by using focal mechanisms of crustal earthquakes shows a general similarity of their patterns, but also local differences that may manifest the detachment and independent deformation in different layers of the crust. The complicated interaction of the tectonic systems of different order dictates the nonlinear character of recent geodynamic processes.

*С.Г. Самыгин, С.В. Руженцев, И.И. Поспелов,
А.А. Моссаковский, Т.Т. Шаркова, В.А. Аристов*

ВАРИССКАЯ ТРАНСФОРМНАЯ ЗОНА ДЖУНГАРИИ: ОПЫТ ВЫДЕЛЕНИЯ

Несмотря на то, что прошло более 30 лет со времени выделения трансформных разломов, или трансформ [26], в геологической литературе до сих пор отсутствуют описания палеоаналогов этого важного класса структур, являющегося непременным элементом концепции тектоники плит. Чуть ли не единственным исключением являются статьи, в которых приводится аргументация в пользу существования древней океанической трансформы, сопряженной с фрагментом океанического хребта, среди обдущированных в таконскую эпоху офиолитовых комплексов на западе Ньюфаундленда [17, 18]. Однако эта попытка, предпринятая на основании использования только геохимических и петроструктурных данных, касается глубинных форм проявления трансформной зоны. Ее конседиментационное выражение в силу ограниченности геологического материала осталось за рамками публикаций.

В предлагаемой работе впервые рассматриваются особенности строения и развития палеотрансформной зоны в системе дуга–трансформа– дуга, составлявшей край палеоокеанической плиты. Такая зона выделена путем анализа пространственных и временных соотношений различных формационных комплексов среди варисских структур Джунгарии – одного из наименее изученных до недавнего времени регионов Центрально-Азиатского подвижного складчатого пояса. Джунгарский регион оказался ключевым для расшифровки геодинамики и истории формирования областей с торцовым сочленением различных тектонических зон, широко распространенных в азиатских палеозоидах и вызывающих много вопросов при объяснении причин их появления.

ТРАНСФОРМНАЯ ЗОНА ДЖУНГАРИИ И ЕЕ СООТНОШЕНИЕ СО СМЕЖНЫМИ СТРУКТУРАМИ

Джунгария находится на стыке различных структурно-формационных зон Казахстана, Алтая и Северного Тянь-Шаня, для которых характерны северо-западные или субширотные (Тянь-Шань) простирации. Ведущая роль принадлежит варисским структурам (рис. 1). Среди них лишь одна занимает аномальное положение, протягиваясь с юго-запада на северо-восток без малого на 700 км от южных склонов Джунгарского Алатау в Казахстане через Западную Джунгарию Китая почти до Алтая. Эта зона ограничена серией продольных разломов с левосдвиговой составляющей смещения и достигает в ширину 20–50 км. Ее восточное окончание погребено под мезозойско-кайнозойскими осадками на севере Джунгарской межгорной впадины. На границе Казахстана и Китая она нарушена альпийским грабеном Джунгарских Ворот, возникшим вдоль системы правых сдвигов северо-западного

простирается. Грабен разделяет Трансджунгарскую зону на два отрезка, или сегмента, – на западный Бороталинский и восточный Дарбутский.

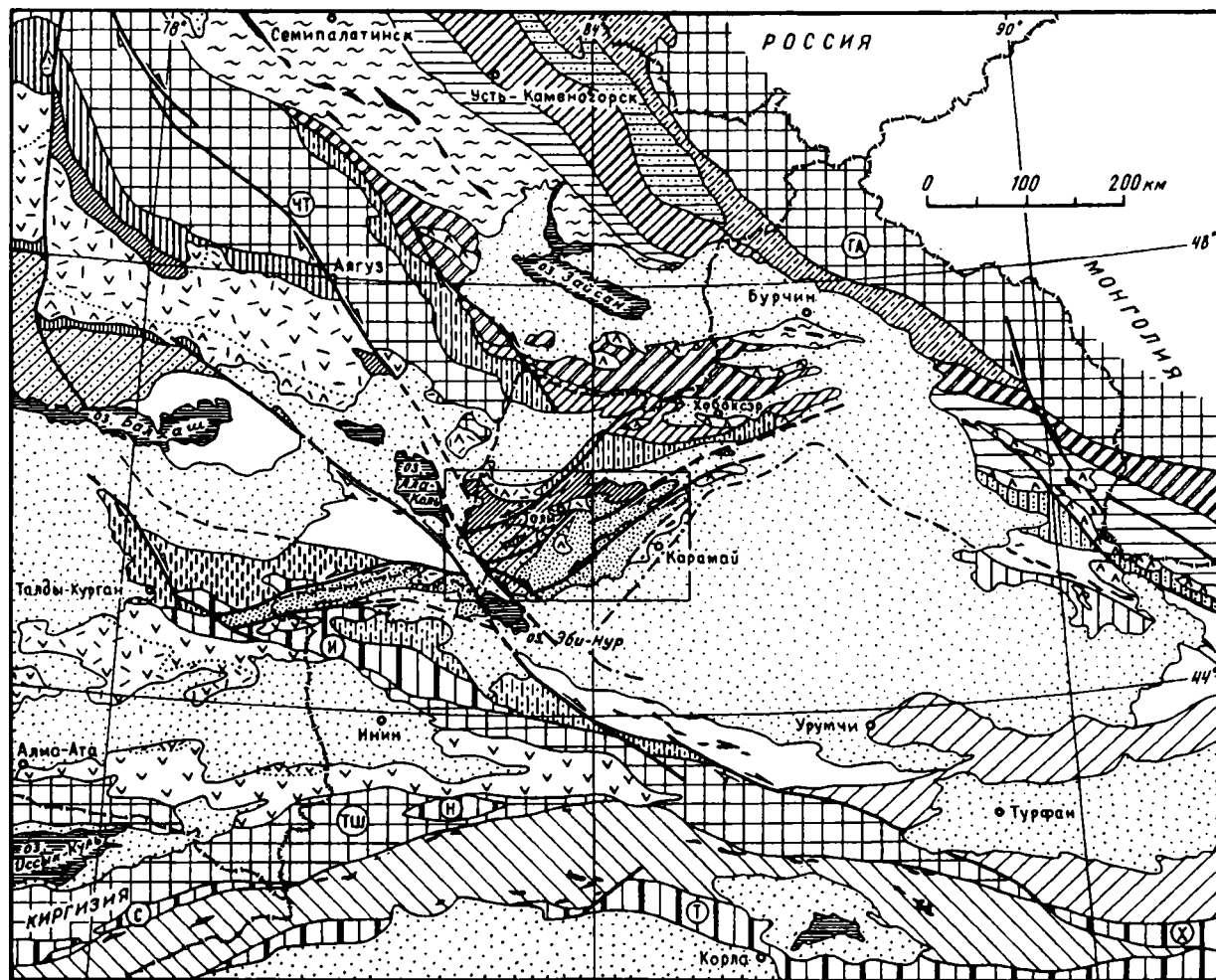
Трансджунгарская зона существовала с раннего девона до начала среднего карбона включительно и на большей части своего протяжения (Дарбутский сегмент) имела трансформную природу. К северу от нее с запада на восток располагается следующий латеральный ряд варисских структур (см. рис. 1; рис. 2, а): 1) пассивная окраина Северо-Тяньшаньского массива; 2) бассейн с корой океанического типа Джунгарского Алатау и Восточного Прибалхашья; 3) Майлишань-Балхашская аккреционная призма с Северобалхашским поясом островодужных вулканитов; 4) Барлык-Каиндинская вулканическая дуга; 5) Дагандалинский энсиалитический задуговой прогиб и склон Чингиз-Тарбагатайского массива; 6) Чингиз-Тарбагатайский массив с каледонским фундаментом; 7) Шарбут-Сарсазанский окраинный бассейн; 8) Восточнотарбагатайская аккреционная призма; 9) Саурская энсиматическая(?) островная дуга, за которой находился Зайсанский океанический бассейн.

Перечисленным палеоструктурам отвечают вполне определенные формационные комплексы, с разной полнотой обнажающиеся на поверхности. Варисская окраина Северо-Тяньшаньского композитивного массива, составной частью которого на севере является более древний Илийский микроконтинент с докембрийским кристаллическим фундаментом, представлена (см. колонку 1 на рис. 2) склоновым комплексом терригенных разнообломочных осадков с линзами рифогенных известняков ($D_1 - D_2\text{zv}$) и терригенно-карбонатными отложениями шельфового типа (C_1v_{3-5}). Смежный с пассивной окраиной бассейн (2) был выполнен преимущественно тонкообломочными и различными кремнистыми относительно глубоководными осадками с прослоями основных вулканитов ($D - C_1$), которые вверх по разрезу сменяются более мелководными толщами. Основание бывшего бассейна вскрывается вдоль северного края хр. Джунгарского Алатау в виде дезинтегрированных офиолитов (D_2), среди которых присутствуют базальты повышенной щелочности и андезиты [4].

Следующая, варисская, структурно-формационная зона (3) являлась обширной аккреционной призмой, возникшей перед ранне-среднедевонской Барлык-Каиндинской вулканической дугой (4). Позже ($D_3\text{fm} - C_2v_1$) фронт островодужного вулканизма сместился в пределы самой призмы. Особенности строения этой сдвоенной дуги подробнее будут рассмотрены дальше. Пока лишь отметим, что осадочные и вулканогенные разрезы девона накапливались на сложнодислоцированном каледонском комплексе, состоящем из смятого и расчешуенного пакета тектонических пластин, породы которых часто сплюснуты, рассланцованы и превращены местами в зеленые, а иногда и голубые сланцы [5, 12, 21 и др.]. Каледонский субстрат сложен меланжированными офиолитами (O_{1-2}), пестрыми по составу и в фациальном отношении вулканогенно-осадочными толщами (O_{2-3}) и полимиктовыми граувакками (S).

В Юго-Западном Причингизье (5) получила распространение слабо дифференцированная андезит-базальтовая формация, которая образовалась на склоне Чингиз-Тарбагатайского массива каледонид в условиях тылового растяжения [12]. В сторону последнего она частично замещается и перекрывается мощной карбонатно-терригенной толщей ($D_2\text{zv} - C_1t$). К юго-востоку от г. Аягуз этот комплекс скрывается под позднепалеозойским вулканическим поясом.

Каледониды Чингиза и Западного Тарбагатая – испытавшие неоднократное шарьирование и скупивание разнообразные вулканические и осадочные серии островодужного типа ($\epsilon_2 - S$), офиолиты междугубых и околодугубых бассейнов ($\epsilon_{1-2}, \epsilon_3 - O_2$), крупные тела гранитоидов (S_2) – к началу девона представляли единый консолидированный массив (6), на котором в варисскую эпоху возникли наземные вулканиты ($D_1 - D_2\text{ef}$), пестроцветная моласса ($D_2\text{zv} - D_3f$) и маломощный



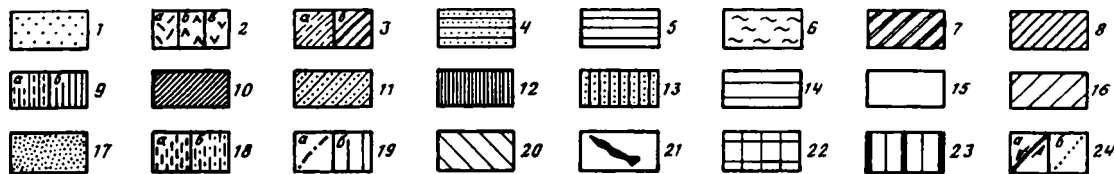


Рис. 1. Схема геодинамического районирования варисцид Джунгарии и смежных регионов

1 – мезозойско-кайнозойские наложенные впадины; 2 – вулканогенный континентальный комплекс Р (а), C_{2-3} (б), C_{1-2} (в); 3–5 – активная окраина Алтайского массива каледонид: 3 – Рудноалтайский краевой вулканический пояс D_2-D_3f (а) с островодужным комплексом D_3fm-C_{1t} (б), 4 – Белоубинско-Южноалтайский энсиалический задуговой прогиб (D_3-C_{1v}), 5 – Калба-Нарымский глубоководный желоб (D_2zv-C_{1t}); 6 – Зайсанский океанический бассейн (O_2-S , $D-C_1$); 7 – Саур-Северобарунхурайская вулканическая дуга ($D_{1-2}-C_1$); 8 – Восточнотарбагатайская преддуговая аккреционная призма ($D_{1-2}-C_{1v}$); 9 – склоны Чингиз-Тарбагатайского консолидированного массива: а – северо-восточный с Шарбут-Сарсазанским окраинным бассейном (S_2-C_{1v}), б – юго-западный совместно с Даганделинским задуговым прогибом (D_2-C_1); 10 – Барлык-Каиндинская вулканическая дуга (D_{1-2}); 11, 12 – Майлишань-Балхашская аккреционная призма ($D_1^2-D_3f$) с Северобалхашским поясом (12) островодужных вулканитов (D_3fm-C_{1v}); 13 – Восточно-Джунгарская вулканическая дуга ($D_3^1-C_1$); 14 – Алматыйский энсиматический междуговой бассейн (D_2-C_1); 15 – Джунгаро-Балхашский океанический бассейн ($D-C_{1-2}$); 16 – Турфан-Хамийская вулканическая дуга (D_{1-2} , C_{1-2}) и приостроводужный прогиб ($C_1^3-C_3$, в районе Урумчи P_1^1); 17 – Трансджунгарская зона ($D-C_1$); 18 – пассивная окраина Северо-Тяньшаньского массива: а – $D-C_1$, б – D_2-C_2 ; 19 – предполагаемая погребенная граница (а) и выходы чехольного комплекса $D_{1-2}-C_{1v}$ (б) Джунгарского массива; 20 – Южно-Тяньшаньский океанический бассейн ($S-C_2-C_3^1$); 21 – выходы меланократового основания варисских бассейнов (офиолитовые сутуры); 22 – каледониды Горного Алтая (ГА), Чингиз-Тарбагатай (ЧТ) и Тянь-Шаня (ТШ); 23 – северный край Таримской платформы (Т) и докембрийские блоки с венд-нижнепалеозойскими чехлами (И – Илийские, С – Сарыджазский, Н – Наратский, Х – Ханьшаньский); 24 – основные секущие разломы с указанием сдвиговой составляющей (а), границы разновозрастных комплексов внутри вулканических поясов (б). Тонкой рамкой показаны контуры рис. 3

Fig. 1. Tectonic sketch map of the Junggar region and adjacent areas

1 – Mesozoic-Cenozoic basins; 2 – continental volcanic complexes: P (a), C_{2-3} (b), C_{1-2} (v); 3–5 – active margin of the Caledonian Altay massif: 3 – Rudnoaltay volcanic belt, D_2-D_3f (a) together with island-arc complex, D_3fm-C_{1t} (b), 4 – South-Alтай ensialic back-arc basin (D_3-C_{1v}), 5 – Kalba-Narym deep-sea trench (D_2zv-C_{1t}); 6 – Zaysan oceanic basin (O_2-C_1); 7 – Saur-North-Barunkhura volcanic arc ($D_{1-2}-C_1$); 8 – East Tarbagatay forearc accretionary prism ($D_{1-2}-C_{1v}$); 9a – NE slope of the Chingiz-Tarbagatay massif together with Sharbut-Sarsazan marginal basin (S_2-C_{1v}), 9b – SW slope together with Dagandely back-arc basin (D_2-C_1); 10 – Barleik-Kaindy volcanic arc (D_{1-2}); 11, 12 – Maylishan-Balkhash accretionary prism ($D_1^2-D_3f$) together with North Balkhash (12) island-arc volcanics (D_3fm-C_{1v}); 13 – East Junggar volcanic arc ($D_3^1-C_1$); 14 – Almatay ensimatic intra-arc basin (D_2-C_1); 15 – Junggar-Balkhash oceanic basin ($D-C_{1-2}$); 16 – Turpan-Hami volcanic arc (D_{1-2} , C_{1-2}) and peri-arc basin ($C_1^3-C_3$, near Urumqi P_1^1); 17 – Trans-Junggar discordance ($D-C_1$); 18 – passive margin of the North Tien-Shan massif; 19 – probable buried boundary (a) and sedimentary cover outcrops, $D_{1-2}-C_{1v}$ (b) of the Junggar massif; 20 – South Tien-Shan oceanic basin ($S-C_2$); 21 – ophiolite bodies and sutures inside Variscan basins; 22 – Gorny Altay (GA), Chingiz-Tarbagatay (CT) and Tien-Shan (TS) Caledonides; 23 – northern margin of the Tarim platform (T) and blocks with Precambrian basement and Vendian – Lower Paleozoic covers (И – Yili, С – Sarydghaz, Н – Narat, Х – Han-Shan); 24 – major transverse faults and wrench faults (a), boundaries of different age complexes inside Late Paleozoic volcanic belts (b)

Map of fig. 3 is framed

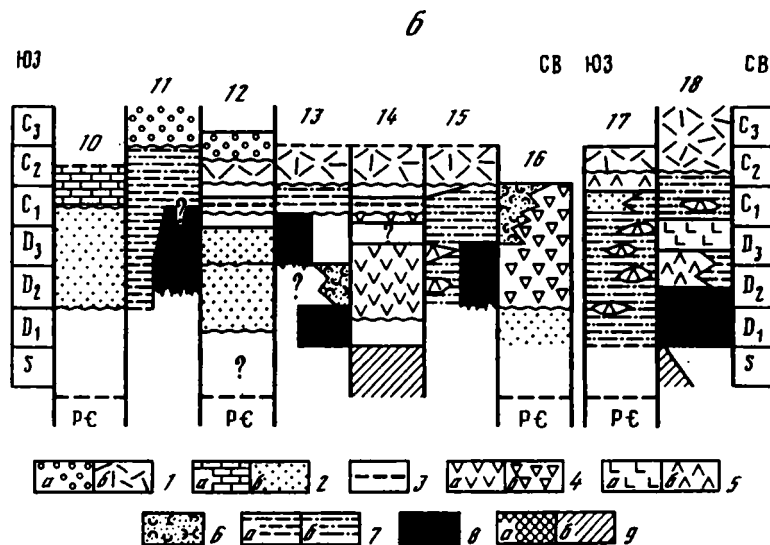
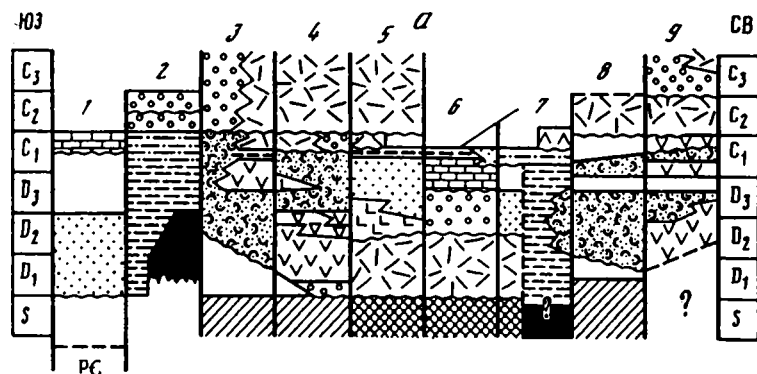


Рис. 2. Латеральные ряды структурно-формационных комплексов к северу (а) и югу (б) от Трансджунгарской зоны

1 – молассы (а) и континентальные вулканиды (б); 2 – комплексы карбонатные, терригенно-карбонатные шельфового и сублатформенного типа (а), терригенные, карбонатно-терригенные склонов консолидированных массивов (б); 3 – угленосные отложения; 4 – островодужные вулканиды известково-щелочные (а); субщелочные (б) и ассоциирующие с ними осадки; 5 – внедуговые вулканиды основного (а), среднего и кислого (б) состава; 6, 7 – осадочные комплексы: 6 – мелководные преддуговые и постдуговые; 7 – океанических и малых бассейнов преимущественно глубоководные (а), относительно мелководные, часто флишеподобные (б); 8 – офиолиты; 9 – каледонское складчатое основание гранитизированное (а) и не испытывавшее гранитизации (б)

Цифры над колонками – обозначения варисских структур: 1–16 – см. текст; 17, 18 – сегменты Трансджунгарской зоны: 17 – Бороталинский (западный), 18 – Дарбутский (восточный трансформный)

Fig. 2. Lateral successions of different tectonic structures and associated rock series in the north (a) and south (b) of the Trans-Junggar discordance

1 – molasses (a) and continental volcanics (b); 2 – carbonate, terrigenous-carbonate shelf- and subplatform-type complexes (a), terrigenous, carbonate-terrigenous slope complexes of the consolidated massifs (b); 3 – coal-bearing sediments; 4 – island arc calc-alkaline (a), subalkaline (b) volcanics and associated sediments; 5 – out-arc basic (a), intermediate and acid (b) volcanics; 6 – shallow-water fore-arc and post-arc sediments; 7 – mainly deep-sea (a), relatively shallow-water, often flysch-type (b) basin sediments; 8 – ophiolite suites; 9 – Caledonian folded basement with granitization (a) and without granitization (b)

Numbers above columns are different Variscan structures: 1, 10 – passive margin of the North Tien-Shan massif with Prevedian basement; 2 – Junggar Alatau and East Balkhash oceanic basin; 3 – Maylishan-Balkhash accretionary prism and North Balkhash island-arc volcanics; 4 – Barleik-Kaindy volcanic arc; 5 – Dagandely back-arc basin and SW slope of the Chingiz-Tarbagatay massif; 6 – Chingiz-Tarbagatay massif with Caledonian basement; 7 – Sharbut-Sarsazan marginal basin; 8 – East Tarbagatay forearc accretionary prism; 9 – Saur island arc; 11 – South Junggar oceanic basin; 12 – Junggar massif (microcontinent); 13 – Karamali oceanic basin; 14 – East Junggar volcanic arc; 15 – Almantay intra-arc basin; 16 – Ertay-North Barunkhurray island arc; 17, 18 – Trans-Junggar discordant zone: 17 – western (Borotola) segment, 18 – eastern (Darbut) transform segment

терригенно-карбонатный субплатформенный чехол ($D_3fm - C_1v_1$). В юго-восточном направлении этот массив погружался: терригенные и кремнисто-терригенные осадки северо-восточного его склона ($D_2zv - D_3f$) на территории Китая практически смыкаются с толщами юго-западного склона. В соседнем Шарбут-Сарсазанском бассейне (7) осадконакопление, сначала кремнисто- и карбонатно-туффито-терригенное, затем кремнисто-глинисто-терригенное, происходило, по-видимому, непрерывно в интервале $S_2 - C_1v_1$. Основание бассейна, выклинивающегося в северном направлении, было разнородным. Наиболее восточные его участки, сложенные осадками $S_2 - D_1^1$ и ныне входящие в надвинутый на запад аллохтонный комплекс [11], вероятно, имели меланократовый фундамент, состоявший из мономиктового серпентинитового меланжа. Самые молодые толщи, часто ритмично наложенные ($C_1t_2 - v_1$), севернее широты оз. Зайсан трансгрессивно надстраивают краевые разрезы Чингиз-Тарбагатайского массива.

Две последние структурно-формационные зоны рассматриваемого ряда (см. рис. 2, а) относятся к островодужной системе. Магматическая активность в пределах ее главной составляющей – Саурской (Жарма-Саурской) внутренней вулканической дуги (9) – продолжалась с перерывами в течение девона и раннего карбона (в хр. Саур – с D_2zv , северо-западнее – с D_1^2). Здесь получили развитие в разной степени дифференцированные вулканиты известково-щелочной серии (преобладают породы среднего состава) и комагматичные им интрузивные комплексы. Во внешней части дуги (8) одновременно накапливалось большое количество вулканокластического материала. Условия седиментации отличались контрастностью: наряду с крайне мелководными и даже наземными, обычно грубообломочными осадками, часто имеющими молассовый облик [19], и биогермными известняками нередко присутствуют относительно глубоководные кремнистые породы. Отмечены офиолитокластовые олистостромовые горизонты D_{1-2} и D_3f [11]. Все это указывает на расчлененный характер тектонического рельефа, свойственный предостроводужным аккреционным призмам (фронтальным невулканическим дугам). В Восточном Тарбагатае в такую призму были включены тектонические пластины и клинья, сложенные серпентинитовым меланжем с фрагментами офиолитового разреза (O_{2-3}) (Sm/Nd возраст габбро равен 444 ± 27 Ма [28]) и осадочно-вулканогенной (андезитовой) толщи O_2 , рифогенными известняками O_3 и граптолитовыми сланцами (S_1l), вулканитами и связанными с ними осадками островодужного типа ($S_1l_3 - D_1^1$) [11, 13, 21].

К югу от Трансджунгарской зоны латеральный ряд варисских структур не столь разнообразен, как к северу от нее. В восточном направлении здесь последовательно сменяются (см. рис. 2, б): 10) пассивная окраина Северо-Тяньшаньского массива; 11) Южноджунгарский бассейн с океанической корой; 12) Джунгарский микроконтинент; 13) Карамайский бассейн с океанической корой; 14) Восточноджунгарская вулканическая дуга, фронтально обращенная на юго-запад; 15) Алтайский энзиматический междуговой бассейн; 16) Ертай-Северобарунхурайская энсиалическая(?) дуга, примыкавшая к склону Алтайского среднепалеозойского массива.

Окраине Северо-Тяньшаньского массива (10) соответствуют довольно мощные карбонатно-терригенные ($D_2 - C_1$) и существенно карбонатный (C_{1-2}) склоновый и шельфовый комплексы, надстраивающие в хр. Боро-Хоро более древний платформенный чехол Илийского "террейна". Осадочные отложения Южноджунгарского бассейна (11) в формационном отношении в целом аналогичны разрезам Северной Джунгарии, отличаясь от них более длительным интервалом накопления и большей ролью флишoidов среди верхних толщ (C_2). Считается, что последние согласно

перекрывали породы офиолитовой ассоциации с океаническими толеитами обогащенного или переходного типа, возраст которых ввиду отсутствия непосредственных датировок и сложного структурного положения остается неясным [7]. Мы допускаем, что образование южноджунгарских офиолитов произошло в девоне, вероятно, во второй его половине, и в начале карбона.

Много споров вызывает выделение Джунгарского массива (12), почти полностью погребенного под осадками одноименной межгорной впадины. Авторы являются сторонниками его существования в качестве микроконтинента с докембрийским или докембрийско-раннепалеозойским фундаментом. В пользу такой точки зрения приводятся все новые данные [6, 24], причем даже ее противниками [16]. На юге Восточной Джунгарии обнажается заметно менее деформированный по сравнению с соседним комплекс, который является среднепалеозойским чехлом микроконтинента (см. рис. 1). Для него характерны частые стратиграфические перерывы и несогласия, небольшие мощности и в основном терригенный состав внизу мелководных (D_{1-2}), выше – наземных (с отпечатками флоры) довольно грубообломочных отложений (D_3, C_1v). Снос обломочного материала происходил с юга и запада [16], по-видимому, с той части микроконтинента, которая испытывала высокое стояние.

Находившийся северо-восточнее Карамайский морской бассейн (13) имел меланократовое основание, скорее всего, разного возраста. По одним данным, кремнистые породы в серпентинитовом меланже, ассоциирующие с высокотитанистыми базальтами, содержат радиолярии (C_1) [15], по другим сведениям, базальты и метапериidotиты встречаются в виде олистолитов среди туфогенно-осадочной толщи (D_2) [24]. Последняя накапливалась перед фронтом Восточноджунгарской островной дуги (14), вулканическая деятельность в пределах которой происходила в интервале $D_1^3 - C_1^1$ на каледонском фундаменте, сложенном интенсивно дислоцированными сланцами ордовика(?) – силура и прорывающими их небольшими телами гранитов [24].

Основание Алмонтайского бассейна (15) представлено породами дезинтегрированного офиолитового комплекса. Среди основных вулканитов различаются низкотитанистые базальты, толеиты E-MORB типа и щелочные разности [9, 15]. Связанные с ними радиоляриты имеют средне-позднедевонский возраст. В сторону Восточноджунгарской островной дуги эта ассоциация сменяется разновозрастной толщей вулканомиктовых турбидитов, вмещающих разное количество лав, туфов и тефроидов дифференцированной известково-щелочной серии и перекрывающихся туфосилицитами с конодонтами (D_3fm_2) [9]. Выше повсеместно распространены песчано-алевритовые флишоиды полимиктового состава (C_1). В северо-восточном направлении флишоиды постепенно замещаются сложнопостроенным фронтально-склоновым комплексом Ертай-Северобарунхурайской островной дуги (16). Эта дуга сложена высококальциевыми субщелочными вулканитами, дифференцированными от базальтов до риолитов. Их накопление началось со среднего девона [9, 22, 23], по-видимому, на крае Алтайского массива, перекрывавшемся чехлом олигомиктовых алевролитов и песчаников с прослоями известняков и кислой пирокластики (D_1). К югу и юго-востоку субщелочные вулканиты, сопровождающиеся телами гранитов и граносиенитов, сменяются породами известково-щелочной серии.

Восточный сегмент Трансджунгарской зоны обрывает почти все вышеперечисленные варисские структуры (см. рис. 1). Наиболее крупной из них являлась Джунгаро-Балхашская океаническая плита, включавшая Джунгарский микроконтинент, который разделял соединявшиеся между собой отдельные бассейны со специфической в петрохимическом отношении океанической корой. Сам микроконтинент находился несколько в стороне от Трансджунгарской зоны. Северная (в современных координатах) граница Джунгаро-Балхашской плиты на западе и восто-

ке имела приблизительно одинаковое простираание (северо-запад-юго-восточное) и была конвергентной: вдоль нее соответственно располагались сдвоенная Майлишань-Балхашская-Барлык-Каиндинская и одинарная Восточноджунгарская островные дуги, фронтально обращенные на юго-запад, в сторону океанических бассейнов. Промежуточный отрезок границы, совпадающий с Дарбутским сегментом Трансджунгарской зоны и резко отличающийся от конвергентных участков своим простираанием и внутренним строением (см. рис. 2, колонка 18), был трансформным. Он разделял подвижную океаническую плиту и окраину стабилизовавшегося Чингиз-Тарбагатайского массива.

О сопряжении двух краевых островодужных систем через трансформную зону свидетельствуют следующие факты. Обе системы, изначально пространственно разобщенные на значительное расстояние, заведомо превосходившие поперечные размеры Джунгарского микроконтинента, заложились практически одновременно в раннем девоне на сильно дислоцированном каледонском основании (см. рис. 2, колонки 3, 4 и 14), которое, в отличие от основных массивов каледонид Алтая, Чингиза и Северного Тянь-Шаня, не испытало гранитизации. Островодужная вулканическая деятельность как к западу от трансформы, так и к востоку от нее, продолжалась вплоть до визе, но активность ее с позднего девона заметно снизилась, появились вулканические паузы. Продукты вулканизма в одинаковой степени дифференцированы и относятся в целом к известково-щелочной серии. В верхних частях разрезов среди вулканитов повсеместно преобладают породы кислого состава, здесь же часто присутствуют угленосные отложения. Вместе с тем западная островодужная система отличается от Восточноджунгарской присутствием обширной преддуговой аккреционной призмы, в пределы которой в фаменском веке сместился фронт вулканической деятельности. На востоке такой призмы не было, равно как и заметной миграции вулканического фронта. Здесь островная дуга имела гораздо более простой стиль строения.

Влияние Трансджунгарской зоны на развитие структур по разные стороны от нее не ограничивалось активностью только вдоль трансформного (в строгом смысле) ее отрезка. Западнее существование этой зоны обусловило, по-видимому, асинхронное формирование океанической коры Джунгаро-Балхашской плиты: в Северной Джунгарии становление такой коры завершилось в живете, тогда как в Южной Джунгарии и других доступных наблюдению районах, обрамляющих Джунгарскую наложенную впадину, ее омоложение продолжалось вплоть до раннего карбона включительно. На востоке Трансджунгарская зона обрывает с одной стороны Шарбут-Сарсазанский краевой бассейн, а с другой – Алмантайский междуговой прогиб, различия между формационными комплексами которых хорошо видны на рис. 2 (колонки 7 и 15).

Сочленение зоны с окаймлявшими эти структуры Саурской и Ертай-Северобарунхурайской островными дугами (колонки 9 и 16) скрыто под рыхлыми наносами. Тем не менее можно полагать, что оно происходило по типу тройного сочленения: обе вулканические дуги, находящиеся на простираании друг друга и одновременно закончившие свое развитие, образуют одну Саур-Северобарунхурайскую островодужную систему юго-западной полярности, которая соединяла Чингиз-Тарбагатайский массив с Алтайским и отделяла Зайсанскую океаническую плиту от Джунгарской. Однако Саурский сегмент этой островодужной системы заложен либо на меланократовом основании, либо на каледонском аккреционном комплексе и сопровождался в Восточном Тарбагатае внешней невулканической дугой (колонка 8 на рис. 2). Ертай-Северобарунхурайский сегмент был одинарным и имел, по всей видимости, основание континентального типа (склон Алтайского массива, возможно, с докембрийским фундаментом), что нашло отражение в ведущей роли высококальциевых субщелочных пород среди образований его магматической оси.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОБЛАСТИ СОПРЯЖЕНИЯ ТРАНСФОРМНОЙ ЗОНЫ С ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМОЙ (ЗАПАДНАЯ ДЖУНГАРИЯ)

Собственно трансформный отрезок Трансджунгарской зоны наиболее хорошо обнажен в Западной Джунгарии, где выделен как Дарбутская зона. Здесь происходит сочленение трансформы с подходящей с северо-запада островодужной системой, представленной в свою очередь двумя структурно-формационными зонами. О характере геологического строения этой области дает представление рис. 3.

Территория Западной Джунгарии разбита сеткой позднепалеозойских относительно прямолинейных разломов, обычно хорошо выраженных в современном рельефе. Среди них преобладают левые сдвиги северо-восточного простирания, которые нередко следуют вдоль более древних нарушений иной генетической природы. Складчатая (точнее чешуйчато-складчатая) структура региона, имеющая юго-восточную и южную вергентность, сформировалась в основном в первой половине среднего карбона. Орогенный комплекс представлен наземными вулканитами (C_2-P_1) и красноцветными молассами (P_2). К рубежу $PZ-MZ$ относится становление крупных дискордантных гранитных массивов [14].

В Западной Джунгарии наиболее широко распространены среднепалеозойские формационные комплексы. Рассмотрим сначала островодужные комплексы, слагающие Барлык-Каиндинскую и Майлишань-Балхашскую зоны. Их основанием служит нерасчлененная толща ($O-S$), выходы которой в основном концентрируются вдоль разлома Майли (см. рис. 3). Это интенсивно перемятый, рассланцованный и расчешуенный комплекс, включающий серпентинитовый меланж с блоками и пластинами офиолитов, а также фрагменты различных осадочных, преимущественно терригенных разрезов. В ряде мест осадки прорваны небольшими телами биотитовых гранитов.

Барлык-Каиндинская зона. Разрезы этой тектонической зоны находятся в северной части региона и характеризуют вулканически наиболее активную часть ранне-среднедевонской островной дуги, протягивающейся в Западную Джунгарию из Юго-Западного Причингизья. Изученные разрезы (1–3, рис. 3, 4) фациально сильно изменчивы, на разных стратиграфических уровнях содержат разное количество различных вулканогенных пород в зависимости от близости или удаленности вулканических центров и их былой активности. Подавляющее большинство вулканитов имеет средний и кислый состав и представляет в совокупности дифференцированную известково-щелочную серию. Среди осадков преобладают терригенные вулканомиктовые отложения (эпикласты). Характерно локальное обилие грубообломочных разностей, которые по латерали обычно быстро замещаются мелкообломочным материалом. Довольно много карбонатных пород, в особенности биогермных известняков, приуроченных, как правило, к вулканическим постройкам.

Реликты одной из таких построек, имеющей в целом синклинальное строение и достигающей в поперечном широтном сечении 8 км, были обнаружены на правом берегу верхнего течения р. Хула (см. рис. 4, разрез 3). На восточном крыле структуры в основании обнажаются валунные, преимущественно гранитные конгломераты, залегающие на биотитовых гранитах и чередующиеся выше с аркозовыми до полимиктовых (с вулканомиктовой кластикой) гравелитами и песчаниками. Валуны иногда окружены кораллово-мшанковой коркой, из которой определены *Cladophora actiosa* Janet (низы нижнего девона). На западном крыле мощность базальной пачки резко сокращается, конгломераты исчезают, появляются прослои алевролитов и туффитов. Следующая пачка мощностью 400 м и более сложена вулканическими брекчиями, агломератами, бомбовыми туфами, реже лавами андезитового, трахиандезитового, андезит-дацитового и дацитового состава, прорванны-

ми субвулканическими плагиоклазовыми порфиритами и перекрытыми разнообломочными тефроидами. На них залегают афировые субщелочные базальты, андезит-базальты и диабазы, образующие серию (до 200 м) силло-потоков с редкими линзами яшм, которая на юге надстраивается кораллово-криноидными известняками.

Разрез завершается осадочной пачкой, полого залегающей в центре структуры на различных породах с полимиктовыми конгломератами в основании (галька эффузивов среднего состава, известняков, гранитов, тефрогенных песчаников), выше которых следуют гравийно-песчаные отложения, содержащие прослои телепирокластического материала в виде кислых лавовых туфов, туффитов и перемежающиеся, особенно часто сверху, с горизонтами калькаренинов и кальцирудитов. Эта пачка накопилась после прекращения вулканической деятельности, скорее всего, в подводной кальдере, разрушавшиеся борта которой были увенчаны биогермами, сохранившимися "in situ" лишь фрагментарно.

Другой вулканический центр выявлен на востоке хр. Барлык (см. рис. 3, 4, разрез 2). Основание разреза здесь тектонически сорвано, в видимых низах обнажаются пестроцветные вулканомиктовые и полимиктовые грубозернистые песчаники, гравелиты, переслаивающиеся с риолитовыми туфами и тефроидами, как правило, не выдержанными по простиранию, что влияет на общую мощность пачки. Вверху ее в линзе известняков собраны табуляты *Placocoenites flexuosus* Shark., *Favosites* sp. (нижний девон, зиген-эмс). Выше следуют кислые вулканы – игнимбриты, кварцевые порфиры, риолитовые тефроиды (200–220 м), на которых несогласно залегает сероцветная, преимущественно грубообломочная толща с прослоями углеродистых аргиллитов и глинистых известняков. Последние содержат живетские формы кораллов *Thamnopora compacta* Tchud., *Placocoenites obesus* Shark., *Heliolites* sp. и брахиоподы *Howella* (*Delthyris*) sp., *Atrypa* sp., *Stropheodonta* sp.

Определенное своеобразие рассмотренных разрезов – преобладание переотложенных продуктов вулканизма, быстрое изменение состава и гранулометрии пород по латерали, местные несогласия, многочисленные остатки мелководной морской фауны, – было обусловлено относительно кратким, с перерывами, функционированием в разных местах в разное время преимущественно подводных вулканов, которые подвергались довольно быстрому размытию, особенно интенсивному в периоды вулканических пауз. Однако местами возникали и участки островной суши, на которых и возле них могли накапливаться такие образования, как игнимбриты (см. рис. 3.4, разрез 2). Северо-западнее, в пределах Казахстана, островов было больше, там известны находки среднедевонской наземной флоры [2, 10]. Такие разрезы, как разрез 1, почти полностью лишенный изверженных пород, образовались, по-видимому, в межвулканических депрессиях, в пределах которых наибольшее распространение получили флишеподобные осадки.

Островодужный комплекс нижнего–среднего девона на севере региона надстраивается сероцветной туфо-терригенной толщей, накопившейся в наземных условиях в конце раннего–начале среднего карбона. Нижняя часть этой толщи сложена алевролитами, переходящими в туффиты, которые выше сменяются грубоплитчатыми аргиллитами с прослоями песчаников (см. рис. 4, разрез 2а). Верхняя часть представлена вулканомиктовыми и полимиктовыми песчаниками, мелкообломочными туфами среднего состава, прослоенными аргиллитами и туффитами. Вверху присутствуют линзовидные пачки внутриформационных конгломератобрекчий, состоящих из обломков подстилающих пород, а также кислых эффузивов, гранит-порфиров и биотитовых гранитов.

Майлишань-Балхашская зона. Слагающие ее толщи распространены на сравнительно небольшом участке к юго-западу от г. Толи (см. рис. 3). Они формировались на аккреционной призме (террасе) перед фронтом вулканической дуги. Нижне-

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОБЛАСТИ СОПРЯЖЕНИЯ
ТРАНСФОРМНОЙ ЗОНЫ
С ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМОЙ (ЗАПАДНАЯ ДЖУНГАРИЯ)**

Собственно трансформный отрезок Трансджунгарской зоны наиболее хорошо обнажен в Западной Джунгарии, где выделен как Дарбутская зона. Здесь происходит сочленение трансформы с подходящей с северо-запада островодужной системой, представленной в свою очередь двумя структурно-формационными зонами. О характере геологического строения этой области дает представление рис. 3.

Территория Западной Джунгарии разбита сеткой позднепалеозойских относительно прямолинейных разломов, обычно хорошо выраженных в современном рельефе. Среди них преобладают левые сдвиги северо-восточного простирания, которые нередко следуют вдоль более древних нарушений иной генетической природы. Складчатая (точнее чешуйчато-складчатая) структура региона, имеющая юго-восточную и южную вергентность, сформировалась в основном в первой половине среднего карбона. Орогенный комплекс представлен наземными вулканитами (C_2-P_1) и красноцветными молассами (P_2). К рубежу $PZ-MZ$ относится становление крупных дискордантных гранитных массивов [14].

В Западной Джунгарии наиболее широко распространены среднепалеозойские формационные комплексы. Рассмотрим сначала островодужные комплексы, слагающие Барлык-Каиндинскую и Майлишань-Балхашскую зоны. Их основанием служит нерасчлененная толща ($O-S$), выходы которой в основном концентрируются вдоль разлома Майли (см. рис. 3). Это интенсивно перемятый, рассланцованный и расчешуенный комплекс, включающий серпентинитовый меланж с блоками и пластинами офиолитов, а также фрагменты различных осадочных, преимущественно терригенных разрезов. В ряде мест осадки прорваны небольшими телами биотитовых гранитов.

Барлык-Каиндинская зона. Разрезы этой тектонической зоны находятся в северной части региона и характеризуют вулканически наиболее активную часть ранне-среднедевонской островной дуги, протягивающейся в Западную Джунгарию из Юго-Западного Причингизья. Изученные разрезы (1–3, рис. 3, 4) фациально сильно изменчивы, на разных стратиграфических уровнях содержат разное количество различных вулканогенных пород в зависимости от близости или удаленности вулканических центров и их былой активности. Подавляющее большинство вулканитов имеет средний и кислый состав и представляет в совокупности дифференцированную известково-щелочную серию. Среди осадков преобладают терригенные вулканомиктовые отложения (эпикласты). Характерно локальное обилие грубообломочных разностей, которые по латерали обычно быстро замещаются мелкообломочным материалом. Довольно много карбонатных пород, в особенности биогермных известняков, приуроченных, как правило, к вулканическим постройкам.

Реликты одной из таких построек, имеющей в целом синклинальное строение и достигающей в поперечном широтном сечении 8 км, были обнаружены на правом берегу верхнего течения р. Хула (см. рис. 4, разрез 3). На восточном крыле структуры в основании обнажаются валунные, преимущественно гранитные конгломераты, залегающие на биотитовых гранитах и чередующиеся выше с аркозовыми до полимиктовых (с вулканомиктовой кластикой) гравелитами и песчаниками. Валуны иногда окружены кораллово-мшанковой коркой, из которой определены *Cladiora actiosa* Janet (низы нижнего девона). На западном крыле мощность базальной пачки резко сокращается, конгломераты исчезают, появляются прослои алевролитов и туффитов. Следующая пачка мощностью 400 м и более сложена вулканическими брекчиями, агломератами, бомбовыми туфами, реже лавами андезитового, трахиандезитового, андезит-дацитового и дацитового состава, прорванны-

ми субвулканическими плагиоклазовыми порфиритами и перекрытыми разнообломочными тефроидами. На них залегают афировые субщелочные базальты, андезит-базальты и диабазы, образующие серию (до 200 м) силло-потоков с редкими линзами яшм, которая на юге надстраивается кораллово-криноидными известняками.

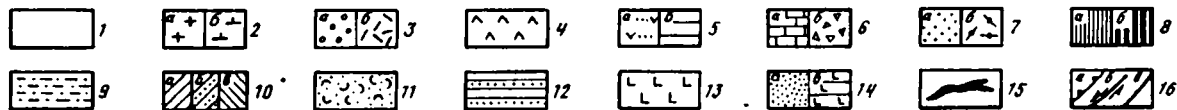
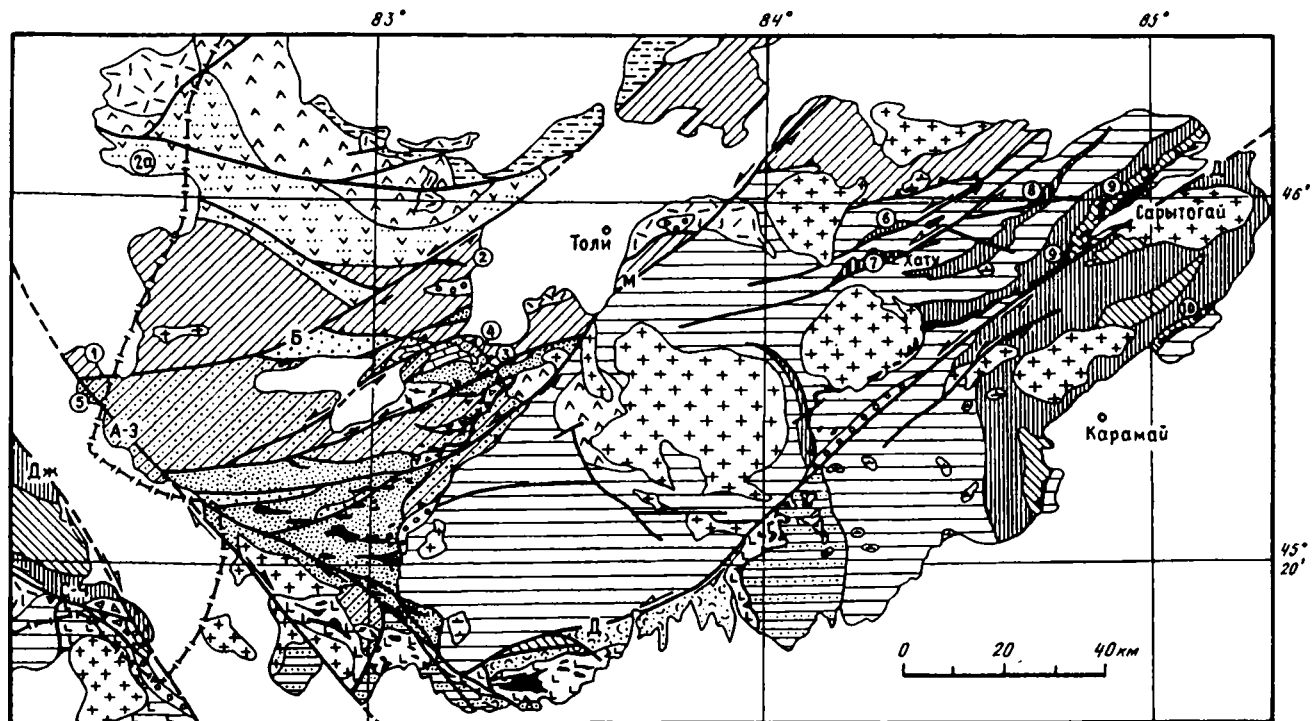
Разрез завершается осадочной пачкой, полого залегающей в центре структуры на различных породах с полимиктовыми конгломератами в основании (галька эффузивов среднего состава, известняков, гранитов, тефрогенных песчаников), выше которых следуют гравийно-песчаные отложения, содержащие прослой телепирокластического материала в виде кислых пепловых туфов, туффитов и перемежающиеся, особенно часто сверху, с горизонтами калькаренитов и кальцирудитов. Эта пачка накопилась после прекращения вулканической деятельности, скорее всего, в подводной кальдере, разрушавшиеся борта которой были увенчаны биогермами, сохранившимися "in situ" лишь фрагментарно.

Другой вулканический центр выявлен на востоке хр. Барлык (см. рис. 3, 4, разрез 2). Основание разреза здесь тектонически сорвано, в видимых низах обнажаются пестроцветные вулканомиктовые и полимиктовые грубозернистые песчаники, гравелиты, переслаивающиеся с риолитовыми туфами и тефроидами, как правило, не выдержанными по простиранию, что влияет на общую мощность пачки. Вверху ее в линзе известняков собраны табуляты *Placocoenites flexuosus* Shark., *Favosites* sp. (нижний девон, зиген-эмс). Выше следуют кислые вулканиды – игнимбриты, кварцевые порфиры, риолитовые тефроиды (200–220 м), на которых несогласно залегают сероцветная, преимущественно грубообломочная толща с прослоями углеродистых аргиллитов и глинистых известняков. Последние содержат живетские формы корралов *Thamnopora compacta* Tchud., *Placocoenites obesus* Shark., *Heliolites* sp. и брахиоподы *Howella* (*Delthyris*) sp., *Atrypa* sp., *Stropheodonta* sp.

Определенное своеобразие рассмотренных разрезов – преобладание переотложенных продуктов вулканизма, быстрое изменение состава и granulometрии пород по латерали, местные несогласия, многочисленные остатки мелководной морской фауны, – было обусловлено относительно кратким, с перерывами, функционированием в разных местах в разное время преимущественно подводных вулканов, которые подвергались довольно быстрому размытию, особенно интенсивному в периоды вулканических пауз. Однако местами возникали и участки островной суши, на которых и возле них могли накапливаться такие образования, как игнимбриты (см. рис. 3.4, разрез 2). Северо-западнее, в пределах Казахстана, островов было больше, там известны находки среднедевонской наземной флоры [2, 10]. Такие разрезы, как разрез 1, почти полностью лишенный изверженных пород, образовались, по-видимому, в межвулканических депрессиях, в пределах которых наибольшее распространение получили флишеподобные осадки.

Островодужный комплекс нижнего–среднего девона на севере региона надстраивается сероцветной туфо-терригенной толщей, накопившейся в наземных условиях в конце раннего–начале среднего карбона. Нижняя часть этой толщи сложена алевролитами, переходящими в туффиты, которые выше сменяются грубоплитчатыми аргиллитами с прослоями песчаников (см. рис. 4, разрез 2а). Верхняя часть представлена вулканомиктовыми и полимиктовыми песчаниками, мелкообломочными туфами среднего состава, прослоенными аргиллитами и туффитами. Вверху присутствуют линзовидные пачки внутриформационных конгломератобрекчий, состоящих из обломков подстилающих пород, а также кислых эффузивов, гранит-порфиров и биотитовых гранитов.

Майлишань-Балхашская зона. Слагающие ее толщи распространены на сравнительно небольшом участке к юго-западу от г. Толи (см. рис. 3). Они формировались на аккреционной призме (террасе) перед фронтом вулканической дуги. Нижне-



среднедевонские разрезы (4, 5 на рис. 4) отличаются от предыдущих (1–3) практически полным отсутствием продуктов магматизма среднего–кислого состава, обилием вулканогенных пород, среди которых много отложений различных автокинетических потоков и подводно-оползневых горизонтов, небольшим количеством грубообломочных осадков, часто контрастным сочетанием мелководных и относительно глубоководных фаций. В целом повсеместно преобладают вулканомиктовые, меньше тейфогенные песчаники, алевриты, туффиты, туфопелиты. Известняков мало, они встречаются в виде единичных небольших линз. Внизу нередко присутствуют покровы афировых и плагиофировых щелочных андезитов–базальтов (SiO_2 50,85–52,64%; TiO_2 0,72–1,02; Al_2O_3 18,50–20,06; MgO 3,08–4,24; Na_2O 4,20–4,61; K_2O 1,87–2,36 вес. %), с которыми обычно связаны прослои и линзы красных яшм, серых и темных кремней или кремнистых туффитов (туфосилицитов). Лавы и лавовые брекчии местами прорваны мелкими телами фельзитов.

В горах Майлишань, к западу от разлома Майли, девонские толщи подстилаются породами каледонского комплекса, однако контакты между ними обычно сорваны. Среди песчаников, залегающих выше серпентинитового меланжа, встречаются зерна серпентинита и измененного оливина, свидетельствующие о размытии подстилающего субстрата. В разрезе 4 (см. рис. 4) примерно в 400 м от основания находится линзовидный пласт конгломератов, который состоит из валунов известняка с конодонтами *Panderodus* cf. *spassovi* Dryg. (S_{112} – v_1), реже амфиболового

Рис. 3. Геологическая схема Западной и Пограничной Джунгарии. Составлена с использованием материалов геологических съемок и В.С. Войтовича [2]

1 – мезозойско-кайнозойские отложения; 2 – граниты P_2 –Т (а), диориты, кварцевые диориты C_{1-2} (б); 3 – наземные молассы (а) и вулканиты (б); 4 – наземный вулканогенный комплекс. C_{2-3} ; 5 – отложения C_{1-2} : а – прибрежные и наземные туфотерригенные, б – морские и прибрежно-морские, преимущественно терригенные флишодные; 6 – туффито-терригенно-карбонатные отложения (а) с обвально-оползевыми горизонтами (б), C_2^1 ; 7 – карбонатно-(углисто)-терригенные осадки, $\text{C}_1\text{v-s}$? (а), кислые субвулканиты, D_3 – C_1 ? (б); 8 – кремнисто-туффито-терригенная (а) и кремнисто-базальтовая (б) толщи, D_3 – C_1 ; 9 – кремнисто-терригенные отложения, D_{2-3} ; 10 – осадочно-вулканогенные комплексы D_{1-2} : а – островодужный, б – аккреционной призм, в – бассейновый; 11 – терригенно-турбидитовая толща, S_1 ; 12 – граувакки и кремнисто-туффитовые отложения, O_{2-3} ; 13 – толщи базальтов и яшм, O_{1-2} ; 14 – нерасчлененные толщи О–S (а) и О? (б); 15 – офиолиты разного возраста, серпентинитовый меланж; 16 – надвиги (а), сдвиги (б) и разломы с неустановленным характером смещений (в). Наиболее крупные сдвиги: С–Ч – Сандыктас–Чулакский, Дж – Джунгарский, А–Э – Алаколь–Эбинурский, Б – Барлыкский, М – Майли, Д – Дарбут. Цифры в кружках – номера разрезов, приведенных на рис. 4, 5

Fig. 3. Geological scetch map of the Western Junggar based on results of geological mapping and other [2] investigations

1 – Mesozoic-Cenozoic sediments; 2 – Late Permian – Triassic granites (a), Early–Middle Carboniferous diorites and quartz diorites (b); 3 – Permian subaerial molasses (a) and volcanics (b); 4 – Middle–Upper Carboniferous subaerial volcanic series; 5 – Lower–Middle Carboniferous coastal and subaerial tuffaceous-terrigeneous rocks (a), marine and coastal mainly terrigenous flyschoids (b); 6 – lowest Middle Carboniferous tuffite-terrigeneous-carbonate sediments (a), together with landslide horizons (b); 7 – Visean–Serpukhovian(?) carbonate-(coalbearing)-terrigeneous sediments (a), Upper Devonian–Lower Carboniferous(?) acid subvolcanics (b); 8 – Upper Devonian – Tournaisian siliceous-tuffite-terrigeneous (a) and siliceous-basaltic (b) series; 9 – Middle–Upper Devonian siliceous-terrigeneous sediments; 10 – Lower–Middle Devonian volcanic-sedimentary complexes of island arc (a), accretionary prism (b) and basin (v); 11 – Lower Silurian terrigenous turbidites; 12 – Middle–Upper Ordovician graywackes and siliceous tuffites; 13 – Lower–Middle Ordovician basalts and jaspers; 14 – undivided units, O–S (a) and O? (b); 15 – different-age ophiolites and serpentinite melanges; 16 – overthrusts (a), strike-slip faults (b) and faults with unknown displacement (v); major strike-slip faults: С–Ч – Sandyktas–Chulak, Дж – Junggar, А–Э – Alakol–Ebinur, Б – Barleik, М – Mayla, Д – Darbut. Numbers in circles are the ones of columns on fig. 4, 5

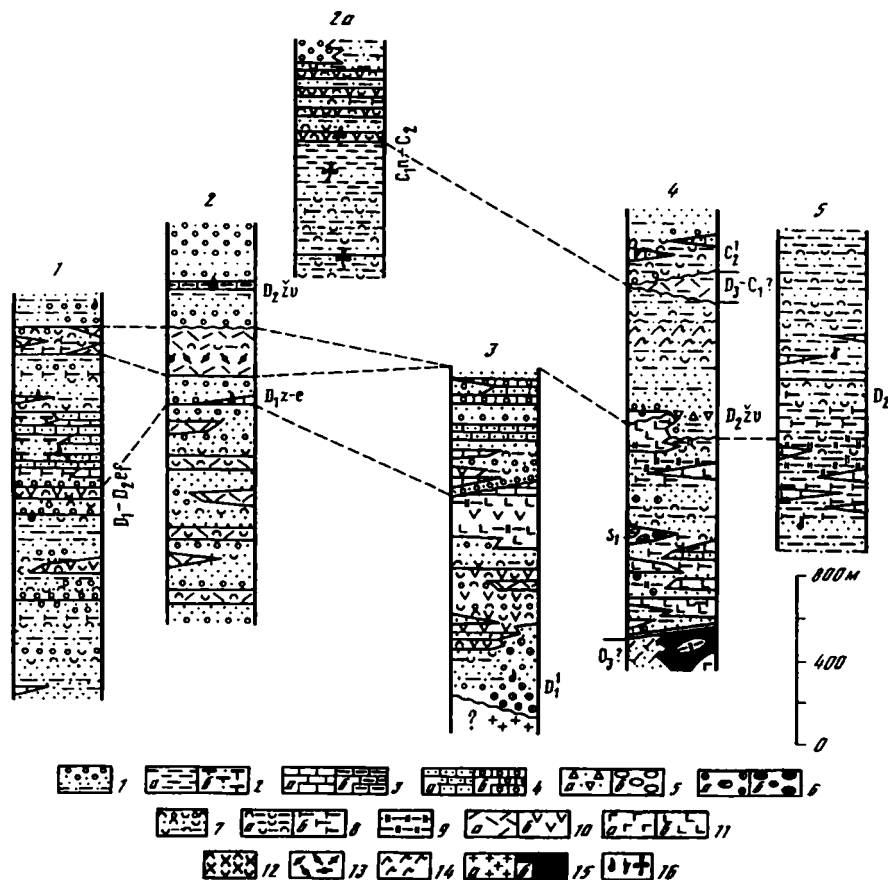


Рис. 4. Разрезы Барлык-Каиндинской (1-3) и Майлишань-Балхашской (4, 5) зон Западной Джунгарии (расположение разрезов см. на рис. 3)

1 – полимиктовые и вулканико-миктовые конгломераты (вверху), гравелиты, песчаники, алевролиты (внизу); 2 – аргиллиты, глинистые сланцы (а), известковые алевролиты и песчаники (б); 3 – известняки (а), глинистые известняки (б); 4 – песчаные известняки, калькарены (а), кальцирудиты, известковые конгломераты (б); 5 – гравийные брекчии с олистоплаками известняков (а), валунники и крупноглыбовые свалы (б); 6 – обломочный материал гранитов (а) и офиолитов (б); 7 – туфоконгломераты, туфогенные песчаники и алевролиты; 8 – туфопелиты (а), кремнистые туффиты, туфосилициты (б); 9 – кремни, яшмы, фтаниты; 10, 11 – эффузивы: 10 – кислого (а) и среднего (б) состава, преимущественно известково-щелочной серии, 11 – основного состава толеитовой (а) и субщелочной (б) серий; 12 – туфы, состав показан в сочетании со знаками 10, 11; 13 – игнимбриты; 14 – оползневые текстуры в осадочных породах; 15 – граниты (а), гипербазиты и серпентинитовый меланж (б); 16 – местонахождение макрофауны, конодонтов и наземной флоры

Разрезы 1, 2а, 5 приведены по работе [2]

Fig. 4. Stratigraphic columns of the Barleik-Kaindy (1-3) and Maylishan-Balkhash (4, 5) zones, West Junggar (column position see fig. 3)

1 – polymictic and volcanic conglomerates (above), gravelstones, sandstones and siltstones (below); 2 – argillites, shales (a), calcareous siltstones and sandstones (b); 3 – limestones (a), clayey limestones (b); 4 – sandy limestones, calcarenites (a), calcirudites, limestone conglomerates (b); 5 – gravel breccias with limestone olistoplaques (a), bouldery conglomerates and slide blocks (b); 6 – granitic (a) and ophiolitic (b) clasts; 7 – tuffaceous conglomerates, sandy and silty tephroids; 8 – tuffaceous pelites (a), siliceous tuffites, silicilites (b); 9 – cherts, jaspers, phthanites; 10 – acid (a) and intermediate (b) lavas, mainly calc-alkaline; 11 – basic lavas of tholeiitic (a) and subalkaline (b) series; 12 – tufts, composition is shown by combination with symbols 10, 11; 13 – ignimbrites; 14 – sliding structures of sedimentary rocks; 15 – granites (a), ultrabasic rocks and serpentinite melange (b); 16 – macrofossils, conodonts and plants

габбро, плагиопорфира и включает глыбу до 1,5 м в поперечнике брекчированных биотитовых гранитов. Мелкообломочный гранитный материал рассеян здесь и ниже по разрезу, указывая на поступление его из более отдаленного источника по сравнению с соседним разрезом 3 (см. выше). С вулканитами последнего хорошо коррелируется петрографический состав тефроидов и эпикластов, часть которых, судя по хорошей окатанности обломков и примеси карбонатного материала, отлагалась на подводных отмелях и террасах, а другая, меньшая по объему, выносилась гравийными дебризными потоками в смежные более глубокие депрессионные участки с алеврито-глинистой, туфопелитовой или туфосилицитовой седиментацией. Вверху разреза были найдены размытые остатки коралловых банок с *Placocoenites* cf. *obesus* Schark. (D_2zv). Выше распространены хаотически перемешанные песчаники и алевролиты с обрывками складок оползневого типа.

Девонские разрезy Майлишань-Балхашской зоны повсеместно расчешуены, тогда как севернее, в Барлык-Каиндинской зоне, заметную роль играют брахиморфные структуры, связанные с вулканическими постройками. Тектонические чешуи имеют юго-западную и южную vergentность. Ограничивающие их разломы нередко разделяют более мелководные и относительно более глубоководные фации, что указывает на конседиментационный характер подобных нарушений, формировавших контрастный подводный рельеф. К ним были приурочены, по-видимому, и локальные выступы "фундамента", разрыв которых привел к появлению грубообломочных осадков с валунами пород каледонского комплекса. Наконец, к границам чешуй часто приурочены линейные просечки серпентинитов из подстилающего серпентинитового меланжа. Последний может обнажаться и внутри чешуй в виде небольших куполов, в разной степени протрудирующих подошву девонских толщ.

В ряде мест к северу от разлома Майли серпентинитовый меланж и девонские отложения прорываются группирующимися в небольшие поля экструзивными и субвулканическими телами, сложенными кварц-плагиоклазовыми порфирами. Их возраст неизвестен, вероятнее всего, он позднедевонско-раннекаменноугольный, поскольку петрографически аналогичные обломки были обнаружены среди рядом залегающих осадков низов среднего карбона, которые несогласно перекрывают среднедевонскую толщу (см. рис. 4, разрез 4). Внизу они представлены темными псаммитовыми тефроидами дацитового состава, туфопелитами с линзами и прослоями песчанистых и криноидно-детритовых известняков с конодонтами *Idiognathoides* sp., выше которых следуют полимиктовые эпикласты с обломками мшанковых известняков. Этот среднекаменноугольный разрез является переходным от разновозрастных наземных пород Барлык-Каиндинской зоны к флишоидам Дарбутской зоны, распространенным южнее разлома Майли (см. рис. 3). В северном крыле последнего среди темных туфопелитов и туфоалевролитов залегают крупные, объемом 10–15 м³ и более олистолиты мраморизованных известняков, окруженные разнообломочным известково-терригенным матриксом с переотложенными криноидеями. В этой же полосе были встречены конгломераты, состоящие из валунов и галек различных известняков, а также калькарениитов. В одном валуне обнаружены нижнекаменноугольные (C_1v-s) конодонты *Paragnathodus* ex gr. *commutatus* (Br. et Mehl).

Дарбутская зона. Северо-западной границей зоны служит система надвигов, рассеянных сдвигом Майли (см. рис. 3). Южнее распространены офиолиты и ассоциирующие с ними породы девона и мощная, с элементами флишевого строения толща нижнего—среднего карбона. Юго-восточная граница зоны предположительно маркируется выходами серпентинитового меланжа, известными к северо-востоку и юго-западу от г. Карамай. В тектонических клиньях на юго-западном фланге разлома Дарбут в его южном крыле и вдоль сопряженных разломов северо-западного

простираются обнажаются породы каледонского комплекса. Все относящиеся к нему толщи, и в первую очередь офиолиты, сильно дезинтегрированы и меланжированы. Обоснованию их возраста и особенностям строения посвящен целый ряд публикаций [1, 21, 27, 28].

Девонские офиолиты обнажаются преимущественно к северу от сдвига Дарбут, где слагают пояс шириной 1–4 км, который протягивается на 100 км непосредственно вдоль сдвига и состоит из одной или (чаще) нескольких тектонических пластин, погружающихся под средними углами к северо-западу, как, например, в районе хромитового рудника Сарытогай (см. рис. 8).

В Сарытогайском поясе разрез в разной степени меланжирован и всюду дополнительно осложнен протрузиями серпентинитов. Последовательность толщ восстанавливается по отдельным фрагментам, обнажающимся в разных пластинах. Наиболее низкое структурное положение занимают серпентинизированные гарцбургиты с линзами хромитоносных дунитов и включениями шпинелевых лерцолитов. Пироксениты и габбро встречаются только в глыбах серпентинитового меланжа. Возраст габбро – 395 ± 12 Ма (Sm–Nd изохрона) [27]. В 6 км к западу-юго-западу от рудника Сарытогай (рис. 5, разрез 9) на тектонизированные гипербазиты ложится толща спилитов и менее измененных афировых базальтов (выше 500 м), образующих многочисленные потоки. Местами отчетливо видно, что лавы "заливали" карманы в кровле гипербазитов.

Вверху толщи появляются пиллоу-брекчии, чередующиеся с прослоями радиоляриевых яшм и туфосилицитов. На них залегают неравномерно рассланцованные тефрогенные, вулканомиктовые и полимиктовые разнотекстурированные песчаники, алевролиты с прослоями туфопелитов, кремнистых туффитов и быстро выклинивающимися линзами гравелитов и конгломератов. Грубый обломочный материал выносился небольшими временными потоками, часто содержит интракласты и взломные пропластки гранулометрических тонких пород. Среди обломков много вулканитов среднего, основного и кислого состава, тефроидов, туфопелитов, туфосилицитов, встречаются кремни, реже известняки, в том числе органогенные, а также чужеродный материал – зеленые сланцы, микрокварциты и граниты. Характерны быстро выклинивающиеся по простираению офиолитокластовые свалы, состоящие из погруженных в щебнистый цемент или вытянутых блоков длиной до 10 м амфиболитов, габбро и серпентинитов, или изометричных глыб габбро, или базальтов и диабазов. Нередки катаклазированные тела $(300\text{--}700) \times (100\text{--}150)$ м порфиридных диоритов и плагиогранитов. Зафиксированы олистоплаки серых кремней и туфосилицитов с ордовикскими конодонтами *Protoranderosus* sp.

В 16 км юго-западнее эта часть разреза 9 представлена почти одними вулканитами (300–400 м), обнажающимися из-под нижнекаменноугольных отложений в ядре антиформной синклинали (рис. 6). Здесь на площади $1,5 \times 3,5$ км выше серпентинитового меланжа с глыбами спилитов распространены аквагенные грубообломочные туфы и лавобрекчии андезито-базальтов, содержащие тонкие линзы известняков, со среднедевонскими кораллами [19]. Затем следуют лавобрекчии дацитов, сменяющиеся сложным чередованием тефроидов, туфов, лав андезито-базальтов, андезитов, андезито-дацитов. Все перечисленные образования слагали сравнительно небольшой эруптивный центр, поставивший вулкано- и эпикластическую в разрезе предыдущего типа. Продукты извержений преимущественно среднего состава были несогласно перекрыты толщей (350–400 м) базальтовых, реже андезито-базальтовых порфиритов, прослоенных маломощными горизонтами и линзами яшм, яшмокварцитов, реже зеленоватых кремней и мелкообломочных кремнистых брекчий. В яшмах и кремнях много радиолярий. Из кремнистой линзы внизу толщи определены фаменские конодонты [1]. Ближе к руднику Сарытогай строение этой толщи сильно меняется: основные вулканиты образуют невыдержанные по простираению изоли-

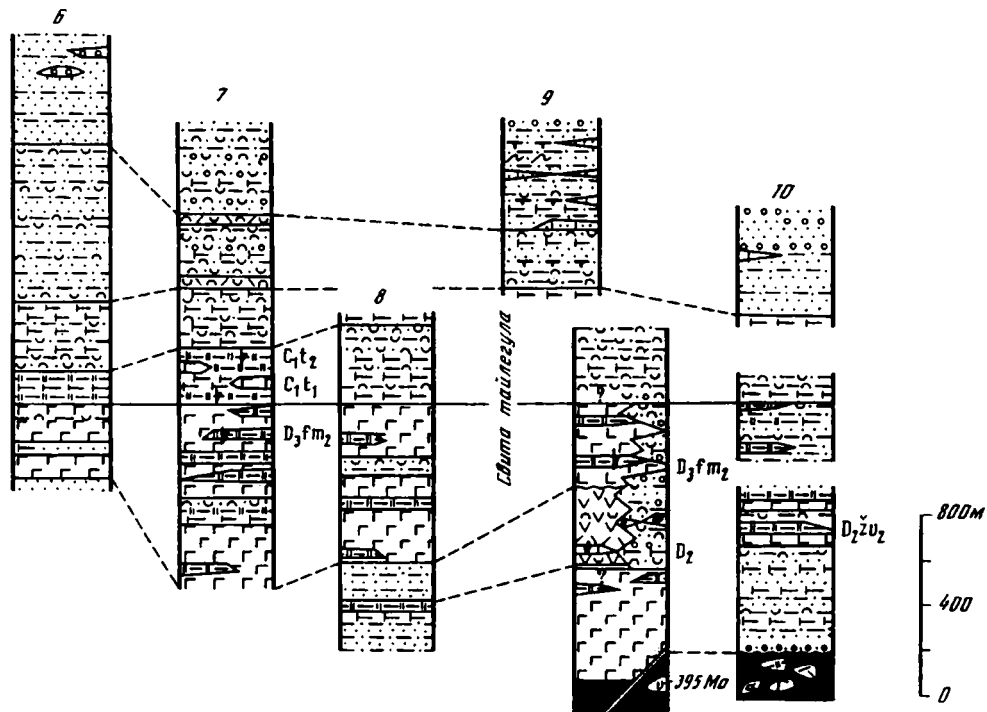


Рис. 5. Разрезы Дарбутовской зоны Западной Джунгарии (расположение см. на рис. 3)

v, α – глыбы габбро и амфиболитов в серпентинитовом меланже. Остальные условные обозначения см. на рис. 4

Fig. 5. Stratigraphic columns of the Darbut zone, West Junggar (their position see fig. 3). All symbols are the same as in fig. 4

v, α – gabbro and amphibolite blocks in serpentinite melange

рованные потоки, часто сложенные шаровидными или миндалекаменными лавами, которые переслаиваются с довольно кислыми тефроидами, эдафогенными песчаниками, гравийными брекчиями оползневого типа, туфопелитами. Между лавовыми потоками и в их кровле обычно залегают яшмовидные породы.

Гораздо более мощный разрез самой верхней толщи, выделяемой как свита тайлегула, находится в другой узкой полосе выходов, которые с перерывами протягиваются от района пос. Хату до долины р. Дагун (см. рис. 3, разрезы 7, 8 соответственно). К западу от Хату в ядре крупной веерообразной антиклинали, осложненной мелкими складками и разрывами, обнажаются разнообразные базальты (массивные афировые, с шаровой и подушечной отдельностью, миндалекаменные), гиалокластиты, силлы диабазов, многочисленные прослои и линзы кремней, туфосилицитов, туфитов, изредка тефрогенных песчаников кислого состава. Видимая мощность этой части разреза превышает 800 м (см. рис. 5, разрез 7). Выше выделяется существенно кремнистая пачка (0–250 м), состоящая из радиоляриевых яшм, кремней, глинистых яшм, кремнистых туфитов и содержащая единичные потоки базальтов. В ней были найдены конодонты нижнего и верхнего турне (*Scaliognathus* sp., *Polygnathus* sp., *Hindeodus cristulus* Jounq. et Miller.), а ниже по разрезу – верхнего фамена (*Palmatolepis* cf. *minuta* Br. et Mehl, *P.* cf. *gracilis sigmoidalis* Ziegl.).

Приведенные на рис. 5 разрезы наглядно демонстрируют характер изменений в

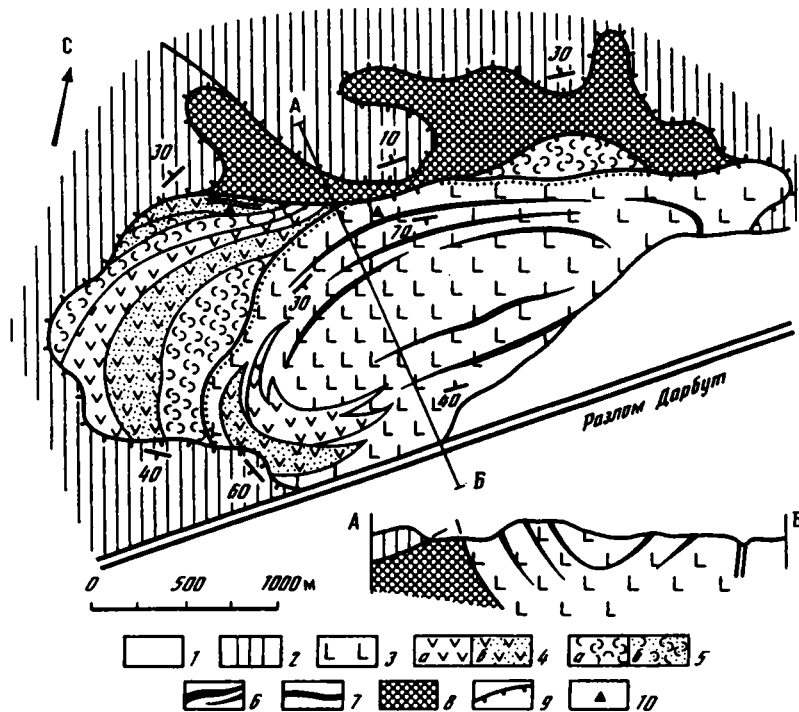


Рис. 6. Геологическое строение юго-западного участка разреза 9 (см. рис. 3, 5)

1 – кайнозойские осадки; 2 – нижнекаменноугольные отложения; 3–5 – вулканогенный комплекс среднего–верхнего девона: 3 – базальты, 4 – андезито-базальты (а), их туфы и тефроида (б), 5 – андезиты, андезито-дациты (а), туфы андезитов и лавобрекчии дацитов (б); 6 – кремни, яшмы и яшмокварциты; 7 – линзовидный прослой известняков; 8 – серпентинитовый меланж; 9 – подошвы тектонических пластин; 10 – места находок фауны

Fig. 6. Geological map of area to SW from column 9 (see fig. 3, 5)

1 – Cenozoic sediments; 2 – Lower Carboniferous sediments; 3–5 – Middle–Upper Devonian volcanic complex: 3 – basalts, 4 – basaltic andesites (a), their tuffs and tephroids (b), 5 – andesites, dacites (a), andesitic tuffs and dacitic breccia (b); 6 – cherts, jaspers, quartzites; 7 – limestone lens; 8 – serpentinite melange; 9 – base of overthrusts; 10 – fossil points

строении девонских толщ с северо-запада на юго-восток, вкрест господствующего простирания пород Дарбутской зоны. Разрез 9 отвечает полосе максимального развития ниже-среднедевонских офиолитов и связанных с ними вулканитов, разрезы 7, 8 – поясу базальтоидов и кремнистых осадков верхнего девона – турне. С удалением в обе стороны от этих поясов вулканиты либо почти полностью исчезают, либо их количество резко уменьшается, и сокращается мощность соответствующих толщ. Так, спилиты из самой нижней части разреза 9 выклиниваются на расстоянии менее 10 км по направлению к разрезу 8, где среди мелкообломочных пород встречен лишь пласт слоистых яшм (13 м), отвечающий верхам спилитовой толщи. В разрезе 10 на серпентинитовом меланже с размывом залегают граувакки, переслаивающиеся с пестро окрашенными кремнистыми туффитами. Глыбы и блоки в меланже состоят из базальтов разного сложения и в разной степени измененных, диабазов, осадочных и гидротермальных яшм, плагифиоров, реже габбро и гранатовых амфиболитов. Возраст этих пород неизвестен; скорее всего, образование меланжа произошло в конце раннего девона.

В основании перекрывающего разреза местами сохранились маломощные линзы

Рис. 7. Положение базальтоидов Дарбута на диаграмме Zr–Ti–Sr

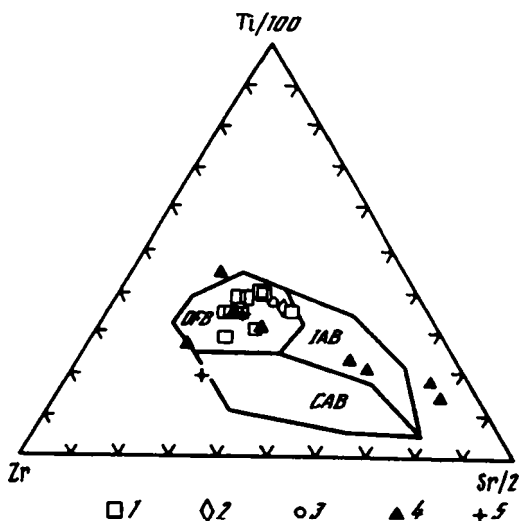
OFB – базальты океанического дна, IAB – островодужные толеиты; CAB – известково-щелочные базальты [25]

1–3 – Хату-Дагунский пояс: 1–3 км к западу от пос. Хату, 2 – 9 км к северо-востоку от пос. Хату, 3 – долина Дагун; 4 – район рудника Сарытогай; 5 – 15 км к запад-юго-западу от г. Карамай (3–5 – нанесены по аналитическим данным, взятым из работы [28])

Fig. 7. Zr–Ti–Sr diagram for Darbut basalts

OFB – ocean floor basalts, IAB – island arc toleites, CAB – calc-alkaline basalts [25]

1–3 – Hatu-Dagun belt (1–3 km to the west from Hatu, 2 – 9 km to the north-east from Hatu, 3 – Dagun valley); 4 – Sartuohay mine; 5 – 15 km WSW from Karamay city. 3–5 – using data from [28]



дресвяников, сложенных давленными габбро-норитами или офикальцитами. Литические обломки в граувакках представлены разнообразными базальтами, в гораздо меньшей мере кислыми вулканитами и туфопелитами. Выше появляются небольшие пачки мелкозернистых тефроидов кислого–среднего состава и редкие маломощные потоки андезито-базальтов, в кровле которых обычно находятся частично перекристаллизованные яшмы, содержащие конодонты *Polygnathus varcus* Stauf., *P. ex gr. angustidiscus* Youngq ($D_2\dot{z}v_2$). В разрезе 9 сильно редуцирована по сравнению с разрезами 8 и 7 верхняя, кремнисто-базальтовая, толща (свита тайлегула D_3-C_1t). Далее к югу в свите тайлегула присутствуют лишь маломощные горизонты радиоляриевых яшм и кремней. Количество базальтоидов также сокращается и в другом направлении от Хату-Дагунского пояса позднедевонского магматизма (сравните разрезы 7 и 6).

Вкрест простираения девонских толщ наряду со степенью насыщенности их магматическими продуктами заметно меняется и химический состав последних. Так, все проанализированные вулканиты Хату-Дагунского пояса относятся к толеитовым базальтам типа N-MORB (наши данные, а также [28]), тогда как среди одновозрастных основных пород Сарытогайского пояса встречаются лавы с характеристиками островодужных толеитов, базальтов океанических островов или E-MORB [28], а также трахибазальты и трахиандезито-базальты. Геохимические различия между позднедевонскими вулканитами этих двух поясов особенно наглядно видны на рис. 7: толеиты Хату-Дагунского пояса кучно сконцентрированы в поле OFB, базальтоиды же Сарытогайского пояса в основном разбросаны за его пределами. Аналогичная картина существовала, по-видимому, и в ранне-среднедевонскую эпоху. Спилиты главного тогда Сарытогайского вулканического пояса по своему составу близки к стандартным базальтам MORB, будучи несколько смещены на диаграмме AFM в сторону линии раздела толеитовой и известково-щелочной серии [1]. Южнее, примерно в 15 км к запад-юго-западу от г. Карамай, среднедевонские(?) пиллоу-лавы частично относятся к трахиандезито-базальтам и щелочным базальтам [28] и на диаграмме Zr–Ti–Sr дают такой же разброс, как и позднедевонские базальтоиды Сарытогайского пояса (см. рис. 7).

Разрез Дарбута завершается флишеподобной серией нижнего – низов(?) среднего карбона (свиты баогуту и сибейкуласи, не менее 3000 м), которая часто с постепенным переходом надстраивает пестроцветные преимущественно кремнистые

осадки турне и состоит из полимиктовых и вулканомиктовых песчано-алевролитовых пачек, перемежающихся с кремнистыми туффитами, туфопелитами и содержащих остатки брахиопод, кораллов, мшанок и редкие отпечатки каламитовой флоры [21, 28 и др.]. Самый распространенный цвет пород – темно- и зеленовато-серый. Вдоль Хату-Дагунского пояса базальтоидов в низах серии довольно много псаммитовых и гравийных тефроидов кислого состава (см. рис. 5, разрез 7), отложенных непротяженными автокинетическими потоками, в которых наряду с интракластами относительно глубоководных туфопелитов, служивших здесь "фоном" осадконакопления, нередко попадал окатанный обломочный материал, возникший в прибрежной обстановке. Встречаются прослои разнотермных кислых туфов, накопившихся в водной среде недалеко от центров извержения. Последние существовали, вероятно, в виде миниатюрных конусов, которые очень быстро размывались. Резургентный материал в сохранившихся от них туфах представлен обломками гипабиссальных гранитоидов и кислых субвулканитов.

К северо-западу и юго-востоку от Хату-Дагунского пояса туфы исчезают из разрезов, заметно сокращается количество тефроидов, их гранулометрия уменьшается до тонкозернистой фракции. В юго-восточном направлении появляются сначала горизонты ритмично наложенных известковистых песчаников, замещающихся органично-детритовыми калькаренидами, а затем линзы известняков. В разрезе 10 (см. рис. 5) преобладают незрелые турбидиты (флуксотурбидиты) с полимиктовым обломочным материалом, грубость которого возрастает снизу вверх. Его составляют продукты местного перемыва, в меньшей степени различные вулканиты, кремнистые породы и известняки.

Севернее пос. Хату рассматриваемая часть разреза также в целом построена регрессивно, но при этом полностью лишена известняков и имеет наибольшую мощность при наименьшем содержании грубозернистых пород (см. рис. 5, разрез 6). Здесь широко распространены, особенно внизу, тонкослоистые турбидиты с большой долей кремнистых осадков, представляющие дистальные фации долинно-веерных систем. Вверх по разрезу увеличивается роль отложений зерновых и пастобразных потоков и более грубых турбидитов с небольшими линзами мелкообломочных внутриформационных конгломератобрекчий (канальные фации).

Нижне-среднекаменноугольные толщи накапливались в довольно обширном прогибе, куда поступали значительные массы обломочного материала. Самая глубокая, осевая часть прогиба, наиболее удаленная от источников сноса, находилась несколько северо-западнее Хату-Дагунского вулканического пояса, активность которого после паузы в турне проявилась лишь в спорадических поставках сравнительно небольших объемов кислого пирокластического материала. Его источники находились в нижней, бескарбонатной части пологого южного склона этого прогиба, в верхней же части, изобиловавшей отмелями и островами, временами происходила карбонатная седиментация.

Следует отметить, что наиболее ранняя генерация разрывно-сложчатых дислокаций на всей территории от разреза 6 и почти до разреза 9 (см. рис. 3) имеет нетипичную для региона северную vergentность и возникла, вероятно, в результате общего смещения склоновых осадков после их литификации в сторону оси флишоподного прогиба. На рубеже раннего и среднего карбона слагавшие его толщи были интродуцированы небольшими малоглубинными телами диоритов, гранодиоритов и их жильной серией, которые группируются в основном вдоль юго-восточного борта прогиба (см. рис. 3) и по своим петрохимическим особенностям принадлежат к I типу. Rb-Sr изохронный возраст одного из тел в этой полосе равен 322 млн лет [14].

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ТРАНСФОРМНОЙ ЗОНЫ В ЗАПАДНОЙ ДЖУНГАРИИ. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ С ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМОЙ

Из приведенного материала следует, что Дарбутская трансформная зона возникла в раннем девоне одновременно с Барлык-Каиндинской островной дугой. Заложение трансформы, так же как и островной дуги, произошло на дислоцированном к тому времени каледонском комплексе. Последний сохранился внутри трансформы только на западе, в месте сочленения ее с преддуговой аккреционной призмой, где образовал тектонический "порог". Строение этого порога неоднократно усложнялось движениями в трансформной зоне¹. Наиболее ранние из них привели к появлению коры океанического типа, которая вдоль юго-восточной границы зоны (в современном выражении) была меланжирована уже, возможно, в конце раннего девона (см. рис. 5, разрез 10). Здесь начались, как можно судить по отдельным небольшим фрагментам в серпентинитовом меланже, первые излияния шаровых и подушечных основных лав, сопровождавшиеся появлением гиадокластитов, яшм и других кремнистых пород, плагиофиров.

Несколько позже (одновременно(?) с меланжированием) зона магмовыведения сместилась к северо-западу, образовав Сарытогайский офиолитовый пояс, в пределах которого непосредственно на гипербазитах стали накапливаться спилиты (см. рис. 5, разрез 9), отличающиеся от стандартных базальтов MORB повышенной щелочностью, возникшей за счет натрового метасоматоза. Примерно в это же время в конце раннего—начале среднего девона в ближайших к трансформе разрезах островной дуги появилась ассоциация субщелочных базальтоидов и яшм (см. рис. 4, разрез 3, 4), не характерная для островодужных обстановок, в особенности для фронтальных частей дуг. Очевидно, здесь, в Западной Джунгарии, такая аномалия была вызвана активным влиянием Дарбутской трансформы, по отношению к которой смежные участки Барлык-Каиндинской и Майлишань-Балхашской островодужных систем служили фланговой зоной растяжения и проницаемости для магматических расплавов, генетически связанных с трансформной зоной.

В следующий сравнительно короткий период ситуация в области сопряжения дуга—трансформа становится в некотором смысле противоположной: в Сарытогайском поясе Дарбутской зоны над офиолитовым разрезом возникают небольшие, размером в первые километры, подводные эруптивные центры островодужного типа, которые поставляли разнообразный вулканический материал (с большой долей пирокластики) преимущественно среднего состава (см. рис. 6). Таким образом, в раннем—среднем девоне имела место взаимная интерференция разных — трансформных и островодужных — геодинамических условий магматической деятельности, что было связано, по-видимому, с чередованием в области сопряжения тектонических режимов растяжения и сжатия. В дальнейшем такой интерференции больше не было: в трансформной зоне преобладала обстановка растяжения, а во внешних зонах островодужной системы — сжатия.

В позднем девоне, скорей всего в фамене, внутри трансформы произошло новое скачкообразное смещение ("джампинг") магматически наиболее активной зоны — ближе к островной дуге формируется Хату-Дагунский пояс основных вулканитов (см. рис. 3, 5, разрезы 7, 8), петрохимически наиболее близких среди всех базальтоидов региона к типично океаническим толеитам. Однако к офиолитам их вряд ли можно отнести, поскольку с нижними членами офиолитовой ассоциации они были пространственно разобщены (сравните разрезы 8 и 9, рис. 5). В Сарытогайском

¹ К югу от разлома Дарбут несколько западнее меридиана г. Толи в серпентинитовый меланж, сформировавшийся, по нашим данным, в среднем ордовике на рубеже лландейло и карадока, были закатаны средне-верхнедевонские (дофаменские) радиолариты и гастроподовые известняки [21].

вулканическом поясе, ставшем фланговым по отношению к осевому Хату-Дагунскому, выше офиолитов и надстроившей их квазиостроводужной толщи образовался лишь сильно редуцированный и не выдержанный по простиранию разрез основных лав (см. разрез 9 на рис. 5; рис. 6), среди которых встречаются субщелочные разности и породы с характеристиками островодужных толеитов.

В Хату-Дагунском вулканическом поясе, располагавшемся вдоль Дарбутской трансформы скорее всего эшелонированно, накопление толеитов N-MORB типа прекратилось в основном на рубеже D_3fm-C_{1t} . Только на отдельных участках оно продолжалось с небольшой интенсивностью в начале турне (см. рис. 5, разрез 7). Синхронные проявления вулканизма в смежных районах островодужной системы в конце девона–начале карбона были редки и имели исключительно кислый состав (см. рис. 4, разрез 4). В эпоху затухания вулканической активности островной дуги (первая половина раннего карбона) вдоль Хату-Дагунского пояса трансформы спорадически и очень кратковременно функционировали лишь маленькие изолированные конусы, поставлявшие на дно формировавшегося флишеидного прогиба кислую широкластическую.

Дарбутская трансформная зона в течение девона – главной стадии своего существования – состояла из продольных или косо ориентированных троговых долин, скачкообразно мигрировавших в сторону островодужной системы и заполнявшихся преимущественно основными лавами и связанными с ними кремнистыми, а также эдафогенными разнообломочными осадками. В современной структуре они выделяются как офиолитовые или вулканические пояса. О наличии тектонических уступов, ограничивавших или осложнявших бывшие троговые долины, свидетельствуют горизонты седиментационных брекчий с неокатанными, щебнистыми обломками базальтов либо кремней, которые в виде талуса накапливались у подножий подводных уступов. Встречаются, как в разрезе 9 (см. рис. 3, 5), крупноглыбовые офиолитокластовые свалы. В Сарытогайском офиолитовом поясе среди эдафогенных отложений присутствуют также в единичном количестве глыбы микрокварцитов (рис. 8), зеленых сланцев, обломки гранитов, олистоплаки ордовикских кремней. Очевидно, все они принадлежали каледонскому комплексу, который в виде "застывших" мелких блоков и линз обнажался вдоль тектонических уступов, обрамлявших некогда Сарытогайский трог, впоследствии фрагментированный на ряд надвиговых пластин и превращенный в офиолитовую сутуру.

Одновременно с прекращением вулканической активности на месте Дарбутской трансформы начал формироваться асимметричный флишеидный прогиб, просуществовавший до начала среднего карбона включительно. Ось прогиба располагалась несколько северо-западнее Хату-Дагунского трога, ближе к крутому и узкому северному борту. Этот борт хорошо трассируется в северо-западном крыле разлома Майли (см. рис. 3) обвально-оползневыми горизонтами с валунами и олистолитами различных известняков, являющимися продуктами разрушения существенно карбонатного разреза ($C_{1v}-C_2$), который получил распространение вдоль края закончившей свое развитие вулканической дуги. Юго-восточный склон флишеидного прогиба был гораздо более широким и пологим, чем северо-западный, имел сложный профиль, изобиловал островами, покрытыми флорой, и отмелями с быстро размывавшимися небольшими карбонатными банками.

Внедрение малоглубинных диоритов (C_{1-2}) было последним "всплеском" магматической активности Дарбутской зоны. В первой половине среднего карбона закончился и конседиментационный этап ее развития. Вскоре после этого все толщи, включая более северные островодужные разрезы, были смяты, расчешуены и надвинуты в южном направлении. О возникшем структурном стиле на месте бывшей трансформы дает представление рис. 8. Первоначальные границы трансформной зоны, менявшиеся в ходе ее развития, были либо уничтожены, либо превратились в над-

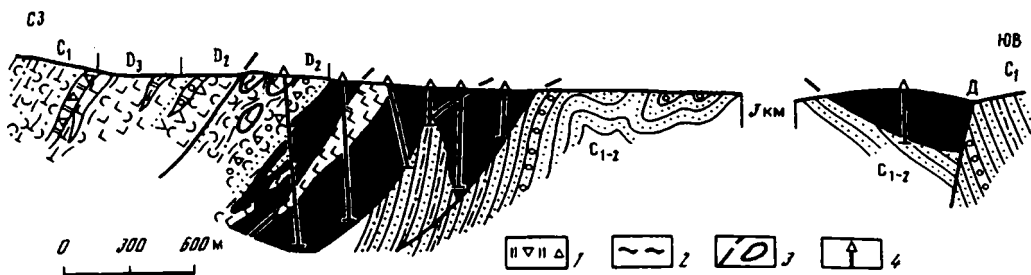


Рис. 8. Геологический профиль через рудник Сарытогай. Составлен с использованием данных работ [20, 29]

1 – кремнеобломочная эдафогенная брекчия; 2 – пестроцветно-слоистые перемятые кварциты (О?); 3 – тектонические границы (Д – разлом Дарбут); 4 – скважины
Остальные условные обозначения см. на рис. 4

Fig. 8. Geological cross-section through Sartuohay mine (it was compiled using database of [20, 29])

1 – siliciclastic breccia; 2 – particoloured folded quartzites (O?); 3 – tectonic boundaries (blocks are shown without scale, Д – Darbut fault); 4 – boreholes
Other symbols are the same as in fig. 4

виги, большая часть которых приобрела впоследствии крутое залегание. Появившаяся в самом конце палеозоя серия левых сдвигов в целом следует вдоль древней трансформы, хотя отдельные разломы имеют кососекающее положение. Их реактивизация на неотектоническом этапе повлияла на формирование современного рельефа Западной Джунгарии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как уже было неоднократно отмечено, Дарбу́тская трансформа является восточным, наиболее важным для понимания межплитных процессов отрезком Трансджунгарской зоны. Западный, Бороталинский, отрезок существенно отличается от восточного (см. рис. 2, колонки 17 и 18). Он пересекает в основном пассивную окраину Северо-Тяньшаньского варисского массива, представленную склоновыми и шельфовыми комплексами, которые залегают на докембрийском фундаменте более древнего Илийского микроконтинента (см. рис. 2, колонки 1,10). Бороталинская зона является энсиалической грабенообразной асимметричной структурой с хорошо выраженным северным бортом. Ее наиболее прогнутая осевая часть смещена к югу. Разрезы девона и турне существенно осадочные, в них преобладают алевролиты, глинистые сланцы, много кремнистых пород, туффов, встречаются полимиктовые песчаники, известняки, конгломераты с галькой кварцитов. В разных местах на разных стратиграфических уровнях, начиная с самых верхов нижнего девона, установлены небольшие пачки и линзы вулканогенных пород среднего и кислого состава [3, 13]. Базальтоиды, столь характерные для Дарбу́тской зоны, не известны. Нет и мощной толщи нижнекаменноугольных флишoidов. Вместо нее на востоке распространены кремнистые алевролиты и яшмовидные породы с прослоями конгломератов и линзами известняков (C_1V-S_1). В западном направлении они замещаются мелководным карбонатно-терригенным разрезом. Вблизи Джунгарских Ворот вдоль Сандыктас-Чулакского граничного разлома протягивается, судя по данным В.С. Войтовича [2], олистостром с отторженцами карбонатной толщи (C_{1-2}), перекрывавшей до своего разрушения крутой северный борт Бороталинского прогиба (см. рис. 3).

Таким образом, Трансджунгарская зона имела неоднородное строение. В целом она представляла собой морфологически отрицательную поперечную структуру первого порядка, полностью отвечая понятию "демаркационный разлом", введенному Ю.М. Пушаровским [8]. Эта зона на большом протяжении служила трансформной границей, затем пересекала океаническую плиту и продолжалась, постепенно затухая, в пределы соседней плиты с континентальной корой. Существовала Трансджунгарская зона в том или ином виде не менее 100 млн лет с раннего девона по крайней мере до середины среднего карбона, а местами, по-видимому, и до конца этой эпохи. Так, на западе Джунгаро-Балхашской плиты она отделяла на протяжении всего среднего карбона область накопления мелководных и наземных моласс на севере от морского бассейна с флишеподобными разрезами на юге (см. рис. 2, колонки 2, 11).

Подводя итоги изложенным данным, еще раз остановимся на особенностях строения и развития трансформного сегмента Трансджунгарской зоны, изученного в Западной Джунгарии.

1. Трансформа соединяла далеко отстоявшие друг от друга две разновозрастные островодужные системы и была магматически активна, пока продолжалась вулканическая деятельность в сопряженных с нею островных дугах.

2. Трансформная зона служила границей варисской океанической плиты и каледонского консолидированного массива.

3. Трансформа имела новообразованную кору океанического типа, однако в области сочленения с островодужной системой присутствуют тектонические клинья и блоки более древнего субстрата в виде аккреционного комплекса каледонид.

4. Магматическая активность трансформной зоны была обусловлена геодинамической обстановкой преобладающего растяжения (transension), которая обеспечила поступление на поверхность морского дна базальтовых расплавов. В раннюю стадию существования зоны формировался офиолитовый разрез с накоплением основных лав часто непосредственно на гипербазитах.

5. Осевые зоны магмовыведения трансформы с течением времени скачкообразно смещались в сторону островодужной системы. При этом происходила общая эволюция базальтовых расплавов от обогащенных и субщелочных до толеитов типа N-MORB.

6. Для области сопряжения трансформы и островной дуги характерна частичная взаимная интерференция разных геодинамических обстановок с появлением в каждой из структур вулканитов, более типичных для соседнего структурно-формационного комплекса.

7. В магматически активный период своего развития трансформная зона имела, вероятнее всего, рифтоподобную морфоструктуру. На более поздней стадии вдоль нее сформировался асимметричный флишеподобный прогиб, самая глубокая часть которого располагалась ближе к крутому приостроводужному борту.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 96-05-65014).

ЛИТЕРАТУРА

1. Аристов В.А., Моссаковский А.А., Поспелов И.И. и др. Офиолитовые ассоциации Западной Джунгарии (КНР) // Докл. РАН. 1993. Т. 332, № 6. С. 746–751.
2. Войтович В.С. Природа Джунгарского глубинного разлома. М.: Наука, 1969. 191 с.
3. Геология и металлогения Джунгарского Алатау. Алма-Ата: Наука, 1966. 255 с.
4. Дегтярев К.Е., Ступак А.Ф., Якубчук А.С. Девонские офиолиты Джунгарского Алатау (Южный Казахстан) // Докл. РАН. 1993. Т. 333, № 1. С. 63–65.

5. Ермолов П.В., Степанец В.Г., Сештов Н. Офиолиты Казахстана: (Путеводитель экскурсии между-народного рабочего совещания по проекту "Офиолиты"). Караганда, 1990. 67 с.
6. Мазарович О.А., Барсков И.С., Борисенко В.И. и др. Северный Синьцзян в системе палеозоид Центральной Азии. 1. Общая характеристика и вопросы стратиграфии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70, вып. 6. С. 3–21.
7. Мазарович О.А., Барсков И.С., Борисенко В.И. и др. Северный Синьцзян в системе палеозоид Центральной Азии. 2. Вопросы тектоники и магматизма // Там же. 1996. Т. 71, вып. 4. С. 26–40.
8. Пуцаровский Ю.М. Демаркационные разломы в океанах как особая категория тектонических разделов // Докл. РАН. 1994. Т. 335, № 5. С. 616–620.
9. Руженцев С.В., Поспелов И.И., Бадарч Г. Тектоника Барунхурайской котловины Монголии // Геотектоника. 1992. № 1. С. 94–110.
10. Самыгин С.Г. Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана. М.: Наука, 1976. 204 с.
11. Самыгин С.Г. Карбогинский тектонический покров в хребте Тарбагатай (Восточный Казахстан) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262, № 2. С. 426–430.
12. Тектоника Казахстана. М.: Наука, 1982. 139 с.
13. Филатова Н.И., Буш В.А. Герцинские геосинклинальные структуры Джунгарского Алатау // Геотектоника. 1965. № 3. С. 49–60.
14. Чи Цзиньин, Шен Юаньчао. Магматизм и эволюция Джунгарского среднепалеозойского бассейна (КНР) // Там же. 1992. № 5. С. 107–111.
15. Cai W. Preliminary study of plate tectonics of northern East Junggar in Xinjiang Uygur autonomous region // Contrib. Project Plate Tectonics Northern China. 1986. N 1. P. 1–26. Кит., англ. абстр.
16. Carroll A.R., Liang Y., Craham S.A. et al. Junggar basin, northwest China: Trapped Late Paleozoic ocean // Tectonophysics. 1990. Vol. 181, N 1/4. P. 1–14.
17. Casey J.F., Elthon D.L., Siroky F.X. et al. Geochemical and geological evidence bearing on the origin of the Bay of Islands and Coastal Complex ophiolites of western Newfoundland // Ibid. 1985. Vol. 116, N 1/2. P. 1–40.
18. Elthon D.L., Karson J.A., Casey J.F. et al. Geochemistry of diabase dikes from the Lewis Hills Massif, Bay of Islands ophiolite: Evidence for partial melting of oceanic crust in transform faults // Earth and Planet. Sci. Lett. 1986. Vol. 78, N 1. P. 89–103.
19. Feng Y. Special features of the sedimentary assemblages and polycyclic development of the Western Junggarian eugeosynclinal foldbelt // Bull. Xi'an Inst. Geol. Miner. Resour. 1985. N 10. P. 29–42. Кит., англ. абстр.
20. Feng Y., Zhang Y., Huo Y. Tectonic evolution of the western part of Northern Xinjiang // Contrib. Project Plate Tecton: Northern China. 1983. N 1. P. 17–33. Кит., англ. абстр.
21. Feng Y., Coleman R.G., Tilton G., Xiao X. Tectonic evolution of the West Junggar region, Xinjiang, China // Tectonics. 1989. Vol. 8, N 4. P. 729–752.
22. Han B. The Middle Devonian bimodal association of volcanic rocks in the northern area of East Junggar, Xinjiang // Acta geol. sinica. 1991: Vol. 65, N 4. P. 315–328.
23. Han B. Properties and tectonic environments of Late Devonian volcanic rocks in Akenawa Hills, Xinjiang // Acta petrol. et miner. 1993. Vol. 12, N 3. P. 193–204. Кит., англ. абстр.
24. Li J., Xiao X., Tang Y., Zhao M. Main characteristics of Late Paleozoic plate tectonics in the southern part of East Junggar, Xinjiang // Geol. Rev. 1990. Vol. 36, N 4. P. 305–316. Кит., англ. абстр.
25. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 19. P. 290–300.
26. Wilson J.T. A new class of faults and their bearing on continental drift // Nature. 1965. Vol. 207. P. 343–347.
27. Zhang C., Huang X. The ages and tectonic settings of ophiolites in West Junggar, Xinjiang // Geol. Rev. 1992. Vol. 38, N 6. P. 509–524. Кит., англ. абстр.
28. Zhang C., Zhai M., Allen M.B. et al. Implications of Palaeozoic ophiolites from Western Junggar, NW China, for the tectonics of central Asia // J. Geol. Soc. London, 1993. Vol. 150. P. 551–561.
29. Zhao Z., Zhou L., Huang T., Zhang J. The tectonic condition and the characteres of spacial distribution of the ultrabasic rock bodies, Western Junggar, Xinjiang // Bull. Xi'an Inst. Geol. Miner. Resour. 1985. N 10. P. 43–54. Кит., англ. абстр.

*S.G. Samygin, S.V. Ruzhentsev, I.I. Pospelov,
A.A. Mossakovsky, T.T. Sharkova, V.A. Aristov*

VARISCAN JUNGGAR TRANSFORM ZONE: AN EXPERIENCE OF REVELATION

ABSTRACT

Paleotransform zone included in the system "arc-transform-arc", its structural and evolutionary peculiarities are first considered for the Central Asian fold belt. It was detached by space- and time-analysis of different complexes among Variscan structures of Junggar region and adjacent areas. The paleotransform was formed as the longer segment of the Trans-Junggar discordant zone extending SW-NE for more than 600 km and 20–50 km wide. During the Early Devonian – earliest Middle Carboniferous it cut the passive margin of North Tien Shan continental plate and the part of Junggar-Balkhash oceanic plate following farther to NE as the boundary between the latter and Caledonian Chingiz – Tarbagatay consolidated massif. Transform segment truncates all NW-trending structures and links to convergent boundaries of Junggar-Balkhash plate which are represented as in the west so in the east of transform by coexisted and far removed from each other SW-facing (oceanward) island arcs. Paleotransform had a newly formed oceanic crust and was volcanic active simultaneously with activity of conjugated volcanic arcs. The predominant tectonic tension caused impulsive intrusion and effusion of basalt meltings within rift-like transform zone during the whole Devonian. Volcanic belts of basic rocks jumped with time in the west from SE to NW towards island arc. The zone was asymmetric across, at the late stage (C_{1-2}) including elongated depression of flyshoid basin with steep north-western border. Small intrusions of L-type diorites invaded the zone at the beginning of the Middle Carboniferous. By the end of the Carboniferous all the rock assemblages were deformed, imbricated and overthrust southward. Later a series of sinistral strike-slip faults developed along older transform zone. These faults are again active during neotectonic stage influencing the mountain relief formation.

*Т.Н. Хераскова, С.В. Дубинина,
А.Р. Орлова, Е.А. Сereжникова*

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ АККРЕЦИОННЫЙ КОМПЛЕКС СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (ВОСТОЧНОЕ ПРИСОНКУЛЬЕ)

ВВЕДЕНИЕ

Структура каледонид Тянь-Шаня расшифрована далеко не полностью. Это объясняется как ее исключительной сложностью, так и тем, что она была частично разрушена во время интенсивных геодинамических процессов, имевших место в течение позднего палеозоя и в мезозое–кайнозое. Между тем без понимания структуры невозможно создать общую геодинамическую модель развития каледонид как Тянь-Шаня, так и Центральной Азии.

В последние годы обнаружены остатки ископаемой фауны в различных толщах Северного Тянь-Шаня, относимых ранее к докембрию, уточнен возраст многих толщ раннего палеозоя [4, 5, 7, 9–12, 14, 15], а благодаря развитию идей мобилизма в отдельных участках выявлена покровно-складчатая структура каледонид Тянь-Шаня [1, 5, 8, 11]. Все это заставляет вновь вернуться к комплексному изучению ключевых районов Северного Тянь-Шаня. Одним из таких районов является Восточное Присонкулье (рис. 1), выбранное нами для постановки комплексных стратиграфических (С.В. Дубинина, А.Р. Орлова, Е.А. Сereжникова), седиментологических и структурно-геодинамических (Т.Н. Хераскова) исследований.

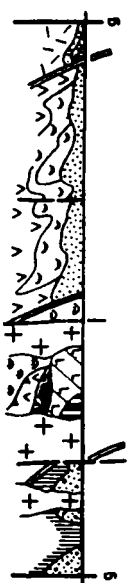
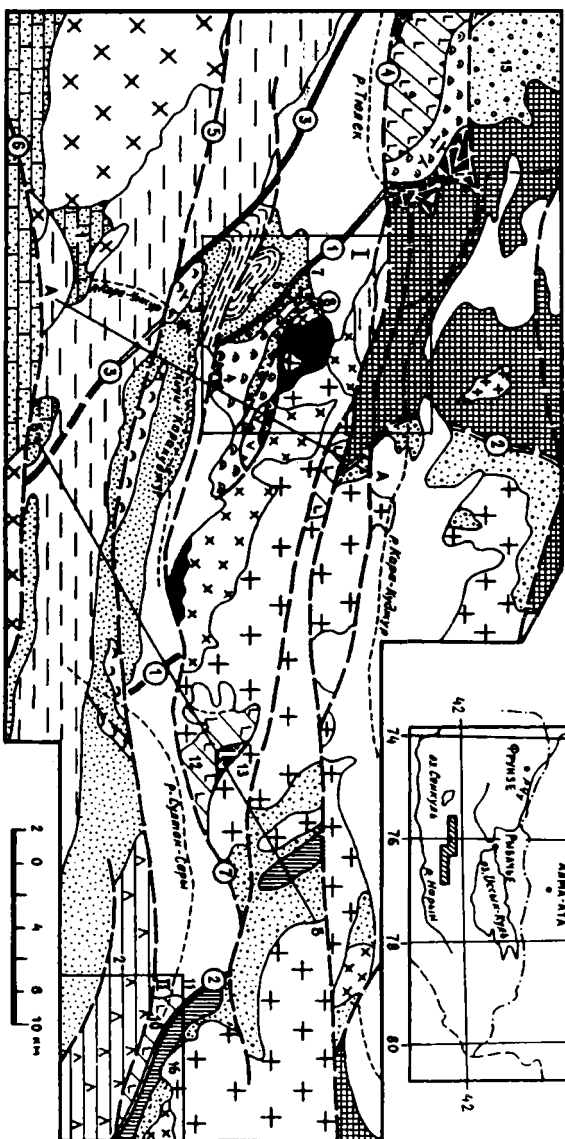
Авторы выражают глубокую признательность А.В. Миколайчуку за плодотворную ознакомительную экскурсию и предоставленные материалы.

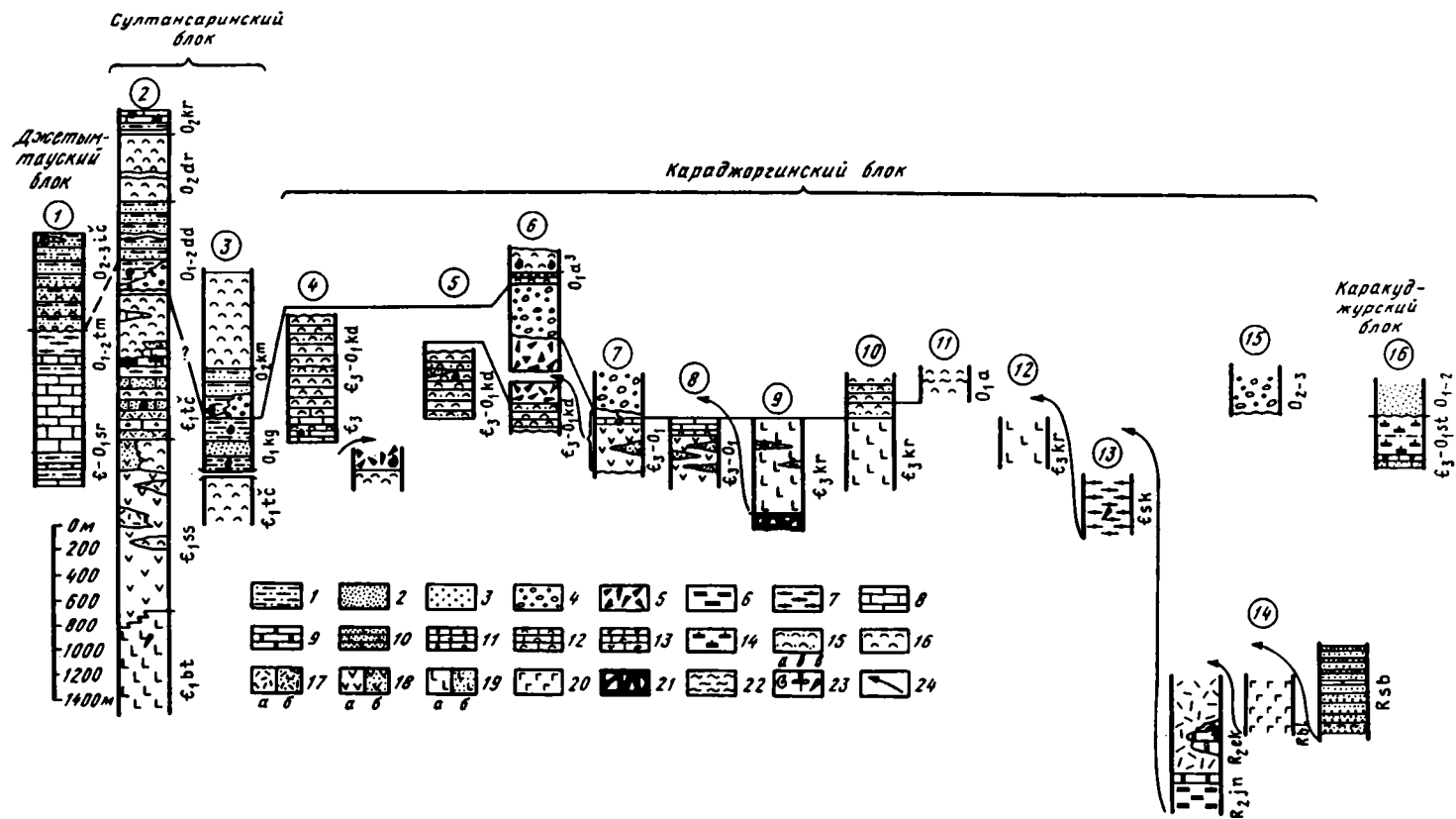
СТРОЕНИЕ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ОСОБЕННОСТИ КАЛЕДОНСКОЙ СТРУКТУРЫ

В строении рассматриваемого региона принимают участие докембрийские, нижнепалеозойские, среднепалеозойские и кайнозойские образования (см. рис. 1). Структура докембрийских и нижнепалеозойских отложений нарушена и затушевана разновозрастными гранитоидами и многочисленными разломами. Многообразные разломы мы подразделили на три типа.

Разломы первого типа имеют субширотное, "тетисное", простирание, параллельное Южно-Сонкульской ветви линии Николаева. С простиранием этих разломов совпадает также простирание впадин, выполненных средне-позднепалеозойскими отложениями. Кроме того, они смещают интрузии ордовикских гранитоидов и мезозойско-кайнозойские отложения. Все это позволяет предполагать их среднепалеозойско-кайнозойский возраст, близкий возрасту линии Николаева, по данным В.С. Буртмана [3].

Второй тип разломов выделен нами для рассматриваемого региона впервые. Это крутопадающие взбросо-сдвиги, имеющие преимущественно северо-западные





простираются, параллельные простиранию нижнепалеозойских отложений. Наиболее крупные разломы второго типа обособляют тектонические блоки или клинья, в каждом из которых нижнепалеозойские образования различаются составом и геодинамическими обстановками формирования. По всей вероятности, разломы второго типа имеют раннепалеозойский возраст. Разломы первого типа их срезают. Особенно четко это видно на востоке района (см. рис. 1), где Карагомманский разлом северо-западного простирания срезается субширотным Узунбулакским. Существование раннепалеозойских разломов северо-западного простирания и их сложные соотношения с более молодыми разломами линии Николаева было доказано ранее В.С. Буртманом [3] в более западных районах Тянь-Шаня.

К третьему типу разломов отнесены доскладчатые покровы, существование которых обнаруживается благодаря пространственному совмещению смятых в складки тектонических пластин, разделенных раннеордовикскими олистостромами или серпентинитовым меланжем.

Раннепалеозойские разломы второго типа обособляют четыре тектонических блока: Джетымтауский, Султансаринский, Караджоргинский и Каракуджурский. Рассмотрим последовательно строение каждого из вышеназванных тектонических блоков или клиньев.

Джетымтауский блок расположен на крайнем юго-западе района и ограничен с северо-востока Караункурским разломом (см. рис. 1). Нижнепалеозойские отложения здесь прорваны позднепалеозойскими гранитоидами и обнажаются лишь в небольших эрозионных окнах из-под покрова среднего палеозоя. Здесь развита ичкебашская свита среднего–позднего ордовика [14], представленная кварцевыми и вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами, реже кремнистыми туффитами и туфопелитами относительно мелководного происхождения (рис. 2, №1). За пределами рассматриваемой территории ичкебашская свита согласно перекрывает углеродистые известняки и аргиллиты шорторской свиты [4, 14] кембрия–раннего ордовика (тремадока) и относительно глубоководные углеродисто-глинистые, углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы с граптолитами тамдысуйской свиты нижнего–среднего ордовика (данные В.А. Грищенко).

Рис. 2. Схема сопоставления разрезов Восточного Присонкуля

1 – алевролиты и глинистые сланцы; 2 – мелко- и среднезернистые песчаники; 3 – крупнозернистые песчаники и гравелиты; 4 – конгломераты и туфоконгломераты; 5 – подводно-оползневые брекчии (олистостромовые горизонты); 6 – углеродисто-глинистые, углеродисто-кремнистые сланцы с примесью пирокластиков кремнекислого состава; 7 – углеродисто-кремнистые сланцы и фтаныты; 8 – известняки; 9 – доломиты; 10 – калькарены; 11 – микрофитолитовые карбонатные породы; 12 – пеплистые калькарены и кальцилиты; 13 – карбонатные брекчии; 14 – известковистые туффиты; 15 – тефроиды и туффиты, от мелко- до крупнозернистых, тефротурбидиты; 16 – тонкозернистые туффиты и туфосилициты, слагающие верхние элементы ритмов в тефротурбидитах; 17–19 – вулканогенные породы; 17 – кремнекислого состава: лавы (а), туфы (б); 18 – среднего состава: лавы (а), туфы (б); 19 – основного состава: лавы (а), туфы (б); 20 – порфиритоиды по лавам и туфам базальтового и андезито-базальтового состава, зеленые сланцы; 21 – серпентинитовый меланж; 22 – яшмы; 23 – органические остатки: скелетной фауны (а), водорослей (б), цианобактерий (в); 24 – структурные соотношения разрезов

Fig. 2. The comparison diagram of sections, Eastern Prisonkulie

1 – aleuralites and clay shales; 2 – small-grained and middle-grained sandstones; 3 – coarse-grained sandstones and gravelites; 4 – conglomerates and tuff conglomerates; 5 – submarine landslide breccias (olistostrome horizons); 6 – carbonaceous-clay and carbonaceous-siliceous shales with a touch of acid ashes; 7 – carbonaceous-siliceous shales and volcanic sandstones; 8 – limestones; 9 – dolomites; 10 – calcarenites; 11 – microphytolite limestones; 12 – calcarenites and calcilitites with a touch of ashes; 13 – carbonate breccias; 14 – limestone tuffites; 15 – fine-grained-coarse-grained volcanic sandstones and tuffites, tephroturbidites; 16 – fine-grained tuffites and tuff silicilithes making upper elements of rhythms in tephroturbidites; 17–19 – volcanic rocks: 17 – of acid composition: lavas (a), tuffs (b); 18 – of middle composition: lavas (a), tuffs (b); 19 – rocks of basic composition: lavas (a), tuffs (b); 20 – porphyritoids, green shales; 21 – serpentinite melange; 22 – jaspers; 23 – organic deposits of skeletal fauna (a), weeds (b), and cyanobacteria (v); 24 – structural correlations of sections

Строение разреза Джетымтауского блока обнаруживает сходство с разрезами одновозрастных отложений в Срединном Тянь-Шане (Чаткало-Нарынской зоне), южнее Южно-Сонкульской ветви линии Николаева. Это еще раз подтверждает относительно молодой возраст последней. Состав осадков шорторской и тамдысуйской свит (кембрий–лланвирн) Джетымтауского блока позволяет предполагать их накопление в обстановке углубленного шельфа или карбонатной платформы с континентальным основанием. Большое количество таких блоков было сформировано, по нашим данным [13, 16, 18], в результате интенсивных процессов рифтогенеза и последующего спрединга, проявившихся в венде–начале кембрия на западном крае Восточной Гондваны. На территории Тянь-Шаня наиболее крупными из них являются Таримский, Сыр-Дарьинский и Улутау-Северо-Тяньшаньский. Возможно, Джетымтауский блок принадлежал краевой части шельфа Таримского или фрагменту Улутау-Северо-Тяньшаньского микроконтинентов. Точнее судить трудно из-за сходства шельфовых фаций кембрийского времени.

Султансаринский блок расположен между Караункурским и Долонским разломами. Байдулинский и Узунбулакский среднепалеозойско-кайнозойские взбросо-сдвиги существенно нарушают его структуру (см. рис. 1). В пределах Султансаринского блока развит осадочно-вулканогенный тип разреза нижнего, возможно, нижнего–среднего кембрия, несогласно перекрытый полимиктовым флишем позднего арегинга–среднего ордовика, туфогенными и карбонатными отложениями среднего ордовика (см. рис. 2).

Детали строения Султансаринского блока видны южнее Байдулинского разлома (рис. 3). Здесь в видимом основании разреза падающей на юг моноклинали залегает бельтепшинская свита [15], предположительно раннекембрийского возраста. По данным А.В. Миколайчука, она представлена лейкократовыми низкотитанистыми пиллоубазальтами, близкими по составу островодужным толеитам. В верхах они содержат маломощные линзы кремнистых пород с остатками спикул губок раннекембрийского возраста. Вверх по разрезу бельтепшинская свита с постепенным переходом сменяется, по данным А.В. Миколайчука, султансаринской, также имеющей нижнекембрийский возраст.

Султансаринская свита образована дифференцированной серией вулканитов островодужного типа. Преобладают андезиты, дациты и их туфы. Количество последних возрастает вверх по разрезу (см. рис. 2, № 2). Завершает последовательность нижнего кембрия в Султансаринском блоке течарская свита. Эта свита с постепенным переходом сменяет вверх по разрезу султансаринскую.

Течарская свита подразделяется на две пачки. В основании нижней пачки залегают пестроцветные кристаллокластические туфы кремнекислого состава, содержащие горизонт конгломератов пляжного типа, состоящих из галек и валунов, представленных вулканитами дифференцированной серии и известняками. Матриksom служит песчанистый калькаренит. Далее вверх по разрезу чередуются известняки различных текстурных особенностей, содержащие прослои тефроидов и туффитов.

Среди известняков преобладают органогенно-обломочные калькарениты с прослоями кальцилютитов и черных фтанитоподобных кремней. Среди калькаренитов имеются прослои массивных известняков (до 5 м) с реликтами водорослевой текстуры, иногда линзы карбонатных брекчий взламывания. Спорадически наблюдаются линзы органогенных и органогенно-детритовых известняков, в которых нами обнаружено большое количество остатков раковин баззамковых брахиопод, реже гастропод. По определению Г.Т. Ушатинской, среди беззамковых брахиопод встречаются: *Palaeoschimidites* sp., *Eothele* sp., *Linnarsonia* sp., *Micromitra* sp., *Canalilatus* sp., свидетельствующие о накоплении нижней пачки течарской свиты в ботомском веке раннего кембрия. Мощность нижней пачки 900 м.

Верхняя пачка течарской свиты, имеющая видимую мощность более 400 м,

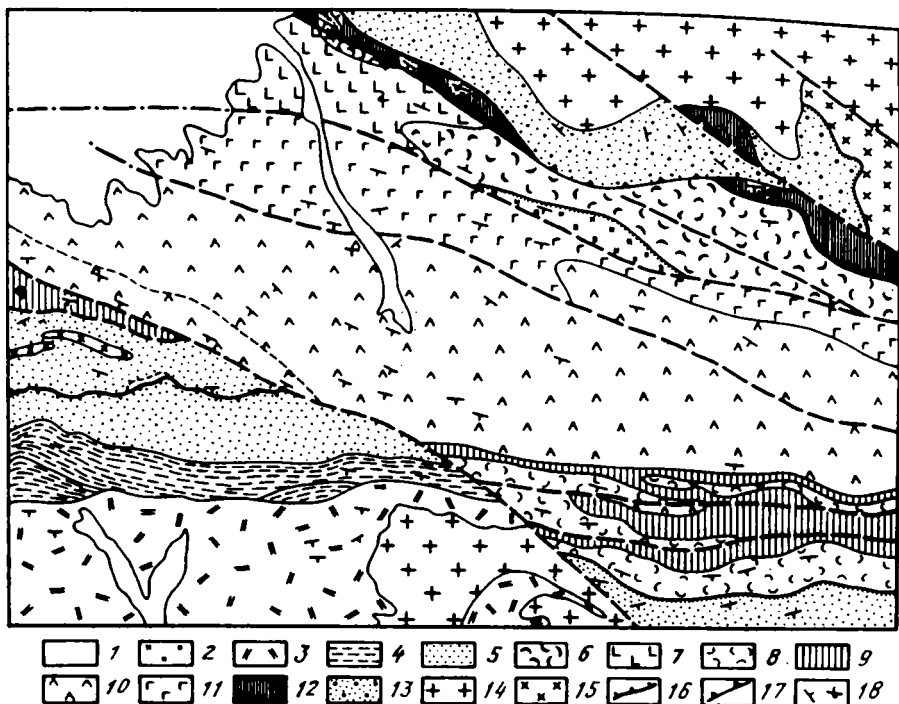


Рис. 3. Геологическая карта верховьев р. Султансары. Составлена с использованием данных А.В. Миколайчука

1 – кайнозойские отложения; 2 – каменноугольные отложения; 3 – лландейло-карадок, карагырская свита, терригенно-карбонатные отложения; 4 – средний ордовик, джакшинская свита, туффы; 5 – нижний ордовик (арениг)–средний ордовик, джолджилгинская свита, турбидиты существенно кварцевого состава; 6, 7 – каракаттинская свита: 6 – туфо-силициты и яшмы аренигского возраста, 7 – верхний кембрий–нижний ордовик, пиллоу-базальты; 8, 9 – теcharская свита: 8 – верхняя подсвита, нижний–средний кембрий, тефроиды и туффы; 9 – нижняя подсвита, ботомский ярус нижнего кембрия, известняки, пеплистые известняки; 10 – нижний кембрий, султансаринская свита, андезиты, андезито-базальты и их туфы; 11 – нижний кембрий, белтешинская свита, пиллоу-базальты; 12 – кембрий, сокуташская свита, углеродисто-кремнистые сланцы и фтаниты; 13 – нижний–средний ордовик (?), карагоманский комплекс, метаморфизованные терригенные породы; 14, 15 – интрузивные образования: 14 – средне-позднеордовикского возраста, 15 – раннеордовикского возраста; 16 – надвиги, 17 – Карагоманский разлом, разделяющий Султансаринский и Каракуджурский тектонические блоки; 18 – элементы залегания

Остальные условные обозначения см. на рис. 1

Fig. 3. The geological map of the upper reaches of the Sultansary based on the data provided by A.V. Mikolaichuk

1 – Cenozoic deposits; 2 – carboniferous deposits; 3 – Llandeilian-Caradocian, Karagyrskaia suite, terrigenous carbonates; 4 – Middle Ordovician, Dzhakshinskaya suite, tuffites; 5 – Lower Ordovician (Arenigian)-Middle Ordovician, Dzholzhiginskaya suite, essentially quartz turbidites; 6, 7 – Karakattinskaya suite: 6 – Arenigian tuff siltstones and jaspers, 7 – Upper Cambrian-Lower Ordovician, pillow basalts; 8, 9 – Techarskaya suite: 8 – Upper subsuite, Lower-Middle Cambrian, volcanic sand stonesand tuffites, 9 – Lower subsuite, Lower Cambrian Botom stage, limestones, limestones with a touch of ashes; 10 – Lower Cambrian, Sultansarinskaya suite, andesites, andesite-basalts, and tuffs; 11 – Lower Cambrian, Belteshinskaya suite, pillow basalts; 12 – Cambrian Sokutashskaya suite, carbonate-siliceous shales and phanites; 13 – Lower-Middle Ordovician(?) complex, metamorphic terrigenous rocks; 14, 15 – intrusive formations: 14 – Middle-Late Ordovician, 15 – Early Ordovician; 16 – thrusts; 17 – Karagomanskii fault separating Sultansarinskii and Karakudzhurskii tectonic blocks; 18 – bedding units

For other conventional symbols see fig. 1

состоит из пестроцветных туффитов, тефроидов и туфосилицитов, лишенных органических остатков. Ее возраст условно считается ниже-среднекембрийским.

Течарская свита, видимо, фиксирует этап постепенного отмирания и погружения Султансаринской островной дуги, возможно, из-за ее раскола и отодвигания активной части в сторону палеоокеана. В пользу этого говорит тефрогенный состав осадков верхов течарской свиты. Можно предполагать, что Султансаринская островная дуга располагалась в бассейне с корой океанического типа, разделявшего Таримский и Сырдарьинско-Улутау-Северо-Тяньшанский микроконтиненты, отделившиеся, как уже говорилось, от края Восточной Гондваны в конце венда. Этот океанический бассейн представлял собой, по всей вероятности, одну из ветвей Прототетиса, соединявшую последний с Палеоазиатским океаном.

Нижнекембрийские отложения в Султансаринском блоке несогласно, с разрывом перекрываются флишондными толщами нижнего-среднего ордовика. Нижняя часть этих образований (верхний арениг-лланвирн) лучше всего изучена и охарактеризована органическими остатками в западной части территории в окрестностях перевала Долон (см. рис. 1). Восточнее, к югу от р. Султан-Сары (северный склон хребта Капка-Таш), осадки метаморфизованы и рассланцованы вблизи Байдулинского взбросо-сдвига. Их детальное сопоставление с Долонским разрезом во многом проблематично как из-за меньшего количества органических остатков, так и некоторых фациальных изменений, обычных для флишевых толщ, представляющих собой осадки автокинетических потоков.

В окрестностях перевала Долон (см. рис. 2, № 3) в основании разреза ордовикских отложений залегает кыргооская свита [7], состоящая из темно-серых плитчатых алевропелитов, обладающих тонкослойчатыми, реже косослойчатыми потоковыми текстурами. Они представляют собой осадки течений. Среди них имеются тонкие прослои (2–5 см) градированных мелкозернистых песчаников и алевропесчаников с обильными механоглифами и биоиероглифами. В обломочном материале песчаников преобладает кварц и деградированные слюды. В меньшем количестве присутствует плагиоклаз и обломочный карбонат. Песчаники представляют собой дистальные фации турбидитов с элементами *CD* модели А.Н. Bouma [17]. Кыргооская свита в целом, видимо, представляет собой фацию межфеновой седиментации. Нами обнаружены здесь редкие остатки переоотложенных конодонтов как аренигского возраста – "*Oistodus*" *parallelus* Pander, *Periodon flabellum* (Lind.), так и раннелланвирнского возраста – *Periodon aculeatus* Hadding, *Drepanodus arcuatus* Pander, *Ansella jemtlandica* (Lofgren), *Protoprioniodus* sp. (определения конодонтов выполнены С.В. Дубининой). Ранее здесь были собраны богатые комплексы граптолитов [7].

Кыргооская свита вверх по разрезу сменяется кумайнокской [7], имеющей лланвирнский возраст. В ее основании развиты проксимальные турбидиты. Наблюдаются крупные ритмы мощностью в несколько метров. В основании каждого ритма развиты гравелиты, состоящие из обломков нижележащих алевролитов, которые выше сменяются грубозернистыми песчаниками с линзочками гравийного материала. Завершают ритм песчаники с горизонтальной слоистостью (элементы *AB* модели А.Н. Bouma). Некоторые ритмы заканчиваются 20–30 см зеленых тонкослойчатых аргиллитов (элемент *C* модели А.Н. Bouma) и однородными кремнистыми алевролитами с радиоляриями (элементы *E* модели А.Н. Bouma). Характерны многочисленные иероглифы.

Проксимальные турбидиты кумайнокской свиты по латерали сменяются мощными дебридитами. Последние представляют собой ненасыщенные конгломераты, состоящие из песчано-глинистого матрикса грязно-зеленого или темно-серого цвета, в котором рассеяны обломки известняков и мраморизованных известняков размером до 30 см. В меньшем количестве присутствуют окатанные валуны и галька

песчаников, различных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород подстилающего нижнекембрийского комплекса, а также плагиогранитов. Среди дебридитов присутствуют линзы сгруженных конгломератов, состоящих преимущественно из обломков карбонатных пород. В верхней части пачки дебридитов распространены оползневые текстуры, которые подчеркиваются вихревой слоистостью и пластовыми отторженцами темно-зеленых аргиллитов. Мощность нижней части кумайнонской свиты изменяется от 80 до 300 м.

Сочетание в этой части разреза проксимальных турбидитов и дебридитов позволяет предполагать принадлежность этих образований к русловой или каньонной фации подводной долинно-веерной системы. Источником обломочного материала служила, очевидно, Султансаринская островная дуга, возможно, также блоки сиалической коры типа Джетымтауского.

Верхняя часть кумайнонской свиты сложена более зрелыми турбидитами. Наблюдается ритмичное чередование темно-серых полимиктовых, полевошпат-кварцевых песчаников и алевролитов. В нижней части последовательности преобладают тонкослойчатые алевролиты. Здесь же спорадически встречаются отдельные ритмы карбонатных турбидитов. Выше начинают преобладать песчаные элементы ритмов. Мощность кумайнонской свиты достигает 1700 м.

Завершает разрез ордовика в окрестностях перевала Долон ункурташская свита [7], имеющая лландейльский возраст. Она представлена однообразной толщей зеленых и голубовато-зеленых тонкозернистых туффитов, нередко обладающих тонкой слойчатостью течений. Выше по разрезу начинают преобладать граувакковые песчаники и туфопесчаники. Мощность ункурташской свиты достигает 800 м.

Восточнее, к югу от р. Султан-Сары (северный склон хр. Капка-Таш) разрез ниже-среднеордовикских отложений претерпевает некоторые фациальные изменения (см. рис. 2, № 2). Здесь несогласно и с размывом на породах течарской свиты залегает джолджилгинская свита нижнего-среднего ордовика (В.А. Грищенко, 1981 г.), по возрасту, видимо, соответствующая кыргооской и кумайнонской свитам района перевала Долон.

Джолджилгинская свита, как кыргооская и кумайнонская свиты, образована осадками автокинетических потоков полевошпат-кварцевого и вулканомиктового состава. Однако здесь отсутствуют фации межфеновой седиментации в низах разреза. Последовательность начинают высокоплотностные турбидиты русловой фации, представленные конгломератами с нечеткой градационной сортировкой обломочного материала. Конгломераты по латерали и вверх по разрезу сменяются более зрелыми турбидитами, близкими к описанным в составе кумайнонской свиты, однако сильнее метаморфизованными.

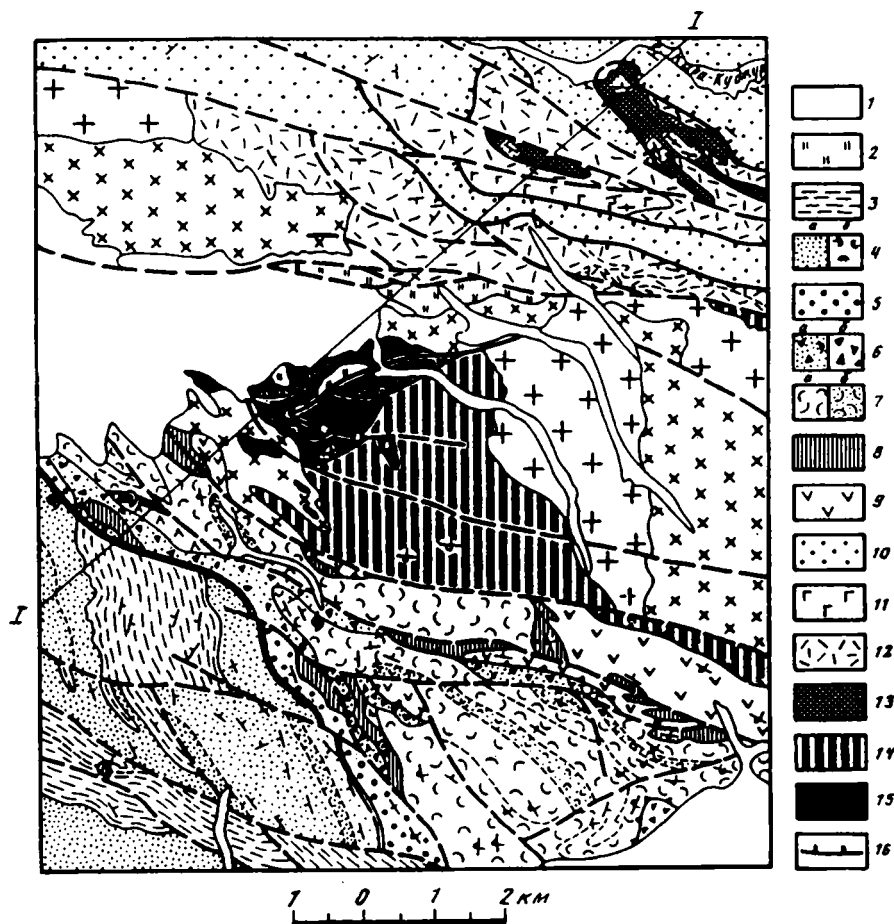
Как и в окрестностях перевала Долон, терригенные турбидиты вверх по разрезу сменяются туфогенно-осадочными накоплениями, объединяемыми на северном склоне хребта Капка-Таш в джакшинскую свиту среднего ордовика. Завершает разрез карагырская свита [15] карбонатных пород, аналоги которой не известны в более западных частях Султансаринского блока.

Таким образом, формационная принадлежность как кембрийских, так и ниже-среднеордовикских отложений, развитых в Султансаринском блоке, существенно отличается от описанных в составе Джетымтауского блока.

Караджоргинский блок протягивается в северо-западном направлении между Долонским и Карагоманским разломами от гор Каракатты на северо-западе до верховьев р. Султан-Сары на востоке. Тюлекский, Узунбулакский и Байдулинский молодые взбросо-сдвиги нарушают эту структуру. Караджоргинский блок имеет сложное покровно-складчатое строение (см. рис. 1, 2; рис. 4). Неоавтохтоном, как и в Султансаринском блоке, являются залегающие резко несогласно отложения ари-нига-среднего ордовика, однако представленные здесь не вулканомиктовыми, а вул-

каногенно-осадочными образованиями – туфоконгломератами и углеродисто-глинистыми сланцами с отчетливыми реликтами пепловой структуры.

Основу Караджоргинского блока составляет антиформа, обрезанная с юга Узунбулакским и Байдулинским молодыми разломами. Наиболее низкое структурное положение занимает кускунуйский олистостромовый горизонт, обнажающийся в ядре антиклинальной структуры в окрестностях ручья Кускунуя (правый приток р. Кичи-Каракуджур) (см. рис. 4).



Олистостром сложен зеленовато-серыми дебридитами. Породы представляют собой оползневую массу глинистого туффита, попавшего в осадок в не полностью консолидированном состоянии. Здесь же присутствуют мелкие обломки и щебень кремнистых туффитов. В оползневую массу включены обломки размером 5–20 см песчаных грубозернистых калькаренинов, серых мелкокристаллических известняков, а также крупные пластовые отторженцы черных углеродистых карбонатных турбидитов, содержащих в кровле 5–7 см ритмов, раковинный детрит беззамковых брахиопод позднего кембрия.

Состав включений в олистостроме аналогичен породам, развитым в первом тектоническом покрове, залегающем структурно выше олистострома. Мощность этой части олистостромового горизонта 20–25 м.

Выше следует пачка (50–60 м) груборитмичнослоистых туфопесчаников грязно-зеленого цвета. Мощность ритмов 2–3 м. Это высокоплотностные турбидиты, содержащие невыдержанные прослои и линзы туфопесчаников, обогащенных гравием зеленых туфосилицитов. Завершают разрез олистостромового горизонта дебридиты, представляющие собой грубозернистый однородный туфопесчаник, содержащий включения глыб и галек известняков, гальку андезитов, а также пластовые отторженцы зеленых туфосилицитов.

Известняки и андезиты аналогичны позднекембрийско-раннеордовикским породам, слагающим второй тектонический покров, залегающий структурно выше олистостромового комплекса. Пластовые отторженцы являются фрагментами осадков, одновозрастных олистострому и разрушенных в не полностью консолидиро-

Рис. 4. Геологическая карта окрестностей р. Чонг-Акташ. Составлена с использованием данных А.В. Миколайчука

1 – кайнозойские отложения; 2 – верхнепалеозойские отложения; 3, 4 – Султансаринский блок: 3 – средний ордовик, ункурташская свита, туффиты, туфопесчаники, 4 – нижний–средний ордовик, кумайнонская и кыргооская свиты, песчаники и алевролиты полимиктового и вулканомиктового состава, конгломераты и подводно-оползневые брекчи (а), нижний–средний кембрий, текарская свита, туффиты, тефроиды (на профиле) (б); 5–15 – Караджоргинский блок: 5 – арениг–средний ордовик, туфоконгломераты, тефроиды, углеродистые туффиты и тефроиды, калькаренины, 6 – нижний ордовик, олистостромовые горизонты: чонгахташский (а), кускунуйский (б); 7 – верхний кембрий–нижний ордовик, караджоргинская свита: тефротурбидиты, туфопесчаники, туфосилициты (а), горизонт преобладания туфопесчаников (б); 8, 9 – верхний кембрий–нижний ордовик: 8 – известняки, 9 – лавы и туфы среднего состава; 10–13 – рифей: 10 – тарагайская свита, blastosammitовые и blastoalevrolitовые сланцы, 11 – бельчinskaya свита, базальты, зеленые сланцы, 12 – экургенкольская свита, лавы и туфы кислого состава, доломиты, 13 – джоанарыкская свита, углеродисто-глинистые, углеродисто-кремнистые сланцы с примесью пирокластиков кислого состава; 14, 15 – Байсабинский офиолитовый комплекс: 14 – габбро-диабазовый комплекс параллельных даек, 15 – ультрабазиты и габбро; 16 – структурные и геологические границы неясного генезиса

Fig. 4. The geological map of the environs of the Chong-Aktash river, based on the data provided by A.V. Mikolaichuk

1 – Cenozoic deposits; 2 – Upper Paleozoic deposits; 3, 4 – Sultansarinskii block: 3 – Middle Ordovician, Unkurtashskaya suite, tuffites, tuffstones, 4 – Lower–Middle Ordovician, Kumainovskaya and Kyrgooskaya suites, polymictic and volcanomictic sandstones and aleurolites, conglomerates and submarine landslide breccias (a), Lower–Middle Cambrian, Techarskaya suite, tuffites and volcanic sandstones (in the section (b)); 5–15 – Karadzorginskii block: 5 – Arenigian–Middle Ordovician tuff conglomerates, volcanic sandstones, calcarenites; 6 – Lower Ordovician, olistostrome horizons: Chongkhashskii (a) and Kuskunuiiskii (b); 7 – Upper Cambrian–Lower Ordovician, Karadzorginskaya suite: tephroturbidites, tuffstones, tuff silicilithes (a), tuffstone predominance horizon (b); 8, 9 – Upper Cambrian–Lower Ordovician: 8 – Limestones; 9 – Lavas and tuffs of middle composition, 10–13 – Riphean: 10 – Taragaiskaya suite, blastosammit and blastoalevrolite shales, 11 – Belchinskaya suite, basalts, green shales, 12 – Ekurgenkolskaya suite, acid lavas, tuffs, and dolomites, 13 – Dzhonaryyskaya suite, carbonaceous-clay and carbonaceous-siliceous shales with a touch of acid ashes; 14, 15 – Baisabinskii ophiolite complex: 14 – gabbro diabase parallel dike complex, 15 – ultrabasic and gabbro; 16 – structural and geological boundaries of uncertain origin

For other conventional symbols see fig. 1

ванном состоянии при движении дебридных потоков. Общая видимая мощность кускунуйского олистостромового горизонта достигает 120 м.

Структурно выше олистострома залегает первый тектонический покров, смятый в ряд запрокинутых к юго-западу складок. Непосредственно вблизи олистострома породы находятся в перевернутом залегании.

Наиболее древними породами в этом покрове являются известняки позднего кембрия–раннего ордовика. Строение этого горизонта можно наблюдать в верховьях ручья Кускунуя. Здесь серые рассланцованные и мраморизованные вблизи разлома известняки мощностью не менее 100 м сменяются углеродистыми ритмично-слоистыми калькаренидами, содержащими тонкие прослои черных кремней и имеющими мощность около 10–15 м. Выше по разрезу калькарениды постепенно насыщаются тонкозернистым тефрогенным материалом и постепенно сменяются пестроцветными туффитами и туфосилицитами караджоргинской свиты позднего кембрия–раннего ордовика [7, 15] (см. рис. 2, № 4).

Туфосилициты содержат остатки конодонтов *Hrooneotodus gallatini* (Mill.) верхов верхнего кембрия и *Oistodus parallelus* Pander, *Drepanodus proteus* Lind. тремадокского возраста (сборы и определения В.П. Чернышука [11]).

Детали строения караджоргинской свиты лучше всего видны на крыле запрокинутой к западу антиклинали в верховьях ручья Чонг-Акташ. Здесь снизу вверх наблюдается следующая последовательность слоев:

Мощность, м

1. Градационно-слоистые, ритмично-слоистые туффиты от крупно- до тонкозернистых. Основание каждого ритма образовано однородным крупнозернистым туффитом. Пирокластический материал имеет средний состав (преобладает кристаллокласты плагиоклаза). Осадочная примесь представлена эдафогенным материалом и состоит из тонкозернистых туффитов, аналогичных развитым в кровле ритмов. В кровле слоя туффиты становятся более мелкозернистыми и содержат нечетко обособленные прослои мелкозернистых туффитов. Видимо, это элементы *AB* турбидной модели А.Н. Bouma. Мощность элемента *AB* достигает 1–1,5 м. Завершается ритм тонким чередованием голубовато-зеленых, вишневых однородных и тонкослойчатых кремнистых туффитов (элементы *CD* турбидной модели А.Н. Bouma). Мощность элемента *CD* колеблется от 0,3 до 1,5 м 15–20
2. Пачка преобладания средне- и крупнозернистых тефроидов зеленого, вишнево-зеленого цвета, слагающих однородные слои с эрозийным нижним контактом мощностью 1,5–2 м. В основании пластов встречаются мелкие пластовые отторженцы и гравий туфосилицитов, а в основании пачки – также мелкий гравий известняков. В кровле пластов наблюдаются следы взмучивания и размыва тонкозернистых осадков. Текстурные особенности тефроидов позволяют относить их к проксимальным высокоплотностным турбидитам 30
3. Пачка пестроцветных туффитов и туфосилицитов, аналогичная слою 1 25–30
4. Ритмично-слоистые, градационно-слоистые тефроиды среднего состава слагают ритмы мощностью 1,5–2 м. Большая часть каждого ритма образована средне- и крупнозернистым тефроидом с нечеткой градационной сортировкой материала. Верхние 0,5–0,3 м ритмов состоят из часто переслаивающихся ленточнослоистых тонкозернистых тефроидов и туфосилицитов. Текстурные особенности этих пород позволяют отнести их к тефротурбидитам средней дистальности 20
5. Пачка преобладания вишневых и голубовато-зеленых туфосилицитов однородного и тонкослойчатого сложения. В основном это осадки пеплопадов, в той или иной мере перемытые течениями. Среди них спорадически встречаются пакеты мощностью до 30 см градационнослоистых дистальных тефротурбидитов кислого состава. Мощность ритмов 5–7 см 15
6. Тефроиды, близкие слою 2 8
7. Пачка пестроцветных туффитов от грубо- до тонкозернистых. Они обладают грубой ритмичностью с градационной сортировкой материала внутри каждого ритма. Мощность ритмов 5–7 м. Нижние 1–2 м образованы грубозернистым туфопесчаником или туфогравелитом. Пирокластический материал имеет средний состав (преобладает плагиоклаз). Осадочная примесь представлена обломками эдафогенных туфосилицитов, реже карбонатными породами. Большая верхняя часть ритмов состоит из часто чередующихся мелкозернистых туфопесчаников и тонкозернистых туффитов и туфосилицитов. Видимо, здесь развиты элементы *ABC* турбидной модели А.Н. Bouma 40
8. Пачка туффитов, близких по составу слою 7, однако отличающихся большей проксимальностью и по текстурным особенностям близких к флуksотурбидитам. Здесь преобладают грубозернистые элементы ритмов, в которых присутствуют линзы и прерывистые слои, обогащенные эдафогенными обломками тонкозернистых туффитов и туфосилицитов. Тонкозернистые элементы ритмов почти не образуют

выдержанных прослоев, а встречаются преимущественно в виде частично размытых или оползших масс и крупных пластовых отторженцев, переходящих в оползневые брекчии. Это свидетельствует о большой скорости и высокой эрозионной способности автокинетических потоков, сформировавших эти породы. Видимо, это русловая фация подводной долинно-веерной системы, возникшая на склоне стратовулкана	50
9. Пачка тефроидов, близкая слою 2, образованная однородными слоями мощностью 0,5–0,7 м. Породы по текстурным особенностям близки осадкам зерновых потоков. Лишь изредка встречаются прослои 5–10 см голубовато-зеленых туфосилицитов, представляющих собой осадки пеплопадов	15
10. Голубовато-зеленые тефроиды кислого состава, обладающие градационной сортировкой материала, слагают отдельные турбидитные ритмы среди пестроцветных тонкослойчатых яшмовидных туфосилицитов и глинистых туффитов, очевидно, представляющих собой осадки пеплопадов, частично перемытых течениями. В туфосилицитах нами обнаружены остатки конодонтов: <i>Teridontus cf. nakamurai</i> (Nagami), <i>Prooneotodus cf. rotundatus</i> (Druce et Jones) (определения С.В. Дубининой)	5–7
11. Темно-зеленые туфы среднего состава, содержащие включения лапиллей роговообманковых порфиритов размером до 3 см	2
12. Крупно- и грубозернистые тефроиды, близкие слою 8	50
13. Лахаровые брекчии андезитового состава, состоящие из мелкозернистой основной массы и причудливой формы лапиллей и бомб андезитов размером до 15 см	5
14. Тефроиды, близкие слоям 8 и 12, однако обладающие более четкой градационной сортировкой материала	15
15. Пачка преобладания пестроцветных туфосилицитов, близкая слою 7	30
16. Тефроиды, близкие слоям 8, 12, 14	100
Суммарная мощность рассмотренного разреза караджоргинской свиты	450

Как видно из приведенного описания разреза, караджоргинская свита в первом тектоническом покрове представляет собой толщу тефротурбидитов, среди которых преобладают относительно проксимальные фации. Подчиненное значение имеют осадки пеплопадов, частично перемытые течениями. В верхах разреза появляются грубозернистые туфы. Все это позволяет заключить, что караджоргинская свита накапливалась на умеренных глубинах, скорее всего на склонах островных вулканов. В пользу этого свидетельствует также ее согласное залегание на дифференцированных вулканитах и известняках позднего кембрия–раннего ордовика.

Рассмотренный первый тектонический покров, сложенный преимущественно породами караджоргинской свиты, несогласно перекрыт чонгакташским олистостром раннеордовикского возраста [5] (см. рис. 4 и рис. 2, № 6). Строение этих образований можно наблюдать в окрестностях ручья Чонг-Акташ. В верховьях ручья в кровле разреза караджоргинской свиты увеличивается количество обломочного кварца, появляются отдельные небольшие глыбки известняков. Затем следует олистостромовый горизонт, представленный грубозернистым мусористым вулканомиктовым песчаником, содержащим включения обломков известняков, андезитов и кремнистых туффитов. Изредка встречаются небольшие обломки гранитоидов и ультрабазитов. Резко преобладает кластика андезитового состава и известняки.

Состав преобладающего обломочного материала аналогичен составу пород второго тектонического покрова, залегающего структурно выше олистоstroma. Породы олистоstroma являются осадками дебридных потоков.

По простиранию на северо-запад в олистоstromе сокращается количество матрикса и увеличиваются размеры включений. Так, в 4 км к северо-западу можно наблюдать скопление крупных глыб и олистоплак известняков размером до нескольких десятков метров, погруженных в матрикс, представленный гравелитистыми песчаниками преимущественно кварцевого состава. Гравийный материал состоит из кремнистых туффитов.

Еще далее к северо-западу в составе олистоstrom можно наблюдать отдельные олистоплаки известняков размером до 1 км. На крайнем северо-западе исследованного района, в горах Каракатты, чонгакташский олистоstrom выклинивается. В результате структурно выше пород караджоргинской свиты залегают тектонические покровы базальтов и серпентинитового меланжа. Такие особенности строе-

ния чонгакташского олистострома, возможно, свидетельствуют о движении покровов с северо-запада (в современных координатах).

Структурно выше чонгакташского олистостромового комплекса в окрестностях ручья Чонг-Акташ залегает второй тектонический покров, сложенный дифференцированной вулканической серией островодужного типа и известняками, содержащими, по данным В.П. Чернышука, остатки конодонтов позднего кембрия–тремадока. Ранее эти образования ошибочно относили к султансаринской свите нижнего кембрия. Породы второго покрова находятся в перевернутом залегании. Наиболее полный разрез второго покрова в Караджоргинском блоке описан нами в среднем течении ручья Чонг-Акташ вблизи интрузии гранитоидов, имеющих возраст 500 млн лет [2] (см. рис. 2, № 8). Здесь на крыле запрокинутой к юго-западу антиклинали снизу вверх обнажаются:

Мощность, м

1. Рассланцованные агломератовые туфы кислого состава	10–15
2. Витро-кристаллокластические туфы основного состава, темно-зеленые неслоистые, содержащие линзу 0,5 м агломератовых туфов кислого состава	15–20
3. Агломератовые туфы кислого состава, аналогичные слою 1. Среди них в высыпках встречены светло-зеленые тефронды того же состава	15
4. Линза известняков, массивных, однородных, интенсивно перекристаллизованных	0,7–1
5. Агломератовые лавы андезитового состава. Округлые образования 5–30 см представлены довольно хорошо раскристаллизованными андезитами с вкрапленниками плагиоклаза. Матриком служит интенсивно хлоритизированное вулканическое стекло	120
6. Темно-зеленые гиало-андезито-базальты агломератового, брекчиевидного-комковатого, иногда подушечного строения. Чаше породы обладают текстурами лавовых брекчий	40–50
7. Субвулканическое тело или экструзия массивных андезитов с вкрапленниками плагиоклаза, переходящих вблизи контактов в агломератовые лавы	7–15
8. Зелено-лиловые агломератовые лавы андезитового состава. Лучшие раскристаллизованные обособления размером 2–15 см погружены в тонкозернистую слабо раскристаллизованную массу, имеющую темно-зеленый цвет	50
9. Известняки, неравномерно обогащенные глинизированным пепловым материалом. Они обладают комковато-слоистой текстурой и зеленовато-бурой пятнистой окраской. Иногда видны текстуры взмучивания и перемешивания пеплистого и карбонатного осадка	1–1,5
10. Серые известняки массивной текстуры, интенсивно перекристаллизованные. Первичные признаки пород плохо сохранились. Лишь местами видна комковатая текстура водорослевых известняков. Среди развалов глыб встречены калькаренины. Известняки слагают ядро узкой, запрокинутой к юго-западу синклинали. Ранее эти известняки ошибочно относились к текарской свите	более 50
Суммарная мощность разреза	~250

В 1 км юго-западнее, на водоразделе ручьев Чонг-Акташ и Кичи-Акташ, описанные выше вулканы и известняки с фауной позднего кембрия–тремадока сменяются вверх по разрезу (залегание запрокинутое) тефротурбидитами караджоргинской свиты, представленными здесь более проксимальными фациями, чем в первом покрове. Чаше контакт между известняками и тефротурбидитами сорван и наблюдаются чешуйчатый структуры (см. рис. 4).

По всей вероятности, дифференцированные вулканы, известняки позднего кембрия–тремадока, а также близкие им по возрасту проксимальные тефротурбидиты караджоргинской свиты, слагающие второй тектонический покров, представляют собой фрагмент островной дуги и ее склона, имеющей более молодой возраст, чем описанной в составе Султансаринского блока. Вероятно, со становлением Караджоргинской дуги генетически связано стаивание гранитоидов с возрастом 500 млн лет [2], обломки которых встречены в составе олистолитов чонгакташского олистострома.

Вулканизм Караджоргинской островной дуги отличается большей зрелостью по сравнению с вулканизмом энсиматической Султансаринской островной дуги. Среди пород караджоргинской свиты иногда встречаются олистолиты известняков среднего кембрия. Все это позволяет предполагать заложение Караджоргинской остров-

ной дуги на отколовшемся фрагменте Султансаринской островной дуги, вероятность раскола которой в среднем кембрии обсуждалась выше.

Таким образом, фронт кембрийско-тремадокского островодужного вулканизма в рассматриваемом регионе смещался в северных румбах (в современных координатах). Это позволяет предполагать наклон в южном направлении (в современных координатах) зоны субдукции как Султансаринской, так и Караджоргинской островной дуги, а также наличие океанического бассейна к северу от этих вулканических дуг. Эта точка зрения находит подтверждение в составе верхних тектонических покровов Караджоргинского тектонического блока.

Структурно выше второго тектонического покрова в Караджоргинском тектоническом блоке залегает третий покров, образованный базитами и комплексом параллельных даек, принадлежащих фрагменту Байсабинского офиолитового комплекса [1]. Породы в покрове имеют перевернутое залегание, местами расчешуены. Соотношение со вторым покровом наблюдается в верховьях ручья Чонг-Акташ (см. рис. 3).

Северо-западнее, на северном склоне долины р. Тюлек (в горах Каракатты) третий покров, залегающий структурно выше тефротурбидитов караджоргинской свиты, представлен серпентинитовым меланжем и породами каракаттинской свиты [9, 11], также принадлежащей к Байсабинскому офиолитовому комплексу. Она состоит из пиллоу-базальтов и гиалобазальтов с редкими и маломощными прослоями яшм и туфосилицитов. Местами лавы метаморфизованы и превращены в амфиболиты. Пиллоу-базальты слагают шары и трубы диаметром 30–50 см, плотно прилегающие друг к другу. Среди них довольно часто, особенно в нижней части, встречаются субвулканические тела габбро-диабазов. Лавы отличаются меланократовостью и по химическому составу близки базальтам океанической коры.

В верхней половине разреза каракаттинской свиты появляются маломощные (5–10 см, редко 20 см) невыдержанные горизонты черно-зеленых и грязно-зеленых яшмовидных кремней, а также обособления в межшаровых пространствах сургучно-красных и зелено-красных кремней. Далее вверх по разрезу количество и мощность кремнистых горизонтов постепенно возрастает. В.П. Чернышуком [11] в кремнистых породах верхов каражаттинской свиты собраны конодонты позднего кембрия. Такого же возраста конодонты: *Prooneotodus gallatini* (Mull.), *Proacontiodus* sp., *Proacontiodus jilinensis* (Chen et Gong), *Phaketodus tenuis* (Mull.) (определения С.В. Дубининой) обнаружены нами в черно-серых кремнях предположительно каракаттинской свиты, слагающих олистоплаки в серпентинитовом меланже. Пиллоу-базальты каракаттинской свиты, помимо гор Каракатты, развиты в бортах долины р. Султан-Сары, на южном склоне хр. Караджорго и в окрестностях ручья Соку-Таш (см. рис. 1,4). На южном склоне хр. Караджорго в маломощной пачке яшм и туфосилицитов, перекрывающих пиллоу-базальты каракаттинской свиты, нами обнаружены конодонты ариегского возраста: *Drepanoistodus forceps* (Lind.), *Prionoidus* cf. *marginalis* Pohler, *Oistodus elongatus* Lind. (определения С.В. Дубининой). На основании всех этих данных мы относим каракаттинскую свиту к верхнему кембрию–раннему ордовика.

По всей вероятности, частично меланжированный Байсабинский офиолитовый комплекс вместе с входящей в его состав каракаттинской свитой характеризуют фрагмент коры бассейна с корой океанического типа, располагавшегося к северу (в современных координатах) от близкой по возрасту Караджоргинской островной дуги. В пользу этого говорит присутствие прослоев туфосилицитов среди пород каракаттинской свиты.

Четвертый тектонический покров в составе Караджоргинского тектонического блока сложен кремнистыми породами сокуташской свиты кембрия. Его более высокое структурное положение, по сравнению с описанным выше третьим покровом,

можно наблюдать в окрестностях ручья Соку-Таш (приток р. Султан-Сары), где на базальтах каракаттинской свиты с отчетливым тектоническим контактом залегают сланцы сокуташской свиты, смятые в запрокинутую к югу синклиналь. В строении четвертого покрова участвуют углеродисто-кремнистые сланцы, фтаниты, содержащие маломощные прослои слюдистых кварцевых алевролитов. Во фтанитах сохранились остатки спикул губок кембрия. По формационному составу кремнистые породы сокуташской свиты близки углеродисто-кремнистым толщам кембрия, широко развитым в каледонидах Северного Тянь-Шаня, Большого Каратау и Улутау. Этот комплекс повсюду накапливался на континентальной коре во внешней части шельфа рифтогенных пассивных окраин Улутау-Северо-Тяньшаньского микроконтинента [13, 16, 18].

Наиболее верхнее структурное положение в Караджоргинском тектоническом блоке занимает пятый, Буренханский, покров, состоящий из рифейских отложений. В горах Каракатты эти образования залегают структурно выше серпентинитового меланжа. Буренханский покров, в свою очередь, состоит из серии более мелких, смятых в складки тектонических пластин, соотношения между которыми из-за отсутствия органических остатков не всегда можно отличить от стратиграфических налеганий (см. рис. 3). Кроме того, нижележащие тектонические покровы в Караджоргинском блоке находятся в перевернутом залегании, и нельзя исключать того, что Буренханский покров также находится в перевернутом положении. Поэтому стратиграфическая последовательность отдельных вещественных комплексов в этом покрове пока не ясна.

Наиболее низкое структурное положение здесь занимают углеродисто-глинистые, углеродисто-кремнистые сланцы джоанарыкской свиты. В отличие от черных сланцев кембрия они содержат примесь тонкого пирокластического материала кремнекислого состава. Сланцы интенсивно перемяты и в верхах содержат глыбы (будины?) бурых доломитовых калькаренитов.

Выше по разрезу залегает экургенкольская свита [15] порфиroidов по лавам и туфам кислого состава. Их возраст составляет 1090–1265 млн лет [9, 10]. Порфиroidы содержат прослои и пачки доломитов, а также вторичных кварцитов по доломитам. Среди доломитов встречены калькаренинты, кальцилютиты и строматолитовые разности, указывающие на мелководные условия накопления экургенкольской свиты.

Структурно выше залегают базальты бельчийской свиты. Базальты метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Среди них отмечаются массивные и миндалекаменные разности. В верхах разреза появляются частично милонитизированные зеленые сланцы, возможно, возникшие по туфам основного состава или гиаокластитам. Химический состав вулканитов бельчийской свиты, по данным А.В. Миколайчука, отвечает внутриплитным базальтам.

Наиболее верхнее структурное положение в Буренханском покрове занимает тектоническая пластина метаморфизованных и интенсивно деформированных терригенных пород большой мощности (сарыбулакская или тарагайская свиты). Преобладают blastopсаммитовые, blastoaleвролитовые хлорит-серицит-(актинолит)-кварцевые сланцы с тонкими прослоями карбонатных сланцев, обладающие реликтовой слоистой текстурой, свойственной осадкам автокинетических потоков. По своим текстурным особенностям и составу метатерригенные породы близки комплексам континентального склона и подножия пассивных окраин.

Бельчийский и сарыбулакский (тарагайский) комплексы прорваны гранитами с возрастом 630 млн лет [данные А.В. Миколайчука], что позволяет считать Буренханский покров в целом фрагментом докембрийской континентальной структуры, скорее всего, Улутау-Северо-Тяньшаньского микроконтинента, вовлеченный в аккрецию, по всей вероятности, вместе с океанической корой (Байсабинский

офиолитовый комплекс) палеобассейна во время субдукции и вулканической активности позднекембрийско-раннеордовикской островной дуги. Как было показано, фрагмент островной дуги такого возраста участвует в строении рассматриваемого Караджоргинского тектонического блока.

Более верхнее структурное положение рифейского континентального комплекса по сравнению с океаническим и островодужным, а также перевернутое положение тектонических покровов объясняется, скорее всего, наволоком аккреционного клина на склон островной дуги.

Рассмотренные данные позволяют считать Караджоргинский тектонический блок позднекембрийско-раннеордовикской двойной островной дугой, состоящей из вулканической и смежной с ней невулканической дуги или аккреционной призмы. В составе последней принимают участие фрагменты вещественных комплексов бассейна с корой океанического типа, близкого по возрасту островной дуге, кембрийского континентального шельфа и позднекембрийской континентальной структуры. Отдельные разнородные фрагменты расслоены осадками глубоководного желоба (кускунуйский и чонгакташский раннеордовикские олистостромовые горизонты).

Пакет покровов Караджоргинского блока резко несогласно перекрывается отложениями аренига—среднего ордовика и среднего—верхнего ордовика, образующими комплекс неавтохтона. Эти образования обнажаются вблизи Долонского разлома (см. рис. 1,4) по долине ручья Чонг-Акташ, где несогласно перекрывают чонгакташский олистостромовый горизонт. Кроме того, аналогичные отложения описаны непосредственно северо-западнее рассматриваемого региона в западной части хр. Каракатты (в северном борту р. Тюлек, вблизи устья р. Чолой) В.В. Киселевым и Ф.Х. Апаевым [9] под названием чолойской, сланцево-карбонатной и черносланцево-песчаниковой толщ, отнесенных авторами к концу нижнего—среднему ордовика, а также полимиктовых и известняковых конгломератов, возраст которых предположительно считается позднеордовикским или средне-позднеордовикским.

В окрестностях ручья Чонг-Акташ нами описан следующий разрез неавтохтона (см. рис. 2, разрез № 7):

Мощность, м

1. Туфоконгломераты, представляющие собой осадки высокоплотных автокинетических потоков. Они отличаются грубой стратификацией. В основании ритмов, имеющих четкий эрозивный контакт и мощность в первые метры, развиты сгруженные конгломераты или гравелиты ковра волочения. В гальке преобладают туфосилициты, частично попавшие в осадок в неполностью консолидированном состоянии. Выше конгломераты становятся менее насыщенными. Основу составляет крупнозернистый туфопесчаник, в котором рассеяны гальки и валуны андезитов, гранитоидов, редко габбро. Преобладают неокатанные обломки известняков. Разнообразие обломочного материала свидетельствует о том, что размыву подвергся весь пакет покровов Караджоргинского блока. Чаше гальки и валуны образуют нечетко обособленные линзы и прослои внутри туфопесчаников. В кровле ритмов преобладают тефроиды и туффиты среднего состава, содержащие прослои и линзы, обогащенные гравием туфосилицитов 500
2. Зеленые глинистые тефоалевролиты, иногда обладающие тонкой слойчатостью, характерной для осадков течений 40–50
3. Мелкогалечные туфоконгломераты и туфопесчаники, близкие слою 1, но более мелкообломочные 15–20
4. Углеродистые тонкослойчатые туффиты и тефроиды среднего состава, представляющие собой осадки дистальных автокинетических потоков и течений. Туффиты содержат редкие граптолиты: *Isograptus* sp., *Tetragraptus* sp. арениг-лланвириксского возраста (определения Н.Р. Орловой). Углеродистые туффиты содержат тонкие прослои калькаренитов (осадки зерновых и высокоплотных турбидных потоков), отдельные олистолиты водорослевых и криноидных известняков с фауной трилобитов и беззамковых брахиопод позднего кембрия—раннего ордовика 75–80

Северо-западнее, севернее р. Тулек, среди туфоконгломератов, по данным В.В. Киселева и Ф.Х. Апаева, появляются отдельные горизонты литокластических туфов, свидетельствующие о близости зоны проявления эксплозивного вулканизма. Строение рассмотренного разреза позволяет предполагать, что Караджорг-

гинский блок в конце аренига и первой половине среднего ордовика располагался вблизи или входил в состав вулканического, скорее всего, островодужного поднятия. Возможно, вулканогенно-осадочный состав осадков неоавтохтона в пределах Караджоргинского блока свидетельствует об эволюции, структурной перестройке и миграции фронта активности в Караджоргинской островной дуге, скорее всего, из-за приращения к ней позднекембрийского Улутау-Северо-Тяньшаньского континентального массива (Буренханский покров).

Нетрудно видеть, что возраст и состав пород, принимающих участие в строении Караджоргинского блока, существенно отличаются от описанных в составе Джетымтауского и Султансаринского тектонических блоков. Значительные фациальные изменения претерпевают и ниже-среднеордовикские отложения неоавтохтона, которые формировались здесь под влиянием эксплозивного вулканизма в то время как Джетымтауский и Султансаринский блоки в конце раннего—начале среднего ордовика располагались за пределами зоны воздействия островодужного вулканизма.

Каракуджурский блок обнажается на крайнем северо-востоке территории и является последним из рассматриваемых в этой статье. От Караджоргинского блока он отделен Карагоманским разломом. Структура Каракуджурского блока затуплена многочисленными интрузиями гранитоидов, в результате чего нижнепалеозойские отложения обнажаются лишь в провесах кровли этих интрузивов и большей частью претерпели контактовое воздействие. В пределах блока развит тонкозернистый туффито-карбонатный флиш, включающий глыбы карбонатных пород с фауной позднего кембрия—раннего ордовика (данные А.В. Миколайчука), а также пластовые отторженцы карбонатных пород, попавших в осадок в не полностью консолидированном состоянии. Часть отторженцев по текстурным особенностям близки известнякам из глыб, содержащих фауну. Это позволяет предполагать разновозрастность карбонатных пород и вмещающих туффито-карбонатных турбидитов.

По составу и текстурным особенностям рассматриваемые отложения представляют собой одну из фаций карбонатно-туффитовой формации, широко распространенной в западинах рельефа островных вулканов, на склонах островных дуг, а также в окраинных бассейнах. Вероятно, пирокластический материал туффитов приносился с островной дуги, описанной в составе Караджоргинского блока. Эти отложения несогласно перекрыты кичикарагоманским комплексом терригенных пород нижнего—среднего ордовика. Большей частью они подверглись контактовому воздействию гранитоидов и превращены в амфиболовые породы, их генетические особенности пока не ясны.

Из представленного фактического материала вытекают следующие основные закономерности строения каледонид Присонкульского района Северного Тянь-Шаня:

1. Нижнепалеозойские комплексы региона имеют преимущественно северо-западные простирания. Крупные раннепалеозойские разломы, также имеющие северо-западные простирания, обособляют тектонические блоки шириной 20–30 км: Джетымтауский, Султансаринский, Караджоргинский и Каракуджурский, в каждом из которых раннепалеозойские образования различаются составом и геодинамическими обстановками формирования. Каледонская структура нарушена и затуплена многочисленными и разновозрастными интрузиями гранитоидов, а также более молодыми сбросо-сдвигами субширотного "тетисного" направления.

2. Джетымтауский блок сложен кембрийско-раннеордовикскими относительно мелководными карбонатно-глинистыми породами и, скорее всего, представляет собой фрагмент карбонатной платформы или внешней части континентального шельфа Таримского микроконтинента, который в арениге начал постепенно погружаться, а в среднем ордовике приблизился к области привноса вулканомиктового и тонкого пирокластического материала.

3. Султансаринский блок образован осадочно-вулканогенными отложениями нижнего–среднего кембрия и представляет собой часть энсиматической островной дуги. Осадки верхней части кембрия–низов ордовика здесь не установлены. Комплекс вулканомиктовых отложений автокинетических потоков среднего аренига–лланвирна залегает резко несогласно и сменяется вверх по разрезу сначала толщей тонкозернистых туффитов лландейло, затем известняками второй половины среднего ордовика. Султансаринский блок, таким образом, в лландейло приблизился к зоне воздействия ранне-среднеордовикского вулканизма. Здесь распространены, как и в Джетынтауском блоке, лишь дистальные фации тефрогенных пород.

4. Караджоргинский блок имеет сложное покровно-складчатое строение. Отдельные покровы разделены олистостромами или серпентинитовым меланжем. Наиболее низкое структурное положение занимают тектонические покровы, сложенные тефрогенным флишем верхнего кембрия–нижнего ордовика, сформированным на склонах и у подножий островных вулканов. Структурно выше располагаются разновозрастные дифференцированные вулканы островодужного типа. Далее структурную последовательность наращивают фрагменты комплексов позднекембрийско-раннеордовикского бассейна с корой океанического типа, включающие альпинотипные гипербазиты и серпентинитовый меланж. Наиболее верхнее структурное положение имеют тектонические покровы, образованные формацией внешней части кембрийского континентального шельфа и комплексами позднедокембрийской континентальной структуры, принадлежащей, по всей видимости, Улутау-Северотяньшаньскому микроконтиненту или его части.

Весь Караджоргинский блок в целом мы рассматриваем как фрагмент позднекембрийско-раннеордовикской двойной островной дуги, состоящий из собственно вулканической дуги и ее аккреционной призмы. В конце раннего ордовика эта дуга испытала структурную перестройку. От современных структур подобного рода Караджоргинский блок отличается "перевернутостью", обратной последовательностью покровов.

5. Каракуджурская блок в сохранившемся от гранитизации фрагменте представлен туффит-карбонатным флишем верхнего кембрия–нижнего ордовика, включающим экзотические глыбы известняков верхнего кембрия–нижнего ордовика. Генетически он, видимо, связан с островной дугой Караджоргинского блока и представляет собой фрагмент одного из склонов Каракуджурской островной дуги, смещенный по системе сдвигов в среднем ордовике.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Основные проблемы, требующие обсуждения, анализа и разрешения в данном регионе – выяснение причин пространственного сближения разноформационных комплексов кембрия–раннего ордовика, происхождение и возраст второго типа разломов, разделяющих рассмотренные тектонические блоки. Не ясна также формационная и геодинамическая принадлежность отложений аренига–позднего ордовика, залегающих на всех более древних образованиях резко несогласно и образующих комплекс неавтохтона. Решение всех этих проблем в значительной мере связано между собой. Причиной пространственного сближения генетически и геодинамически разнородных фрагментов докембрия и нижнего палеозоя несомненно являются процессы аккреции. Недостаточно ясны время и причины этой аккреции. Постараемся внести ясность в этот вопрос путем анализа особенностей комплекса неавтохтона.

В Султансаринском блоке, как уже говорилось, со среднего аренига по лланвирн (во время накопления кыргооской, кумайнокской и джолджилгинской свит) форми-

гинский блок в конце аренига и первой половине среднего ордовика располагался вблизи или входил в состав вулканического, скорее всего, островодужного поднятия. Возможно, вулканогенно-осадочный состав осадков неоавтохтона в пределах Караджоргинского блока свидетельствует об эволюции, структурной перестройке и миграции фронта активности в Караджоргинской островной дуге, скорее всего, из-за приращения к ней позднекембрийского Улутау-Северо-Тяньшаньского континентального массива (Буренханский покров).

Нетрудно видеть, что возраст и состав пород, принимающих участие в строении Караджоргинского блока, существенно отличаются от описанных в составе Джетымтауского и Султансаринского тектонических блоков. Значительные фациальные изменения претерпевают и ниже-среднеордовикские отложения неоавтохтона, которые формировались здесь под влиянием эксплозивного вулканизма в то время как Джетымтауский и Султансаринский блоки в конце раннего—начале среднего ордовика располагались за пределами зоны воздействия островодужного вулканизма.

Каракуджурский блок обнажается на крайнем северо-востоке территории и является последним из рассматриваемых в этой статье. От Караджоргинского блока он отделен Карагоманским разломом. Структура Каракуджурского блока затуплена многочисленными интрузиями гранитоидов, в результате чего нижнепалеозойские отложения обнажаются лишь в провесах кровли этих интрузивов и большей частью претерпели контактное воздействие. В пределах блока развит тонкозернистый туффиито-карбонатный флиш, включающий глыбы карбонатных пород с фауной позднего кембрия—раннего ордовика (данные А.В. Миколайчука), а также пластовые отторженцы карбонатных пород, попавших в осадок в не полностью консолидированном состоянии. Часть отторженцев по текстурным особенностям близки известнякам из глыб, содержащих фауну. Это позволяет предполагать одновозрастность карбонатных пород и вмещающих туффиито-карбонатных турбидитов.

По составу и текстурным особенностям рассматриваемые отложения представляют собой одну из фаций карбонатно-туффиитовой формации, широко распространенной в западинах рельефа островных вулканов, на склонах островных дуг, а также в окраинных бассейнах. Вероятно, пирокластический материал туффиитов приносился с островной дуги, описанной в составе Караджоргинского блока. Эти отложения несогласно перекрыты кичикарагоманским комплексом терригенных пород нижнего—среднего ордовика. Большей частью они подверглись контактовому воздействию гранитоидов и превращены в амфиболовые породы, их генетические особенности пока не ясны.

Из представленного фактического материала вытекают следующие основные закономерности строения каледонид Присонкульского района Северного Тянь-Шаня:

1. Нижнепалеозойские комплексы региона имеют преимущественно северо-западные простирания. Крупные раннепалеозойские разломы, также имеющие северо-западные простирания, обособляют тектонические блоки шириной 20–30 км: Джетымтауский, Султансаринский, Караджоргинский и Каракуджурский, в каждом из которых раннепалеозойские образования различаются составом и геодинамическими обстановками формирования. Каледонская структура нарушена и затуплена многочисленными и разновозрастными интрузиями гранитоидов, а также более молодыми сбросо-сдвигами субширотного "тетисного" направления.

2. Джетымтауский блок сложен кембрийско-раннеордовикскими относительно мелководными карбонатно-глинистыми породами и, скорее всего, представляет собой фрагмент карбонатной платформы или внешней части континентального шельфа Таримского микроконтинента, который в арениге начал постепенно погружаться, а в среднем ордовике приблизился к области привноса вулканомиктового и тонкого пирокластического материала.

3. Султансаринский блок образован осадочно-вулканогенными отложениями нижнего–среднего кембрия и представляет собой часть энсиматической островной дуги. Осадки верхней части кембрия–низов ордовика здесь не установлены. Комплекс вулканомиктовых отложений автокинетических потоков среднего аренига–лланвирна залегает резко несогласно и сменяется вверх по разрезу сначала толщей тонкозернистых туффитов лландейло, затем известняками второй половины среднего ордовика. Султансаринский блок, таким образом, в лландейло приблизился к зоне воздействия ранне-среднеордовикского вулканизма. Здесь распространены, как и в Джетынтауском блоке, лишь дистальные фации тефрогенных пород.

4. Караджоргинский блок имеет сложное покровно-складчатое строение. Отдельные покровы разделены олистостромами или серпентинитовым меланжем. Наиболее низкое структурное положение занимают тектонические покровы, сложенные тефрогенным флишем верхнего кембрия–нижнего ордовика, сформированным на склонах и у подножий островных вулканов. Структурно выше располагаются разновозрастные дифференцированные вулканы островодужного типа. Далее структурную последовательность наращивают фрагменты комплексов позднекембрийско-раннеордовикского бассейна с корой океанического типа, включающие альпино-типные гипербазиты и серпентинитовый меланж. Наиболее верхнее структурное положение имеют тектонические покровы, образованные формацией внешней части кембрийского континентального шельфа и комплексами позднекембрийской континентальной структуры, принадлежащей, по всей видимости, Улутау-Северо-Тяньшаньскому микроконтиненту или его части.

Весь Караджоргинский блок в целом мы рассматриваем как фрагмент позднекембрийско-раннеордовикской двойной островной дуги, состоящий из собственно вулканической дуги и ее аккреционной призмы. В конце раннего ордовика эта дуга испытала структурную перестройку. От современных структур подобного рода Караджоргинский блок отличается "перевернутостью", обратной последовательностью покровов.

5. Каракуджурская блок в сохранившемся от гранитизации фрагменте представлен туффит-карбонатным флишем верхнего кембрия–нижнего ордовика, включающим экзотические глыбы известняков верхнего кембрия–нижнего ордовика. Генетически он, видимо, связан с островной дугой Караджоргинского блока и представляет собой фрагмент одного из склонов Каракуджурской островной дуги, смещенный по системе сдвигов в среднем ордовике.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Основные проблемы, требующие обсуждения, анализа и разрешения в данном регионе – выяснение причин пространственного сближения разноформационных комплексов кембрия–раннего ордовика, происхождение и возраст второго типа разломов, разделяющих рассмотренные тектонические блоки. Не ясна также формационная и геодинамическая принадлежность отложений аренига–позднего ордовика, залегающих на всех более древних образованиях резко несогласно и образующих комплекс неавтохтона. Решение всех этих проблем в значительной мере связано между собой. Причиной пространственного сближения генетически и геодинамически разнородных фрагментов докембрия и нижнего палеозоя несомненно являются процессы аккреции. Недостаточно ясны время и причины этой аккреции. Постараемся внести ясность в этот вопрос путем анализа особенностей комплекса неавтохтона.

В Султансаринском блоке, как уже говорилось, со среднего аренига по лланвирн (во время накопления кыргооской, кумайнокской и джолджилгинской свит) форми-

ровались вулканомиктовые осадки течений и автокинетических потоков различной плотности. Эти осадки можно рассматривать как формацию склонов и подножий островной дуги, потерявшей свою активность, неравномерно погружающуюся и имеющую на выступах вулканического рельефа карбонатные шапки. Отдельные блоки последних оползали в смежные депрессии или служили источником обломочного материала.

В Караджоргинском блоке разновозрастные отложения представлены близкими генетическими типами. Отличие от Султансаринского блока заключается в том, что породы здесь имеют вулканогенно-осадочное происхождение и содержат отчетливые следы синхронного дифференцированного вулканизма: пластовые отторженцы туфосилицитов, попавших в осадок в неполностью консолидированном состоянии, примесь пирокластики в цементе конгломератов, прослой тефроидов, а с северо-западнее рассматриваемого района – литокластические туфы.

Все это позволяет предполагать, что на первых этапах накопления неоавтохтона Караджоргинский блок располагался в непосредственной близости от разновозрастной островной дуги, так как литокластические туфы и туфоконгломераты не могут накапливаться на значительном удалении от вулканов. Позднее, в конце раннего–среднего ордовика в Караджоргинском блоке преобладает накопление более дистальных фаций пирокласто-осадочных пород, свидетельствующее о миграции фронта вулканизма в островной дуге в северных румбах (в современных координатах). Эти особенности тефрогенных отложений ариенига–среднего ордовика позволяют относить их к осадкам преддугового прогиба или желоба.

Проксимальные карбонатные и вулканомиктовые турбидиты и флюксотурбидиты, образующие прослой среди тефрогенных осадков, по всей вероятности, являются продуктом размыва аккреционной призмы, т.е. они были отложены автокинетическими потоками противоположного склона преддугового прогиба или желоба. Сносом обломочного материала с обоих бортов преддугового прогиба объясняется перемежаемость в одном и том же разрезе дистальных тефрогенных и проксимальных полимиктовых осадков.

Средний–верхний ордовик в Караджоргинском блоке залегает трансгрессивно, представлен полимиктовыми молассоподобными конгломератами и говорит о прогрессирующем воздымании Караджоргинского блока, возможно, из-за пододвигания к зоне субдукции нового тектонического фрагмента, вероятней всего, – Султансаринского, в пределах которого лишь в лландейло начинают формироваться тонкозернистые тефрогенные осадки, свидетельствующие о том, что этот блок земной коры приблизился к зоне дифференцированного эксплозивного вулканизма.

В Джетымтауском блоке преимущественно глинистые отложения среднего ариенига–лланвирна (тамдысуйская свита) говорят лишь о продвижении этого блока в относительно более глубоководную зону палеоокеана, приведшем к постепенной смене мелководной глинисто-карбонатной седиментации относительно глубоководной кремнисто-глинистой. Из этого следует, что Джетымтауский блок, как и Султансаринский, в ариениге находился еще на значительном расстоянии от Караджоргинского блока и от ранне-позднеордовикской островной дуги. Его включение в состав аккреционной призмы этой островной дуги можно предполагать лишь во время накопления низов ичебабашской свиты среднего–верхнего ордовика, так как только в ее составе появляется пирокластический материал. Пододвигание Джетымтауского блока под Султансаринский вызвало воздымание последнего и выведение из зоны деятельности автокинетических потоков пирокластического материала. В результате тефрогенная седиментация в Султансаринском блоке сменяется терригенно-карбонатной (см. рис. 2, № 2 – карагырская свита).

Таким образом, наблюдается некоторая тенденция к омоложению и нарастанию дистальности с севера на юг (в современных координатах) тефрогенных фаций в

составе осадков конца нижнего—среднего ордовика, расслаивающих Караджоргинский, Султансаринский и Джетымский тектонические блоки. Это позволяет считать комплекс нижнепалеозойских структур восточного Присонкуля аккреционной призмой аренигско-позднеордовикской островной дуги, располагавшейся севернее (в современных координатах). Разломы второго типа в таком случае разделяют отдельные аккреционные клинья этой призмы и имеют позднеаренигско-позднеордовикский возраст. Фрагменты энсиалических островодужных комплексов этого возраста известны в Северном Тянь-Шане и Центральном Казахстане [4, 14].

Учитывая северо-западные современные простирания каледонских структур рассмотренного района Северного Тянь-Шаня, согласные с простиранием каледонских структур западной части Центрального Казахстана, можно предполагать, что островной дугой, субдукция во фронтальной части которой могла привести к рассмотренным аккреционным процессам, являлась средне-позднеордовикская Степняк-Бетпақдалинско-Северо-Тяньшаньская энсиалическая дуга, выделенная К.Е. Дег-Тяревым [6] и протягивающаяся вдоль северо-восточного края Улутау-Северо-Тяньшаньского континентального массива. По всей вероятности, вулканическая активность этой дуги в ее Тяньшаньской ветви началась еще в арениге и лишь в среднем ордовике распространилась на территорию нынешнего Казахстана. То есть фронт вулканизма постепенно расширялся и мигрировал в север-северо-восточном направлении.

В результате рассмотренных процессов аккреции сформировался новый континентальный блок, представляющий собой коллаж континентальных осколков Восточной Гондваны, разновозрастных островных дуг и фрагмента океанической коры позднекембрийско-раннеордовикского Прототетиса.

Можно предполагать, что формирование новой аккреционной структуры происходило в два этапа. В позднем кембрии возникла аккреционная призма Караджоргинской островной дуги. Столкновение последней с Улутау-Северо-Тяньшаньским континентальным массивом в начале аренига привело к крупной структурной перестройке, подмеченной Л.П. Зоненшайном с соавторами [8], и изменению полярности субдукционных процессов. С конца раннего ордовика, в среднем и позднем ордовике формируется аккреционная призма Степняк-Бетпақдалинско-Северо-Тяньшаньской островной дуги. В результате в конце ордовика произошло новое объединение некогда единых осколков Восточной Гондваны (Улутау-Северо-Тяньшаньского и Таримского микроконтинентов). Завершение этого процесса ознаменовалось внедрением позднеордовикских гранитоидов (Крыкудукский и Сусамырский комплексы).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный материал позволяет сделать выводы, выходящие за рамки регионального исследования и свидетельствующие о грандиозных по масштабу геодинамических процессах и перестройках структур, имевших место в геологическом прошлом на территории Центральной Азии:

1. Несовпадение простираний структур Прототетиса и Палеотетиса свидетельствуют о вращательных движениях во время столкновения Таримского и Улутау-Северо-Тяньшаньского микроконтинентов и при частичном закрытии Прототетиса в конце ордовика.

2. Современная мозаичная структура каледонид Центральной Азии представляет собой коллаж фрагментов структурных комплексов, некогда формировавшихся на огромных расстояниях друг от друга и соединенных вместе благодаря взаимосвязанным процессам деструкции и аккреции.

3. Мощная обдукция, сопровождающаяся образованием сложных покровных структур, следует по времени за аккреционными процессами.

4. Раннепалеозойский Палеоазиатский океан сообщался с Прототетисом и на определенных этапах развития имел с последним общие островодужные системы.

5. Рассмотренные процессы деструкции, аккреции и обдукции в каледонидах Тянь-Шаня имеют много общего с мезозойско-кайнозойскими и современными, изучающимися Ю.М. Пушаровским и его учениками в современных океанах и на их окраинах (см. статью Ю.М. Пушаровского и другие статьи в этой книге).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 94-05-16934, 96-05-64537).

ЛИТЕРАТУРА

1. Афимова З.И., Дворова А.В., Куренков С.А., Миколайчук А.В. Офиолиты Байсабинского массива и их значение в реконструкции палеоокеанических структур (Северный Тянь-Шань) // Докл. РАН. 1996. Т. 351, № 1. С. 81–84.
2. Боконбаев К.Дж., Гесь М.Д. Гранитоиды Тянь-Шаня: проблема генезиса, роль в формировании континентальной коры, рудоносность // Каледониды Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1987. С. 108–119.
3. Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 164 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 289).
4. Геологическая карта Казахстана и Средней Азии. Масштаб: 1 : 1 500 000 / Гл. ред. Н.А. Афоничев, Н.Г. Власов. М.: ВСЕГЕИ, 1984.
5. Гесь М.Д. Нижнепалеозойские олистостромы в Присонкулье (Северный Тянь-Шань) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252, № 4. С. 931–933.
6. Дегтярев К.Е. Два типа раннепалеозойских островодужных систем Центрального Казахстана // Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 1. С. 74–77.
7. Зима М.Б., Максумова Р.А. Ордовик хр. Кара-Джорго (Северный Тянь-Шань) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 2. С. 74–81.
8. Зоненций Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 327 с.
9. Киселев В.В., Апаяров Ф.Х. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя хребта Каракатты // Каледониды Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1987. С. 64–79.
10. Максумова Р.А. Эволюция бассейнов осадконакопления северного и срединного Тянь-Шаня в позднем докембрии–раннем палеозое: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Бишкек, 1991. 64 с.
11. Максумова Р.А., Захаров И.Л., Зима М.Б. и др. Покровно-чешуйчатая структура ранних каледонид Тянь-Шаня в свете новых данных по стратиграфии нижнепалеозойских толщ // Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1988. С. 144–152.
12. Момбетов А.М., Апаяров Ф.Х. О возрасте вулканогенно-осадочных отложений нижнего палеозоя хр. Каракатты (Северный Тянь-Шань). // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 10.
13. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: Геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
14. Решение III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою. Алма-Ата, 1986. Ч. 1. Докембрий и палеозой. СПб., 1991. Таб. 5: Ордовик.
15. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Т. 1. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1 : 500 000. Фрунзе, 1982. 370 с.
16. Хераскова Т.Н. Геодинамика и палеогеография в Палеоазиатском океане и на его окраинах в вендераннем кембрии // Тектоническое совещание: Тектоника Азии, Москва, 4–6 февр., 1997: Тез. докл.: Тектоника Азии. М.: ПК ГЕОС, 1997.
17. Bouma A.H. Sedimentology of some flisch deposits: A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam; N.Y., Elsevier, 1962. 168 p.
18. Kheraskova T.N. Paleogeography of Central Asia paleocean in Vendian and Cambrian // XIII Reunion de Geologia del ocste Peninsullar Annual IGCP Project – 319 Meeting: Global paleogeography in the Upper Precambrian–Lower Cambrian: Comunicaciones / Ed. M.D. Rodriguez Alonso, J.C. Conzalo Corral. Salamanca, 1995. P. 77–80.

*T.N. Kheraskova, S.V. Dubinina,
A.P. Orlova, E.A. Serezhnikova*

THE EARLY PALEOZOIC ACCRETION COMPLEX OF NORTHERN TIEN SHAN (EASTERN PRISONKULIE)

ABSTRACT

The structure, the age, the peculiarities of sedimentation, and the evolution geodynamics of a key area of the North Tien Shan Caledonides are considered. The presented material allows one to make conclusions, which are beyond the scope of a regional research and testify to immense geodynamic processes and structural derangements that took place in the geological past on the territory of Central Asia. The lack of convergence in the extension of the Prototethys and the Paleotethys structures is established, which testifies to rotary movements during the collision of the Tarimskii and Ulutau-North Tien Shan microcontinents and at the moment of a partial closing of the Prototethys at the end of Ordovician. It is revealed that the modern mosaic structure of the Caledonides of Central Asia is a collage consisting of fragments of structures, which once evolved at great distances from one another and which were connected through an interdependent destruction and accretion processes; a mighty obduction accompanied by the formation of complicated nappe structures followed accretion. It is shown that once the Early Paleozoic ocean and the Prototethys communicated and, at certain stages of evolution, had common island arc systems. In the Caledonides of the Tien Shan, the considered processes of destruction, accretion, and obduction have much in common with Mesozoic–Cenozoic and modern processes studied by Yu.M. Pushcharovskii and his disciples in modern oceans and their margins.

ЯВЛЕНИЕ ТЕПЛОВОГО ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО ВЗРЫВА В КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ – КЛАССИЧЕСКИЙ ПРИМЕР НЕЛИНЕЙНОЙ ГЕОДИНАМИКИ

Нелинейная геодинамика как новое научное направление, развиваемое в последние годы Ю.М. Пущаровским [14, 15] и целым рядом российских геологов и геофизиков, находится в стадии активного формирования своей понятийной базы, а также вычленения и анализа тех природных явлений, которые можно рассматривать как характерные примеры нелинейных геодинамических процессов, происходящих в различных геосферах Земли. В недавно изданной книге [3], посвященной результатам исследований по основным геологическим проектам государственной программы "Комплексные исследования океанов и морей, Арктики и Антарктики", в ряде статей были рассмотрены некоторые геологические, геофизические и геохимические явления, которые анализировались с позиций нелинейной геодинамики [11, 16].

В настоящей работе дается математическое описание интересного геодинамического явления, связанного с горизонтальным движением одних слоев литосферы относительно других (или литосферы как целого относительно подстилающей астеносферы), сопровождаемым в некоторых случаях лавинообразно нарастающим выделением тепла и разогревом геосреды, приводящими к эффекту так называемого теплового взрыва. Явление теплового взрыва в литосфере (или астеносфере) представляет собой классический пример из области нелинейной геодинамики, поскольку система определяющих этот процесс уравнений является сильно нелинейной.

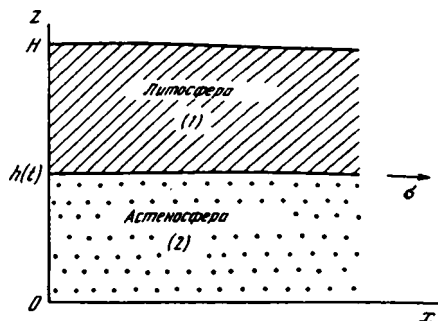
Одним из важных результатов теории теплового взрыва в твердых материалах, основные положения которой были сформулированы к середине 60-х годов нашего столетия [12, 18], явилось осознание аналогии между уравнениями этой теории и термомеханической задачей о нелинейном диссипативном разогреве вязкого плоскопараллельного слоя, движущегося под действием постоянного сдвигового напряжения, приложенного к одной из его границ [2, 13]. Предположение о возможности развития в недрах Земли тепловой неустойчивости вследствие вязкого диссипативного разогрева, аналогичной тепловому взрыву в твердых веществах, впервые было высказано в работе Грюнтфеста [20].

Позднее эта идея привлекалась для анализа некоторых конкретных геологических процессов, а именно: взаимосвязи земных приливов и процессов магматизма [22], объяснения характерных размеров магматических интрузий и эволюции вулканизма [23], происхождения зон частичного плавления в верхних оболочках Земли [19]. В работах [4–7] проводился термомеханический анализ системы литосфера–астеносфера в связи с проблемой локализации тепловой энергии в верхней мантии.

Важное значение имеет приложение теории теплового гидродинамического взрыва к проблемам геодинамики океанической литосферы и переходных зон от

Рис. 1. Схема термомеханического взаимодействия литосферы с астеносферой

Fig. 1. Scheme of thermomechanical interaction between lithosphere and asthenosphere



океанов к континентам. В частности, с явлением термогидродинамического взрыва в астеносфере, по мнению автора, связан колебательный режим окраинных бассейнов, который проявляется в периодической смене (с периодом порядка 10 млн лет) условий сжатия условиями растяжения и обратно, импульсным режиме островодужного вулканизма, изменении угла наклона погружающейся литосферы и т.д. [9].

Наиболее ясной с физической точки зрения является постановка задачи о термогидродинамической неустойчивости верхнемантийной системы литосфера–астеносфера. Вместе с тем в связи с развитием концепции двухъярусной тектоники плит [10] особый интерес для автора представляет анализ термомеханической неустойчивости в пределах земной коры.

Установленная многочисленными исследованиями реологическая расслоенность земной коры [21] проявляется, в частности, в разделении коры на верхний упругий слой и нижнюю вязкую часть. Ослабление прочностных характеристик нижней коры можно связать с зависимостью реологических параметров от температуры в диапазоне, не достигающем температуры солидуса базальтов [21]. Это обстоятельство приводит к необходимости анализа термомеханической неустойчивости в системе коровая литопластина–коровый астенослой.

Рассмотрим сначала задачу о термомеханическом взаимодействии литосферы с астеносферой (рис. 1). В первом приближении будем считать литосферу недеформируемым теплопроводящим слоем, движущимся поступательно вдоль оси x . Астеносфера считается бесконечным горизонтальным слоем вязкой несжимаемой жидкости, подстилающей литосферу и движущейся под действием постоянного сдвигового напряжения, приложенного к верхней границе слоя. Граница между литосферой и астеносферой является фазовой и может перемещаться вверх или вниз по разрезу в зависимости от термодинамических условий в ее окрестности. Движение астеносферы имеет существенно неизотермический характер, связанный с диссипацией энергии и сильной зависимостью вязкости вещества астеносферы от температуры. При определенных условиях возможно прогрессивное возрастание температуры в астеносфере, что совместно с определенным экранирующим эффектом литосферы может привести к тепловому гидродинамическому взрыву.

Ограничиваясь для простоты решением плоской задачи, запишем уравнения теплопроводности для определения температуры в слоях

$$\frac{\partial T_1}{\partial t} = a_1^2 \frac{\partial^2 T_1}{\partial z^2}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = a_2^2 \frac{\partial^2 T_2}{\partial z^2} + \frac{\eta'}{\rho C_2} \left(\frac{\partial v_x}{\partial z} \right)^2 \quad (2)$$

и уравнение Навье – Стокса в приближении малых чисел Рейнольдса для поля скоростей $(v_x, 0, 0)$ в астеносфере

$$\frac{d}{dz} \left[\eta'(T_2) \frac{dv_x}{dz} \right] = 0. \quad (3)$$

В первом приближении зависимость вязкости вещества астеносферы от температуры аппроксимируем экспоненциальной зависимостью

$$\eta' = \eta_0 \exp[-\lambda(T_2 - T_0)], \quad (4)$$

где T_0 – температура фазового перехода, η_0 – вязкость вещества астеносферы при $T_2 = T_0$. Как видно из приведенных уравнений, радиоактивное тепловыделение и эффекты, связанные с различием плотности слоев, не учитываются.

Система уравнений (1)–(4) замыкается следующими граничными условиями. Постоянство температуры на верхней границе литосферы, т.е. при $z = H$:

$$T_1 = 0. \quad (5)$$

На подошве астеносферы (при $z = 0$) выполняются условия теплоизоляции и прилипания жидкости:

$$\frac{\partial T_2}{\partial z} = 0, \quad v_x = 0. \quad (6)$$

На границе литосфера–астеносфера, т.е. при $z = h(t)$, задаются условие изотермичности фазового перехода, постоянное сдвиговое напряжение и уравнение баланса тепла на фазовой границе:

$$T_1 = T_2 = T_0, \quad \eta' \frac{dv_x}{dz} = \sigma, \quad (7)$$

$$-k_2 \frac{\partial T_2}{\partial z} + k_1 \frac{\partial T_1}{\partial z} = \rho L \frac{dh}{dt}, \quad (8)$$

где L – удельная теплота фазового перехода.

Рассматриваемая нестационарная краевая задача позволяет провести полный термомеханический анализ взаимодействия литосферы с астеносферой и в принципе получить достаточные условия возникновения теплового гидродинамического взрыва в астеносфере. Отметим, что эта задача относится к классу нелинейных задач стефановского типа, решение которых трудоемко и требует привлечения численных методов. В настоящей работе мы ограничимся рассмотрением лишь квазистационарного решения, интерес к которому объясняется прежде всего тем, что существование квазистационарного режима позволяет получить критерий возникновения теплового гидродинамического взрыва в астеносфере.

"Квазистационаризацию" исходной системы уравнений можно легко провести, воспользовавшись методом решения задач стефановского типа, известным как метод квазистационарных состояний Лейбензона [8], основывающийся на предположении о медленности движения фазовой границы. Согласно этому методу, в каждой из фаз находятся стационарные решения, удовлетворяющие граничным условиям (5)–(7). Подстановка полученных решений в уравнение баланса тепла на фазовой границе (8) приводит к обыкновенному дифференциальному уравнению, описывающему закон движения фазовой границы.

Введем безразмерные переменные:

$$\xi = \frac{z}{H}, \quad \xi_0 = \frac{h(t)}{H}, \quad \eta = \frac{\eta'}{\eta_0}, \quad \theta_1 = \lambda(T_1 - T_0),$$

$$\theta = \lambda(T_2 - T_0), \quad u = \frac{v_x}{v_0}, \quad v_0 = \frac{\sigma H}{\eta_0}, \quad \tau = \frac{t}{t_0}, \quad t_0 = \frac{\eta_0}{\sigma}.$$

Тогда квазистационарное состояние системы литосфера–астеносфера определяется

следующими уравнениями:

$$\frac{d^2\theta_1}{d\xi^2} = 0, \quad \frac{d^2\theta}{d\xi^2} + \beta^2 \eta \left(\frac{du}{d\xi} \right)^2 = 0, \quad \frac{d}{d\xi} \left(\eta \frac{du}{d\xi} \right) = 0, \quad \eta = \exp(-\theta), \quad (9)$$

$$\text{где } \beta^2 = \frac{\sigma^2 H \lambda}{\eta_0 k_2},$$

и граничными условиями:

$$\begin{aligned} \xi = 1: \theta_1 &= -\lambda T_0 = \theta_0, \\ \xi = 0: \frac{d\theta}{d\xi} &= 0, \quad u = 0, \\ \xi = \xi_0: \theta_1 &= 0, \quad \theta = 0, \quad \eta \frac{du}{d\xi} = 1, \end{aligned} \quad (10)$$

$$-\frac{d\theta}{d\xi} + \frac{k_1}{k_2} \frac{d\theta_1}{d\xi} = \gamma \frac{d\xi_0}{d\tau},$$

$$\text{где } \gamma = \frac{\rho L H^2 \sigma \lambda}{\eta_0 k_2}.$$

Общее решение задачи (9)–(10) имеет вид:

$$\begin{aligned} \theta_1 &= \theta_0 \frac{\xi - \xi_0}{1 - \xi_0}, \\ \theta &= \ln \left[\frac{B}{2\beta^2} ch^{-2} \left(\frac{B\xi}{2} \right) \right], \end{aligned} \quad (11)$$

$$u = \frac{B}{\beta^2} th \left(\frac{B\xi}{2} \right). \quad (12)$$

Движение фазового фронта описывается уравнением:

$$B th \left(\frac{B\xi_0}{2} \right) + \frac{k_1}{k_2} \frac{\theta_0}{1 - \xi_0} = \gamma \frac{d\xi_0}{d\tau}. \quad (13)$$

Константа B в (11)–(13) определяется из решения трансцендентного уравнения:

$$ch^2 \left(\frac{B\xi_0}{2} \right) = \frac{B}{2\beta^2}. \quad (14)$$

Рассмотрим уравнение (14) при фиксированном значении ξ_0 . При этом нас будут интересовать лишь положительные значения B , так как соотношения (11)–(13) инвариантны относительно знака B . Введем новую переменную $y = B\xi_0/2$, тогда уравнение (14) примет вид:

$$chy = \mu y, \quad \mu = \frac{\sqrt{2}}{B\xi_0}. \quad (15)$$

Из рис. 2 видно, что решение уравнения (15) существует не при всех значениях μ . При некотором критическом значении $\mu = \mu_{кр}$ прямая $\mu_{кр} y$ совпадает с каса-

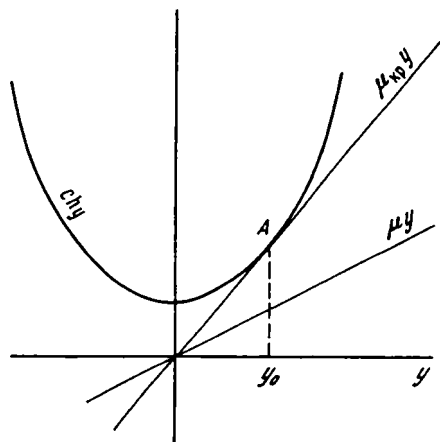


Рис. 2. Взаимное расположение кривых, отвечающих левой и правой частям уравнения (15)

Fig. 2. The curves corresponding to the left and right parts of the equation [15]

тельной к кривой chy в точке A . Из геометрических соображений очевидно:

$$y_0 = cth(y_0), \quad \mu_{кр} = sh(y_0). \quad (16)$$

Рассматриваемая задача имеет решение, описывающее квазистационарное распределение температуры и скоростей в слоях, лишь при $\mu \geq \mu_{кр}$. В этом случае уравнение (15) имеет два корня, которым соответствуют два профиля температур. При этом первое решение, отвечающее меньшему корню, является устойчивым, а второе неустойчиво и не имеет физического смысла. На взрывном пределе, т.е. при $\mu = \mu_{кр}$, эти решения сходятся к одному. В квазистационарной постановке задачи тепловой гидродинамический взрыв интерпретируется как отсутствие соответствующего стационарного решения.

Из (16) получим $\mu_{кр} = 1,5$. Учитывая, что $\beta_{кр} = \sqrt{2}/(\xi_0 \mu_{кр})$, сформулируем необходимые условия возникновения теплового гидродинамического взрыва в рассматриваемой системе слоев, а именно: стационарный режим в системе литопластина-астенослой возможен лишь при $\beta \leq \beta_{кр} \approx 0,94/\xi_0$, при $\beta > \beta_{кр}$ возможны условия для возникновения теплового гидродинамического взрыва в астеносфере.

Оценим величину β для мантийной астеносферы с вязкостью $\eta_0 \approx 10^{18} \div 10^{20}$ П, по поверхности которой перемещается литосферная плита со скоростью $v_0 \approx 10$ см/год. Величина λ выбирается таким образом, чтобы увеличение температуры на $T_2 - T_0 \approx 100^\circ$ С приводило к уменьшению вязкости астеносферы на порядок, т.е. $\lambda \approx 2,3 \cdot 10^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$. Принимая значение $k_2 \approx 10^{-3}$ кал/(см · с · $^\circ\text{C}$), получим $\beta \approx 0,07 \div 7$.

Сравнивая полученное значение β и $\beta_{кр}$, например, при $\xi_0 = 1/2$, можно сделать вывод, что в термомеханической системе литосфера-астеносфера могут существовать условия для возникновения теплового гидродинамического взрыва.

Рассмотрим случай, когда коровая литопластина перемещается по пластичной нижней коре с вязкостью $\eta_0 \approx 10^{21} \div 10^{22}$ П. Для скорости перемещения $v_0 \approx 1$ см/год получим значения $\beta \approx 0,23 \div 2,3$. Таким образом, в системе коровый астенослой-коровая литопластина в принципе возможно развитие аналогичной тепловой неустойчивости.

Отметим, что отсутствие фазовой границы в рассматриваемой системе слоев не означает неприменимости полученного критерия. В квазистационарной постановке задачи условие медленности движения фазовой границы приводит к независимости критерия развития неустойчивости от характеристик фазового перехода. При решении соответствующей нестационарной задачи необходимо учитывать фазу начального разогрева, а также следует ожидать существенного влияния динамики фазового перехода на развитие термогидродинамической неустойчивости в системе коровый астенослой-коровая литопластина.

В тектонически активных областях в нижней части гранитного слоя возможно существование зоны частичного плавления, мощность которой составляет первые

километры [1, 17]. Наличие таких зон в принципе может обеспечивать перемещение гранитного слоя по базальтовому. Режим диссипативного разогрева гранитного астенослоя при движении по его поверхности гранитной литопластины определяется критическим значением параметра β . В этом случае $\xi_0 \approx 0,1$, $\beta_{кр} \approx 9,4$. Полагая $\eta_0 \approx 10^{19}$ П, $v_0 \approx 1$ см/год, получим значение $\beta \approx 0,07$.

Таким образом, в гранитном астенослое возможно лишь стационарное распределение температуры и скорости в отличие от рассмотренных выше случаев с хорошо развитыми верхнемантийной астеносферой или нижнекоровым астенослоем.

Как отмечалось выше, при $\beta \leq \beta_{кр}$ существуют два решения задачи (устойчивое и неустойчивое), отвечающих стационарному режиму. На взрывном пределе ($\beta = \beta_{кр}$) эти решения сливаются в одно. В этом случае, как показывают численные расчеты, возможен лишь небольшой разогрев вещества астеносферы, составляющий первые десятки градусов. Например, максимальное значение разогрева в критическом режиме не зависит от степени развития астеносферного слоя (т.е. от величины ξ_0), достигается при $\xi = 0$ и равно $T_{max} - T_0 \approx 50^\circ \text{C}$.

Рассмотрим уравнение (13), описывающее движение фазового фронта, при $\beta = \beta_{кр}$. Второе слагаемое левой части этого уравнения пропорционально скорости движения фронта кристаллизации вещества астеносферы (подшвы литосферы) при остывании системы литосфера–астеносфера без учета диссипативного разогрева астеносферы. Первое слагаемое представляет собой поправку к этому решению, учитывающую эффекты диссипации. Численные оценки показывают, что в квазистационарном режиме диссипативный разогрев астеносферы приводит лишь к замедлению движения фронта кристаллизации вещества астеносферы (или к замедлению роста мощности литосферы) приблизительно на 2%.

Рассмотренная в работе квазистационарная постановка задачи позволила получить необходимые условия возникновения теплового гидродинамического взрыва в астенослоях тектоносферы, интерпретируемого как отсутствие соответствующего квазистационарного решения. В общем случае под тепловым гидродинамическим взрывом понимается прогрессивное возрастание температуры в системе, обусловленное нелинейным диссипативным разогревом вещества астенослоя и определенным экранирующим эффектом перекрывающей его литопластины. Направление дальнейших исследований может быть связано с решением нестационарной задачи (1)–(8), что позволило бы получить достаточные условия возникновения теплового гидродинамического взрыва в астеносфере, а также провести анализ развития этого процесса во времени и в пространстве.

Рассмотренная в данной работе термомеханическая задача показывает необходимость и эффективность использования методов численного моделирования при анализе нелинейных геодинамических процессов, с чем, как представляется автору, будут связаны перспективы развития самого направления нелинейной геодинамики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артюшков Е.В., Бацанин С.Ф. Об изменении теплового режима земной коры, связанного с подходом к ее нижней границе аномальной мантии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 12. С. 3–9.
2. Бостанджиян С.А., Мержанов А.Г., Худяев С.И. О гидродинамическом тепловом взрыве // Докл. АН СССР. 1965. Т. 163, № 1. С. 133–136.
3. Геология и минеральные ресурсы Мирового океана / Ред. Ю.М. Пушаровский. СПб.: ВНИИОкеан-геология, 1995. 239 с.
4. Доровский В.Н. Гидродинамическая стадия образования расплава при вязком течении материала. Новосибирск, 1984. 24 с. (ИГиГ СО АН СССР; № 2).
5. Доровский В.Н. Диссипативная неустойчивость зон частичного плавления // Литосфера и астеносфера континентов и океанов. Новосибирск: ВЦ СО АН СССР, 1985. С. 138–150.

6. Доровский В.Н., Жижимов О.Л. Термомеханические неустойчивости в условиях зоны Бенъофа. Новосибирск, 1986. 32 с. (Препр. / ИГиГ СО АН СССР; № 19).
7. Доровский В.Н. Образование диссипативных структур в процессе необратимой передачи импульса литосферы // Геология и геофизика. 1987. № 6. С. 108–117.
8. Лейбензон Л.С. Собрание трудов. Т. 4. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 398 с.
9. Лобковский Л.И., Сорохтин О.Г. Зоны поддвига плит: (Решенные и нерешенные задачи) // Динамика и эволюция литосферы. М.: Наука, 1986. С. 47–65.
10. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 250 с.
11. Лобковский Л.И. Эволюция мегаокеанов, глобальные трансгрессии и нелинейная геодинамика // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1995. С. 125–140.
12. Мержанов А.Г., Дубовицкий Ф.И. Современное состояние теории теплового взрыва // Успехи химии. 1966. Т. 25, вып. 4. С. 656–682.
13. Мержанов А.Г., Столин А.М. К тепловой теории течения вязкой жидкости // Докл. АН СССР. 1971. Т. 198, № 6. С. 1291–1294.
14. Пуцаровский Ю.М. Нелинейная геодинамика: (Кредо автора) // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3–6.
15. Пуцаровский Ю.М. О трех парадигмах в геологии // Там же. 1995. № 1. С. 4–11.
16. Пуцаровский Ю.М., Говоров И.Н., Козарко Л.Н. и др. Глубинные геосферы под океанами // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1995. Р. 6–38.
17. Тычков С.А. О термической природе внутрикорового волновода // Геология и геофизика. 1986. № 2. С. 106–110.
18. Франк-Каменецкий Д.А. Диффузия и теплопередача в химической кинетике. М.: Изд-во АН СССР, 1947.
19. Anderson O.L., Perkins P.C. Runaway temperatures in the asthenosphere resulting from viscous heating // J. Geophys. Res. 1974. Vol. 79, № 14. P. 2136–2138.
20. Grunfest I.J. Thermal feedback in liquid flow, plane shear at constant stress // Trans. Soc. Rheol. 1963. Vol. 7. P. 195–207.
21. Kirby S.H. Rheology of the lithosphere // Rev. Geophys. and Space Phys. 1983. Vol. 21. P. 1458–1487.
22. Shaw H.R. Earth tides, global heat flow, and tectonics // Science. 1970. Vol. 168. P. 1084–1087.
23. Shaw H.R. Rheology of basalt in melting range // J. Petrol. 1969. Vol. 10. P. 510–535.

L.I. Lobkovsky

PHENOMENON OF THE THERMAL HYDRODYNAMIC BURST WITHIN THE CRUST AND UPPER MANTLE – A CLASSIC EXAMPLE OF NONLINEAR GEODYNAMICS

ABSTRACT

The paper gives a solution of thermomechanical problem of interaction between lithosphere and asthenosphere in quasi-stationary formulation. Dissipation effects in asthenosphere, which viscosity is strongly dependent on temperature, are taken into account. Necessary conditions for onset of heat hydrodynamic burst in asthenosphere are obtained. Only slight (several dozen degrees) heating of asthenosphere matter is possible in the quasi-stationary regime. Conditions for onset of heat hydrodynamic burst may exist when there is displacement of lithosphere plate over mantle asthenosphere, as well as in the system lithoplate – crust asthenolayer. Only quasi-stationary distribution of temperature and velocity is possible in granit asthenolayer, revealed in a number of tectonically active regions.

СОДЕРЖАНИЕ

Юрий Михайлович ПУЩАРОВСКИЙ	3
Предисловие (А.С. Перфильев)	6
<i>Ю.М. Пуцаровский</i>	
Главная тектоническая асимметрия Земли: Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты и взаимоотношения между ними	8
<i>Е.Н. Меланхолина</i>	
Структурное развитие Северо-Тихоокеанского региона и вопросы нелинейной геодинамики	25
<i>С.Д. Соколов</i>	
Континентальная аккреция, террейны и нелинейные эффекты в геодинамике Северо-Востока России	42
<i>Е.С. Базилевская</i>	
Асимметрия океанского рудогенеза в связи с тектоникой	70
<i>А.С. Перфильев</i>	
Два типа трансформных разломов в Атлантическом океане	85
<i>Ю.Н. Разницын, А.И. Пилипенко</i>	
Анголо-Бразильский геотраверс: структура и деформации океанической литосферы	104
<i>В.А. Симонов, В.Ю. Колобов, С.В. Ковязин</i>	
Магматические и гидротермальные процессы в различных геодинамических ситуациях Южной Атлантики (тройное сочленение Буве)	129
<i>А.И. Пилипенко</i>	
Сейсмическая структура океанической коры в Северо-Австралийской котловине	149
<i>М.М. Кавун, А.Е. Шлезингер</i>	
Осадочные бассейны и консолидированная кора северо-западной акватории моря Уэдделла (Антарктика)	165
<i>В.Г. Трифионов, Г.А. Востриков, Р.В. Трифионов, О.В. Соболева</i>	
Активные разломы Евразии: геодинамический аспект	174
<i>С.Г. Самыгин, С.В. Руженцев, И.И. Поспелов, А.А. Моссаковский, Т.Т. Шаркова, В.А. Аристов</i>	
Варисская трансформная зона Джунгарии: опыт выделения	196
	251

Т.Н. Хераскова, С.В. Дубинина, А.Р. Орлова, Е.А. Сережникова

Раннепалеозойский аккреционный комплекс Северного Тянь-Шаня (Восточное Присонкулье)	221
--	-----

Л.И. Лобковский

Явление теплового гидродинамического взрыва в коре и верхней мантии – классический пример нелинейной геодинамики	244
---	-----

CONTENTS

Yuriy Mikhailovich PUSHCHAROVSKY	3
Introduction (A.S. Perfil'ev)	6
<i>Yu.M. Pushcharovsky</i>	
Major Tectonic Asymmetry of the Earth: the Pacific and Indo-Atlantic Segments and their Relationships.	8
<i>Ye.N. Melankholina</i>	
North Pacific Structural Development and Some Ideas of Nonlinear Geodynamics.	25
<i>S.D. Sokolov</i>	
Continental accretion, terranes, and nonlinear effects in geodynamics of Northeastern Asia.	42
<i>E.S. Bazilevskaya</i>	
Asymmetry of Ore Genesis in Oceans and its Relation to Tectonics.	70
<i>A.S. Perfil'ev</i>	
Two types of transform faults in the Atlantic Ocean.	85
<i>Yu.N. Raznitsin, A.I. Pilipenko</i>	
Angola-Brazil geotraverse: structure and deformation of oceanic lithosphere.	104
<i>V.A. Simonov, V.Yu. Kolobov, S.V. Kovyazin</i>	
Magmatic and Hydrothermal Processes in different Geodynamic Situations of South Atlantic (Bouvet Triple Junction).	129
<i>A.I. Pilipenko</i>	
Seismic structure of the oceanic crust of North-Australian Basin.	149
<i>M.M. Kavun, A.E. Shlezinger</i>	
Sedimentary basins and consolidated earth crust of the North-East Weddell Sea (The Antarctic)	165
<i>V.G. Trifonov, G.A. Vostrikov, R.V. Trifonov and O.V. Soboleva</i>	
Active faults of Eurasia: Geodynamic aspects.	174
<i>S.G. Samygin, S.V. Ruzhentsev, I.I. Pospelov, A.A. Mossakovsky, T.T. Sharkova, V.A. Aristov</i>	
Variscan Junggar transform zone: an experience of revelation.	196
	253

The Early Paleozoic accretion complex of North Tien Shan (Eastern Prisonkulie).	221
---	-----

L.I. Lobkovsky

Phenomenon of the thermal hydrodynamic burst within the crust and upper mantle – a classic example of nonlinear geodynamics.	244
---	-----

Научное издание

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ
И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ
ФЕНОМЕНЫ**

Труды, вып. 505

*Утверждено к печати
Редакционной коллегией
Геологического института РАН*

Заведующая редакцией "Наука – биосфера,
экология, геология" **А.А. Фролова**

Редактор **М.А. Яценко**
Художественный редактор **Г.М. Коровина**
Технический редактор **Т.В. Жмелькова**
Корректоры: **Г.В. Дубовицкая, Р.В. Молоканова, А.В. Морозова**

Геологический институт Российской академии наук

**Лаборатория тектоники океанов
и приокеанических зон**

Лаборатория состоит из двух групп: тектоники океанов и аккреционной тектоники. Группа аккреционной тектоники занимается изучением геологии континентальных окраин Тихого океана. Теоретической базой служат концепции тектонической расчлененности литосферы и коллажа террейнов.

Начиная с 1985 г., когда в институте появилось научно-исследовательское судно "Академик Николай Страхов", группа тектоники океанов проводит активные исследования в Атлантическом океане. Их основная задача - изучение тектоники, магматизма, геодинамики и металлогенеза глубинных геосфер океана. В качестве главного объекта избраны крупнейшие разломы океанского дна, где вскрыты глубинные породы.

Geological Institute of the Russian Academy of Sciences

**Laboratory of Tectonics of Oceans
and Peri-oceanic Zones**

The Laboratory includes the Group of Tectonics of Oceans and the Group of Accretionary Tectonics.

The Group of Accretionary Tectonics investigates geology of Pacific continental margins. Two concepts from the theoretical base of the study. These are: the concept of tectonically layered lithosphere and the concept of collage of terrains.

Since 1985, when the R/V "Academic Nikolai Strakhov" became the property of Geological Institute, the research activity of the Laboratory has been concentrated in the Atlantic ocean. The study of tectonics, magmatism, geodynamics, and metallogenesis in deep oceanic geospheres are the main interests of the Laboratory. Due to outcrops of hypogene rocks, largest faults in the oceanic bottom are the main objects of interest.

