

1.2. Декрет

ISSN 0016-853X

Номер 1

Январь - Февраль 2006



ГЕОТЕКТОНИКА



<http://www.naukaran.ru>
<http://www.maik.ru>

Журнал основан в январе 1965 года.
Выходит 6 раз в год.



“НАУКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТНИКА

№ 1 2006 Январь–Февраль

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

*Журнал издается под руководством
Отделения наук о Земле РАН*

*Главный редактор
Ю.М. Пушаровский*

Редакционная коллегия:

Ю.Н. Авсюк, Э. Бонатти (Италия), В.С. Буртман (ответственный секретарь),
Ю.А. Волож, А.О. Глико, С.С. Драчев, А.Л. Книппер, В.И. Коваленко,
Р. Колман (США), Е.А. Константиновская, Н.В. Короновский,
К. Крук (Австралия), М.Г. Леонов, Ю.Г. Леонов,
Е.Е. Милановский, А.А. Моссаковский (заместитель главного редактора),
С.В. Руженцев, В.Е. Хаин, М.Н. Шапиро, Э.В. Шипилов, А.А. Щипанский

Журнал "Геотектоника" публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магматизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информация о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов. Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями "Роспечати" (№ 70228 в каталоге).

Yu.M. Pushcharovsky – Editor

Editorial board

Yu.N. Avsyuk, E. Bonatti (Italy), V.S. Burtman (Secretary),
R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Australia), S.S. Dratchev, A.O. Glicko,
V.E. Khain, A.L. Knipper, E.A. Konstantinovskaia, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky,
M.G. Leonov, Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky, A.A. Mossakovsky (Coeditor),
S.V. Ruzhentsev, M.N. Shapiro, E.V. Shipilov, A.A. Shchipanskii, Yu.A. Volozh

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

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

Зав. редакцией М.Н. Шуплецова

Научные редакторы Н.Б. Заборовская, М.В. Лучицкая

Адрес редакции: 119017, Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН

Телефон: 230-81-77; факс: 951-04-43

Адрес издателя: 117997, Москва, ул. Профсоюзная, 90

Москва
Научно-производственное объединение
«Издательство "Наука"»

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 1, 2006

Приливные дискретно-волновые движения и дрейф континентов <i>Р. Г. Гарецкий, А. И. Добролюбов</i>	3
Гигантские рои мафических даек докембрия и вопросы алмазности древних платформ <i>М. З. Глуховский</i>	14
О вертикальных тектонических движениях земной коры в зонах трансформных разломов Центральной Атлантики <i>А. А. Пейве</i>	31
Структурно-кинематические аспекты эволюции Киргизатинской синформной структуры Южного Тянь-Шаня <i>Ю. А. Морозов, В. Г. Талицкий</i>	44
Эволюция полей напряжений в районе Порьегубского дайкового поля (Кандалакшский залив Белого моря) <i>Т. И. Васильева, Е. С. Пржиялговский</i>	63
Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов <i>А. Л. Грохольский, Е. П. Дубинин</i>	76

Рецензии

Важное достижение отечественной науки (рецензия и комментарий к книге "Введение в тектонофизику") <i>В. Е. Хаин</i>	95
--	----

Contents

No. 1, 2006

Simultaneous English language translation of the journal is available from Pleiades Publishing, Inc.
Distributed worldwide by Springer. *Geotectonics* ISSN 0016-8521.

Tidal Discrete-Wave Motions and Continental Drift <i>R. G. Garetskii and A. I. Dobrolyubov</i>	3
Giant Swarms of Precambrian Mafic Dikes and Potential Diamond Resources of Ancient Platforms <i>M. Z. Glukhovskii</i>	14
Vertical Tectonic Movements of the Crust in Transform Fracture Zones of the Central Atlantic <i>A. A. Peive</i>	31
The Kyrgyz-Ata Synform in the South Tien Shan: Structural and Kinematic Aspects of Its Evolution <i>Yu. A. Morozov and V. G. Talitskii</i>	44
Evolution of Stress Fields in the Por'ya Guba Dike Field (Kandalaksha Gulf, White Sea) <i>T. I. Vasil'eva and E. S. Przhiyalgovskii</i>	63
Experimental Modeling of Structure-Forming Deformations in Rift Zones of Mid-Ocean Ridges <i>A. L. Grokholskii and E. P. Dubinin</i>	76

Reviews

A Major Achievement of Russian Science (Review and Comments on the Book <i>Introduction to Tectonophysics</i>) <i>V. E. Khain</i>	95
--	----

ПРИЛИВНЫЕ ДИСКРЕТНО-ВОЛНОВЫЕ ДВИЖЕНИЯ И ДРЕЙФ КОНТИНЕНТОВ

© 2006 г. Р. Г. Гарецкий¹, А. И. Добролюбов²

¹Институт геохимии и геофизики НАН Беларуси, 220141, Минск, ул. Купревича, 7

²Объединенный институт проблем информатики НАН Беларуси, 220012, Минск, ул. Сурганова, 6

Поступила в редакцию 17.03.2005 г.

Рассмотрено понятие о существовании особого рода бегущих волн деформации, при движении которых происходит волновой перенос масс твердых тел, жидкостей и газов. Эти движения получили название дискретно-волновых. При их движении в одном направлении происходит горизонтальное перемещение тела. Такие дискретно-волновые движения возникают под действием приливных сил Луны и Солнца на Землю, что вызывает горизонтальные перемещения геосфер. Показаны глобальные перемещения в результате приливных дискретно-волновых движений атмосферы, океанских течений, литосферы. В многофакторном глобальном тектоногеодинамическом процессе приливные дискретно-волновые движения, реально существующие, постоянно действующие планетарные явления и имеющие способность к накоплению энергии и переносу масс, являются ведущими в горизонтальном перемещении литосферы, ее блоков, в дрейфе континентов. Их нельзя игнорировать при рассмотрении глобальной тектоники.

ВВЕДЕНИЕ

Около 25 лет тому назад А.И. Добролюбов [11–13] теоретически и экспериментально доказал существование особого рода бегущих волн деформации, при движении которых происходит волновой перенос масс твердых тел, жидкостей и газов. Движения деформируемых тел под действием таких волн получили название дискретно-волновых движений (ДВД). Одиночные волны деформации, движущиеся в одном направлении по слою, который лежит на жесткой или вязкой основе, приводят к медленному тангенциальному перемещению этого слоя. Все точки тела, находящиеся в движущейся волне деформации, совершают шаговые смещения вдоль движения волны, в то время как участки тела вне волны находятся в покое. Теория бегущих волн деформации и волнового массопереноса первоначально была разработана в биомеханике (волновые способы передвижения садовой гусеницы, дождевого червя, змеи, улитки, перистальтики в пищеварительной системе и др.), в механике технических устройств (на деформируемых звеньях волновых механизмов и машин). В этих науках ДВД признаны и широко используются. Примерно в то же время мы сделали попытку обратить внимание на приливные волновые глобальные движения литосферы [6, 7].

Несколько позже Ю.А. Косыгин и Л.А. Маслов [14], а затем более капитально и разносторонне Ю.Н. Авсюк [1–3] рассмотрели внеземные факторы, воздействующие на тектогенез. В целом, поддерживая взгляды Ю.Н. Авсюка, мы хотим обратить внимание на конкретный механизм

горизонтальных тектонических перемещений литосферы под влиянием приливов Луны и Солнца. Существование последних признается всеми исследователями еще со времен А. Вегенера [5], но обычно считалось незначительным [10, 20].

Если раньше выдвигались предположения в основном об одной какой-либо причине глобальной тектоники, то в последнее время большинство исследователей в механике глобальных тектонических движений признают влияние многих самых различных источников как эндогенных, так и экзогенных (прежде всего космических). Каждый исследователь старается выделить из всех главный фактор: одни видят в нем конвекцию (таких большинство), причем для объяснения многообразия тектонических процессов приходится обращаться не только к общемантийной, но и к двухъярусной или многоярусной конвекции или даже их чередованию; другие главную причину глобальной тектоники видят в избыточном давлении в контактной зоне океан–континент [15]; третьи – в мантийной тепловой конвекции с плавающими континентами [23]; четвертые – в космических явлениях и т.д. Как наиболее ярко в последних работах показали Ю.М. Пуцаровский [18, 19, 24], В.Е. Хаин [25] и др., глобальные тектоногеодинамические процессы – явление многофакторное и типично нелинейное [17].

Недавно проблемы глобальной тектоники детально рассмотрел Ю.М. Пуцаровский [19, 24], причем внес в них много новых аспектов. В частности, необходимо поддержать предложение о расширении понятия “тектоносфера”, включив в

него всю мантию, а также ее расчленение на несколько геосфер [24].

После того, как было доказано, что бегущие волны деформации генерируют дискретно-волновые движения, которые широко распространены в живой и неживой природе, могут переносить массу и тем самым аккумулировать, *накапливать* энергию практически любой величины, можно утверждать, что даже при относительно небольших амплитудах приливных дискретно-волновых однонаправленных движений, этот постоянно действующий на Землю реально существующий фактор необходимо учитывать в глобальной тектонике, и он даже может оказаться основным, а все остальные многочисленные факторы могут стать только осложняющими.

БЕГУЩИЕ ПРИЛИВНЫЕ ВОЛНЫ В ГЕОСФЕРАХ ЗЕМЛИ

Эстафетная модель движения частиц материи и основанные на ней модели волнового движения тел различной физической природы являются основой фундаментального универсального закона движения материи, проявляющиеся как в микро-, так и в макромире, в частности, в волновых движениях различных масштабов. Примерами бегущих волн видимого диапазона, которые можно видеть невооруженным глазом, являются волны на теле ползающей садовой гусеницы, дождевого червя, волны от брошенного в воду камня, поверхностные морские ветровые волны и т.д. Теория таких волн имеет большое значение для решения ряда научных и практических задач в таких областях науки, как биомеханика, гидромеханика, механика деформируемого твердого тела, теория механизмов и машин и др.

Если размеры, например длина, бегущих волн чрезвычайно велика (сотни или тысячи километров), то они уже не воспринимаются наблюдателем как единое целое или становятся вовсе незаметными. В ряде случаев обнаружить такие волны можно лишь с помощью специальных приборов. Именно к таким бегущим волнам относятся глобальные приливные волны, действующие во всех геосферах Земли (в атмосфере, гидросфере, литосфере, астеносфере, мантии), возникающие под действием сил притяжения между Землей и Луной, Землей и Солнцем и движущиеся в результате вращения Земли. В свою очередь движения в этих сферах дополнительно воздействуют друг на друга. Земля – это совокупность концентрических оболочек, состоящих из материалов, различающихся между собой физико-механическими свойствами и агрегатным состоянием вещества – газообразным, жидким, вязким, твердым.

Приливообразующие силы, действующие в результате гравитации, резко уменьшаются с увели-

чением расстояния между взаимодействующими телами, поэтому такая сила со стороны Солнца в 2.2 раза меньше, чем со стороны Луны. Приливообразующие силы растягивают Землю вдоль оси Земля–Луна и сжимают ее в перпендикулярном направлении. Они действуют на все оболочки Земли, создавая на них два “горба” и эллипсоидальную форму.

Земля вращается с запада на восток вокруг оси, составляющей с осью Земля–Луна угол, равный $90 \pm 28^\circ$, а лунные горбы движутся относительно поверхности Земли с востока на запад, и их вершины описывают спиральные субширотные (почти совпадающие с параллелями Земли) траекториями, симметричными относительно экватора Земли.

Характер движения лунных и солнечных горбов на земных оболочках довольно сложен: они двигаются в субширотном направлении (их вершины постоянно находятся в тропическом поясе Земли), могут совмещаться друг с другом и суммироваться по амплитуде или действовать в противоположных направлениях. Учитывая, что приливообразующая сила со стороны Луны значительно больше, чем со стороны Солнца, обычно рассматривают приливные волны, генерируемые Луной. Далее коротко опишем приливные волновые движения различных сфер Земли.

ГЛОБАЛЬНЫЕ ВОЛНОВЫЕ ДВИЖЕНИЯ АТМОСФЕРЫ

Точки пересечения большой оси приливно-атмосферного эллипсоида с поверхностью Земли находятся в ее тропическом поясе, совершая движение в западном направлении по спиралеобразным субширотным траекториям. Значит, в атмосфере Земли имеется бегущая к западу волна деформации, максимальная амплитуда которой находится в тропическом поясе Земли. Особенность атмосферной газовой оболочки Земли – резкое убывание плотности атмосферы с высотой: уже на высоте 7.7 км она уменьшается в 2.7 раза. В атмосфере образуется бегущая волна с разреженной вершиной (рис. 1а). Такая волна, в соответствии с закономерностями, изложенными в публикациях [12, 13], будет переносить (эстафетно-последовательным способом) верхние слои (рис. 1б) газа в направлении \tilde{V}_x , противоположном направлению движения волны \tilde{V} , так как в верхнем слое существует бегущая область разрежения. Атмосферные массы в верхних слоях должны вращаться быстрее Земли, т.е. обгонять ее (супервращение). Анализ отклонений плоскости вращения орбит искусственных спутников Земли показал, что верхние слои атмосферы на высоте 150–400 км вращаются приблизи-

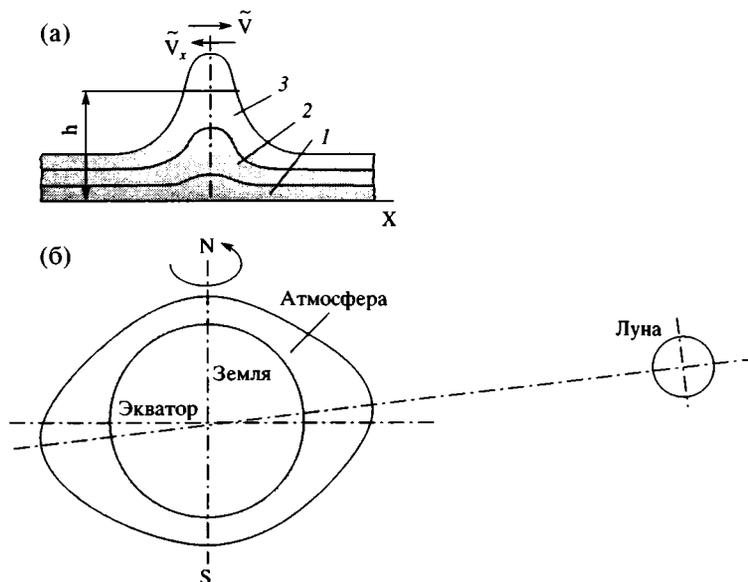


Рис. 1. Бегущая приливная волна в атмосфере: а) ее образование с разреженной вершиной, б) в разреженной вершине (слой 3) происходит перенос массы газа в направлении, обратном движению волны
1, 2, 3 – условные слои атмосферы

тельно на 20% быстрее, т.е. движутся относительно Земли в восточном направлении.

Конечно, основные закономерности движения атмосферы, связанные с отмеченными глобальными волновыми явлениями, серьезно нарушаются и усложняются другими многочисленными факторами: различием давлений и температур, направлениями ветров, влиянием неоднородностей и движений нижележащих геосфер на океанских и континентальных пространствах и т.д.

БЕГУЩИЕ ПРИЛИВНЫЕ ВОЛНЫ – ГЕНЕРАТОР ОКЕАНСКИХ ТЕЧЕНИЙ

Еще со времен И. Ньютона известно, что причиной приливов и отливов океанских и морских вод является притяжение Луны. Океаны ограничены береговой линией материков и поэтому приливные волны движутся в ограниченном водоеме. Они большей своей частью находятся в тропическом поясе Земли и движутся в западном направлении. Они осуществляют массоперенос океанских вод и переносят (эстафетно-последовательным способом) воду из восточных областей океанов в западные (рис. 2а), создавая таким образом избыток вод в западных областях океанов и дефицит в восточных. Из восточной части тропического океана ежесуточно изымается огромное количество воды, и такое же количество ежесуточно прибавляется в западной его части. Конечно, значительное время существования компенсационных течений, выравнивающих разность уровней в океане, ветровые, тепловые, динамические, различия в солености, особенности

очертания берегов и дна и другие неволновые факторы движения океанских вод значительно усложняют картину массопереноса и течений в реальном океане, но ведущим, главным фактором являются приливные ДВД.

Картины крупномасштабных течений Тихого, Атлантического и Индийского океанов схожи между собой (рис. 2б): приливные волны под действием притяжения Луны зарождаются на восточной окраине тропического океана и движутся к западной его окраине, где разрушаются, встречаясь с береговой линией, при этом имеют место: краевой процесс зарождения и рост волны в ее стартовом положении (в восточной части океана), сопровождающийся загрузкой массы в волну и компенсационным движением вод в направлении к области старта волны (т.е. с запада на восток); процесс переноса массы выпуклой волной во время ее движения с востока на запад; краевой процесс разрушения волны (в западной части океана), сопровождающийся выгрузкой массы из волны и компенсационными движениями вод по направлению от области финиша волны, т.е. так же как на стадии формирования волны, с запада на восток.

Главным “стержнем” течений являются экваториальные пассатные течения западного направления, переносящие океанские воды с востока на запад. Постоянно возобновляемые избыток и дефицит вод на западе и востоке являются генератором гигантских круговоротов, симметричных относительно экватора. Все 18 крупномасштабных течений Мирового океана “укладываются” в приведенную схему течений: западный

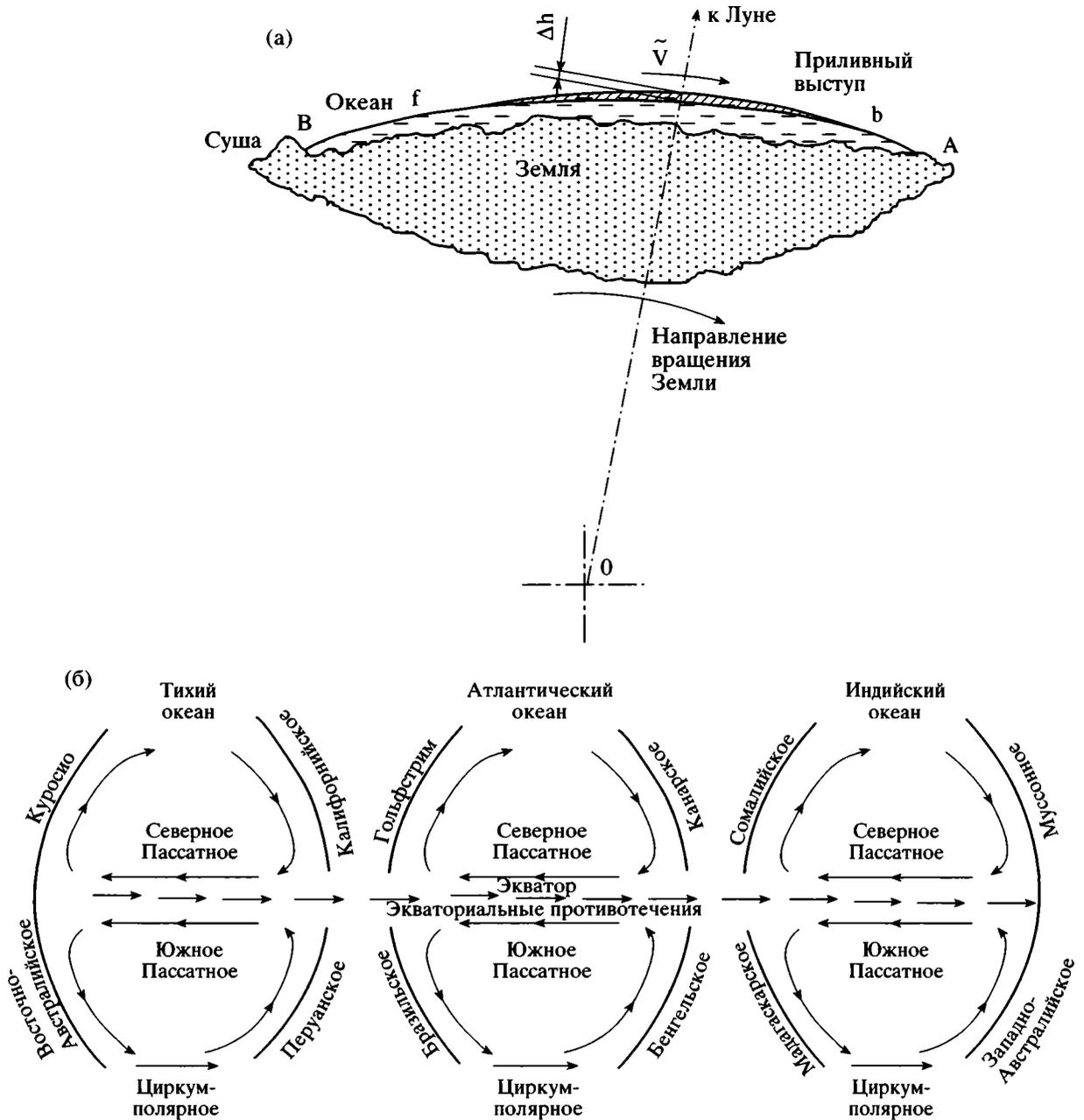


Рис. 2. Приливные волны и крупномасштабные течения в океанах: а) волна в экваториальном сечении, движущаяся с востока на запад; б) схожесть структур крупномасштабных течений Тихого, Атлантического и Индийского океанов

перенос вод вдоль экватора в тропической зоне океана и два противоположно направленных круговорота по обеим сторонам экватора – северный антициклонический (по часовой стрелке) в северном полушарии и южный циклонический (против часовой стрелки) в южном полушарии (южный круговорот является зеркальным отображением северного), а также экваториальные противотечения вдоль экватора на восток. При разрушении приливных волн на западной окраине, где они встречаются с береговой линией материка, про-

исходит создание известных течений (типа Гольфстрим и др.), которые движутся по диагонали, проникая далеко на север и юг.

ПРИЛИВНЫЕ ДИСКРЕТНО-ВОЛНОВЫЕ ДВИЖЕНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И МАНТИИ И ДРЕЙФ КОНТИНЕНТОВ

Многие геологические феномены и особенности строения литосферы легче объяснить с позиции приливных ДВД, которые приводят к гори-

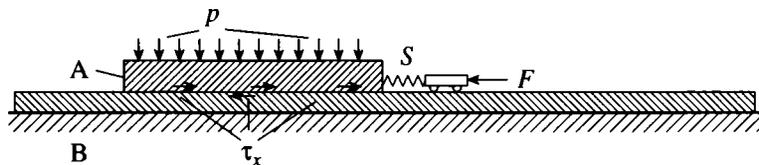


Рис. 3. Схема лабораторной установки для демонстрации упруго-фрикционных срывов контактирующих слоев твердых тел

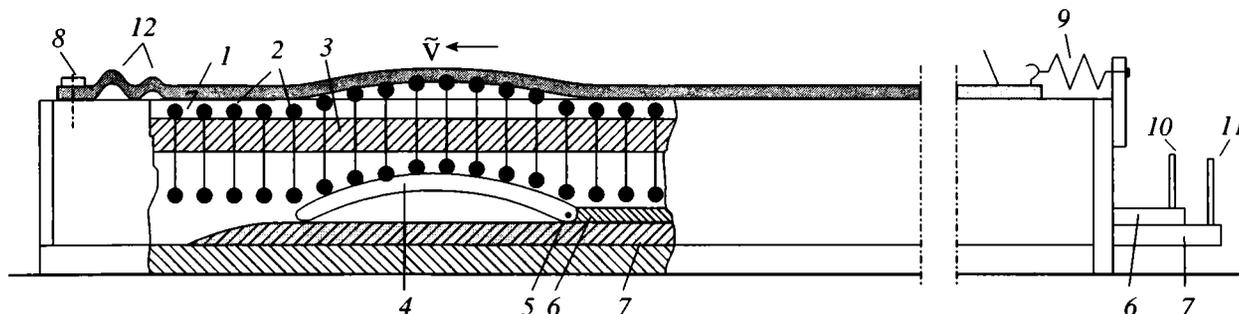


Рис. 4. Прибор для моделирования ДВД земной коры и образование зон сжатия и растяжения
 1 – протяженный гибкий слой (полоска кожи, ткани или резины); 2 – подвижные вертикальные стержни; 3 – корпус, в котором размещены стержни; 4 – копир, который совершает повороты; 5 – ось, на которой происходят повороты копира; 6 – подвижная штанга; 7 – клин; 8 – неподвижное крепление слоя 1; 9 – динамометр; 10, 11 – рукоятки

горизонтальному перемещению литосферных блоков, чем с точки зрения других гипотез. Возможность существования приливных ДВД и объяснение ряда геологических фактов с позиций ДВД можно смоделировать при помощи лабораторных приборов [12, 13]. Некоторые из них приведем далее.

Моделирование дискретно-волновых движений в твердых телах. Слои и блоки литосферы время от времени совершают латеральные тектонические смещения под действием постоянно накапливающихся горизонтальных напряжений в твердых породах литосферы. Общеизвестные физические объяснения такого рода подвижек – упруго-фрикционный срыв слоев литосферы относительно друг друга. Если два контактирующих друг с другом твердых упругих слоя А и В (рис. 3) нагружать медленно нарастающей горизонтальной нагрузкой F , то есть создавать постепенно нарастающие напряжения τ_x на контактной поверхности слоев, то можно наблюдать периодически возникающие упруго-фрикционные горизонтальные срывы контактирующих слоев. Задачи о периоде времени между двумя упруго-фрикционными срывами слоев А и В или о предсказании момента их очередных срывов не имеют точного решения, так как исследуемые здесь явления представляют собой случайные события, и искомые величины являются случайными (стохастическими). Приведенная установка позволяет понять влияющие на этот процесс факторы: фи-

зико-механические свойства и геометрические размеры контактирующих тел; величины и характер распределения нормальных сил p , прижимающих слои друг к другу; коэффициент сцепления слоев; продольная жесткость слоев (моделируемая в установке пружиной S); скорость нарастания “ведущей” силы срыва F . Как возникает горизонтальная сила (сила F в модели), являющаяся причиной горизонтальных движений слоев литосферы? Это – приливные бегущие волны деформации, при которых происходит перенос массы твердых тел [12].

Прибор (рис. 4) демонстрирует формирование зон сжатия и растяжения в результате ДВД земной коры. При сближении рукояток 10 и 11 копир 4 под действием клина 7 поворачивается на оси 5, приподнимая на некотором участке стержни 2, и на гибком слое 1 образуется выпуклый участок (волна). При перемещении рукояток 10 и 11 вдоль корпуса прибора волна, образованная на слое 1, перемещается в том же направлении. Если на правом конце слоя 1 периодически создавать волну и передвигать ее влево, а обратное (слева направо) движение генератора осуществлять без волны, то по слою 1 периодически справа налево будет перемещаться выпуклая волна, и слой 1 будет совершать ДВД в направлении ее движения. Прибор демонстрирует: 1) явление массопереноса, осуществляемое бегущей волной на слое твердого деформируемого тела, лежащего на опорной поверхности; 2) дискретно-волновой харак-

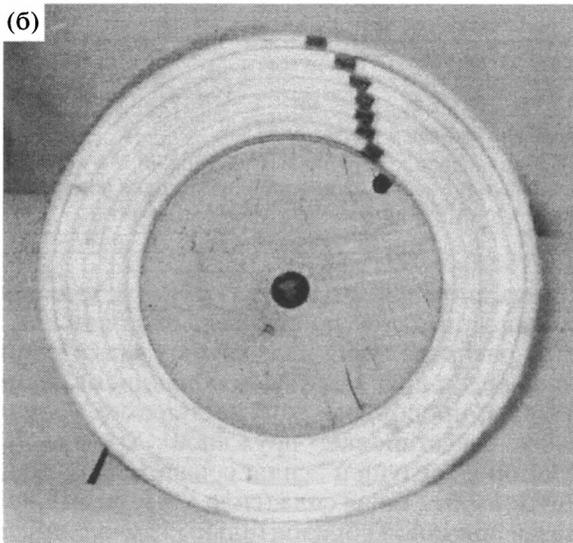
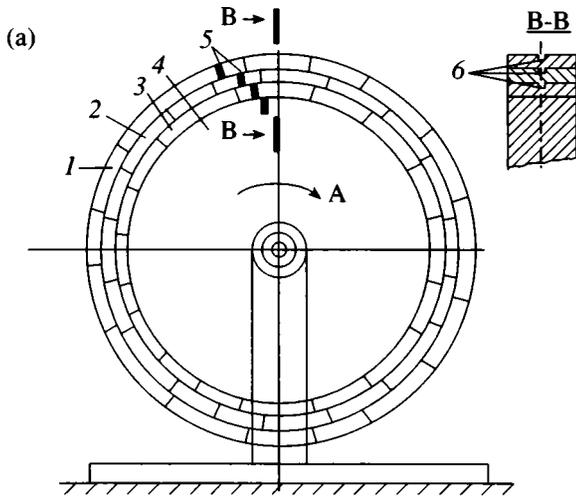


Рис. 5. Прибор для моделирования процесса расслоения земной коры под действием бегущих приливных волн: а) в случае трехслойной оболочки; б) в случае многослойной оболочки. Объяснение деталей установки (цифры 1–6) дано в тексте

тер движения деформируемого слоя (точки слоя 1, находящиеся на волне, движутся, а точки вне волны находятся в состоянии покоя, что характеризует бегущую волну как преобразователь равномерного движения в шаговое); 3) складкообразование на конце слоя, подверженного бегущим волнам деформации (вследствие переноса массы волной в левом конце слоя 1 перед препятствием 8 в слое возникают напряжения продольного сжатия и образуется избыток массы, накапливание которого при многократном пробеге волны приводит к образованию поперечных складок 12 на левом конце слоя); 4) передачу напряжений через ненапряженное тело (после некоторого количества волн, пробежавших справа налево по гибко-

му слою 1, на правом (стартовом) конце слоя можно обнаружить напряжения растяжения – цифра 9, а на левом (финишном) – напряжения сжатия – цифра 12; срединная часть слоя 1 при этом остается в ненапряженном состоянии).

Достаточно наглядно процесс расслоения земной коры под действием бегущих приливных волн можно видеть с помощью прибора (рис. 5).

Гибкие весомые слои 1–3, представляющие собой металлические кольца, разрезанные на части и стянутые по наружной поверхности гибкой связью 6, образуют трехслойную оболочку, нижний слой 3 которой опирается на опорный цилиндр 4 (рис. 5а). Под действием веса слои 1–3 прогибаются и в нижней их части образуются выступы (волны) деформации, имитирующие деформацию земной коры под действием сил притяжения Луны. При медленном вращении опорного цилиндра в направлении, указанном стрелкой А, волны деформации перемещаются в слоях 1–3 в направлении, обратном направлению вращения цилиндра, а слои начинают медленно перемещаться относительно опоры в сторону движения волны, т.е. также противоположно направлению вращения цилиндра. При этом внутренний (нижний) слой 3 перемещается относительно опорного цилиндра 4, средний слой 2 – относительно нижнего слоя 3, верхний (наружный) слой 1 – относительно среднего слоя 2. Таким образом, происходит однонаправленное перемещение с различной скоростью гибких слоев 1–3 (что показано в виде смещения меток 5) относительно друг друга, а это имитирует процесс расслоения земной коры и движение слоев под действием приливных деформаций и вращения Земли.

То же видно в случае с многослойной оболочкой (рис. 5б). Максимальные смещения имеет верхний слой, минимальные – нижний, остальные слои – промежуточные смещения.

Чудодейственную силу бегущей волны деформации может испытать каждый при переносе тяжелых вещей дома или на даче и убедиться, что бегущая волна переносит массу “по частям” и поэтому очень большую массу можно перенести при помощи очень малой мощности (рис. 6). Возможно, таким способом передвижения пользовались египтяне при переносе огромных блоков при строительстве знаменитых пирамид, а жители острова Пасхи – при передвижении своих крупных тяжелейших идолов.

Особенности строения литосферы и дрейф континентов. Многими исследователями [5, 9 и др.] установлены преимущественно западное направление дрейфа континентов и подтверждено существование для их крупных блоков также западного смещения [4].

Максимальные амплитуды горизонтальных смещений в Атлантике (прежде всего по транс-

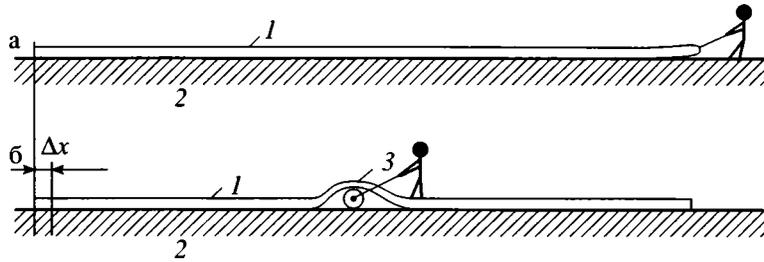


Рис. 6. Волновым способом человек может перемещать деформируемое тело, масса которого во много раз превышает его собственную: а) прямого приложения силы недостаточно для передвижения тела, б) волновой способ передвижения

1 – тяжелая ковровая дорожка; 2 – опорная поверхность, 3 – складка-волна; Δx – величина перемещения

формным разломам) приходится, как правило, на экваториальную область и проявляют тенденцию к уменьшению в направлении к высоким широтам.

Сейсмическая активность также выше в экваториальной зоне и почти полностью отсутствует на полюсах. Такое распределение хорошо коррелируется с поведением “лунных горбов”, амплитуда которых максимальна в тропиках и равна нулю на полюсах.

Статистический анализ направления сдвигов в разных полушариях [16] выявил, что те из них, которые поперечны к меридианам и расположены в северном полушарии, в основном имеют правое смещение, тогда как в южном – левое. Такая картина должна возникать в случае, если литосфера движется к западу, испытывая большее перемещение в низких широтах.

Существует зависимость между положением Луны и Солнца на небосводе с проявлением землетрясений и извержений. Сильнейшие из них происходят во время сизигийно-перигелийных положений тел в системе Земля–Луна–Солнце, когда бегущие приливные горбы максимальны [21].

Установлен ряд особенностей геометрического рисунка континентов, линеаментов и других элементов земной поверхности (*S*-образные изгибы осей континентов и островных цепей при переходе их из северного полушария в южное и др.), появление которых объясняется, прежде всего, воздействием ротационного и других внешних факторов, а не глубинных процессов.

М.З. Глуховский и В.М. Моралев [8] показали, что подавляющая часть “горячих точек” Земли (65%) расположена в экваториальном поясе, между широтами $\pm 35^\circ$. Аналогичный “горячий пояс” был свойственен и ранней Земле. Они сделали вывод, что “длительное фиксированное положение зоны мантийного апвеллинга на Земле ... было вызвано гравитационной энергией формирующегося ядра, сфокусированной в экваториальном поясе под воздействием возникающих центробежных (ротационных) сил и приливной энергии

Луны, особенно эффективных на ранней стадии развития Земли”.

В настоящее время (прежде всего трудами советских геологов и геофизиков) доказана субгоризонтальная расслоенность литосферы [22, 23], причем ее значительно легче объяснить и понять с точки зрения ДВД, чем с позиций конвекционных процессов, которые, наоборот, должны нарушать такую расслоенность. В последнее время выявлены многочисленные конкретные случаи различных листрических разломов, надвигов, покровов, пологих и субгоризонтальных срывов главным образом по смене слоев с разными физико-химическими свойствами и агрегатными состояниями. Они встречены на континентах и океанах, в разных платформенных и складчатых областях на различных глубинах. По геофизическим данным (прежде всего сейсмическим и магнитотеллурическим) они широко развиты не только в осадочном чехле, но и в верхней и нижней коре, в мантии, на их границе (срывы по поверхности Мохо). Глубже также имеется тектоническая расслоенность. Несомненно, приливные ДВД способствуют формированию такого рода структур, количество которых с глубиной становится меньше и, по-видимому, не только из-за большей трудности их обнаружения и доказательства.

Амплитуда приливной волны в верхних оболочках Земли выше, чем на более глубоких, поэтому и наблюдается, что перемещение верхних слоев литосферы происходит более интенсивно, с большей скоростью, чем более низких ее слоев (рис. 7). В силу вертикальной и горизонтальной неоднородностей разных слоев земной коры и верхней мантии, различия их вещественного состава, физико-химических свойств слоев деформируемых оболочек, их количества, мощности, трения слоев, движущихся с разной скоростью относительно друг друга, происходит довольно существенное уменьшение ДВД с глубиной, и уже примерно на глубинах около 700 км они практически полностью затухают.

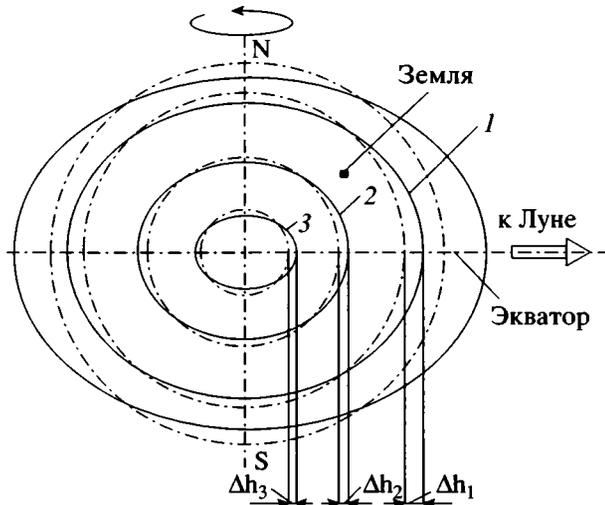


Рис. 7. Принципиальная схема уменьшения величины Δh горбов на оси Земля–Луна и приливных деформаций геосфер к центру Земли

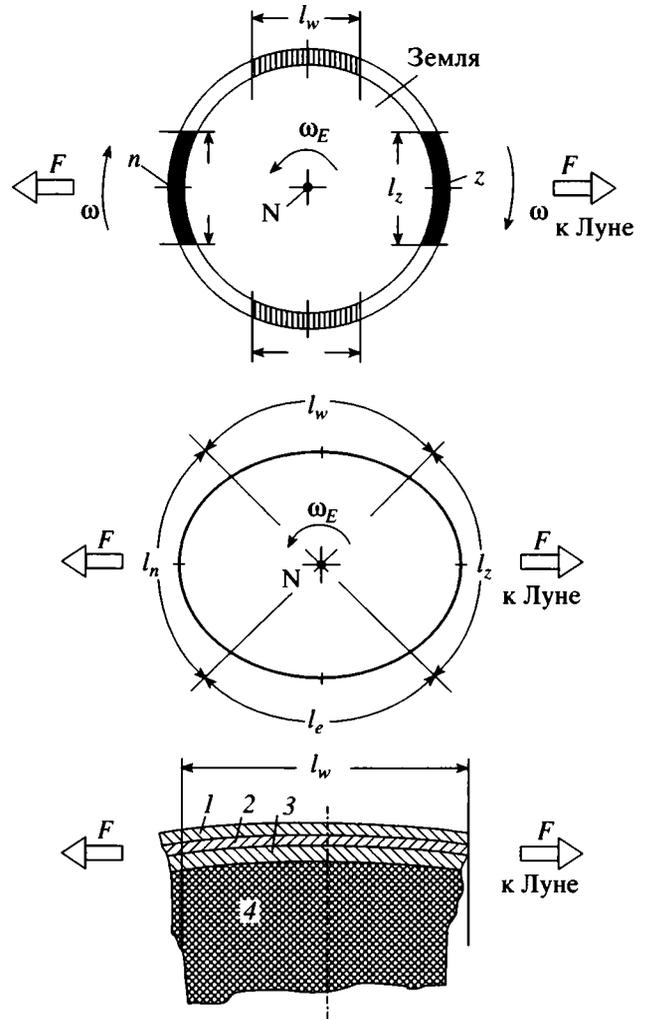


Рис. 8. Два лунных приливных горба образуют на замкнутом поясе литосферы четыре симметричные области l_z, l_n, l_e и l_w деформации; l_z и l_n – области сжатия, l_e и l_w – области растяжения

Насколько велики приливные гравитационные силы растяжения Земли и способны ли они создавать горизонтальные подвижки литосферы Земли и ее блоков?

Различные точки Земли (ближайшие к Луне и наиболее удаленные от нее в данный момент времени) подвержены различным гравитационным ускорениям, возникшим под действием сил притяжения со стороны Луны, и как следствие этой разности ускорений появляются приливообразующие силы растяжения Земли, действующие вдоль оси Земля–Луна (рис. 8). Эта разность ускорений подсчитывается по формуле [26]

$$da_E = -2 \frac{GM_M}{r^3} dr, \quad (1)$$

где $G = 6.67 \times 10^{-11}$ – гравитационная постоянная, $M_M = 7.36 \times 10^{22}$ кг – масса Луны, $r = 3.82 \times 10^8$ м – расстояние между Землей и Луной, $dr = 12.760 \times 10^6$ м – протяженность, т.е. величина диаметра, Земли. Подсчитанная по формуле (1) разность ускорений составляет $da_E = 2.25 \times 10^{-6}$ м/с². Эта разность ускорений создает силу растяжения около $F = 10^{18}$ ньютонов.

Очевидно, что для ответа на этот вопрос необходимо оценить величину напряжений, которые способны создать в твердых породах Земли эти приливные силы. Если бы Земля представляла собой однородное твердое деформируемое тело, то напряжение, вызванное силой растяжения $F = 10^{18}$ н, в диаметральной сечении Земли равнялось бы $\sigma = F/S = 10^{18}/\pi (6.38 \times 10^6)^2 = 7.8 \times 10^3$ н/м². Такое напряжение с позиций сопротивления материалов считается малым и неспособным вызвать значительную деформацию, а тем более

разрушение конструкционных материалов. Например, бетонный стержень (модуль упругости $E = 30 \times 10^9$ н/м²) длиной $l = 10$ м под действием такого напряжения сжатия получит относительную деформацию $\epsilon = \sigma/E = 7.8 \times 10^3/30 \times 10^9 = 2.6 \times 10^{-7}$ и сократится на $\Delta x = \epsilon \times l = 2.6 \times 10^{-7} \times 10 = 0.0000026$ м = 0.0026 мм, что пренебрежимо мало для инженерных сооружений.

Однако для Земли как деформируемого тела, подверженного силовым воздействиям, такие факторы, как *крупномасштабность* геометрических размеров и *различия физико-механических свойств* и агрегатных состояний геосфер, а также *изменчивость во времени*, действующих на Землю гравитационных сил со стороны Луны и Солнца вносят существенные изменения в картину деформации этого космического тела.

При рассмотрении экваториального разреза Земли (см. рис. 8), состоящей из газообразной, водной, твердой, пластичной и жидкой сферических оболочек и растягиваемой приливыми силами F , возникает вопрос: как распределяется сила F по всем кольцевым сечениям всех столь различных геосфер Земли? Ведь все земные сферы находятся в разных агрегатных состояниях и поэтому не могут одинаково воспринять силу F . Имеются все основания сделать вывод, что эта сила будет воспринята главным образом твердой верхней оболочкой (литосферой) Земли, а другие – вязкие, жидкие и твердое внутреннее ядро, окруженное жидкой сферой, будут лишь частично воспринимать силу F или вовсе ее не воспринимать.

Если считать, что верхняя твердая оболочка Земли, то есть та оболочка, которая принимает на себя силу растяжения F , простирается приблизительно на глубину 200 км, то напряжения растяжения в этой твердой оболочке, созданное силой $F = 10^{18}$, будут $\sigma = F/S = 10^{18}/(2\pi \times 6.38 \times 10^6 \times 2 \times 10^5) = 2.75 \times 10^5 = 1.25 \times 10^5$ н/м². При этой величине напряжения слой земной породы твердостью $E = 1.65 \times 10^{11}$ н/м² [27] и длиной 1000 км получит деформацию $\Delta l = \frac{\sigma l}{E} = \frac{1.25 \times 10^5 \times 10^6}{1.65 \times 10^{11}} = 0.76$ м.

Большая ось приливного эллипсоида Земли расположена вдоль оси Земля–Луна (см. рис. 8). Поскольку этот эллипсоид совершает суточное вращение вокруг своей малой оси (на рисунке эта ось вертикальна к плоскости рисунка), вершины приливных горбов в литосфере Земли расположены в любой момент времени в точках зенита (z) и надира (n) Луны. Высота приливных выступов убывает в высоких широтах Земли, а на полюсах становится равной нулю. Через четверть суток точки зенита и надира переместятся по поверхности Земли вдоль экватора на 90°, что означает, что приливная волна деформации пробежала за это время в тропическом поясе литосферы приблизительно 10000 км в западном направлении. Это в свою очередь означает, что очаги деформации слоев литосферы Земли переместились на то же расстояния и это, согласно свойствам бегущей волны деформации, вызывает перемещение некоторой массы этих слоев. За время одного оборота Земли относительно Луны (это 24 часа 50 минут) два бегущих приливных горба совершат полный оборот в тропическом поясе Земли. Если бы земная кора представляла собой сплошной цилиндрический круговой пояс твердого деформируемого тела, два лунных приливных горба образовали бы на этом замкнутом поясе четыре симметричные относительно друг друга, движущиеся в западном направлении области l_z , l_n , l_e и l_w деформации, две из которых (l_z и l_n) представляли

собой области сжатия, и две (l_e и l_w) – области растяжения. Каждая из этих движущихся областей деформации переместила бы в этом поясе массу Δm . При этом, поскольку волна деформации сокращения ($\epsilon_x < 0$) обладает большим по абсолютной величине Δm массосодержанием (см. рис. 8, средняя схема), эти волны избытка массы переносят массу литосферы в направлении движения приливных волн, то есть в западном направлении.

На рисунке 8 показана в укрупненном масштабе часть экваториального разреза Земли, где можно видеть (в упрощенном виде) горизонтальные слои литосферы, подверженные действию приливных сил растяжения F .

Изменчивость величин и направлений сил, действующих на Землю со стороны Луны и Солнца, обусловлена не только вращением Земли вокруг своей оси. Наклон оси вращения Земли к плоскости эклиптики (23.5°), угол между орбитой Луны и плоскостью экватора (23.5 ± 5°), периодическая смена фаз Луны (сизигийные и квадратурные приливы), периодические изменения расстояния между Землей и Луной (±21000 км) – все эти факторы также усложняют кинематику движений всех звеньев космического механизма силового воздействия на Землю и, естественно, усложняют кинематику и динамику движений слоев и блоков литосферы, совершающих деформационные движения под действием этих изменяющихся во времени и пространстве сил.

Кроме изменчивости сил, действующих на Землю, фактором, усложняющим реакцию слоев Земли на действующие силы, является неоднородность литосферы, которая проявляется как в структурно-геометрическом плане, так и в различных физико-механических свойствах пород Земли. Еще более усложняет оценку движений земных пород зависимость от температуры и давления таких параметров, как модуль упругости, модуль сдвига, плотность, вязкость, влажность и др. Значения этих параметров, включая температуру, остаются предположительными для глубин Земли.

Приливные ДВД ведут к возникновению большинства рифтовых структур. Именно в таких зонах сосредоточивается прогрессирующий процесс растяжения (аналогично образованию “шейки текучести” при растяжении металлического образца). Вначале более хрупкая верхняя земная кора континента достаточно легко разрывается, а более вязкие нижняя земная кора и надастеносферная литосфера постепенно растягиваются и при спрединге образуют обширные пространства океанской земной коры. Важно отметить, что раздвиг в рифтовой зоне происходит не из-за перемещения бортов рифта в разные стороны, а в результате разности скоростей перемещения их движения. Только так, например, можно объяснить ту ситуацию с Африканским континентом,

который должен претерпевать сжатие в результате раскрытия рифтовых зон, расположенных по обе стороны от него в Атлантическом и Индийском океанах. Фактически континент Африки ограничен пассивными окраинами и даже расколот Восточно-Африканской системой субмеридионально ориентированных рифтов.

С отмеченных позиций главными тектоническими элементами литосферы следует считать континенты и океаны, которые совершенно различны по геологическому строению. Это недавно справедливо подчеркнул Ю.М. Пушаровский [19]. Что касается проведения границ между главными структурными единицами Земли внутри океанов (как это делается согласно плейттектоники), то это неправомерно. Океанские пространства, хотя и разделены между собой срединно-океанским хребтом, по своему строению и генезису очень близки: это – одинаково возникшие структуры “шейки текучести”, которые образованы в результате дрейфа континентов из-за разной скорости их передвижения, хотя в целом двигающихся в близком западном направлении.

Скорости перемещения континентов различны: как известно, достаточно быстро движутся Американские континенты, медленнее Австралия, еще медленнее Африка и самая малоподвижная инерционная – Евразия. Здесь, видимо, имеет существенное значение не только положение континента относительно экватора, но и мощность литосферы, общий размер и масса континентов, а также другие факторы (тепловой поток и т.д.). Мощности литосферы континентов (а, следовательно, глубины корней кратонов и уровни, по которым происходит их движение) – от 100 до 450 км – в общем коррелируют со скоростью перемещения континентов. Кроме того, дрейф литосферы осуществляется по сферической поверхности, и у каждого континента, согласно теореме Эйлера, имеется свой полюс вращения и разные угловые скорости движения, поэтому, а также в силу других различных причин (различия в строении литосферы на разных участках планеты и др.) могут наблюдаться отклонения от западного направления.

Океанская литосфера, как “шейка текучести” при формировании океанов и в результате более интенсивного дрейфа континентальных блоков Земли, имела относительно пассивную роль. Кроме того, замедленному движению под воздействием ДВД океанской литосферы мешал и слой гидросферы океана, который принимал на себя первые наиболее интенсивные приливные воздействия, а также возникающие под действием ДВД возвратные течения вод при процессе разрушения волны в западных частях океана.

Разные скорости дрейфа континентов и замедленные движения океанской литосферы в конеч-

ном итоге могут привести к сближению континентов и закрытию океанов в соответствии с циклами Вильсона.

Все это справедливо в основном для Индо-Атлантического сегмента Земли. Особняком стоит Тихий океан, который является наиболее древним из всех океанов и вместе с Тихоокеанским тектоническим поясом образует Тихоокеанский сегмент Земли. Зафиксированные скорости движения литосферы среди океанов максимальны в пределах Тихоокеанского сегмента. Строение окраин Тихого океана, как известно, совершенно иное, чем в других океанах. Все это подчеркивает крупнейшие неоднородности структуры Земли и ее важнейшую структурную асимметрию [24].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приливные дискретно-волновые движения, которые реально существуют и постоянно действуют в планетарном масштабе, имеют способность к накоплению энергии и переносу масс, игнорировать при разработке глобальных геотектоногеодинамических процессов нельзя. С нашей точки зрения, они являются ведущими в процессе горизонтальных перемещений литосферы и ее блоков, в том числе и континентов. Об этом свидетельствуют многие геологические феномены, особенности строения и развития лика Земли и ее глубинной тектоники, которые легче всего объяснить с позиции приливных ДВД. В глобальной картине структуры Земли выступают ее две крупнейшие неоднородности – Индо-Атлантический и Тихоокеанский сегменты, а среди основных тектонических элементов – океаны и континенты. Признание механизма приливных ДВД как новой кинематической схемы тектоногеодинамических процессов будет способствовать решению ряда актуальных проблем тектоники и геодинамики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авсюк Ю.Н. Эволюция системы Земля–Луна и ее место среди проблем нелинейной геодинамики // Геотектоника. 1993. № 1. С. 13–22.
2. Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: ОНФЗ РАН, 1996. 188 с.
3. Авсюк Ю.Н. Внеземные факторы, воздействующие на тектогенез // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 425–443.
4. Булина Л.В. Принципы и методы тектонического анализа // Труды ВСЕГЕИ. Т. 304. Л.: Недра, 1982. С. 43–49.
5. Вегенер А. Происхождение континентов и океанов. Л.: Мир, 1984. 285 с.
6. Гарецкий Р.Г., Добролюбов А.И., Левков Э.А., Середин Б.П. Приливной энергомеханизм глобальной тектоники // Системный подход в геологии (тео-

- ретические и прикладные аспекты). II Всесоюз. конф.: Тез. докл. М.: Наука, 1986. Ч. 2. С. 324–326.
7. *Гарецкий Р.Г., Добролюбов А.И., Левков Э.А., Середин Б.П.* Дискретно-волновой механизм глобальных горизонтальных перемещений в литосфере // Докл. АН БССР. 1988. Т. 32. № 3. С. 248–251.
 8. *Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И.* Горный пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 6. С. 3–15.
 9. *Гогель Ж.* Основы тектоники. М.: Мир, 1969. 440 с.
 10. *Джеффрис Г.* Земля, ее происхождение, история и строение. М.: Иностранная литература, 1960. 485 с.
 11. *Добролюбов А.И.* К теории дискретно-волнового движения // Докл. АН БССР. 1980. Т. 24. № 1. С. 999–1002.
 12. *Добролюбов А.И.* Бегущие волны деформации. Минск: Наука и техника, 1987. 145 с.
 13. *Добролюбов А.И.* Волновой перенос вещества. Минск: Беларуская навука, 1996. 304 с.
 14. *Косыгин Ю.А., Маслов Л.А.* О космической природе тектонических процессов // Геотектоника. 1990. № 5. С. 17–20.
 15. *Летников Ф.А.* К оценке тектонических режимов на границах океанических и континентальных плит // Докл. РАН. 1997. Т. 354. № 2. С. 224–226.
 16. *Плюснин К.П.* Тектоника и геохронология горизонтальных дислокаций литосферы. М.: Наука, 1985. 201 с.
 17. *Пуцаровский Ю.М.* Нелинейная геодинамика (кредо автора) // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3–6.
 18. *Пуцаровский Ю.М.* Движущиеся континенты // Геотектоника. 2004а. № 3. С. 3–12.
 19. *Пуцаровский Ю.М.* Некоторые современные проблемы тектоники Земли // Геотектоника. 2004б. № 5. С. 3–9.
 20. *Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Глобальная эволюция Земли. М.: МГУ, 1991. 446 с.
 21. *Тамразян Г.П.* Периодичны ли землетрясения? // Природа. 1975. № 12. С. 96–99.
 22. *Тектоническая расслоенность литосферы.* М.: Наука, 1980. 216 с.
 23. *Трубицын В.П.* Тектоника плавающих континентов // Вестник РАН. 2005. Т. 75. № 1. С. 10–21.
 24. *Фундаментальные проблемы общей тектоники / Под ред. Ю.М. Пуцаровского.* М.: Научный мир, 2001. 520 с.
 25. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348 с.
 26. *Holliday D., Resnick R., Walker J.* Fundamental of Physics. Vol. 1. John Wiley & Sons, 2001. 504 p.
 27. *Turcotte D.L., Shubert G.* Geodynamics. Applications of Continuum Physics to Geological Problems. John Wiley & Sons, 1982. 730 p.

Рецензенты: Ю.Г. Леонов, Ю.Н. Авсюк

Tidal Discrete–Wave Motions and Continental Drift

R. G. Garetskii¹ and A. I. Dobrolyubov²

¹*Institute of Geochemistry and Geophysics, National Academy of Sciences of Belarus,
ul. Kuprevicha 7, Minsk, 220141, Belarus
e-mail: mamchick@ns.igs.ac.by*

²*Joint Institute for Problems of Computer Sciences, National Academy of Sciences of Belarus,
ul. Surganova 6, Minsk, 220012 Belarus*

Abstract—The concept of special running waves of deformation that provide the wave mass transfer of solids, liquids, and gases is considered. These unidirectional motions called discrete–wave give rise to the lateral displacement of bodies. The discrete–wave motions arise under the effect of tidal forces of the Moon and the Sun on the Earth and induce the lateral displacements of geospheres, which include the atmosphere, oceanic currents, and the lithosphere. The tidal discrete–wave motions are real and permanently acting planetary events that provide mass transfer and accumulation of energy. They are crucial in the lateral displacements of the lithosphere, its particular blocks, and in the continental drift. Such motions cannot be ignored in the consideration of global tectonics.

УДК 551.242.51/553.81

ГИГАНТСКИЕ РОИ МАФИЧЕСКИХ ДАЕК ДОКЕМБРИЯ И ВОПРОСЫ АЛМАЗОНОСНОСТИ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

© 2006 г. М. З. Глуховский

Геологический институт РАН, Москва, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

Поступила в редакцию 12.09.2005 г.

На примерах Сибирской платформы и Канадского щита показано, что пространственное совмещение алмазоносных кимберлитовых полей фанерозоя с гигантскими роями мафических даек докембрия было связано как с закономерными, так и случайными событиями. К закономерным событиям относятся такие процессы, как зарождение в субэкваториальном “горячем поясе” ранней Земли мантийных плюмов и связанных с ними линз высокотемпературного плавления мантии; формирование в этих астенолинзах магматических очагов мафических даек; сдвиговый стресс, а также гипербарический метаморфизм исходных пород и продуктов магмогенерации. В результате в условиях благоприятного термо-флюидо-газового режима, была образована ассоциация алмазоносных пород основного и ультраосновного состава высокой плотности. Все это осуществлялось сначала в обстановках эмбриональной (мультиплитной) тектоники позднего архея на глубинах 40–60 км (современные отметки), а затем на более низком уровне (100–150 км) в условиях перехода к полномасштабной тектонике плит протерозоя. Индикаторами этих процессов являются гигантские рои мафических даек докембрия, а также структурно и парагенетически связанные с ними глубинные морфологические и плотностные аномалии. Относительно высокое положение двух литосферных этажей с алмазоносным субстратом, каждый из которых бронируется снизу мощными слоями холодной мантии, способствовало их сохранению от эрозии в последующие плитотектонические этапы с более глубоким уровнем астеносферного слоя. К случайному событию, определившему продуктивность относительно небольшого числа кимберлитовых трубок, можно отнести попадание кустов диатрем фанерозоя в древние зоны влияния гигантских роев мафических даек и насыщения трубок ксеногенным алмазоносным материалом, извлеченным из разных горизонтов тектонически расслоенной литосферы.

ВВЕДЕНИЕ

После того, как был установлен раннедокембрийский возраст алмазоносных эклогитов, перидотитов и других глубинных пород из включений в фанерозойских кимберлитах, остро встал вопрос о геодинамических режимах, господствовавших на ранних этапах развития континентальной литосферы, создавших условия для их формирования. Возник также и вопрос о причинах, по которым не все кимберлитовые трубки и поля содержат алмазы. Так, например, подсчитано, что из 5000 кимберлитовых трубок, выявленных на древних платформах, 500 (10%) являются алмазоносными [39]. Для Якутской кимберлитовой провинции Сибирской платформы этот процент еще ниже – из 800 трубок только 13 (1.63%) содержат алмазы. Все они сосредоточены в 5 из 25 кимберлитовых полей [36]. На Канадском щите насчитывается 22 кимберлитовых поля, или куста трубок. Из них 6 (27.3%) относятся к разряду с высокими и средними содержаниями алмазов (10–50 и более карат/100 т), а 5 (22.7%) с низкими – (менее 10 карат/100 т). В провинции Слейв (Slave) из 150 кимберлитовых трубок только третья часть содержит алмазы [64].

Пути решения вопросов алмазоносности неожиданно пересеклись с проблемой гигантских роев мафических даек докембрия как индикаторов специфических геодинамических условий тектонической эволюции континентальной литосферы на ранних этапах ее развития. Толчком послужил факт пространственного совмещения фанерозойских алмазоносных кимберлитовых полей с архейским Хатангским роем мафических даек Сибирской платформы и мезопротерозойскими роями даек долеритов Маккензи (Mackenzie) и Садбери (Sudbury) Канадского щита. Случайно или закономерно это явление? Задачей настоящей статьи является получение ответов на этот и другие вопросы, поставленные выше.

КРАТКИЙ ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ ПОРОД

В недавно опубликованной монографии О.Г. Сохотина с соавторами [34] и в более раннем труде Дж. Даусона [50] подробно обсуждаются существующие представления о тектонических условиях происхождения древних материнских алмазонос-

ных пород (эклогитов, перидотитов, лерцолитов и т.д.). Поэтому, во избежание повторения, остановимся на некоторых концепциях этой проблемы, имеющих значение как для решения поставленной задачи, так и для дискуссии. В настоящее время неоспоримым является факт ксеногенной природы материнских алмазоносных пород, равно как и их докембрийский возраст. Фанерозойские кимберлиты оказываются лишь транспортерами глубинных ксенолитов и алмазов в верхние горизонты коры [19, 27, 28, 50, 60, 66, 73, 74, 77, 80–82]. Это послужило основанием для утверждения о том, что петрогенезис материнских алмазоносных пород был связан с геодинамическими условиями формирования раннедокембрийской литосферы. В этом аспекте наибольшую популярность завоевала гипотеза литосферного корня, или кила, под древними кратонами, проникающего в глубь мантии до 400 км [20, 21, 27, 37, 39, 50, 52, 53, 57, 66, 67, 70, 72, 73, 79]. Выдвигаются два основных аргумента существования такого толстого кила. Первый – это корреляция между типом мантии, фрагменты которой выносятся кимберлитами, возрастом алмазоносных пород, с одной стороны, и временем формирования древней континентальной коры – с другой. Поэтому считается, что эта кора и подстилающая ее субконтинентальная литосферная мантия образовались одновременно и остаются спаренными в течение всего геологически продолжительного времени [70, 73]. Второй аргумент, в подкрепление первому, основан на представлении о литостатической природе давления (более 40 кбар, глубина более 150 км) и температурах (900–1200°C), соответствующих этим глубинам, необходимых для генерации пород с минеральными ассоциациями, отвечающими условиям гипербарического метаморфизма и образования алмазов. Предполагают, что формирование раннедокембрийских литосферных корней может быть связано с механизмами “быстрого плюма”, субдукции или андерплейтинга с магматизмом и быстрым остыванием, а также латеральной аккреции континентальных блоков [72, 79].

В последние годы среди глубинных включений в кимберлитах разных провинций Мира были выделены эклогиты с изотопно-геохимическими характеристиками коровых пород типа толеитовых и высокоглиноземистых базальтов [2]. Поэтому многие ученые стали высказывать мнение о том, что часть эклогитов, в том числе и с алмазами, является производной глубоко субдуцированной архейской океанической коры, которая подверглась частичному плавлению при высоком давлении и температуре [32, 45, 46, 48, 63, 69, 74, 76, 78, 80–82]. Не исключается также вариант формирования части эклогитов как реститов после процессов рециклирования первичной базитовой коры и выплавления архейских гранитоидов серии

ТТГ при относительно высоком уровне протоастеносферного слоя [5].

Однако возможность субдуцирования океанической коры в архее по механизму фанерозойской тектоники плит, по мнению многих ученых, маловероятна [3, 9, 14, 24, 34, 37, 49, 83]. Считается, что на ранних этапах формирования протоконтинентальной коры господствовал режим тектоники плюмов с расслоенным характером конвекции, при которой первая сиалическая оболочка выделялась только в результате рециклирования базитовой протокоры в нисходящих мантийных струях. Высокий тепловой поток способствовал повышенной плавучести и низкой вязкости относительно тонкой протоконтинентальной коры, а также литосферы, толщина которой составляла только половину ее современных значений. В результате этого сиалические ядра, которые зарождались и развивались в субэкваториальном “горячем поясе” ранней Земли [5], были многочисленными, небольших размеров, относительно тонкими и недолговечными [51]. Здесь речь идет о закономерном сочетании латеральных размеров миниплит и их толщины.

В качестве альтернативы гипотезе архейской субдукции и связанным с ней процессам формирования материнских алмазоносных пород была предложена новая концепция, опирающаяся на представления о глобальной эволюции Земли [34]. Имеется в виду переход от архея к протерозою, когда “тектоническая активность Земли резко снизилась и ее дальнейшее развитие пошло по законам тектоники литосферных плит: возникли зоны поддвига плит, а мощность континентальных литосферных плит (вместе со зрелой корой) к концу раннего протерозоя быстро возросла до 200–250 км” [34, с. 5]. При этом предполагается, что образование алмазов и сплавов алмазоносных пород (кимберлитов и лампроитов) происходило одновременно в протерозое в ходе переплавления тяжелых железистых пелагических океанических осадков, свойственных этому времени развития Земли, затянутых на большие глубины по древним зонам субдукции, в присутствии ювенильного и экзогенного углерода. Для доказательства своей модели авторы этой концепции прибегают к пересчету (в сторону омоложения) оригинальных исходных данных, свидетельствующих об архейском возрасте алмазоносного протолита. В рассматриваемой работе впервые предпринимается попытка объяснения избирательной алмазоносности кимберлитов, зависящей от глубины погружения океанической пластины с пелагическими осадками. По этой модели образование алмазоносных кимберлитовых расплавов происходило только на глубинах более 150 км, где аккумуляровались эти расплавы, ожидавшие своего “часа внедрения” в течение всего позднего докембрия и большей части фанерозоя.

Концепции архейского литосферного корня и субдукции океанической коры представляются дискуссионными. Они не могут объяснить сохранность глубоких литосферных килей и океанских слэбов (будь то архейских или протерозойских), которые неизбежно должны были подплавляться и в некоторых случаях даже отрываться от континентов [37] или, иными словами, подвергаться эрозии в ходе последующих плитотектонических этапов. Предполагают, что в постархейской истории Земли существовало пять суперконтинентов, а Лаврентия и Сибирь, прежде чем занять современное положение, до позднего протерозоя располагались в субэкваториальном “горячем поясе” Земли [5, 8, 26, 48, 68, 75]. Кроме того, формирование и распад суперконтинентов сопровождался изменением формы континентальных плит и их размеров с соответствующим увеличением толщины континентальной литосферы за счет перемещения астеносферного слоя от относительно высокого положения в архее (40–80 км) на этапе плюмовой и мультиплитной тектоники до современного уровня под древними платформами (глубина порядка 200 км). Это соответствует модели эволюции и роста континентальной литосферы путем намерзания мантийного вещества снизу к плавающему в мантии континенту [37].

Таким образом, идея о литостатической природе давления как аргумент существования литосферного корня не увязывается с представлениями о высоком положении астеносферного слоя в раннем докембрии и, следовательно, относительно небольшой мощности архейской литосферы. Помимо этого, модель литосферного корня не может объяснить причину избирательной алмазонасности кимберлитовых полей даже в тех случаях, когда они располагаются в пределах влияния одного и того же предполагаемого корня.

После того, как была выявлена пространственная связь между гигантскими роями мафических даек докембрия и продуктивными кимберлитовыми полями фанерозоя на Сибирской платформе и Канадском щите, стало возможным выдвижение новой версии о геодинамической природе алмазонасных материнских пород с объяснением причин избирательной алмазонасности диатрем.

ТЕКТОНИКА, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ГИГАНТСКИХ РОЕВ МАФИЧЕСКИХ ДАЕК ДОКЕМБРИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И КАНАДСКОГО ЩИТА В СВЕТЕ ПРОБЛЕМЫ АЛМАЗОНОСНОСТИ

Основной материал по тектонике, глубинному строению и эволюции роев мафических даек докембрия Сибирской платформы и Канадского щита был изложен ранее [4, 6]. Поэтому эти ас-

пекты исследования будут рассмотрены кратко в контексте с поставленной проблемой и с привлечением ранее не обсуждавшихся данных.

Хатангский рой мафических даек Сибирской платформы начинается в 200 км к северо-западу от Анабарского щита у края кольцевой структуры диаметром 300 км (рис. 1). Эта структура выделена благодаря изометричному аномальному магнитному полю и интерпретируется как центр мантийного плюма [6]. Хатангский рой, шириной 200 км в начале и 800 км – в конце, простирается в юго-восточном направлении на 1100 км и заканчивается у края Вилуйской синеклизы. Он отражен в аномальном магнитном поле в виде положительных полосовых магнитных аномалий как на Анабарском щите, где он обнажается, так и за его пределами, под платформенным чехлом. Хатангский рой “сшивает” три оvoidных сиалических террейна (нуклеара) Сибирской платформы: позднеархейский Хета-Оленекский, частью которого является Анабарский щит, и раннеархейские – Вилуйский и Тюнгский, полностью погребенные под платформенным чехлом (см. рис. 1). На Анабарском щите дайки метабазитов (пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы) Хатангского роя входят в состав гетерогенного гранулитового полосчатого комплекса. Он состоит из низкокальциевых эндербитов (3.3–3.4 млрд. лет) и пород супракрустальной гнейсовой серии, с которыми дайки тесно ассоциируют, так же, как и эндербиты повышенной щелочности (2.8–3.0 млрд. лет). Эти породы образуют сжатые, крутопадающие линейные структуры, которые по простиранию, с северо-запада на юго-восток, постепенно переходят в реоморфические складки разного порядка. Такой структурный переход связывается с транспрессией: двусторонним боковым сжатием и продольным тектоническим течением материала верхней коры [6]. Минеральный состав и изотопно-геохронологические характеристики коровых ксенолитов из кимберлитов Малоботуобинского и Накынского полей, расположенных в юго-восточной краевой части роя (см. обзор в [6]), свидетельствуют о том, что по мере простирания роя происходит снижение степени метаморфизма метабазитов дайковой серии и ассоциирующих с ними пород от гранулитовой фации в начале роя (Анабарский щит) до амфиболитовой – в его конце, а также омоложение пород на 200–300 млн. лет.

О глубинном строении консолидированной земной коры и глубоких горизонтов мантии в зоне влияния роя можно судить по данным ГСЗ, магнито-теллурических и термических исследований [10–12, 25, 35]. Так, в строении консолидированной коры установлены крупные морфологические и плотностные неоднородности, которые большей частью пространственно совмещены с Хатангским роем (см. рис. 1). Морфологические неоднородности выражены волнообразными ко-

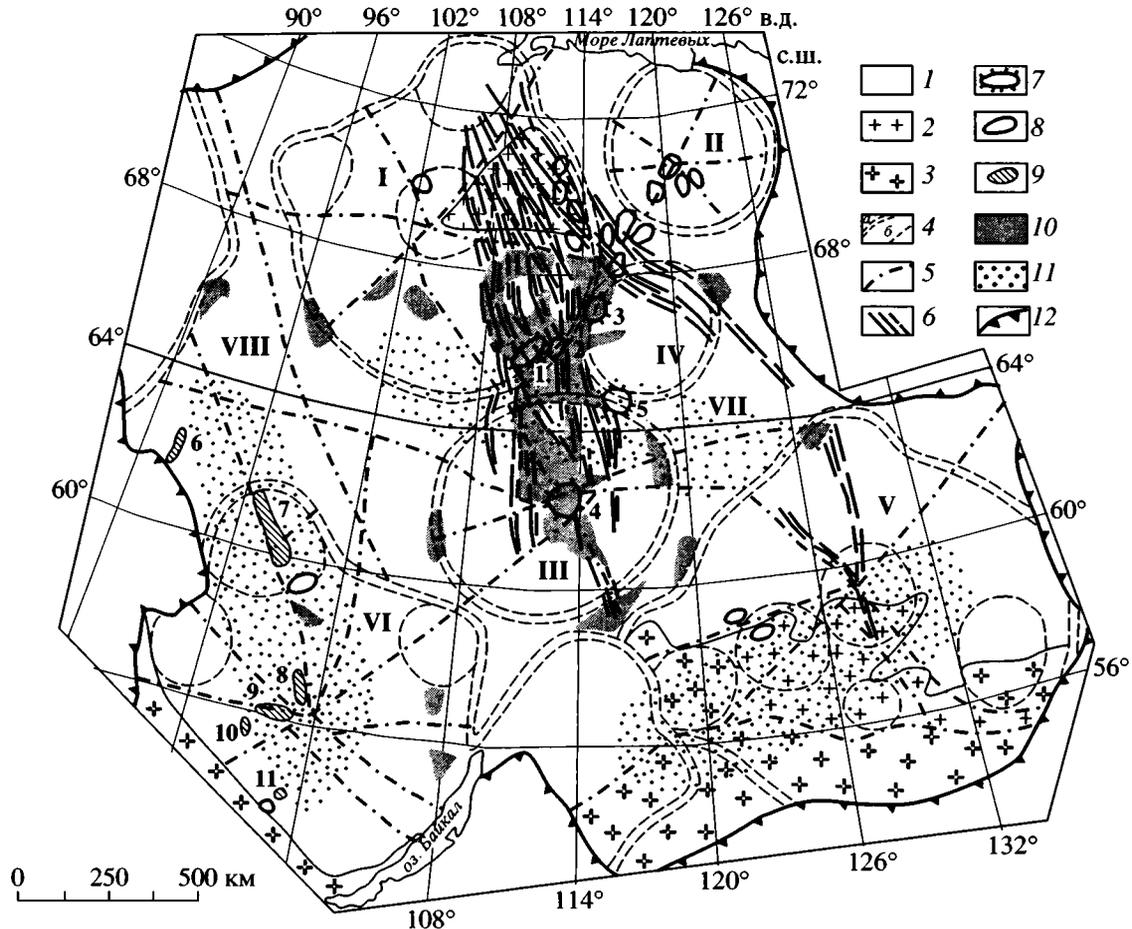


Рис. 1. Схема нуклеарной тектоники фундамента Сибирской платформы, строения неoarхейского Хатангского роя мафических даек, размещения фанерозойских кимберлитовых полей и алмазоносных районов (по [6] с использованием данных [13, 25, 78])

1–3 – нерасчлененные раннедокембрийские образования в границах Сибирской платформы: 1 – скрытые под платформенным чехлом, 2 – гранулитогнейсовые и 3 – гранит-зеленокаменные области щитов и выступов фундамента; 4 – контуры: а – сиалических ядер (нуклеаров), б – крупных гранито-гнейсовых и эндабитовых куполов; 5 – крупные разломы фундамента; 6 – рои мафических даек архея; 7, 8 – кимберлитовые поля: 7 – алмазоносные и 8 – неалмазоносные; 9 – площади проявления алмазов в промежуточных коллекторах; 10, 11 – проекции на земную поверхность ареалов высокоскоростных слоев: 10 – на границе коры с мантией и 11 – в мантии в интервале глубин 100–150 км; 12 – граница Сибирской платформы. Цифры на схеме: I–VI – нуклеары: I – Хета-Оленекский, II – Оленекский, III – Вилюйский, IV – Тунгский, V – Алдано-Становой, VI – Ангарский; VII, VIII – межнуклеарные области: VII – Вилюйская и VIII – Тунгусская; 1–5 – алмазоносные кимберлитовые поля: 1 – Алакитское, 2 – Далдынское, 3 – Верхнемуносское, 4 – Малоботуобинское, 5 – Накынское; 6–11 – районы промежуточных коллекторов алмазов: 6 – Вельминский, 7 – Тычанский, 8 – Ковинский, 9 – Тангуй-Удинский, 10 – Бирюсинский, 11 – Верхнеокинский

лебаниями толщины земной коры в пределах 40–60 км за счет изменения мощности нижнекорового слоя (15–45 км), а также продольными и поперечными по отношению к простиранию роя раздувами и пережимами консолидированной земной коры. Плотностные неоднородности отражены в высокоскоростных аномалиях на границе коры и мантии (8.4–9.0 км/с). Эти аномалии связаны, скорее всего, с линзами высокоплотных пород гранулит-базитовой ассоциации. Верхняя граница следующего по глубине слоя повышенных скоростей (8.4–8.5 км/с) располагается на уровнях 80–100 км. Его толщина колеблется от 30 до 75 км. Это вид-

но на сейсмических разрезах по профилям “Кратон” и “Кимберлит”, составленных А.В. Егоркиным [25], пересекающих центральную часть Сибирской платформы в субширотном направлении и проходящих через районы Далдынского, Алакитского и Малоботуобинского кимберлитовых полей с аномальной корой и мантией. По данным глубинных электромагнитных исследований [12], подтвержденным результатами изучения термической структуры литосферы [10, 11], современная толщина литосферной мантии и консолидированной коры на большей части Сибирской платформы, включая зону Хатангского роя, ко-

леблется от 200 до 230 км. Она сокращается до 80–150 км только под Виллюйской и Тунгусской синеклизами (интернуклеарными областями). При этом показано, что мощность литосферы достигла современного значения только в палеозое.

Модельные и изохронные возрасты алмазных эклогитов и перидотитов из кимберлитовых трубок Якутской провинции (Re-Os, Pb-Pb и Sm-Nd методы) варьируют: первые – от 3.5 до 3.1, а вторые – от 2.9 ± 0.4 до 2.57 ± 0.2 млрд. лет [63, 74, 77, 81, 82]. Видно, что формирование этих пород охватывает интервал основных корообразующих процессов архея: от выплавления древнейших гранитоидов серии ТТГ до внедрения позднеархейских мафических даек и формирования синхронных им гранит-зеленокаменных поясов. Поэтому был сделан вывод, опирающийся в том числе и на петрогеохимические данные, о том, что большая часть глубинных ксенолитов в кимберлитах представлена продуктами архейской магмогенерации, которые претерпели метаморфизм высоких давлений. Это шпинелевые лерцолиты как реликты первичной мантии; перидотиты, дуниты и эклогиты как реститы после последовательного частичного плавления мантии и базитовой протокры; пироксениты, эклогиты, гроспидиты как компоненты дифференцированной магматической серии [6].

Вместе с тем необходимо отметить, что появились данные и о протерозойском Rb-Sr и Sm-Nd изохронном возрасте глубинных включений из кимберлитов. Это гранатовые пироксениты трубок “Удачная” и “Мир” Далдынского и Малобутубинского кимберлитовых полей [43], а также эклогиты из трубки “Обнаженная” Нижнеолекского района [80]. В первом случае выделяются три возрастные группы гранатовых перидотитов с разбросом значений в первой и третьей группах в интервале примерно 100–140 млн. лет: мезопротерозойская – 1550–1465 и 1223, а также неопротерозойская – 642–582 млн. лет. Во втором случае Sm-Nd изохронный возраст – 1070 ± 5 и 1237 ± 3 млн. лет может быть отнесен ко второй мезопротерозойской группе. Как видно, эти и более древние архейские значения возрастов гранатовых перидотитов и эклогитов из диатрем Якутской кимберлитовой провинции могут свидетельствовать о полихронности глубинных процессов формирования этих пород. Объяснение этому факту будет приведено ниже, при обсуждении результатов исследования.

Природа транспрессивной структуры Анабарского щита и пропагации Хатангского роя мафических даек, так же, как и особенности глубинного строения консолидированной коры и кровли верхней мантии этой “сшивающей” тектоно-магматической системы, были описаны моделью [17] – реологически стратифицированной и тектоничес-

ки расслоенной литосферы [4, 6]. Предполагается, что на этапе мультиплитной тектоники позднего архея под влиянием глубинного субгоризонтального и относительно высоко расположенного тектонического потока, исходящего из центра мантийного плюма, происходили аккреция (и) или амальгамация пластичных миниплит (овоидных сиалических ядер – нуклеаров). Одновременно в этом потоке (астенолинзе) осуществлялись процессы высокотемпературного частичного плавления мантии и нижней коры. В условиях напряжений тектонического течения и сопровождающего его трения и сдвигового стресса (по [40]), а также скалывающих усилий, которые неизбежно сопровождали ход продвижения нижнекоревой твердо-пластичной тектонической пластины с очагами магм, родоначальных для мафических даек, в подошве астенолинзы возникали участки гипербарического метаморфизма. Именно здесь, в восстановительном термофлюидном режиме, в присутствии углеродсодержащих газов мог осуществляться синтез алмазов, начиная с микролитов и кончая крупными кристаллами, для роста которых необходимы сдвиговые и скалывающие усилия [15]. Свидетелями такого глубинного тектонического течения и стресса служат, в частности, окатанные формы ксенолитов в кимберлитах, типичные не только для Сибирской платформы, но и для других кратонов. Большинство таких ксенолитов несет следы сдвиговых деформаций и частичного плавления [9, 33, 41, 59]. Еще одним доказательством твердо-пластического течения и сдвигового стресса в субгоризонтальном тектоническом потоке могут служить раздувы нижней коры, на дне которых и фиксируются высокоскоростные аномалии, отражающие, вероятнее всего, скопления плотных алмазоносных пород. Эти раздувы рассматриваются как места нагнетания твердо-пластичного материала астенолинзы в зоны коллизии на стыке сиалических ядер. Именно к ним и приурочены пять продуктивных кимберлитовых полей Якутской кимберлитовой провинции (см. рис. 1).

Таким образом, пространственная связь алмазоносных кимберлитовых полей фанерозоя на Сибирской платформе с архейским Хатангским гигантским радиальным роом мафических даек была обусловлена всем ходом тектонической эволюции этой тектоно-магматической системы. Во-первых, это возникновение в режиме мультиплитной тектоники архея на глубине 40–60 км (современные отметки нижнекорового слоя) астенолинзы, связанной с мантийным плюмом. Во-вторых, это процессы высокотемпературного плавления мантии и формирование в этой астенолинзе очагов магм, родоначальных для мафических даек, которые сшивают разновозрастные сиалические ядра при их соединении в один Анабаро-Виллюйский террейн. В-третьих, это сдвиговый

стресс и скалывающие усилия, возникшие в результате горизонтального перемещения нижнекоревой тектонической пластины (протоастенолинзы), несущей на своей “спине” слой верхней коры с соответствующими пластическими деформациями транспрессии и бокового сжатия. В результате сдвигового стресса были созданы условия для формирования очагов гипербарического метаморфизма и образования алмазоносных пород в пределах локального слоя и на относительно высоком уровне, чему способствовали тектоническая природа давления в сочетании с литостатической нагрузкой, а также соответствующий восстановительный термофлюидный режим. Это подтверждает мнение о том, что фазовая область алмаза в архее располагалась на меньших глубинах, чем это принято считать [19].

“Примерзание” архейской астеносферы к подошве остывшей протоконтинентальной коры и резкое перемещение вниз астеносферного слоя в последующие плитотектонические этапы способствовали сохранности протоастеносферной линзы с алмазоносными породами от эрозии, поскольку она, входя в состав верхней части литосферы, перемещалась вместе с Сибирской плитой от зоны экватора до ее современного положения в высоких широтах. Поэтому алмазы в материнских породах в течение всего этого времени избежали графитизации, так как находились в метастабильной области при сравнительно низких температурах [19].

По всей видимости, уровни астеносферного слоя следующего (протерозойского) плитотектонического этапа эволюции Сибирской платформы – 100–140 км можно установить по высокоскоростной линзе, речь о которой шла выше. В этой связи вернемся к данным о протерозойских возрастах гранатовых перидотитов и эклогитов из кимберлитовых трубок “Удачная”, “Мир” и “Обнаженная” (1550–1223, 1070 и 682–582 млн. лет). Они близки ко времени формирования и существования мезопротерозойского суперконтинента Гудзонленд (Hudsonland), включавшего, возможно, и Сибирь [75], а также неопротерозойского суперконтинента (около 700 млн. лет) [38, 62], которые располагались в “горячем” субэкваториальном поясе Земли. Известно, что в ксенолитах кимберлитовых трубок совмещаются породы “разноглубинных” парагенезисов (40–225 км по оценке РТ-условий литостатической нагрузки) [19, 20]. Такое совмещение можно объяснить двумя причинами. Первая – это показатель разнообразия геодинамических условий на одном уровне литосферы, если считать, что вынос ксенолитов осуществляется с этого уровня. Вторая – это результат “опробования” диатремами всех горизонтов тектонически расслоенной литосферы, что более реально. Поэтому нельзя исключить того, что гранатовые перидотиты и

эклогиты протерозойского возраста являются представителями “примерзших” астенолинз эволюционирующей литосферы, расположенных на глубине 100–140 км. В этих астенолинзах при дрейфе континентальных плит также могли возникнуть условия сдвигового стресса и гипербарического метаморфизма в комбинации с литостатическим давлением и формироваться алмазоносные породы соответствующего возраста.

Теперь обратимся к Канадскому щиту, в пределах которого располагается гигантская коллинеарная система роев долеритовых даек мезопротерозоя Маккензи и Садбери с возрастом 1267 и 1235 млн. лет, соответственно [54–56] (рис. 2). Рой даек Маккензи начинается на северо-западе Северо-Американской платформы в районе залива Коронации (Coronation Gulf) и широким веером расходится от поля базальтов Коппермайн-Ривер (Coppermine River) на 2300 км в юго-восточном направлении. Это поле рассматривается как центр мантийного плюма Маккензи. Рой состоит из нескольких суброев или ветвей. Главная из них проходит западнее Гудзонова залива и последовательно пересекает архейские провинции Слейв, Рэй (Rae), Херн (Heame) и Сьюпириор (Superior), а также разделяющие их палеопротерозойские орогенические пояса Вормей (Wopmey), Телон (Telon), Транс-Гудзонский (Trans-Hudson Orogen). В конце эта ветвь сливается с роем Садбери, сноп которого длиной около 300 км направлен на северо-запад, навстречу рою Маккензи. Большая часть роя Садбери на юго-востоке срезана надвиговым фронтом Гренвилл (Grenville). Данные петрогеохимических исследований показали, что мезопротерозойские дайки долеритов Маккензи и Садбери не несут следов контаминации коровым материалом, а формирование магматических очагов этих даек протекало в условиях высокой степени плавления мантии на глубинах 100–125 км после аккреции всех архейских террейнов.

В консолидированной коре Канадского щита высокоскоростные границы не выявлены [1]. Ее мощность колеблется от 35 до 40, редко достигая 50 км в районе Гленни (Glennie) кимберлитовой провинции Саскачеван (Saskatchewan), в зоне Транс-Гудзонского орогена. Современный уровень верхней кромки астеносферного слоя или зоны генерации меловой кимберлитовой магмы в той же провинции Саскачеван оценивается в 200 км. Располагается она ниже предполагаемой границы литостатической изограды графит–алмаз (150 км) [16].

Об особенностях строения более глубоких горизонтов литосферы Канадского щита и той его части, где дайки роев Маккензи и Садбери получили наибольшее развитие, можно судить по материалам сейсмической томографии, которые были опубликованы в разное время. В наиболее

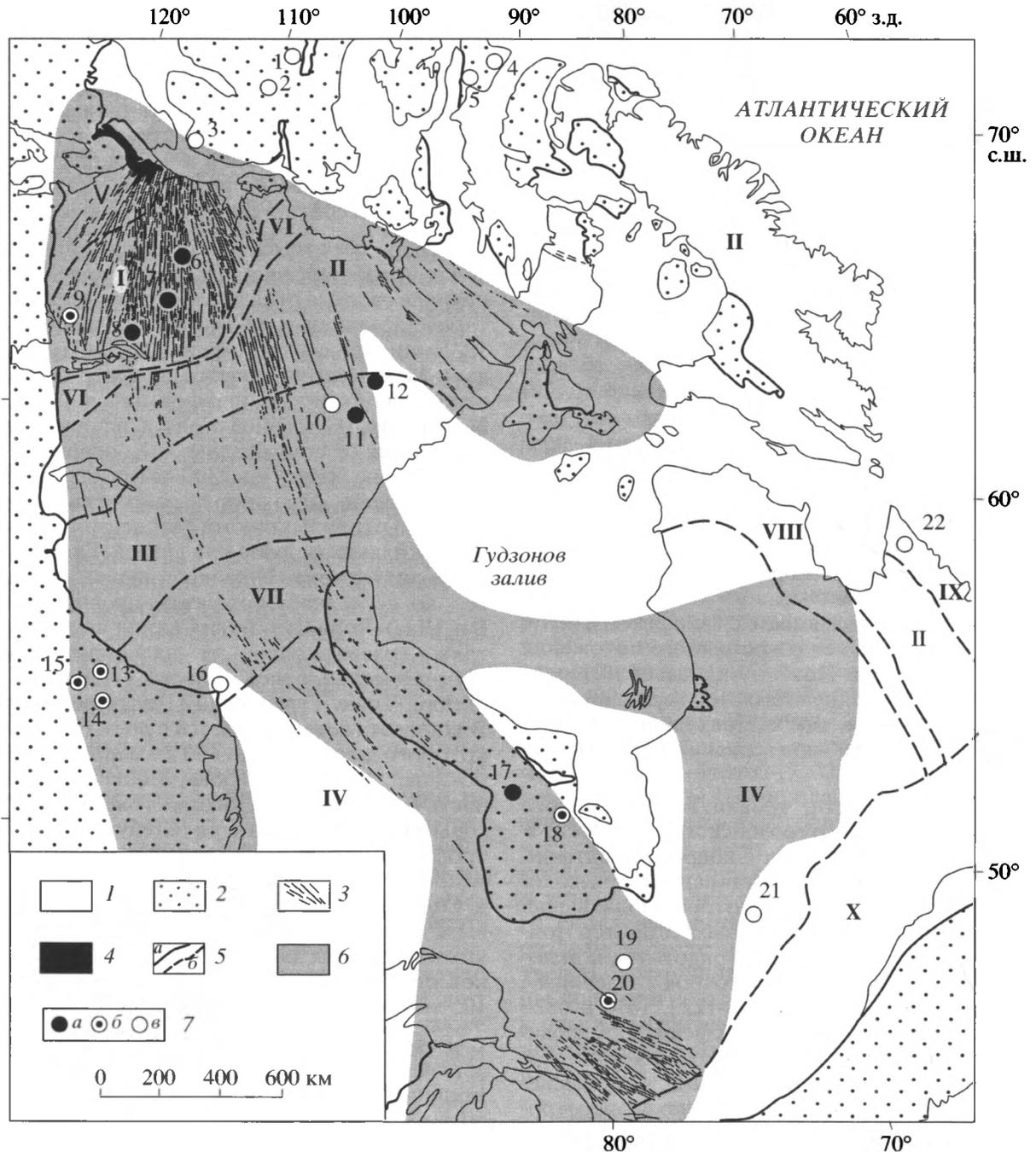


Рис. 2. Схема тектонического районирования Канадского щита, строения мезопротерозойских гигантских роев даек долеритов Маккензи и Садбери и размещения фанерозойских кимберлитовых полей (по [55, 56, 61, 62, 84] с дополнениями) 1 – нерасчлененные докембрийские комплексы; 2 – платформенный чехол; 3 – дайковые рой системы Маккензи–Садбери; 4 – поле базальтов Коппермайн–Ривер; 5 – геологические границы: а – Канадского щита, б – докембрийских провинций и поясов; б – проекция на земную поверхность ареала развития высокоскоростного слоя в интервале глубин 100–140 км; 7 – центры полей (кустов) кимберлитов: а – с высокими и средними, б – низкими содержаниями алмазов, в – неалмазоносные. Цифры на схеме: I–IV – архейские провинции: I – Слейв, II – Рэй, III – Херн, IV – Сьюпириор; V–X – протерозойские орогенетические пояса: V – Вопмей, VI – Телон, VII – Транс-Гудзонский, VIII – Нью-Квебек, IX – Торнгат, X – Гренвилл. 1–22 – центры кимберлитовых полей и кустов (названия см. в тексте)

ранней работе приводятся данные по двум транс-континентальным профилям протяженностью более 8000 км [57]. В пределах Канадского щита

один из профилей пересекает архейские провинции Херн и Рэй со средней частью роя Маккензи. В этих пределах выделяется холодный и плотный

слой (“литосферный корень”) с верхней границей у поверхности Земли и неровной нижней кромкой. Ее глубина колеблется от 200 км в районе моря Баффина (Baffin Sea) до 600 км у северного побережья Гудзонова залива (Hudson Gulf), и далее до западной границы Канадского щита отмечаются вариации от 300 до 400 км. Второй профиль пересекает юго-западную часть архейской провинции Сьюпириор и юго-западный фланг протерозойской провинции Гренвилл. На этом профиле выделяется литосферный корень толщиной до 200 км (провинция Сьюпириор) и 100 км (провинция Гренвилл, Аппалачи, часть акватории океана). Отметим, что на большей части этих профилей толщина “литосферного корня” приближается к мощности литосферы, типичной для древних платформ. Кроме того, на этих профилях совершенно не выражена верхняя коровая часть литосферы, которая, несомненно, имеет иные скоростные характеристики, что говорит о низкой степени разрешения этого глубинного зондирования. Совсем иная картина глубинного строения Канадского щита представлена на “Геофизической карте Северной Америки”, составленной на основании анализа 1200 сейсмологических профилей [84]. Современная мощность холодной и плотной литосферы под Канадским щитом достигает 250 км. Вместе с тем на глубинах между 100 и 140 км выделяется слой высокоскоростных пород, который пересекает все архейские провинции и разделяющие их орогенетические пояса. В проекции на земную поверхность он в большей части совмещается с роями даек Маккензи и Садбери (см. рис. 2). Модель формирования пород, образующих этот аномальный слой, предусматривает охлаждение очень высокотемпературных мантийных расплавов, а также скучивание высокопластичной литосферы в плитотектонических процессах [84]. Пространственное совмещение этого слоя с роями Маккензи и Садбери, близкое совпадение его глубины и уровня высокотемпературного выплавления мантийных расплавов диабазов (100–125 км), равно как и интерпретация его природы, дают право говорить о парагенетической связи этого слоя с тектоно-магматической системой Маккензи–Садбери (см. обзор в [4]).

Этот слой так же, как кора и мантия в зоне влияния дайковых роев, характеризуется крайне неоднородным строением. Это видно на примере провинции Слейв, в пределах которой отмечается наивысшая плотность даек роя Маккензи и наибольшее количество кимберлитовых трубок (150). Провинция Слейв относится к древнейшим сиалическим ядрам мира. Здесь развиты ортогнейсы Акаста (Akasta) с возрастом 4.03 млрд. лет [47]. На этой территории проведено детальное (13 станций, пять профилей) телесеismicкое исследование [44], которое показало, что средняя мощность консолидированной коры кратона Слейв,

несмотря на ее древность, равна 38 км, при средней мощности коры окаймляющих его палеопротерозойских поясов Вонмей и Телон 43 км. Средняя толщина современной литосферы под кратоном Слейв – 250 км, что совпадает с оценкой предыдущей работы. Вместе с тем данные термобарометрии ультраосновных тусеолитов из среднеюрских кимберлитовых трубок показали, что мощность литосферы на тот период времени была равна 190 км [10]. Отметим попутно, что такая же мощность литосферы в мезозое установлена для других кимберлитовых полей Канадского щита, расположенных в пределах Северо-Западных Территорий и провинции Сьюпириор [10, 16]. На двух меридиональных и трех широтных телесеismicких профилях, пересекающих провинцию Слейв, “литосферный корень” не выделяется. Здесь в коре и верхней мантии расположены изометричные обособления, которые по времени прохождения сейсмических волн (относительно фона) характеризуются большей или меньшей плотностью. Эти обособления размером 100–200 км занимают разные глубины от 40 до 400 км и более. Самым большим по площади является контур быстрых изменений скорости прохождения сейсмических волн на глубинах от 100 км и ниже, что совпадает с материалами [84]. Именно в этом контуре располагаются продуктивные кимберлитовые трубки провинции Слейв (рис. 3).

Таким образом, наиболее представительные данные по глубинному строению Канадского щита [44, 84], подкрепленные термобарометрическими исследованиями [10], свидетельствуют о неравномерно слоистой структуре литосферы и позволяют говорить, скорее, об отсутствии глубоко погруженного “литосферного корня” под отдельными архейскими провинциями, чем о его наличии. Оценка современной мощности литосферы Канадского щита (200–250 км) является стандартной для большинства древних платформ. Однако в средней юре ее толщина равнялась 190 км, а в мезопротерозое – около 100 км, если судить по уровню верхней кромки аномально высокоскоростного слоя толщиной 40–50 км, конформного системе роев Маккензи–Садбери. Таким образом, этот слой (по уровню нижней границы) оказался на 50 и 100 км выше уровня, определяющих мощность среднеюрской и современной литосфер. Этот слой рассматривается как “примороженная” астенолинза (протоастенолинза), парагенетически связанная с мезопротерозойским роем мафических даек Маккензи. Она формировалась в ходе перемещения литосферной плиты с континентом Лаврентия над относительно неподвижной горячей точкой Маккензи. Предполагается, что этот дрейф осуществлялся из субэкваториальной зоны в более высокие широты с правосторонним разворотом плиты под

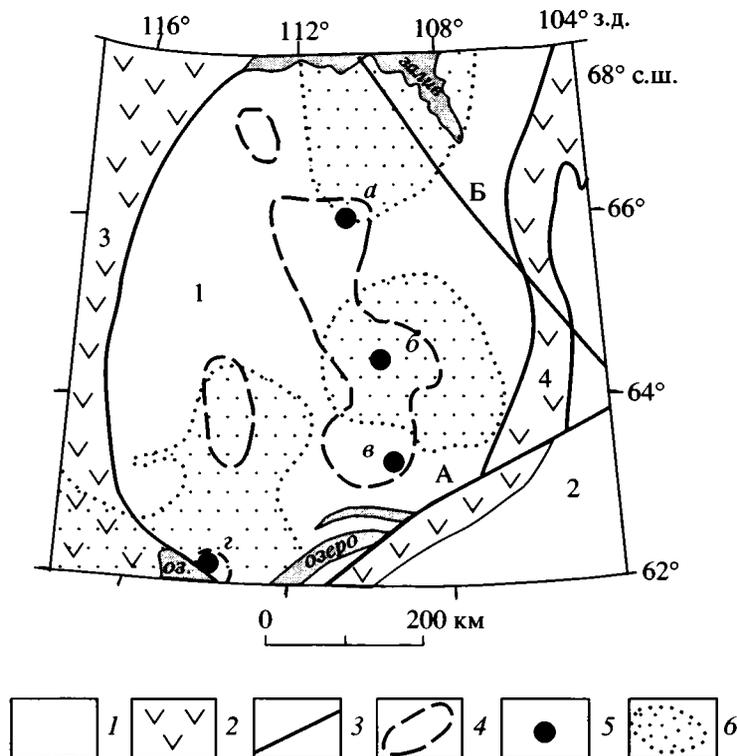


Рис. 3. Схема провинции Слейв с элементами глубинного строения и алмазности (по [44] с изменениями и дополнениями)

1 – нерасчлененные архейские и палеопротерозойские комплексы провинций Слейв (1) и Рей (2); 2 – палеопротерозойские орогенетические пояса Волмей (3) и Телон (4); 3 – крупные сдвиги: А – Макдональд (Macdonald) и Б – Бэтуорст (Bathurst); 4 – ареалы распространения кимберлитовых трубок; 5 – центры алмазоносных кимберлитовых полей, трубки: а – Джерико, б – Лак-де-Гра, в – Драйбуунз-Бэй, г – Кеннеди-Лэйк; б – проекция на земную поверхность ареала развития высокоплотных пород на глубине от 100 км

действием силы Кориолиса. Такая кинематика плиты доказывается дугообразной геометрией роя Маккензи и парагенетически связанной с ним астенотинзы, которые конформно изгибаются влево от центра мантийного плюма Маккензи [4]. Таким образом, эта астенотинза так же, как и рой даек Маккензи, рассматривается как след этого плюма, что служит объяснением гигантских размеров роя и постоянного состава даек долеритов на всем его протяжении. Такой ход тектонической эволюции роя Маккензи не исключался и ранее, так же, как и возможность влияния на его конфигурацию внутриплитной траектории стресса [61]. Процессы тектонического сжатия и сдвигового стресса в пределах астенотинзы роя Маккензи могли сопровождаться гипербарическим метаморфизмом продуктов плавления и речитового материала, что при благоприятных термофлюидных условиях привело к образованию алмазоносного субстрата.

Формирование всей мезопротерозойской тектоно-магматической системы Маккензи–Садбери, начавшееся 1267 млн. лет тому назад, завершилось через 32 млн. лет внедрением даек Садбери,

связанных с новой горячей точкой, когда след плюма Маккензи (поле базальтов Коппермайн Ривер) со скоростью 8 см/год был перемещен в более высокие широты [4].

Как известно, в самом начале роя Маккензи (провинция Слейв), кроме даек, принадлежащих этому рою, относительно широким развитием пользуются поля более древних мафических даек Мак-Кей (MacKay) – 2400 млн. лет, Индин (Indin) – 2200 млн. лет, Бичей (Beechey) – 2000 млн. лет и других с возрастом до 1790 млн. лет [56]. Поэтому, естественно, напрашивается связь комплекса докембрийских даек этого куста, равно как и части материнских алмазоносных пород этой провинции, либо с долгоживущим магматическим центром Маккензи, след которого был сорван с его корня только в мезопротерозое, либо с другими более ранними и менее мощными магматическими источниками. В последнем случае такое пространственное совмещение полихронных дайковых полей может быть и случайным. Этот вопрос до конца не решен, как и в случае с роем Садбери, который тесно переплетается с неоархейским (2600 млн. лет) роем мафических даек Матачеван (Matachewan) [56].

Таким образом, в свете изложенного выше выдвигается предположение о связи между процессами эволюции мезопротерозойской тектономагматической системы Маккензи–Садбери и формирования определенной части материнских алмазоносных пород в астенотинизе в условиях сдвигового стресса при дрейфе континента Лаврентия. Речь идет именно о части этих пород, поскольку имеются данные о более раннем возрасте эклогитов и алмазов, которые могут быть связаны с процессами аккреции архейских террейнов Канадского щита. Эти данные касаются в основном двух кимберлитовых провинций, которые располагаются вне зоны влияния даек роя Маккензи или рядом с ним (см. рис. 2). Первая провинция – это юго-восточная часть Северо-Западных Территорий (South-East of NW) с полями диатрем Рэнкин Инлет (Rankin Inlet) и Эквилак минетте (Akvilak minette), которые показаны на рис. 2 под № 10–12. Она расположена на стыке архейских террейнов Рэй и Херн. Вторая провинция – Саскачеван с полем Форт-а-ля-Корн (Fort a la Corn, № 13), кустом Кэндл-Лэйк (Candle Lake cluster, № 14) и полем Стурджен-Лэйк (Sturgeon Lake, № 15). Кимберлиты этой провинции относятся к разряду с низкими содержаниями алмазов (1–10 карат/100 т). Эта провинция тяготеет к зоне влияния Транс-Гудзонского орогена. Потому не исключено, что формирование материнских алмазоносных пород происходило в неоархее или палеопротерозое во время аккреции архейских сиалических террейнов. В первом случае алмазоносные дайки минетте, прорывающие архейские гнейсы, имеют возраст 1832 ± 50 млн. лет [65], что, несомненно, свидетельствует о более древнем возрасте ксеногенных алмазов. Во втором случае возможный возраст алмазов определялся по валовому содержанию азота и его агрегатному состоянию [16]. Показано, что большинство из пяти популяций алмазов имеет характеристики, типичные для архейских алмазов. Вместе с тем выделяется пластинчатый тип алмазов, образованных в протерозойских мантийных условиях при высоких (1250°C) температурах в обстановке напряжения. Считают, что это было связано с процессами орогенеза на периферии архейских кратонных блоков в условиях роста “корового корня” глубиной 50 км и положения изограды графит–алмаз на уровне 150 км. Таким образом, речь идет о процессах алмазообразования протерозойского времени на глубине, близкой к аномальному слою (100–140 км), о котором говорилось выше.

Выводы о полигенности и разной глубине образования алмазов (100–150 км) приводятся и для архейской провинции Слейв [28, 58]. В ее пределах располагаются наиболее продуктивные кимберлитовые поля с трубкой Джерико (Jericso pipe, № 6), Лак-де-Гра (Lac de Gras, № 7), Кеннеди-Лэйк

(Kennedy Lake pipe, № 8) и Дрейбоунз-Бей (Draybones Bay pipe, № 9). Думают, что гетерогенность материнских алмазоносных пород была связана с действием неоархейского плюма (2.6–2.5 млрд. лет) на субдуцированную океаническую кору, а также с перестройкой литосферы в связи с более поздним мезопротерозойским плюмовым событием Маккензи [58]. Вместе с тем считают, что U-Pb изохронный (по циркону) возраст эклогитов из кимберлитов среднеюрской трубки Джерико – 1679 ± 10 млн. лет по времени может совпадать с субдукцией океанической коры под юго-западную часть кратона Слейв в период развития палеопротерозойского магматического пояса Большого Медведя (Great Bear) [60].

В пределах кратона Сьюпириор, в провинциях Северное Онтарио (Northern Ontario) и Квебек (Quebec), расположены кимберлитовые центры Кайл (Kyle, № 17), Аттавапискат (Attawapiskat, № 18), Кёрклэнд-Лэйк (Kirkland Lake field, № 19, 20) и Бэтчелор-Лэйк (Batchelor Lake, № 21). Данные по Re-Os изотопному возрасту перидотитовых ксенолитов из кимберлитовой трубки поля Кёрклэнд-Лэйк: 1.1; 1.5 и 2.6 млрд. лет [73] – интерпретируются как отражение процессов архейского и протерозойского времени, происшедших на глубинах более 150 км. Наиболее позднее событие – 1.1 млрд. лет отвечает времени внедрения даек пояса Абитибби (Abitibi), который простирается от края роя Садбери в северо-восточном направлении параллельно фронту Гренвилл. Отметим, что с этим поясом совпадает одна из проекций глубинного аномального слоя, большей частью конформного дайкам системы Маккензи–Садбери (см. рис. 2).

Как видно (см. рис. 2), все фанерозойские – от нижнего кембрия (Кеннеди-Лэйк) до эоцена (Лак-де-Гра) – кимберлитовые поля Канадского щита, характеризующиеся высокими и средними содержаниями алмазов, располагаются в зоне влияния роев мафических даек Маккензи и Садбери и парагенетически связанного с ними глубинного слоя пород повышенной плотности. Исключение составляют поля Рэнкин Инлет (№ 10) и кимберлитов, близких к полю Кёрклэнд-Лэйк (№ 19). Все поля, попадающие за пределы этой тектономагматической системы или даже располагающиеся вблизи нее, отличаются низкими содержаниями алмазов (провинция Саскачеван) или практически неалмазоносны. Это Северное (Northern, № 1), Центральное (Central, № 2) и Южное (Southern, № 3) поля кимберлитовой провинции острова Виктории (Victoria Island); поля острова Сомерсет (Somerset Island, № 4, 5); поле Сноу-Лэйк-Векуско (Snow Lake Wekusko, № 16) провинции Манитоба (Manitoba); упоминавшееся ранее поле Бэтчелор-Лэйк и район Торнгат (Tornat, № 22), расположенный в пределах одноименного орогенного пояса.

Из вышеизложенного видно, что существующие мнения о природе и времени образования материнских алмазоносных пород различны. Все представления базируются на идее “литосферного корня” (более 150 км глубиной), который формировался от архея до протерозоя в разных геодинамических условиях тектоники плюмов, коллизии сиалических террейнов, субдукции океанической коры. Однако предлагаемая выше модель эволюции мезопротерозойских гигантских роев диабазовых даек Маккензи–Садбери, сочетающая в себе тектонику плюмов и литосферных плит, позволяет выдвинуть новую версию природы материнских алмазоносных пород и объяснить причину избирательной алмазоносности кимберлитовых трубок и полей.

Полихронность глубинных включений с алмазами в кимберлитах (от конца архея до мезопротерозоя), равно как многочисленных полей даек вблизи центров Маккензи и Садбери, может свидетельствовать о чрезвычайно большой длительности процессов аккреции сиалических архейских террейнов и последующих геологических событий. Завершающим этапом все же надо считать формирование тектоно-магматической системы Маккензи–Садбери, состоящей из роев даек и сопряженной с ними астенولينзы на глубине 100–140 км. В ее пределах в течение всего протерозоя в ходе дрейфа континента Лаврентия в условиях сдвигового стресса, гипербарического метаморфизма и соответствующего термофлюидного режима происходило образование алмазов и сопутствующих им пород. Как и в случае с Хатангским роем, консолидация астенولينзы, ее “примерзание” к подошве литосферной плиты способствовало сохранности алмазоносного субстрата от тепловой и механической эрозии, поскольку он располагался в среднем на 50 и на 100 км выше уровня термодинамического влияния со стороны астеносферы последующих плитотектонических этапов.

ОБСУЖДЕНИЕ

Сравнительный анализ тектоники и глубинного строения докембрийских гигантских роев мафических даек архея Сибирской платформы (Хатангский рой) и мезопротерозоя Канадского щита (рои системы Маккензи–Садбери) позволяет говорить о некоторых чертах сходства и различия в истории их геологического развития в контексте с проблемой алмазоносности этих регионов.

Эти разновозрастные тектоно-магматические системы были генетически связаны с мантийными плюмами. На место их зарождения, кинематику и морфологию заметное влияние оказали ротационные силы – центробежная и Кориолиса [4]. Благодаря центробежной силе все мантийные плюмы докембрия и связанные с ними гигантские

рои мафических даек были сконцентрированы в субэкваториальном “горячем” поясе, отличавшемся повышенной термофлюидной активностью. Сила Кориолиса оказала влияние на направление пропагации даек и траекторию движения литосферных плит, что отразилось на дуговой геометрии роев мафических даек. Вместе с тем ход тектонической эволюции этих роев был предопределен их связью с последовательными этапами необратимого развития Земли. Формирование архейского “сшивающего” Хатангского роя мафических даек осуществлялось на этапе мультиплитной тектоники – аккреции и (или) амальгамации “мягких” миниплит при высоком положении астеносферы. Внедрение мезопротерозойских долеритовых даек системы Маккензи–Садбери происходило в режиме, приближенном к полномасштабной тектонике плит, при уже достаточно мощной и зрелой континентальной коре и более глубоком уровне астеносферы. Основным механизмом формирования даек Хатангского роя считается продвижение высоко расположенного астеносферного слоя от центра мантийного плюма вдоль экватора под влиянием силы Кориолиса в условиях реологически стратифицированной и тектонически расслоенной литосферы. Латеральное развитие гигантского роя даек Маккензи было связано с дрейфом и правосторонним разворотом (под действием той же силы) континента Лаврентия над относительно неподвижным центром плюма Маккензи (это след движения литосферной плиты над горячей точкой). Механизм формирования роя даек Садбери, имеющего свой магматический центр, мог быть связан и с пропагацией.

Вместе с тем эти разновозрастные тектоно-магматические системы, несмотря на различия в тектонических условиях формирования и механизмах латерального развития, характеризуются похожими особенностями глубинного строения. Они пространственно совмещаются с глубинными плотностными и морфологическими неоднородностями, которые, в зависимости от возраста роев, располагаются на разных уровнях. Природа этих аномалий одна. Это астенولينзы геологического прошлого. В этих астенолинзах осуществлялось высокотемпературное частичное плавление мантии и концентрировались различные продукты этого процесса (реликты мантии, выплавки основного и ультраосновного составов, реститы и др.). В архее этот флюидонасыщенный линзообразный слой твердо-пластичного течения в виде “подкороваго языка” дискретно и радиально продвигался от центра мантийного плюма, неся на своей “спине” тонкую пластину протоконтинентальной коры. В мезопротерозое астеносферная линза формировалась как след скольжения литосферной плиты с континентом Лаврентия над плюмом Маккензи. В обоих случаях в пределах этих астенолинз происходило формирование вы-

сокобарических пород за счет тектонического фактора – вязких сдвиговых сил. Считают, что без них невозможно, в режимах высоких температур (понижающих вязкость) и давлений (повышающих ее), осуществлять горизонтальное движение плит в условиях тектонически расслоенной литосферы [37]. В результате в этих астенолинзах в течение длительного периода времени в условиях сдвигового стресса и гипербарического метаморфизма происходила фрагментация продуктов магмогенерации и реликтов мантии, а также их “окатывание”. Таким путем решается вопрос о природе высокого давления, необходимого для образования алмазов. Здесь тектонический фактор давления превалирует над литостатической нагрузкой, роль которой была не столь велика, как это считают, особенно для наиболее древних архейских популяций алмазов. Необходимый температурный режим образования алмазов (900–1300°C) на более высоком гипсометрическом уровне (чем это теоретически принято: 150 км и ниже) обеспечивался высоким тепловым потоком в субэкваториальном “горячем поясе” мантийных плюмов докембрия. С этими плюмами связывается не только формирование первичной базитовой коры и последующее образования силлических ядер [3, 24]. Это были также и центры мощной дегазации мантии и подъема водонасыщенных флюидных потоков, несущих все соединения и элементы, необходимые для синтеза алмазов: CH_4 , CO_2 , CO , C_2H_4 , N_2 и др. [19, 37]. По всей вероятности, термальная и тектоническая эволюция астенолинз от начала их зарождения до полной консолидации и “примерзания” к подошве континентальной литосферы охватывала значительный интервал времени. Только этим можно объяснить фрагментацию продуктов магмогенерации, создание твердо-пластичной среды, о чем говорилось выше, и некоторую вилку между показателями возраста даек и глубинных включений в кимберлитах, как более древних, так и молодых, но все же в диапазоне, близком к диапазону даек.

Таким образом, можно выделить три основных благоприятных фактора для образования полихронных докембрийских материнских алмазных пород в связи с гигантскими роями мафических даек и их сохранности в течение всех последующих этапов развития Земли.

Первый фактор – глобальный: зарождение этих тектоно-магматических систем в субэкваториальном поясе мантийных плюмов ранней Земли, что обеспечило необходимый термальный режим для формирования центров магматизма, связанных с ними астенолинз и, соответственно, гигантских роев мафических даек.

Второй фактор – геотектонический: он определяет особенности эволюции этих роев как ин-

дикаторов ранних этапов необратимого развития литосферы. Это архейский этап мультиплитной тектоники или тектоники “мягких” миниплит и высокого (40–60 км, современные отметки) положения астеносферного слоя (Хатангский рой) и протерозойский этап перехода к полномасштабной тектонике плит, когда астеносферный слой располагался в среднем на глубинах 100–140 км (система роев Маккензи–Садбери).

Третий фактор – геодинамический: он определяет особенность механизмов формирования гигантских роев, таких, как пропация нижнекоревой тектонической пластины в архее и дрейф континентальной плиты над мантийным плюмом в протерозое. В обоих случаях в пределах астенолинз соответствующего этапа тектогенеза под влиянием сдвигового стресса возникали очаги гипербарического давления, необходимого, в комплексе с благоприятным термо-флюидо-газовым режимом, для синтеза алмазов на глубинах, меньших, чем это рассчитано для условий только литостатической нагрузки.

Таким образом, в литосфере Сибирского и Лаврентийского кратонов, которые к концу мезопротерозоя входили в состав суперконтинента Родиния [26, 42], можно выделить два этажа с “примороженными” потенциально алмазоносными астенолинзами.

Верхний – архейский этаж (современный уровень 40–60 км), отличающийся морфологически и плотностными неоднородностями, выделяется как в границах Сибирского кратона, так и в пределах других древних платформ и кристаллических массивов северного ряда, что говорит о стабильности этого признака. Так, например, четырнадцать алмазоносных районов Восточно-Китайской и Амурской кимберлитовых провинций Сино-Корейской (Sino-Korean) платформы, кратона Янцзы (Yangtze) и Бурейско-Ханкайского (Burea-Khanka) массива пространственно совмещены с зонами и участками с повышенной скоростью продольных сейсмических волн на границе коры и мантии и изгибов поверхности Мохо, при толщине современной литосферы 100–160 км. Аналогичное положение занимает и Зимнебережная алмазоносная провинция Архангельской области на севере Восточно-Европейской платформы [18]. Правда, каких-нибудь данных о совмещении этих алмазоносных районов с дайковыми роями докембрия пока нет.

Нижний – протерозойский этаж (100–140 км и немного более), в парагенезе с гигантскими роями мафических даек докембрия, выделяется на Канадском щите. На Сибирской платформе на примере Якутской кимберлитовой провинции видно, что астенолинза нижнего этажа не имеет индикаторных признаков в виде даек протерозойского возраста, как на Канадском щите. Поэтому

возник такой вопрос: если юго-западная часть Сибирской платформы в мезопротерозое была соединена с северной Лаврентией, то нет ли связи между проявлениями алмазности этого региона с такими же глубинными неоднородностями, как и на Канадском щите? Речь идет о высокоскоростном слое или протоастенолинзе на глубине 100–140 км, которая может рассматриваться как индикатор совместного дрейфа Сибири и Лаврентии из субэкваториального пояса в более высокие широты. В качестве одного из показателей этого процесса выступает относительно небольшой рой протерозойских даек габбро-диабазов, диабазов и пикритовых порфиритов ангаульского комплекса Присяня с возрастом 1268 млн. лет [31, 42], который по времени коррелируется с дайками роя Маккензи [42]. Ограниченность развития этого комплекса по сравнению с роем Маккензи можно объяснить тем, что последний развивался только в пределах Лаврентии, в направлении, обратном движению литосферной плиты над плюмом Маккензи. Поэтому дайки ангаульского комплекса можно рассматривать как отражение самых начальных этапов активной деятельности плюма Маккензи, о чем говорит и субщелочной состав даек этого комплекса, отличный от долеритов пониженной щелочности роя Маккензи.

Вторым показателем общей истории тектонического развития кратонов Сибири и Лаврентии в мезопротерозое является высокоскоростная (8.5 км/с) линза, которая видна на сейсмическом разрезе верхней мантии по профилю “Рифт” [71], проходящему с северо-запада на юго-восток, через Тунгусскую синеклизу, Иркутский амфитеатр до оз. Байкал. Под Иркутским амфитеатром (Ангарский нуклеар) эта линза протяженностью 1250 км занимает интервал глубин от 120 до 150 км. Примерно на том же уровне (100–150 км) по данным поверхностных волн Релея выделяется высокоскоростная линза и под Алданским щитом [13], а также в центральной части платформы, о чем говорилось выше (их проекции на земную поверхность см. на рис. 1). Поэтому так же, как и на Канадском щите, высокоскоростные слои в литосфере Сибирского кратона, расположенные на уровне 100–150 км, можно рассматривать как “примороженные” астенелинзы протерозойского плитотектонического этапа. Отсюда следует, что и с ними могут быть связаны материнские алмазные породы, которые располагаются в этих высокоскоростных слоях выше уровня 200–250 км, по которому проходит верхняя граница современной астеносферы. Как было отмечено выше, это предположение подтверждается находками глубинных ксенолитов с протерозойскими значениями возраста в кимберлитах Якутской провинции. Поэтому нельзя исключить того, что алмазы, обнаруженные в промежуточных коллекторах в шести районах юго-западной части

Сибирской платформы [7, 22, 23, 29, 30] (см. рис. 1), так же, как и на Канадском щите, могут быть связаны с коренными источниками, которые черпали алмазы из алмазного субстрата, локализованного в астенелинзе мезопротерозойского плитотектонического этапа. Одним из возможных индикаторов этого события является агаульский комплекс даек, в зоне влияния которых в палеопротерозойском Урикско-Ийском шовном прогибе (Верхнеокинский район, см. рис. 1) обнаружены алмазные оливиновые лампроиты [30]. Кроме того, установлено, что по содержанию примесного азота и изотопной характеристике углерода алмазы Тычанского района (см. рис. 1) отличаются от архейских якутских и происходят из других источников [23, со ссылкой на Э.М. Галимова]. Говорить о контролирующей роли протерозойских даек в этом и других районах Иркутского амфитеатра невозможно; их либо нет, либо они перекрыты платформенным чехлом, как и в Якутской кимберлитовой провинции.

Потенциально алмазные литосферные этажи Сибирской платформы и Канадского щита – верхний (архейский) и нижний (мезопротерозойский) – входили в структуру надастеносферной мантии суперконтинента Родиния. Они дрейфовали вместе с этими расставшимися кратонами в течение всех последующих плитотектонических этапов. Сохранность алмазного субстрата в двух выделенных этажах от термодинамического влияния еще более глубоких астеносферных слоев, связанных с этими этапами, обеспечивалась их бронированием мощными (60–80 км) “межэтажными перекрытиями” холодной мантии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Пространственное совмещение алмазных кимберлитовых полей фанерозоя с гигантскими роями мафических даек докембрия связано как с закономерными, так и случайными событиями. К закономерным событиям относятся такие процессы, как зарождение в субэкваториальном “горячем поясе” ранней Земли мантийных плюмов и связанных с ними астенелинз; высокотемпературное плавление мантии в этих астенелинзах и формирование магматических очагов мафических даек; сдвиговый стресс, а также гипербарический метаморфизм исходных пород и продуктов магмогенерации. В результате в условиях благоприятного термо-флюидо-газового режима была образована ассоциация алмазных пород основного и ультраосновного состава высокой плотности. Все это осуществлялось сначала в обстановках эмбриональной тектоники плит позднего архея на глубинах 40–60 км (современные отметки), а затем на более низком уровне (100–150 км) в условиях перехода к полномасштабной

тектонике плит протерозоя, сочетающихся в обоих случаях с тектоникой плюмов. Индикаторами этих процессов являются гигантские рои мафических даек докембрия, а также структурно и парагенетически связанные с ними глубинные морфологические и плотностные аномалии. Относительно высокое положение двух этажей с алмазоносным субстратом, каждый из которых бронируется снизу мощными слоями холодной мантии, способствовало их сохранению от эрозии в последующие плитотектонические этапы с более глубоким уровнем астеносферного слоя. К случайному событию, определяющему продуктивность относительно небольшого числа кимберлитовых трубок, можно отнести попадание кустов диатрем фанерозоя в древние зоны влияния гигантских роев мафических даек и насыщения трубок ксеногенным алмазоносным материалом, извлеченным из разных горизонтов тектонически расслоенной литосферы.

Предложенная версия структурно-парагенетической связи между процессами тектонической эволюции гигантских роев мафических даек докембрия, а также континентальной литосферы и формирования материнских алмазоносных пород основана на концепции о необратимом и стадийном развитии Земли. Она отвечает на все поставленные выше вопросы, но вместе с тем требует проверки и на примерах других алмазоносных провинций Мира. Нельзя исключить того, что такие индикаторы, как рои мафических даек, могут и отсутствовать, при наличии других сопоставимых признаков, таких, как разноглубинные плотностные и морфологические неоднородности, связанные с необратимой эволюцией континентальной литосферы.

Благодарности. Автор искренне признателен Л.М. Натапову (Gemos Arc National Key Centre, Macquarie University, Australia) за предоставленные материалы по алмазоносности Канадского щита, а также К.Г. Чехихиной и Л.Ф. Сергачевой (ГИН РАН) за помощь в работе над статьей.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 04-05-64554.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берри М. Дж. Сейсмические исследования земной коры в Канаде // Матер. междунар. совещ. по взрыв. сейсмологии. Киев: Наукова думка, 1969. С. 217–227.
2. Владимиров Б.М., Волянюк Н.Я., Понамаренко А.И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976. 263 с.
3. Глуховский М.З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ (нуклеарная концепция). М.: Наука, 1990. 215 с.
4. Глуховский М.З. Ротационный фактор и некоторые проблемы геотектоники и сравнительной планетологии // Геотектоника. 2005. № 6. С. 3–18.
5. Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И. Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 5. С. 3–15.
6. Глуховский М.З., Моралев В.М. Рои мафических даек архея как индикаторы особенностей плюмотектонического режима ранней Земли (на примере Сибирской платформы) // Геотектоника. 2003. № 2. С. 57–74.
7. Дибров В.Е., Миронов И.К., Холь Ф.И., Андрианов В.Т. Геологическое строение и алмазоносность юго-западной части Сибирской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 98 с.
8. Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Гладкочуб Д.П. Сибирский кратон в раннем протерозое: новые палеомагнитические и изотопно-геохронологические данные // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: Матер. XXXVIII тект. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 205–209.
9. Добржинецкая Л.Ф. Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 288 с.
10. Дучков А.Д., Пузанков Ю.М., Соколова Л.С. Тепловой поток кимберлитовых провинций древних платформ // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 2. С. 1092–1101.
11. Дучков А.Д., Соколова Л.С. Термическая структура литосферы Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 2. С. 494–503.
12. Караваев Ю.А., Поспеев В.И. Электромагнитные исследования глубинного строения алмазоносных провинций некимберлитового типа // Геофизические исследования Восточной Сибири на современном этапе: Сб. научн. трудов. Иркутск: Изд-во ВостСибНИИГГиМС, 1990. С. 29–35.
13. Кожевников В.М., Янковская Т.Б. Трехмерная скоростная структура земной коры и верхней мантии суши по данным поверхностных волн Релея // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал "ГЕО", 2003. С. 61–63.
14. Ламберт Р.Ст.Дж. Архейские тепловые режимы, температура коры и верхней мантии и поэтапная модель эволюции Земли // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 367–379.
15. Летников Ф.А. Образование алмазов в глубинных тектонических зонах // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 2. С. 433–435.
16. Лехи К., Тейлор В.Р. Влияние глубинной структуры региона Гленн на алмазы в кимберлитах Саскачевана // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 2. С. 451–460.

17. Лобковский Л.И. Геодинамика реологически стра-тифицированной и тектонически расслоенной ли-тосферы и концепция двухъярусной тектоники плит // Тектоническая литосфера и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 27–42.
18. Мальшев Ю.Ф., Карсаков Л.П., Носырев М.Ю. Глубинное строение алмазоносных районов Вос-точной Азии и перспективы Амурского региона // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 16. С. 53–73.
19. Мальков Б.А. Геология и петрология кимберли-тов. СПб.: Наука, 1997. 282 с.
20. Манаков А.В. Вещественные модели верхней ман-тии Якутской кимберлитовой провинции // Вест-ник ВГУ. 2001. Вып. 11. С. 45–53.
21. Минц М.В. Параметры состояния литосферы и тектоника плит в архее // Геотектоника. 1999. № 6. С. 45–58.
22. Мкртычян А.К., Калвицкий М.Л., Варганов А.С. и др. Перспективы коренной алмазоносности юж-ной части Тычанского района // Отечественная геология. 1997. № 10. С. 18–21.
23. Мкртычян А.К., Калвицкий М.Л., Крюков А.В. и др. Тычанский алмазоносный район // Отечест-венная геология. 1994. № 10. С. 55–57.
24. Моралев В.М. Ранние этапы эволюции континен-тальной литосферы. М.: Наука, 1986. 166 с.
25. Павленкова Г.А., Солодилов Л.Н. Блоковая струк-тура верхов мантии Сибирской платформы // Фи-зика Земли. № 3. С. 11–20.
26. Павлов В.Э., Галле И. Реконструкция взаимного положения Сибири и Лаврентии в конце мезопро-терозоя по палеомагнитным данным // Геотекто-ника. 1999. № 6. С. 16–28.
27. Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Бойд Ф.Р. и др. Мегакристаллические пироповые перидотиты в литосфере Сибирской платформы: минералогия, геохимические особенности и проблема происхож-дения // Геология и геофизика. 1993. № 1. С. 71–84.
28. Реутский В.Н., Похиленко Н.П., Холл А.Е., Собо-лев Н.В. Полигенность алмазов из кимберлитов района Снэп-Лэйк (Кратон Слейв, Канада): ре-зультаты исследования оливина и изотопного со-става углерода // Докл. АН. 2002. Т. 386. № 11. С. 94–97.
29. Секерин А.П., Егоров К.Н., Меньшагин Ю.В., Ла-щевков В.А. Проблема алмазоносности юго-запад-ной части Сибирской платформы // Отечественная геология. 1999а. № 1. С. 15–18.
30. Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лащевков В.А. Вы-сококальциевые мантийные породы Урикско-Ту-маншетской мобильной зоны и проблемы алмазо-носности Присаянья // Отечественная геология. 1999б. № 2. С. 16–23.
31. Склярков Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукбазов А.М. и др. Дайковые рои южного фланга Сибирского кратона – индикаторы распада суперконтинента Родиния // Геотектоника. 2000. № 6. С. 59–75.
32. Соболев В.С., Соболев Н.В. Новые доказательства погружения на большие глубины эколгитизи-рованных пород земной коры // Докл. АН СССР. 1980. Т. 250. № 3. С. 683–685.
33. Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепров-ская Л.В., Масловская М.Н., Брандт С.В. Кимбер-литы и кимберлитоподобные породы. Вещество верхней мантии под древними платформами. Но-восибирск: Наука, 1994. 256 с.
34. Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорох-тин Н.О. Глобальная эволюция Земли и проис-хождение алмазов. М.: Наука, 2004. 269 с.
35. Суворов В.Д., Юрин Ю.А., Тимиширин К.В. и др. Структура и эволюция земной коры и верхов ман-тии в Якутской кимберлитовой провинции // Гео-логия и геофизика. 1997. Т. 38. № 2. С. 486–493.
36. Сусов М.В. Неизвестные страницы в истории открытия якутских алмазов. М.: Изд-во Ин-та Гидропроект, 2002. 147 с.
37. Трубицын В.П. Основы тектоники плавающих континентов // Физика Земли. 2000. № 9. С. 4–40.
38. Хаин В.Е. Основные проблемы современной гео-логии. М.: Научный мир, 2003. 348 с.
39. Хемштедт Х.Х., Герни Дж.Дж. Геодинамический контроль кимберлитов – какую роль играют горя-чие точки и плитная тектоника // Геология и гео-физика. 1997. Т. 38. № 2. С. 461–476.
40. Чиков Б.М. Сдвиговое и стресс-структурообразо-вание в литосфере: разновидности, механизмы, ус-ловия (обзор проблемы) // Геология и геофизика. 1992. № 9. С. 3–38.
41. Шевалье Л. Распределение и тектоника меловых кимберлитов Южной Африки: приложение для ди-намики мантии // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 2. С. 477–485.
42. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Позднерифейский раскол Сибири и Лаврентии в проявлениях внутри-плитного магматизма // Докл. АН. 2001. Т. 379. № 1. С. 94–98.
43. Agashev A.M., Watanabe T., Kuligin S.S. et al. Rb-Sr and Sm-Nd isotopes in the garnet-pyroxenite xenoliths from Siberian kimberlites: an insight into lithospheric mantle // Journal Mineralogical and Petrological Sci-ence. 2001. Vol. 96. P. 7–18.
44. Bank C.-G., Bostock M.G., Ellis R.M., Cassidy J.E. A re-connnaissance teleseismic Study of the upper mantle and transition zone beneath the Archean Slave craton in NW Canada // Tectonophysics. 2000. Vol. 319. P. 151–166.
45. Barth M.G., Rudnick R.L., Spicuzza M.J. et al. The role of eclogites in the growth of Archean cratons: a case study from West Africa // Seventh International Kimber-lite Conf. Cape Town. April. 1998. Extended Abstracts. P. 52–54.
46. Beard B.L., Snyder G.A., Taylor L.A., Fraracci K.N., Sobolev V.N. Eclogite from the Mir kimberlite, Russia: Evidence of an Archean ophiolite Protolith // Sixth Inter- national Conference. Novosibirsk. August. 1995. Ex- tended Abstracts. P. 41–43.

47. *Bowring S.A., Williams I.S.* Prison (4.00–4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. Vol. 134. P. 3–16.
48. *Buchan K.L., Ernst R.E., Hamilton M.A. et al.* Rodinia: the evidence from integrated palaeomagnetism and U-Pb geochronology // *Precamb. Res.* 2001. Vol. 110. P. 9–32.
49. *Cook F.A., Turcotte D.L.* Parameterized convection and the thermal evolution of the earth // *Tectonophysics.* 1981. Vol. 75. № 1–2. P. 1–17.
50. *Dawson J.B.* Kimberlites and their xenoliths. Berlin: Springer, 1980. 250 p.
51. *Dewey J.F., Windely B.F.* Growth and differentiation of the continental crust // *Phil. Trans. Roy. Soc. London,* 1981. Vol. A301. № 1461. P. 189–206.
52. *De Wit M.J.* On Archean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict // *Precamb. Res.* 1998. Vol. 91. P. 181–226.
53. *Durrheim R.J., Mooney W.D.* Evolution of the Precambrian Lithosphere: Seismological and geochemical constraints // *Journal of Geophysical Res.* 1994. Vol. 99. № B8. P. 15359–15374.
54. *Ernst R.E., Buchan R.L.* Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes: evidence from large igneous province // *Journal Geodynamics.* 2002. Vol. 34. P. 309–342.
55. *Fahrig W.F.* The Tectonic Setting of Continental Mafic Dyke Swarms: Failed Arm and Early Passive Margin // *Mafic dyke swarms.* Geol. Assoc. of Canada, 1987. Spec. Paper 34. P. 331–348.
56. *Fahrig W.F., West T.D.* Diabase dyke swarms of the Canadian Shield. Geol. Survey of Canada, 1986. Map 1627 A.
57. *Grand P.S.* Tomographic Inversion for Sear Velocity beneath the North American Plate // *Journal. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92. P. 14065–14090.
58. *Griffin W.L., Doyle B.J., Ryan C.G., Pearson N.J. et al.* Lithosphere Structure and Mantle Terranes: Slave Craton, Canada // *Seventh International Kimberlite Conf.* Cape Town. April. 1998. Extended Abstracts. P. 271–273.
59. *Harte B.* Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallization textures in olivine-bearing xenoliths // *Journal Geol.* 1977. Vol. 85. P. 279–288.
60. *Heaman L.M., Creases R.A., Cookenboo H.O.* Zircons from eclogite in the Jericho Kimberlite Pipe northern Canada: Evidence for Proterozoic High Pressure Metamorphism Beneath the Slave Province // *Seventh International Kimberlite Conf.* Cape Town. April. 1998. Extended Abstracts. P. 325–327.
61. *Hoffman P.F.* Speculation on Laurentia's first gigayear (2.0 to 1.0 Ga) // *Geology.* 1989. Vol. 17. № 2. P. 135–138.
62. *Hoffman P.F.* Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside out? // *Science.* 1991. Vol. 252. P. 1409–1412.
63. *Jacob D.E., Foley S.F.* Evidence for Archean ocean crust with low high field strength element signature from diamondiferous eclogite xenoliths // *Lithos.* 1999. № 48. P. 317–336.
64. *Janse A.J.A.* Archons, Protons and Tectons: an update // *Sixth International Conference.* Novosibirsk. 1995. August. Extended Abstracts. P. 377–379.
65. *Kaminsky F.V., Salukov S.M., Sablukova L.Z. et al.* Diamondiferous Minette Dykes from Parker Lake Area, N.W.T., Canada // *Seventh International Kimberlite Conf.* Cape Town. April. 1998. Extended Abstracts. P. 392–394.
66. *Kerr R.A.* The continental plates are getting thicker // *Science.* 1986. Vol. 232. № 4753. P. 933–934.
67. *Menzies A.N., Shirey S.B., Carlson R.W., Gurney J.J.* Re-Os isotope systematic of diamond-bearing eclogites and peridotites from Newlands kimberlite // *Seventh International Kimberlite Conf.* Cape Town. April. 1998. Extended Abstracts. P. 579–581.
68. *Moralev V.M., Glukhovskiy M.Z.* Diamond-bearing kimberlite fields of the Siberian Craton and the Early Precambrian geodynamics // *Ore Geol. Rev.* 2000. Vol. 17. P. 141–153.
69. *Natapov L., Gliffin W.L.* Geodynamic controls on the distribution of diamondiferous kimberlites // *Seventh International Kimberlite Conf.* Cape Town. April. 1998. Extended Abstracts. P. 615–617.
70. *O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Pondion D.Y.* Are Lithosphere here Forever? // *Seventh International Kimberlite Conf.* Cape Town. April. 1998. Extended Abstracts. P. 646–648.
71. *Pavlenkova G.A., Priestley K., Cipar J.* 2D model of the crust and uppermost mantle along Rift profile, Siberian craton // *Tectonophysics.* Vol. 355. 2002. P. 171–186.
72. *Pearson D.G.* The age of continental roots // *Lithos.* 1999. Vol. 48. P. 171–194.
73. *Pearson D.G., Meyer H.O.A., Boyd F.R., Shirey S.B., Carlson R.W.* Re-Os isotope evidence for lute Archean Stabilization of a thick lithospheric mantle keel beneath the Kirkland Lake area, Superior province, Canada. Further evidence for long-term crust-mantle coupling // *Sixth International kimberlite Conference.* Novosibirsk. 1995. August. Extended Abstracts. P. 427–429.
74. *Pearson D.G., Snyder G.A., Shirey S.B., Taylor L.A., Carlson R.W., Sobolev N.V.* Archaean Re-Os age for Siberian eclogites and constraints on Achaean tectonics // *Nature.* 1995. Vol. 374. № 6524. P. 711–713.
75. *Pesonen L.J., Elminy S.-A., Mertanen S. et al.* Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic // *Tectonophysics.* Vol. 375. 2003. P. 289–324.
76. *Rapp R.P., Shimizu N.* Subduction and slab Melting in the Archean: Experimental Constraints and Implication for Development of Cratonic lithosphere // *Seventh International Kimberlite Conf.* Cape Town. April. 1998. Extended Abstracts. P. 720–722.
77. *Richardson S.H.* Latter-day origin of diamonds of eclogitic paragenesis // *Nature.* 1986. Vol. 322. № 6080. P. 623–626.
78. *Rudnick R.L.* Eclogite xenoliths sample of Archean ocean floor // *Sixth International kimberlite Conference.* Novosibirsk. 1995. August. Extended Abstracts. P. 473–475.
79. *Snyder D.B.* Lithospheric growth at margins of cratons // *Tectonophysics.* 2002. Vol. 355. P. 7–22.

80. Snyder G.A., Keller R.A., Taylor L.A. et al. The origin of ultramafic (Group A) eclogites: Nd & Sr isotopic evidence from the Obnazhennaya kimberlite, Yakutia // Seventh International Kimberlite Conf. Cape Town. April. 1998. Extended Abstracts. P. 823–825.
81. Snyder G.A., Taylor L.A., Beard B.L., Sobolev V.N. Siberian eclogite xenoliths: keys to differentiation of the Archean Mantle // Sixth International kimberlite Conference. Novosibirsk. 1995. August. Extended Abstracts. P. 549–551.
82. Snyder G.A., Taylor L.A., Beard B.L. et al. The diamond-bearing Mir Eclogites, Yakutia: Nd and Sr isotopic evidence for continental input in an Archaean oceanic environment // Seventh International Kimberlite Conf. Cape Town. April. 1998. Extended Abstracts. P. 826–828.
83. Tarling D.H. Lithosphere evolution and changing tectonic regimes // Journal Geol. Soc. 1980. Vol. 137. № 4. P. 459–467.
84. Van der Lee. Deep Below North America // Science. 2001. Vol. 249. № 5545. P. 94–98.

Giant Swarms of Precambrian Mafic Dikes and Potential Diamond Resources of Ancient Platforms

M. Z. Glukhovskii

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia
e-mail: marat@ilran.ru

Abstract—By the examples of the Siberian Platform and Canadian Shield, it is shown that spatial juxtaposition of Phanerozoic diamond-bearing kimberlite fields with giant swarms of Precambrian mafic dikes is caused by both systematic and incidental events. The first of these include (1) origination of mantle plumes and associated lenses of high-temperature mantle melting in the subequatorial “hot belt” of the early Earth, (2) formation of magma chambers that generated mafic dikes in these asthenospheric lenses, (3) shear stress, and (4) ultrahigh-pressure metamorphism of igneous and country rocks. As a result, the association of diamond-bearing high-density mafic and ultramafic rocks was formed under favorable thermal and fluidal conditions. These processes occurred first in the embryonic (multiplate) Neoproterozoic tectonic setting at a depth of 40–60 km (present-day elevation marks) and then at a deeper (100–150 km) level during the transition to the Proterozoic true plate tectonics. These processes left behind giant swarms of Precambrian mafic dikes, as well as structurally and genetically related deep-seated morphological and density anomalies. The relatively high position of two lithospheric units of diamond-bearing rocks, each underlain by a thick layer of the cold mantle, prevented these units from erosion during subsequent plate-tectonic stages with deeper asthenospheric layers. The occurrence of clusters of Phanerozoic diatremes in ancient giant swarms of mafic dikes, as well as the enrichment of pipes in xenogenic diamond-bearing material derived from different levels of the tectonically delaminated lithosphere, may be attributed to incidental events that controlled the fertility of a relatively small number of kimberlite pipes.

УДК 551.242.2(263)

О ВЕРТИКАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНАХ ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ

© 2006 г. А. А. Пейве

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 23.05.2005 г.

В работе рассмотрены вертикальные движения океанической коры различных структур Центральной Атлантики и показано, что наиболее крупные вертикальные движения характерны для поперечных хребтов трансформных разломов, хотя они фиксируются также в пределах отдельных впадин Срединно-Атлантического хребта, а также в древних структурах глубоководных котловин. При этом амплитуда перемещений существенно превышает таковую, связанную с остыванием литосферных плит.

Вертикальные движения могут быть обусловлены самыми разнообразными факторами: термальным воздействием на холодную плиту разогретого молодого сегмента Срединно-Атлантического хребта; термальным стрессом; тепловой энергией, выделяемой вследствие трения при относительном смещении бортов разлома; серпентинизацией–десерпентинизацией верхнемантийных пород в районе трансформного разлома; процессами сжатия и растяжения вкрест простирания разлома.

Основным фактором вертикальных движений при формировании поднятий северного поперечного хребта разлома Романш явилось чередование напряжений сжатия и растяжения из-за непараллельности границ трансформного разлома и неустойчивой конфигурации области сочленения рифта и разлома. Наиболее вероятной причиной вертикального подъема южного поперечного хребта разлома Вима является изменение направления спрединга. В целом для разломов с активной частью более 100 км характерны процессы растяжения и сжатия, ортогональные основному смещению, связанные с некоторым изменением направления спрединга.

Однозначно установить причины вертикальных движений тех или иных структур в настоящее время невозможно. По всей видимости, в большинстве случаев вертикальные перемещения определяются комплексом факторов, главную роль среди которых играют латеральные напряжения (сжатие и растяжение). Последние возникают при изменении геодинамики движения литосферных масс в ходе спрединга Срединно-Атлантического хребта.

ВВЕДЕНИЕ

Рельеф фундамента Центральной Атлантики формируется в основном за счет тектонических движений различного направления и амплитуды, а также вулканической деятельности. Вертикальные тектонические движения играют первостепенную роль в образовании трансформных разломов, а также проявлены в формировании положительных структур как в пределах Срединно-Атлантического хребта, так и в глубоководных котловинах. Амплитуда вертикальных перемещений с формированием крупных положительных структур в отдельных разломных зонах достигает многих сотен метров за короткий промежуток времени, что не укладывается в стандартную модель спрединга океанического дна. Изучение этих движений играет важную роль в океанской геологии, так как позволяет подойти к решению проблемы формирования Атлантики, имея в виду, что суммарно по ширине разломные зоны составляют не менее 60% площади океанической коры этого океана. В настоящее время в результате работ

российских и иностранных экспедиций накоплен значительный объем геолого-геофизических данных по наиболее крупным разломным зонам, который позволяет определить вклад вертикальной тектоники в процессы образования океанских структур и оценить механизмы их формирования [6, 15, 17, 21 и др.]. Значительную роль в этих исследованиях играют работы, проводимые в Геологическом институте РАН в пределах Центральной Атлантики, где собран большой материал по разломным зонам Романш, Вима, Зеленого Мыса и другим. На основании этих исследований в ряде публикаций было дано детальное описание крупных положительных структур разломных зон [1, 4, 6–8 и др.]. Поэтому мы лишь кратко остановимся на фактических материалах и постараемся определить наиболее вероятные модели и механизмы их формирования.

Для Центральной Атлантики характерно широкое распространение протяженных зон трансформных разломов, таких, как Романш, Вима, Кейн, Зеленого Мыса, Океанограф и др. Основу

их структуры составляют трансформные долины и ограничивающие их поперечные (трансверсивные) хребты различной высоты и протяженности. В зонах сочленения с сегментами рифтовых долин поперечные хребты переходят в так называемые внутреннее и внешнее угловые поднятия. Как правило, высота поперечных хребтов превышает уровень дна того же возраста на многие сотни метров. Изучение поперечных хребтов показало, что они представляют собой либо целиком приподнятые блоки литосферы, как, например, в разломе Вима, либо разрозненные тектонические фрагменты коровых и верхнемантийных пород. Для поперечных хребтов характерно их распространение как в пределах активной части разломов, так и за ее пределами, вплоть до глубоководных котловин. Они одни из самых ярких морфоструктур, возникших за счет вертикальных движений.

В пределах поперечных хребтов имеются отдельные крупные поднятия второго порядка, высота которых резко превышает общий уровень хребтов [11, 30]. Наиболее крупные из них – это поднятия в восточной части северного поперечного хребта разлома Романш и в южной части разлома Вима, а также поднятие островов Св. Петра и Павла, расположенное в пределах северного поперечного хребта разлома Сан-Паулу в 200 км к востоку от его западного интересекта [12]. Острова представляют собой фрагменты поднятой к поверхности океана субконтинентальной мантии, сложенные перидотитами и милонитами по перидотитам. Это, вероятно, фрагмент литосферной верхней мантии, оставшийся после раскрытия экваториальной Атлантики вблизи оси Срединно-Атлантического хребта в результате неоднократной смены направлений спрединга и смещения осей трансформных разломов [12].

Строение поперечных хребтов разломов Романш, Вима и Кейв

Разлом Романш. Наиболее приподнятая часть северного поперечного хребта разлома Романш (глубина менее 2 км) расположена приблизительно напротив южного сочленения разлома с рифтовой долиной (рис. 1) и состоит из нескольких поднятий, которые с запада на восток получили названия А, В, С, D [15]. В пределах этих поднятий были сделаны несколько профилей МОВ ОГТ, а также серия драгировок, что позволило получить представительный материал по геологическому строению этих структур [4, 15].

Поднятие А – это самый приподнятый участок зоны разлома Романш, его глубина всего 930 м. Вблизи вершины были драгированы мелководные рифовые известняки, формировавшиеся на глубинах около 50 м и прошедшие субаэральный диагенез. Возраст известняков, судя по остаткам

кораллов, около 5 млн. лет [15]. На профиле МОВ ОГТ видно, что поднятие А состоит из верхнего горизонта, мощностью 250–300 м, отделенного от сейсмически непрозрачной толщи четкой поверхностью отражения. Последняя, по данным драгирования, видимо, является фрагментом океанической коры, сложенной базальтами, габбро и ультрабазитами. Аналогичное строение имеют поднятия В и С. Таким образом, все они представляют собой погружившиеся атоллы, сформировавшиеся на эродированной океанической коре. Скорость опускания этих поднятий составляла около 0.2 мм/год, что на порядок выше, чем следует из формулы термического остывания и погружения океанической литосферы [28].

Второй тип приразломных поднятий представлен изометричной структурой, несколько вытянутой вдоль разлома (поднятие D). Это поднятие не примыкает непосредственно к эскарпу разлома, а отделено от него относительно пологим погружающимся на юг склоном. Многоканальное сейсмическое профилирование поднятия D в широтном направлении выявило здесь мощную (около 4 км) сложно дислоцированную толщу с развитием складок и надвигов [16]. Данная толща, видимо, представляет собой пакет деформированных вулканогенно-осадочных образований. В западной части поднятия выделяются 2 толщи: нижняя, судя по драгировкам, сложенная нижнемеловыми пелагическими известняками, и вторая – палеоцен-эоценовыми аркозовыми песчаниками [15]. Породы имеют гораздо более древний возраст, чем можно было бы ожидать, исходя из модельной скорости спрединга для осевой части Срединно-Атлантического хребта. Кроме того, наличие нижнемеловых осадочных пород около восточного интересекта не стыкуется с палеоокеанологическими реконструкциями, согласно которым объединение Южной и Центральной Атлантики произошло в альбе [23, 26], и не находит объяснения в рамках простой модели спрединга океанической коры. Видимо, в экваториальной Атлантике между Гвинейским заливом и Южной Америкой 140 млн. лет назад существовал глубоководный бассейн еще до основного этапа раскрытия Южной Атлантики.

Оценка относительного превышения по сравнению с уровнем, обусловленным остыванием литосферы, для северного поперечного хребта разлома Романш составляет от 2 км для района между 15°30'–18°з.д. до 3–4 км для поднятий А, В, С, D.

Разлом Вима. Это одна из самых крупных разломных зон в приэкваториальной Атлантике. На южном борту разломной долины Вима расположен поперечный хребет протяженностью 310 км с превышением над днищем долины в 4.5 км и шириной в основании около 30 км (рис. 2). Изучение хребта показало, что он представляет собой под-

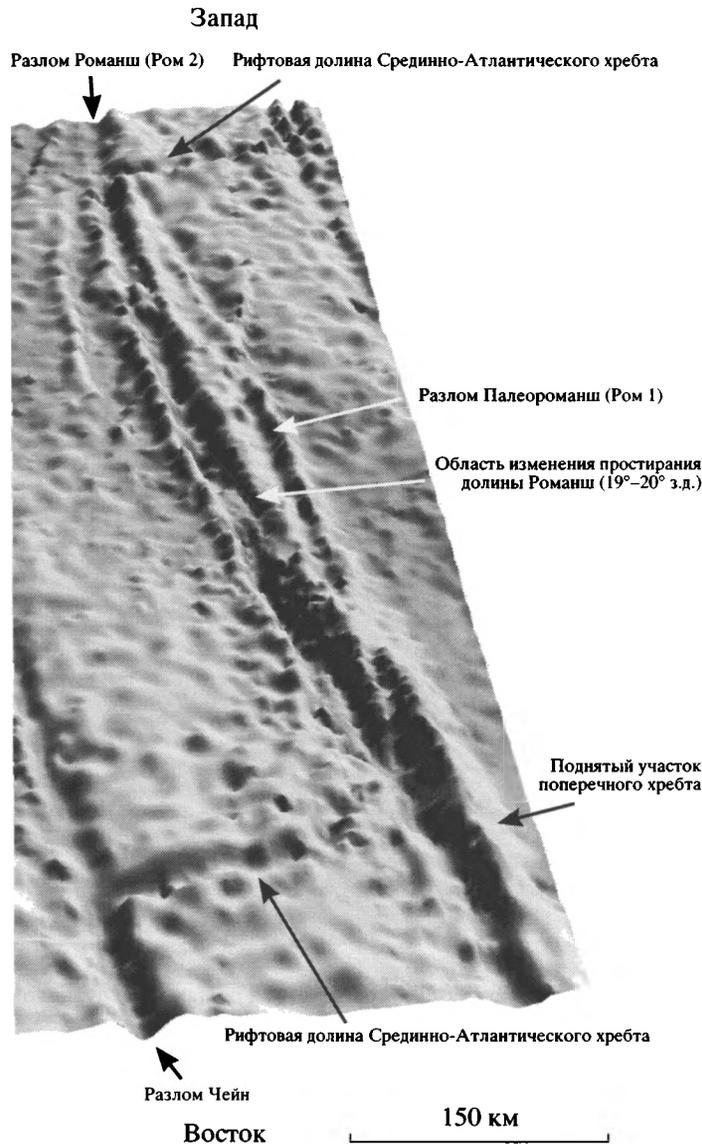


Рис. 1. Карта рельефа дна района разлома Романш, составленная по данным спутниковой альтиметрии [26]

нятый ненарушенный разрез океанической литосферы [2, 14, 20]. Поперечный хребет состоит из сегментов, разделенных тектоническими нарушениями. Два из этих сегментов в верхней части сложены мелководными известняками. Вершинная часть поперечного хребта расположена на 2–4 км выше уровня коры, который бы она занимала, исходя из нормальной термальной контракции. Этот аномальный участок начинается на расстоянии около 100 км от восточного интерескта и прослеживается на 300 км. Самая приподнятая часть (глубина менее 600 м) находится в 70 км к западу от западного интерескта.

Изучение известняков на долготе 44°22' з.д. показало, что они представляют собой мощную (около 500 м) карбонатную платформу, протяги-

вающуюся на 50 км, которая образовалась вблизи поверхности океана в среднем плиоцене (около 3–4 млн. лет назад) [17]. Таким образом, опускание вершины поперечного хребта до современного положения (на глубину 600 м) происходило со скоростью 0.2–0.3 мм/год. Если исходить из оценки средней скорости спрединга в 1.2 мм/год и современного удаления этой части блока от оси Срединно-Атлантического хребта на 360 км, то его возраст составляет около 35 млн. лет. Скорость погружения плиты при ее остывании равна 0.01 мм/год [28], что на порядок ниже, чем реально наблюдаемая. Известняки, расположенные ниже по склону на той же долготе, образовались вблизи поверхности океана в позднем миоцене в период между 5–14 млн. лет. В настоящее время

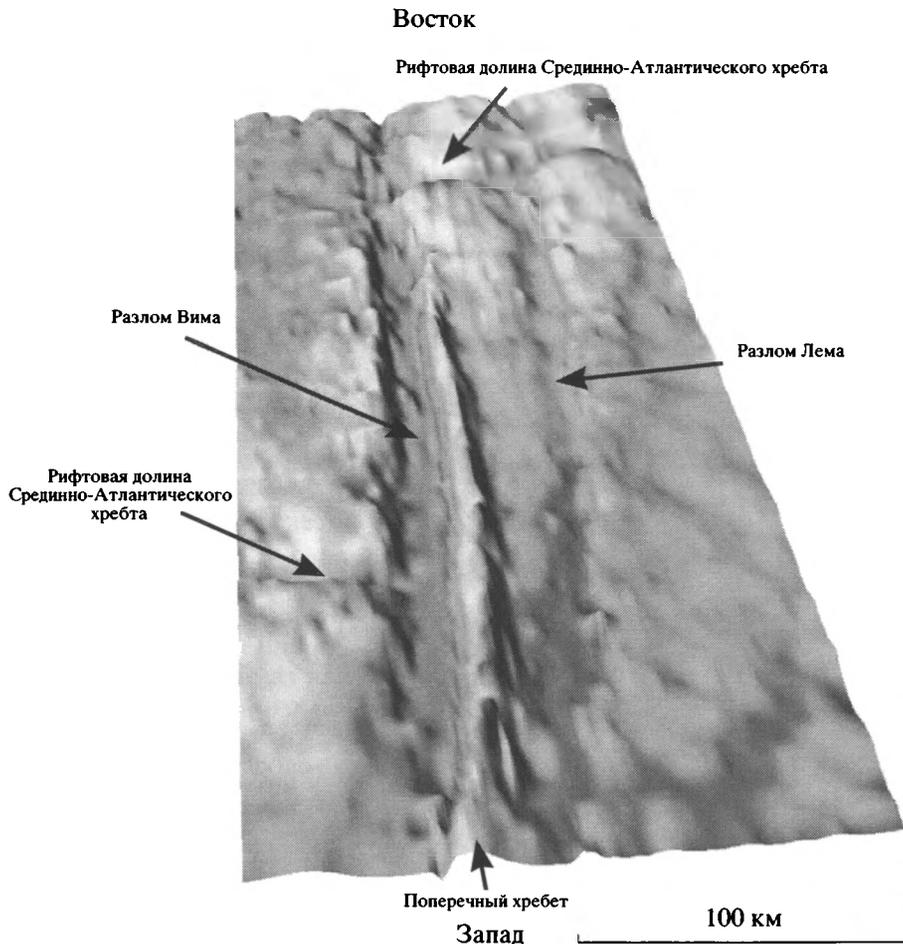


Рис. 2. Карта рельефа дна района разлома Вима, составленная по данным спутниковой альтиметрии [26]

они находятся на глубине 1–1.4 км, что соответствует скорости погружения блока около 0.1–0.3 мм/год и оценке скорости, сделанной, исходя из возраста известняков вершины склона [16].

Разлом Кейн. Поперечный хребет протягивается в пределах северного борта долины разлома на 200 км к востоку от восточного интерсекта. Его ширина 15–40 км, превышение над разновозрастной корой составляет 1.2 км (рис. 3). По сейсмическим данным, под разломом Кейн и поперечным хребтом граница Мохо приподнята. Южнее расположен разлом $21^{\circ}30'$ с.ш., который в восточной части не параллелен разлому Кейн. Расхождение составляет $4-6^{\circ}$, оно обусловило процесс растяжения блока между этими разломами на величину 4–12 км [25].

По гравиметрическим данным, поперечному хребту соответствует положительная аномалия Буге, свидетельствующая о том, что основание коры под поперечным хребтом характеризуется избыточной массой. Кора в пределах молодой плиты имеет аномально низкую плотность. Появление избыточной массы может быть связано с

подъемом мантийного материала, компенсирующего подъем и изгиб литосферы. Низкая плотность в пределах молодой плиты может обуславливаться дроблением коры или большим объемом обломочного материала, образовавшегося во время тектонического воздымания поперечного хребта [25].

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ВНЕ ПОПЕРЕЧНЫХ ХРЕБТОВ

Как показали исследования, вертикальные тектонические движения за пределами рифтовых долин и активных частей трансформных разломов, в том числе и в глубоководных котловинах, фиксируются в течение всего неотектонического этапа развития Атлантики [5]. С этими движениями связывается формирование отдельных изомеричных поднятий акустического фундамента и диапироподобных, как правило, линейных поднятий (валов) субширотного простирания, протягивающихся на многие десятки километров и про-

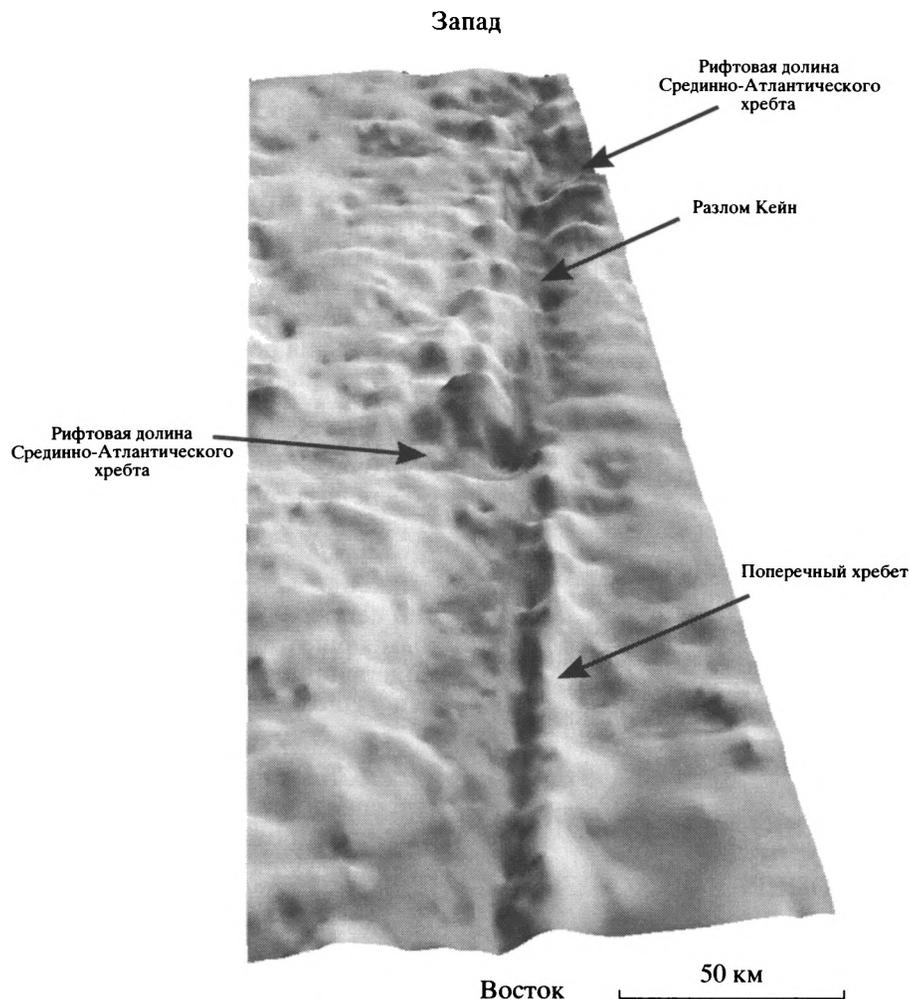


Рис. 3. Карта рельефа дна района разлома Кейн, составленная по данным спутниковой альтиметрии [26]

тыкающих разные горизонты осадков с деформацией последних [1].

Между 7 и 10° с.ш. были установлены 3 группы диапироподобных валов [8]. Западнее 42° з.д. отмечены самые высокие диапиры (250–2500 м). Между 34° и 40°30' з.д. они гораздо ниже (менее 400 м). Третья группа расположена восточнее 33° з.д. Большинство диапиров располагается на глубинах 4.5–4.8 км. Их высота варьирует от 0.2 до 1.6 км [1]. Севернее, в пределах пассивных частей разломов Марафон и Меркурий, также отмечены диапироподобные структуры. В осадках вблизи диапиров наблюдаются деформации, которые близки деформациям, связанным с соляными или глиняными куполами. Деформации выражаются в увеличении углов наклона осадков либо в некотором смятии при приближении к диапиру [8]. В то же время маловероятно, что выявленные диапиры имеют такую природу. Редкие драгировки свидетельствуют о том, что диапиры, по-видимому, сложены вулканитами или комплексами глу-

бинных полнокристаллических пород, иногда сильно деформированных и измененных вторичными процессами. Наиболее вероятны два механизма их образования. Это – вертикальные тектонические движения, обусловленные либо латеральным растяжением или сжатием межразломных участков океанической плиты, либо серпентинизацией ультрабазитов, приводящей к существенному увеличению объема пород и вертикальному выжиманию пластического материала по ослабленным линейным зонам, в целом совпадающим с простиранием трансформных разломов, с захватом блоков вышележащих пород 2-го и 3-го слоев океанической коры. Некоторые диапиры по простиранию переходят в поперечные хребты, как это наблюдается между разломами Долдрамс и Вернадского, или имеют такие же взаимоотношения с осадками. Таким образом, можно заключить, что, по крайней мере, часть поперечных хребтов и диапировых валов имеет одинаковую природу [8].

Судя по редким землетрясениям, часть структур в настоящее время тектонически активна, но большинство относится к плейстоцен-четвертичному интервалу, о чем свидетельствуют деформации верхних горизонтов осадочной толщи [1].

Отдельные изометричные поднятия акустического фундамента располагаются в долине разлома Вима [21]. В районе нарушения Сьерра-Леоне ($5^{\circ}20' - 5^{\circ}40'$ с.ш.) в пределах депрессий, заполненных осадками, поднятия высотой 300–500 м имеют форму горстов со ступенчатыми или наклонными склонами и сложные взаимоотношения с осадками, свидетельствующие об их тектоническом происхождении. Поднятия продолжают формироваться в настоящее время, так как деформируют все горизонты осадков [7]. Они структурно связаны с более крупными поднятиями, расположенными в пределах гряд рифтовых гор. Как представляется, интенсивные дифференцированные вертикальные движения непосредственно связаны с процессами латерального широтного растяжения гетерогенно построенной и сильно раздробленной области Срединно-Атлантического хребта между 5 и 7° с.ш., образованной в геодинамических условиях сухого спрединга [3].

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О МЕХАНИЗМЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ ПОПЕРЕЧНЫХ ХРЕБТОВ

Неотъемлемой частью трансформных разломов является разломная долина, в то время как поперечные хребты не везде сопровождают эту отрицательную структуру. Основной причиной возникновения трансформной долины являются напряжения растяжения, сопровождающие сдвиг в активной части трансформных разломов в ходе спрединга океанических плит. Это не исключает того, что отдельные сегменты зоны трансформного разлома, включая и разломную долину, в какие-то периоды развития могли испытывать напряжения сжатия.

Что касается причины вертикального подъема отдельных участков океанической коры с формированием поперечных хребтов, то существует несколько моделей, объясняющих это явление, хотя ни одна из них не является универсальной. Это: термальное воздействие на холодную плиту разогретого молодого сегмента Срединно-Атлантического хребта; термальный стресс; тепловая энергия, выделяемая вследствие трения при относительном смещении бортов разлома; серпентинизация–десерпентинизация верхнемантийных пород в районе трансформного разлома; процессы сжатия и растяжения при смещении по разлому и некоторые другие.

Термальное воздействие на холодную плиту разогретого молодого сегмента Срединно-Ат-

лантического хребта. Согласно модельным построениям [18, 22], тепловая аномалия, существующая под рифтовой долиной, прогревает участок холодной плиты в районе интерсекта с разломной долиной, что может привести к его подъему (рис. 4, А). Косвенно о такой возможности говорит то, что крупные поднятия в разломах Романш и Вима находятся вблизи интерсектов. Если взять разломную зону с активной частью с возрастом 30 млн. лет, то в пределах участка коры, соответствующего 10 млн. лет, температура древней литосферы на расстоянии 20 км от оси разлома поднимется на 100°C до глубины 70 км. При этом максимальный подъем может составлять первые сотни метров [11]. Для разлома Романш в районе восточного интерсекта такое воздействие может обеспечить подъем не более чем на 500 м [15]. Для разлома Вима этого тоже недостаточно. Эта модель совершенно не объясняет вертикальные движения в разломных зонах за пределами областей непосредственного соприкосновения с активными рифтовыми сегментами, а также наличие поперечных хребтов только по одну сторону от оси разлома.

Термальный стресс. В ходе остывания океанических плит по мере их движения в стороны от оси спрединга происходит уменьшение их линейных размеров (горизонтальная контракция). Сокращение участка плиты длиной 150 км при остывании на 200°C может составлять 300 м [19, 29]. При смещении по трансформному разлому края плиты будут испытывать последовательную смену напряжений сжатия и растяжения (см. рис. 4, Б). А максимальные напряжения возникнут вблизи осей рифтовых долин. При этом приповерхностная часть литосферы испытывает сжатие, а литосфера в районе границы Мохо – растяжение [29]. В результате возникает напряжение, изгибающее литосферу. Термальный стресс, обусловленный охлаждением и сжатием литосферы с возрастом 20 млн. лет, может привести к ее изгибу и поднятию в районе поперечного хребта на 150 м [24].

Разогрев при трении. При движениях по протяженным разломам выделяемая за счет трения энергия может привести к подъему температуры вдоль поверхности сместителя на $200^{\circ} - 400^{\circ}\text{C}$ [18]. Тепловая энергия при относительном смещении северного и южного бортов разлома Романш может вызвать подъем поперечного хребта не более чем на 200 м. При этом разогрев и подъем захватит область на расстоянии не более 5 км по обе стороны от оси разлома [15].

Серпентинизация–десерпентинизация верхнемантийных пород в районе трансформного разлома. Как показало драгирование, поперечные хребты в значительной степени сложены раздробленными ультраосновными породами. Их серпентинизация обуславливает значительное увели-

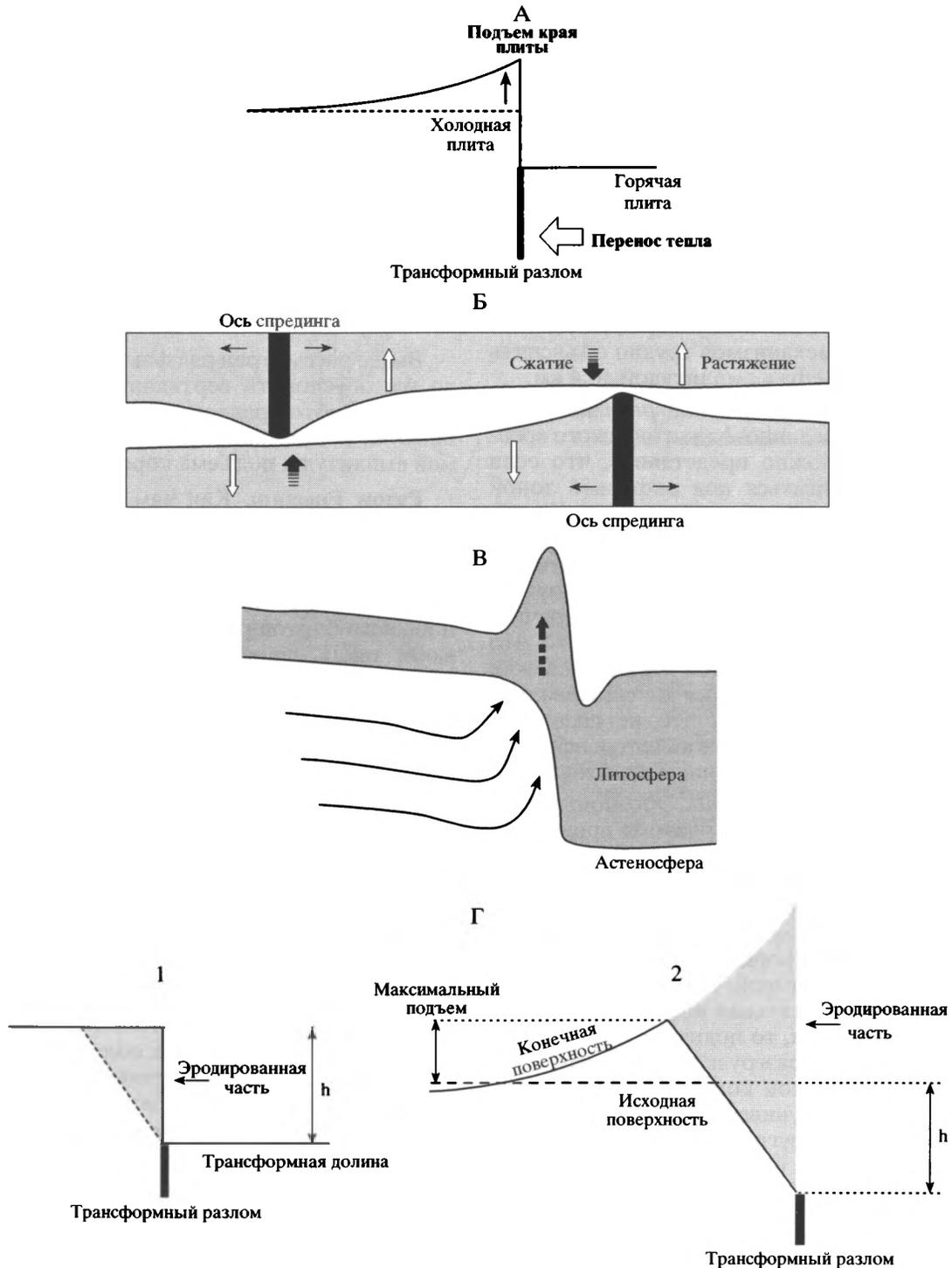


Рис. 4. Модели вертикальных движений с формированием поперечных хребтов: А – термальное воздействие разогретого молодого сегмента Срединно-Атлантического хребта [17, 21]; Б – термальный стресс [18, 28]; В – меридиональное перетекание расплавов [31]; Г – эрозия литосферной плиты [9] (1 – начальный этап, 2 – конечный этап)

чение объема и уменьшение плотности, что приводит к подъему поперечного хребта. При полной серпентинизации блока перидотитов мощностью 5 км его верхняя граница поднимется на 2 км. Серпентинизация в значительной степени опре-

деляется проницаемостью пород для морской воды и может доходить до границы кора–мантия. Разломные зоны как сильно тектонизированные структуры являются легко проницаемыми для морской воды. Десерпентинизация с опусканием

поперечного хребта может иметь место при прохождении последнего вблизи разогретого интерсекта. В ультрабазитах серпентинизация начинается при снижении температуры от 500° С, а десерпентинизация, соответственно, при температуре >500°С. В разломе Романш изотерма 500° С может погружаться ниже 10 км [15]. Вблизи восточного интерсекта мощность коры, которая может быть вовлечена в дегидратацию, составляет 6 км. Несмотря на значительный вклад серпентинизации в вертикальную компоненту движений поперечного хребта и учитывая, что, как правило, она не затрагивает более 50–80% ультрабазитов, без привлечения иных механизмов трудно объяснить возникновение рельефа с амплитудой до 4 км.

Меридиональное перетекание расплавов под осевыми частями Срединно-Атлантического хребта. Теоретически можно представить, что если расплавы будут двигаться под рифтовой зоной Срединно-Атлантического хребта в сторону интерсекта, то далее их движение будет ограничено холодной плитой, что может способствовать как подъему края плиты, так и интенсивному вулканизму с вертикальным наращиванием поперечного хребта [31] (см. рис. 4, В). Несмотря на то, что в пределах поперечных хребтов имеются свежие базальты, основная их часть все же сложена габброидами и ультрабазитами, что не позволяет рассматривать этот механизм в качестве основного при формировании поперечных хребтов.

Эрозия литосферной плиты. Эрозионная разгрузка вдоль трансформного разлома приводит к изгибу и подъему края плиты вдоль трансформной границы. Подъем не превышает 35% от разности высоты (h) между уровнем литосферной плиты и трансформной долиной (см. рис. 4, Г) [10]. Структура трансформного разлома предполагает наличие некоторой ступени в рельефе. Так как строго вертикальная поверхность не может долго сохраняться, то поднятие будет эродироваться, приводя к разгрузке и подъему в результате изостатической компенсации. Этот механизм не является универсальным, но может усилить проявления других механизмов. Разность высот в большинстве океанских трансформных разломов составляет 60% (а иногда и более 100%). В рамках данной модели не объясняется происхождение исходной ступени в рельефе вкост разлома. Кроме того, происхождение самой трансформной долины не вполне ясно. Возможно, это полоска аномально тонкой коры, образованная в пределах концевых частей рифтовых долин, где преобладают процессы сухого спрединга. Растяжение, ортогональное разлому, может привести к образованию долины, а тектоническая разгрузка – к подъему борта. При этом эрозионная разгрузка объясняет только дополнительный подъем. Чем мельче разломная долина, тем больше вклад тектонической разгрузки.

Механизмы вертикальных перемещений поперечных хребтов, обусловленные сжатием и растяжением при движении вдоль сходящихся или расходящихся (непараллельных) границ трансформных разломов или изменением направления движения плит с заложением трансформных зон иного простирания, будут рассмотрены ниже применительно к разломным зонам Романш, Вима и Кейн.

НАИБОЛЕЕ ВЕРОЯТНЫЕ ПРИЧИНЫ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ В РАЗЛОМАХ РОМАНШ, ВИМА И КЕЙН

Выше рассмотрен ряд факторов, которые могли бы обусловить вертикальный подъем поперечных хребтов разломов Романш и Вима. Большинство из них не может обеспечить необходимой амплитуды подъема коровых блоков.

Разом Романш. Как нам представляется, основной фактор, обуславливающий вертикальные перемещения в северном поперечном хребте, связан с процессами сжатия–растяжения, возникающими при относительном перемещении северного и южного бортов разлома Романш. На существование таких напряжений указывают механизмы землетрясений в пределах зоны разлома. Латеральные напряжения могут быть обусловлены следующими факторами: изгибом трансформного разлома, некоторым изменением направления спрединга, изменением геометрии границ плит при переходе к новой конфигурации в системе разлом–хребет.

Как видно из карт рельефа, простирание разлома Романш меняется в восточной части активной зоны в районе 19–20° з.д. от широтного к запад-северо-западному (см. рис. 1) и не полностью совпадает с направлением движения литосферных плит. Разница около 10° при движении по разлому приводит к сжатию и формированию крупного поднятия в этой области. Об этом же свидетельствуют и механизмы современных землетрясений, сконцентрированные здесь же. Подобные процессы могли иметь место и ранее.

Образование приподнятых участков северного поперечного хребта (А, В, С, D) связано с этапом перестройки разломной зоны в конце миоцена (7–8 млн. лет назад). Этот возрастной рубеж отвечает возникновению современной динамической системы разлома Романш (Ром 2) с отмиранием и “запечатыванием” структур Палеороманш (Ром 1) [4, 15]. Наиболее вероятным фактором подъема блоков стало сжатие вдоль Ром 1 при образовании Ром 2 и движении под некоторым углом по сравнению с прежним азимутом по Ром 1 (рис. 5). Достаточно быстро (через 2–3 млн. лет) данные блоки начали испытывать погружение, при этом сформировались небольшие глубокие впадины в долине разлома между 18 и 19° з.д.

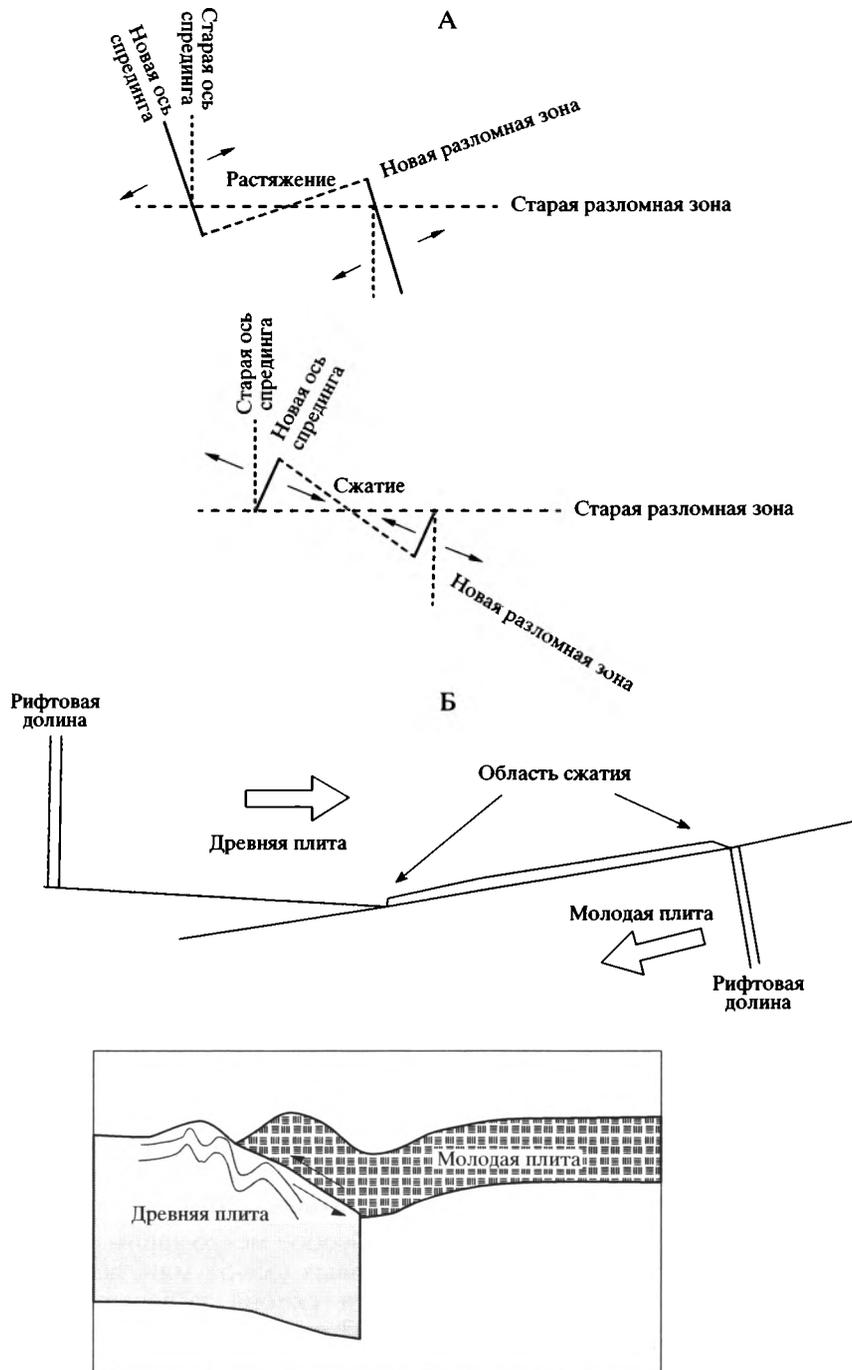


Рис. 5. Вертикальные движения поперечных хребтов, обусловленные тектоническими факторами (изменением направления движения плит, непараллельностью границ трансформных разломов и др.) в районе разлома Романш: А – схема изменения поля напряжений при некоторой смене направления спрединга; Б – Схема взаимодействия древней (северной) и молодой (южной) плит вблизи восточного интерсекта разлома Романш при косом смещении по разлому

Смена полей напряжений, видимо, связана с изменением общей геометрии трансформный разлом–рифт в районе восточного интерсекта.

Пример отчетливых деформаций сжатия – это структура поднятия D, где мощная осадочная толща смята в складки и разбита пологими надвигами.

Сжатие в области сочленения холодной мощной литосферы северного борта разлома с молодой маломощной литосферой южного борта разлома привело к надвиганию молодой плиты с формированием крупного поднятия. Модельные подсчеты подтверждают теоретическую вероятность возникновения поднятия такой амплитуды [15].

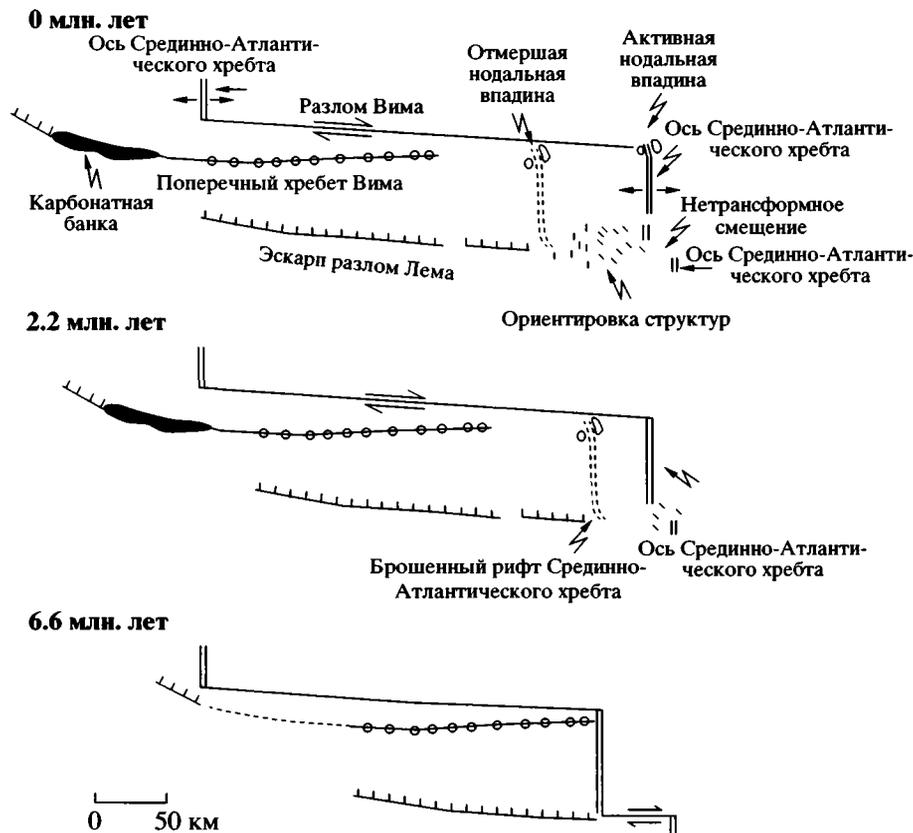


Рис. 6. Схема эволюции трансформных разломов Вима и Лемма [19]

Разлом Вима. Среди нескольких возможных причин вертикальных движений при формировании южного поперечного хребта разлома Вима наиболее значимой является изменение направления спрединга с формированием сжимающих и растягивающих напряжений. Предполагается, что сжатие и формирование южного поперечного хребта разлома Вима было приурочено к блоку между трансформным разломом Вима и расположенным южнее отмершим разломом Лемма [20] в период до 10 млн. лет и связано с изменением геометрии разлом-рифт [11] (рис. 6). Начиная с 10 млн. лет, изменилось положение полюса раскрытия центральной Атлантики с перестройкой направления спрединга, что привело к возникновению меридиональных растягивающих напряжений [30].

По данным [20], весь поперечный хребет, вероятно, поднимался как единый блок. На это указывают одинаковый возраст и глубины двух карбонатных платформ, расположенных на вершине хребта на удалении 100 км одна от другой, а также принципиально единое внутреннее строение хребта на протяжении более 100 км. Хребет резко асимметричен в меридиональном сечении. Северный его склон представляет собой практически не нарушенный разрез океанической коры и вер-

хов мантии, в то время как южный, пологий, сложен базальтами. В основании хребта прослеживается сейсмическая граница, субпараллельная поверхности дна с падением на юг. На основании этих данных поперечный хребет интерпретируется как край изогнутой литосферной плиты, отделенной от литосферы к северу разломом Вима [20]. Время подъема составляло, возможно, менее 6.6 млн. лет.

Особое место занимает вопрос о позднепалеоценовых (55–58 млн. лет) известняках в средней части склона поперечного хребта на долготе $44^{\circ}22'$ з.д. При скорости спрединга 1.1 см в год на таком удалении от оси Срединно-Атлантического хребта могут располагаться породы не древнее 35 млн. лет [17]. Присутствие позднепалеоценовых пород требует привлечения сложного механизма трансформации зоны разлома Вима с изменением направления перемещения данного блока с восточного на западное при перескоке активной части разлома на север [13].

Разлом Кейн. Анализ рельефа поперечного хребта в восточной части разлома Кейн согласуется с моделью изгиба литосферы в результате тектонической эрозии при формировании сбросов [25]. Около 8 млн. лет началось растяжение в районе восточного интерескта разлома Кейн, что

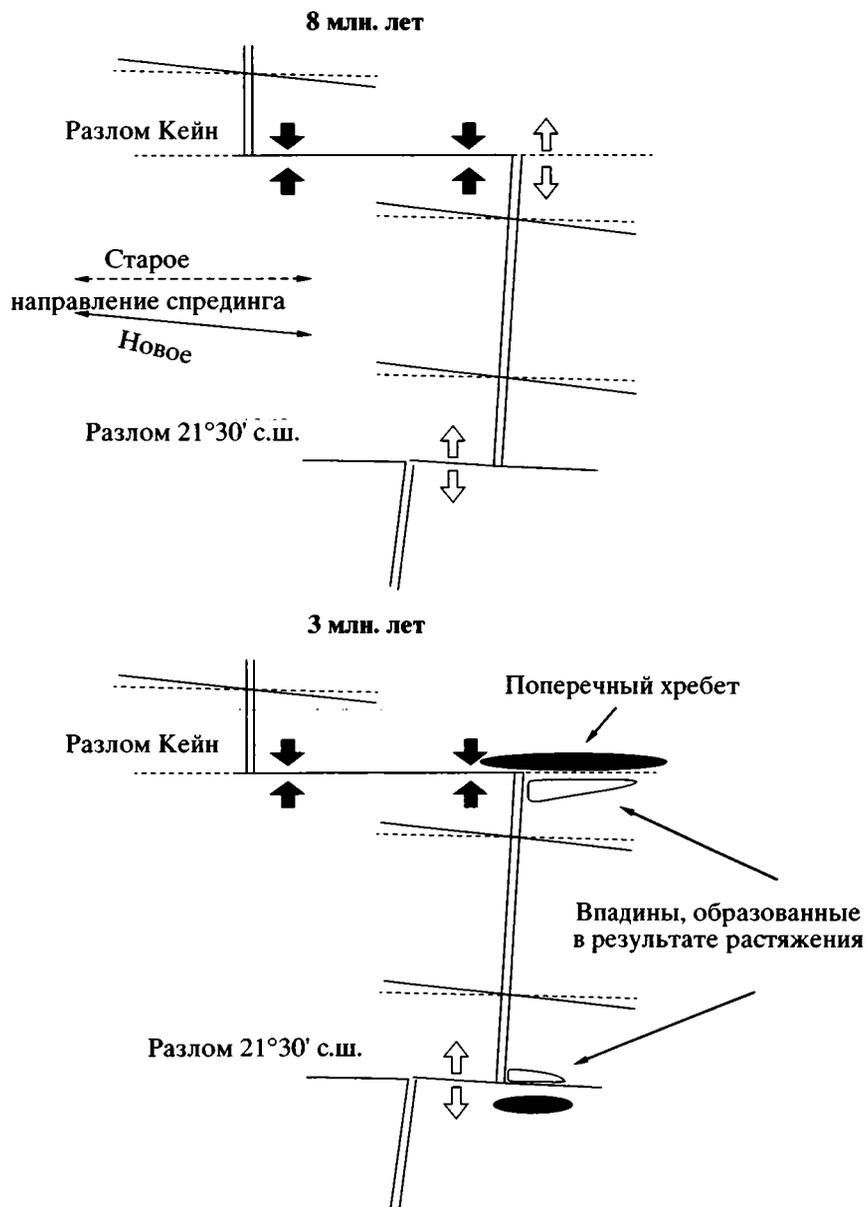


Рис. 7. Модель формирования поперечных хребтов трансформных разломов Кейн и 21°30' с.ш. [24]

привело к формированию сбросов, которые последовательно смещались к востоку по разлому на десятки километров (рис. 7). Сбросы нарушили изостатический баланс и привели к подъему лежачего крыла и опусканию висячего. Изгиб литосферы как реакция на эти сбросы привел к формированию поперечного хребта в разломе Кейн в пределах древней плиты и впадин – в пределах молодой плиты. Амплитуда вертикальных перемещений прямо пропорциональна амплитуде перемещений по сбросам. Растяжение в пределах океанической коры между разломами Кейн и 21°30' с.ш. продолжалось до 3 млн. лет, когда завершился процесс изменения направления спрединга. С этого момента подъем края плиты пре-

кратился [25]. Данная модель хорошо работает для условий небольшого растяжения (<5 км) для сбросов (<45°), а вариации мощности коры практически не влияют на результат построений. При этом существует прямая зависимость величины подъема хребта от величины растяжения, смещения по сбросу и мощности древней плиты. По сути эту модель можно рассматривать как разновидность эрозионной модели.

К достоинствам этой модели можно отнести то, что она объясняет неравномерное распределение поперечных хребтов. Неоднократные перестройки направления спрединга литосферных плит привели к дискретному появлению поперечных хребтов в пределах одной разломной зоны.

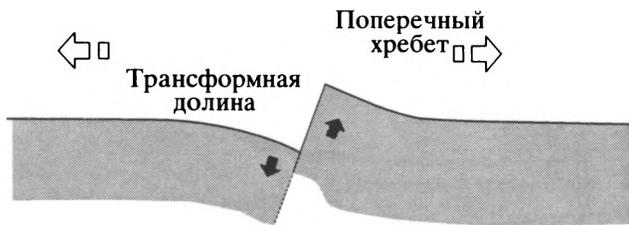


Рис. 8. Принципиальная схема формирования трансформной долины и поперечного хребта

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наиболее крупные вертикальные движения океанической коры характерны для поперечных хребтов трансформных разломов, хотя и фиксируются в пределах отдельных впадин Срединно-Атлантического хребта, а также в древних структурах глубоководных котловин. При этом амплитуда перемещений существенно превышает такую, связанную с остыванием литосферных плит.

Как показали детальные исследования, основным фактором вертикальных движений при формировании поднятий северного поперечного хребта разлома Романш явилось чередование напряжений сжатия и растяжения из-за непараллельности границ трансформного разлома и неустойчивой конфигурации области сочленения рифта и разлома (изменение направления спрединга, перескок и проградация рифтовых долин, миграция трансформной долины).

Из всех возможных причин вертикального подъема южного поперечного хребта разлома Вима наиболее вероятной является гипотеза, связанная с изменением направления спрединга, что сопровождалось изменением геометрии области сочленения разлом-рифт с проградацией и отступанием рифтов, перескоком оси Срединно-Атлантического хребта и перемещением границ трансформы.

Меридиональное растяжение структур в районе восточного интерсекта разлома Кейн вызвало формирование сбросов в зоне разлома. Изгиб литосферы как реакция на эти сбросы привел к формированию поперечного хребта в разломе Кейн в пределах древней плиты и впадин – в пределах молодой плиты.

В целом для разломных зон с активной частью более 100 км характерны процессы растяжения и сжатия, ортогональные направлению основного смещения, связанные с некоторым изменением направления спрединга. Во время растяжения мощная холодная литосфера напротив интерсекта препятствует проградации рифта и формированию трансформного разлома нового простирания. Продолжительность, величина и положение зоны растяжения зависят от: угла изменения направления спрединга; длины трансформного разлома; скорости спрединга и продолжительности этапа, в ходе которого проградирующие рифты достигнут иного положения, при котором новая

трансформа будет ориентирована в соответствии с новым направлением спрединга [9].

Назвать единственную причину вертикальных движений той или иной структуры невозможно. По всей видимости, в большинстве случаев вертикальные перемещения определяются комплексом факторов, главную роль среди которых играют латеральные напряжения растяжения с образованием разломной долины, сопровождаемые подъемом одного из ее бортов с формированием поперечного хребта (рис. 8). Существенную роль в образовании крупных поднятий могут играть локальные напряжения сжатия. Последние возникают при изменении геодинамики движения литосферных масс в ходе спрединга.

Работы проводились в соответствии с программой фундаментальных исследований Президиума РАН № 14 “Фундаментальные проблемы океанологии”, “Геология, физика, биология, экология” при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант РФФИ 03-05-664159) и Минпромнауки РФ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. М.: Научный Мир, 2000. 176 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 530).
2. Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А. Строение пограничной зоны кора-мантия в разломе Вима, Центральная Атлантика // Геотектоника. 2001. № 1. С. 16–35.
3. Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А. Тектоника и формирование океанической коры в области “сухого” спрединга Центральной Атлантики (7°10'–5° с.ш.) // Геотектоника. 2003. № 2. С. 3–25.
4. Перфильев А.С., Пейве А.А., Пуцаровский Ю.М., Разницин Ю.Н., Турко Н.Н. Разломная зона Романш: строение, особенности развития, геодинамика // Геотектоника. 1994. № 4. С. 3–14.
5. Пуцаровский Ю.М., Мазарович А.О., Сколотнев С.Г. Неотектоника океанского дна (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 2005. № 2. С. 1–14.
6. Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н., Базилевская Е.С. Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. 164 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 495).
7. Пуцаровский Ю.М., Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Бортников Н.С., Базилевская Е.С., Мазарович А.О. Геология и металлогения Срединно-Атлантического хребта: 5–7° с.ш. М.: ГЕОС, 2004. 152 с.
8. Строение зоны разлома Долдрамс. Центральная Атлантика. М.: Наука, 1991. 224 с. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 459).
9. Baines G., Cheadle M., John B., Kusznir N. Origin of anomalous uplift at inside corner highs: the importance of transform parallel normal faulting and transverse ridge formation // Eos Trans. AGU. 2002. Vol. 83. № 47. P. F1332.
10. Basile C., Allemand P. Erosion and flexural uplift along transform faults // Geophys. J. Int. 2002. Vol. 151. P. 646–653.

11. *Bonatti E.* Vertical tectonism in oceanic fracture zones // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 37. P. 369–379.
12. *Bonatti E.* Subcontinental mantle exposed in the Atlantic ocean on St. Peter-Paul islets // *Nature.* 1990. Vol. 345. № 6278. P. 800–802.
13. *Bonatti E., Crane K.* Oscillatory spreading explanation of anomalously old uplifted crust near oceanic transforms // *Nature.* 1982. Vol. 300. P. 343–345.
14. *Bonatti E., Ligi M., Brunelli D., Cipriani A., Fabretti P., Ferrante V., Gasperini L., Ottolini L.* Mantle thermal pulses below the Mid-Atlantic ridge and temporal variations in the formation of oceanic lithosphere // *Nature.* 2003. Vol. 423. P. 499–505.
15. *Bonatti E., Ligi M., Gasperini L., Peyve A., Rasnitsin Y., Chen Y.J.* Transform migration and vertical tectonics at the Romanche fracture zone, equatorial Atlantic // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. P. 21779–21802.
16. *Bonatti E., Raznitsin Y., Bortoluzzi G., Boudillon F., Argenio G., De Alteris G., Gasperini L., Gasperini M., Giacquinto G., Ligi M., Lodolo E., Mazarovich A., Peyve A., Sacchi M., Skolotnev S., Trofimov V., Turko N., Zacharov M., Auzende J.M., Mamaloukas-Frangoulis V., Searle R.C.* Geological studies of the Romanche transform (Equatorial Atlantic): a first report // *Giornale di geologia.* 1993. Ser. 3a. Vol. 53. P. 31–48.
17. *Bonatti E., Sartori R., Boersma A.* Vertical crustal movements at the Vema fracture zone in the Atlantic: evidence from dredged limestones // *Tectonophys.* 1983. Vol. 91. P. 213–232.
18. *Chen Y.J.* Thermal model of oceanic transform faults // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. P. 8839–8851.
19. *Collette B.J.* Thermal contraction joints in a spreading seafloor as origin of fracture zones // *Nature.* 1974. Vol. 251. P. 299–300.
20. *Kastens K., Bonatti E., Caress D., Carrara G., Dau-teuil O., Frueh-Green G., Ligi M., Tartarotti P.* The Vema transverse ridge (Central Atlantic) // *Mar. Geophys. Res.* 1998. Vol. 20. P. 533–556.
21. *Kastens K., Macdonald K., Miller S.P., Fox P.* Deep tow studies of the Vema fracture zone, 2. Evidence for tectonism and bottom currents in the sediments of the transform valley floor // *J. Geophys. Res.* 1986. Vol. 91. P. 3355–3367.
22. *Louden K.E., Forsyth D.W.* Thermal conduction across fracture zones and gravitational edge effect // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81. P. 4869–4874.
23. *Nurberg D., Muller R.D.* The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present // *Tectonophys.* 1991. Vol. 191. P. 27–55.
24. *Parmentier E.M., Haxby W.F.* Thermal stresses in the oceanic lithosphere: evidence from geoid anomalies at fracture zones // *J. Geophys. Res.* 1986. Vol. 91. P. 7193–7204.
25. *Pockalny R.A., Gente P., Buck R.* Oceanic transverse ridges: a flexural response to fracture-zone-normal extension // *Geology.* 1996. Vol. 24. P. 71–74.
26. *Rabinovitz P.D., Lagabreque J.* The Mesozoic South Atlantic and the evolution of its continental margins // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 5973–6002.
27. *Sandwell D.T., Smith W.H.* Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. P. 10039–10054.
28. *Sclater J.G., Anderson R.N., Bell M.L.* Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76. P. 7888–7915.
29. *Turcotte D.L.* Are transform faults thermal contraction cracks? // *J. Geophys. Res.* 1974. Vol. 79. P. 2573–2577.
30. *Van Andel T., Herzen R., Phillips J.* The Vema fracture zone and the tectonics of transverse shear zones in oceanic crustal plates // *Mar. Geophys. Res.* 1971. Vol. 1. P. 261–283.
31. *Vogt P.R., Johnson G.L.* Transform faults and longitudinal flow below the mid-ocean ridge // *J. Geophys. Res.* 1975. Vol. 80. P. 1399–1428.

Рецензенты: *Н.В. Короновский, С.В. Руженцев*

Vertical Tectonic Movements of the Crust in Transform Fracture Zones of the Central Atlantic

A. A. Peive

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

Abstract—The most significant vertical movements of the oceanic crust in the Central Atlantic are characteristic of transverse ridges confined to transform fracture zones. These movements are also recorded in some local depressions of the Mid-Atlantic Ridge (MAR) and in older structures of deep-sea basins. The amplitude of such movements substantially exceeds that related to the cooling of lithospheric plates. Vertical movements can be driven by various factors: the thermal effect of a heated young MAR segment upon a cold plate, thermal stress, thermal energy released by friction in the course of displacement of fault walls relative to each other, serpentinization of the upper mantle rocks in the transform fault zone, and lateral compression and extension. The alternation of compression and extension that arises because of the nonparallel boundaries of the transform fracture zone and the unstable configuration of the rift/fracture zone junction was the main factor responsible for the formation of the transverse ridge in the Romanche Fracture Zone. The most probable cause of the vertical rise of the southern transverse ridge in the Vema Fracture Zone is the change in the spreading direction. In general, the fracture zones with active segments more than 100 km long are characterized by extension and compression oriented perpendicularly to the main displacement and related to slight changes in the spreading configuration. It is impossible to single out ambiguously the causes of vertical movements in particular structural features. In most cases, the vertical movements are controlled by several factors, while the main role belongs to the lateral compressive and tensile stresses that appear owing to changes in the movement of lithospheric blocks in the course of MAR spreading.

УДК 551.242.3(235.216)

СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ЭВОЛЮЦИИ КИРГИЗАТИНСКОЙ СИНФОРМНОЙ СТРУКТУРЫ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

© 2006 г. Ю. А. Морозов¹, В. Г. Талицкий²¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123995, Москва, Большая Грузинская, 10²Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, 119992, Воробьевы горы, 1

Поступила в редакцию 23.11.2004 г.

В тектоническом строении Южно-Тянь-Шаньской горно-складчатой области принимают участие метаморфические комплексы пород. В большинстве случаев такие комплексы приурочены к ядрам крупных синформно построенных структур, занимая в их разрезах высокое структурное положение. На протяжении истории изучения этих комплексов дискуссионными остаются вопросы их возраста, генезиса, условий метаморфизма, соотношения с окружающими неметаморфизованными толщами палеозоя. В работе приводятся результаты детальных исследований в пределах одной из типоморфных структур Туркестано-Алайской зоны Южного Тянь-Шаня – Киргизатинской синформы, в строении которой принимают участие метаморфические образования канской серии. На основании структурно-парагенетического и кинематического анализов делается вывод о полистадийном развитии этой структурной единицы в условиях транспрессионного “раздавливания” вулканогенного прогиба. Детальное изучение вещественных преобразований в контактовой зоне метаморфических пород канской серии и среднедевонских эффузивов основного состава позволяют предполагать, что метаморфическая канская серия не представляет самостоятельной стратиграфической единицы, а является метаморфизованным аналогом (инфраструктура) эффузивного типа разреза и подстилающих его пород, тектонически перемещенным поверх собственной супраструктуры.

ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемая территория Южного Тянь-Шаня географически расположена в пределах южного горно-складчатого обрамления Ферганской долины (рис. 1). Этот район достаточно хорошо обнажен и детально изучен, тем не менее, имеющиеся геологические материалы, полученные, главным образом, в результате средне-крупномасштабных геологических съемок и тематических исследований, касающихся вопросов стратиграфии и региональной тектоники, допускают резко различные взгляды как на его строение, так и на историю тектонического развития в палеозое. Так, одни и те же структурные единицы, выделенные при использовании практически одних и тех же исходных материалов, Г.С. Поршняков [16] называет синклинориями (например, Охинско-Талдыкский синклинорий), а А.Е. Довжиков [8] – антиклинориями. Такие различия в трактовке структур во многом связаны с различиями во взглядах этих исследователей на историю тектонического развития района.

В результате в представлениях на развитие герцинской структуры Туркестано-Алайской зоны Южного Тянь-Шаня в целом сложились два принципиально разных подхода, включающих существенно различающиеся группы моделей тектонической эволюции региона.

В первом подходе приоритет в развитии структуры отдавался вертикальным движениям, контролирующим как осадконакопление, так и склад-

чато-надвиговые деформации. Такая, можно сказать, складчато-блоковая, модель для Южного Тянь-Шаня была предложена Н.М. Синициным [20, 21] и впоследствии развивалась Д.П. Резвым [18], М.М. Кухтиковым [11], А.Е. Довжиковым [8] и др. В основе этой модели лежат представления о резко дифференцированном прогибании фундамента, в результате которого на протяжении почти всего среднего палеозоя формировались узкие протяженные “синклинальные мульды”, разделенные “антиклинальными отмелями”. Эти элементы структуры обладали не только различным ритмом движений, определяющим возникновение различных типов разрезов, но и различались временем завершения развития и возрастом складчатой структуры. Складчатые сооружения формировались в результате инверсии прогибов. Именно такие инверсионные складчато-чешуйчатые структуры, возникшие на месте прогибов, А.Е. Довжиков называет антиклинориями, независимо от положения зеркала складчатости, а их синклиналеподобное строение связывает с антивергентным перемещением масс при инверсии.

Второй подход отдает предпочтение горизонтальным структурообразующим движениям, возникающим в результате действия внешних по отношению к прогибам горизонтальных сил. Такой точки зрения придерживаются Г.С. Поршняков [16], Ю.С. Бискэ и др. [3], В.С. Буртман [4, 5], Г.И. Макарычев [13] и многие другие. В рамках этой группы моделей общим мотивом является акт формирования доскладчатых шарьяжей, а их

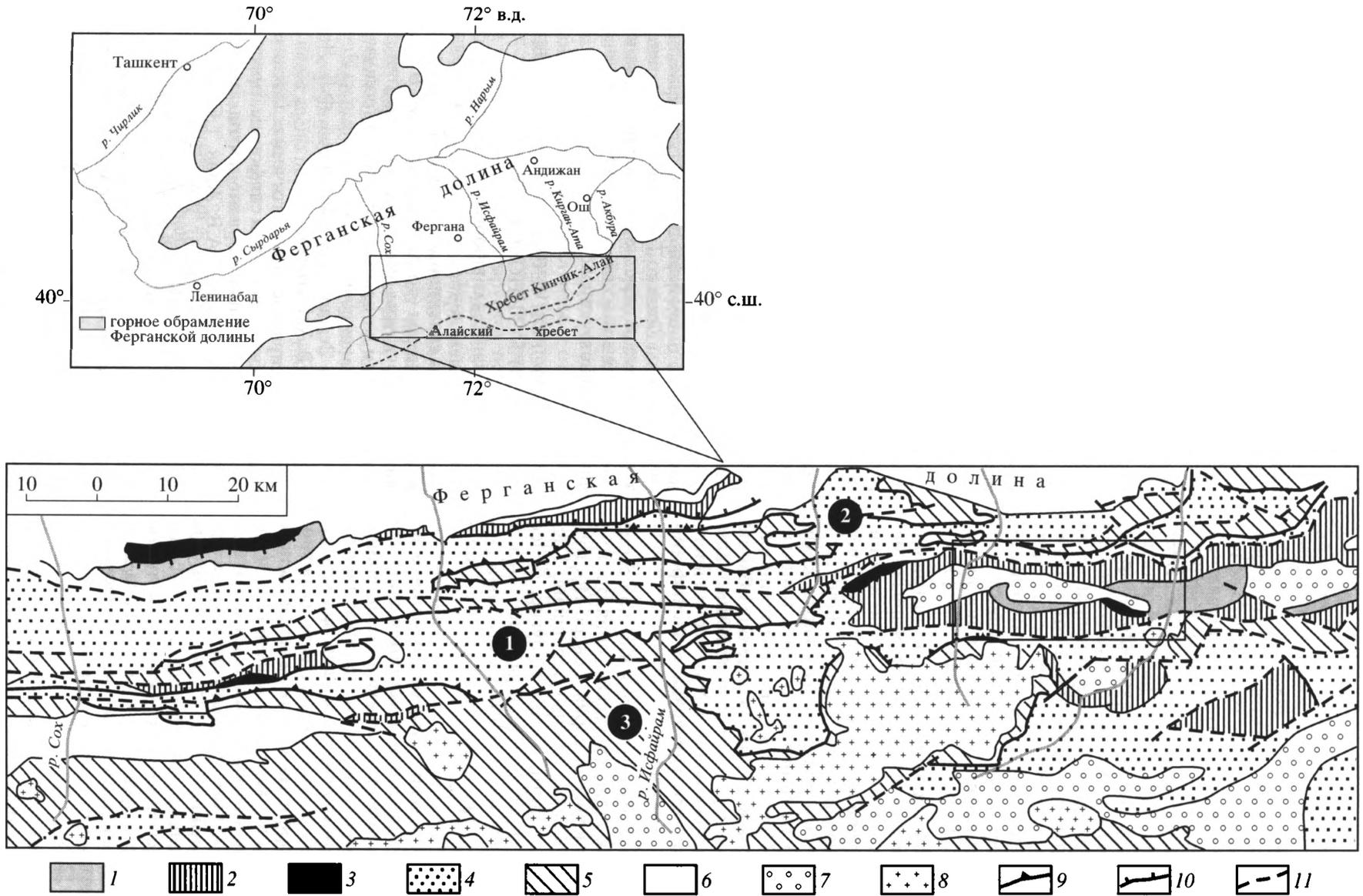


Рис. 1. Схема структурных единиц Южно-Ферганского района [4]

1 – верхний аллохтон (единица Шанкол); 2 – средний аллохтон (единица Талдык); 3 – гипербазиты, серпентинитовый меланж; 4 – нижний аллохтон (единица Абшир); 5 – автохтон и параавтохтон (единица Исфайрам); 6 – кайнозой; 7 – верхний палеозой (неоавтохтон); 8 – плутоны кислого и щелочного состава пермского возраста; 9, 10 – шарьжи стадии Д₁; 11 – разломы стадий Д₂ и Д₃. Цифрами в кружках обозначены крупнейшие структуры: 1 – Охнинско-Талдыкская, 2 – Каузанская, 3 – Кичикалайская

модификации связаны в основном с вопросом направления перемещения масс в палеозое. Так, Г.С. Поршняков в первоначальном варианте отдавал предпочтение модели последовательного раздавливания прогибов с двусторонним пододвиганием земной коры в их осевых зонах, что вело к формированию антивергентных складчато-надвиговых сооружений со встречным падением пакетов пластин к оси бывшего прогиба. В.С. Буртман и Г.И. Макарычев в своих работах обосновывают представления об односторонних складчатых покровах, но у этих исследователей существуют разногласия по вопросу о направлении перемещения шарьяжных масс. В.С. Буртман принимает движение покровов с севера на юг, тогда как Г.И. Макарычев считает, что покровы двигались с юга на север. Точку зрения об одностороннем южном перемещении покровов в последующем принял и Г.С. Поршняков с коллегами [3].

Специфической особенностью рассматриваемого региона является присутствие в разрезах метаморфических комплексов пород, тесно ассоциирующих со среднепалеозойскими вулканогенно-осадочными образованиями. Такие комплексы в большинстве случаев приурочены к ядрам крупнейших структур регионального ранга (синклинориям, по Г.С. Поршнякову, или антиклинориям, по А.Е. Довжикову). В их разрезе они обычно занимают высокое структурное положение, залегающая на неметаморфизованных породах среднего палеозоя, находящихся, как правило, в синформном залегании.

К таким комплексам относятся канская серия предгорьев Кичик-Алая, сугутская серия Восточного Алая, майлисуйская серия Северо-Восточной Ферганы, ягнобские сланцы Зеравшано-Гиссарской горной области, а также другие, более мелкие метаморфические единицы палеозойского разреза, выделяемые в хребтах Северный Нуратау и Букунтау, Джангджирском хребте, Зирабулак-Зиаэтинских горах.

На протяжении всей истории изучения этих комплексов дискуссионными остаются вопросы их возраста, генезиса, тектонической эволюции, соотношения с окружающими неметаморфизованными толщами палеозоя. Многие исследователи, основываясь на высокой степени их регионального метаморфизма и резком несогласии с палеонтологически охарактеризованными среднепалеозойскими отложениями, склоняются в пользу докембрийского возраста этих метаморфических образований [7, 13, 15, 18, 20]. Другие относят часть зеленосланцевых толщ к докембрию (например, майлисуйскую свиту Северо-Восточной Ферганы и учкудуктаускую свиту Северного Тамдытау [9]), а часть к регионально-метаморфически или динамо-метаморфически измененному среднему палеозою [2, 6, 9, 19, 22, 24].

Причины метаморфизма пород и структурное положение метаморфических комплексов трак-

туются в зависимости от принятой модели тектонического развития региона.

Одни из сторонников “складчато-блоковой” модели такое положение метаморфитов объясняют грибообразной формой купольных структур, ядра которых сложены всплывшим материалом метаморфогенного слоя [18]. Другие считают, что при инверсионном воздымании и латеральном раздавливании вулканогенно-осадочных прогибов в осевых зонах происходит динамо-метаморфическое преобразование заполняющих их пород, синхронное с антивергентным перемещением складчато-чешуйчатых масс [8, 9].

Сторонники модели “доскладчатых шарьяжей” предполагают, что в синформные складки сминаются тектонические пластины зеленосланцевых комплексов пород, перемещенные на значительные расстояния из далеко отстоящих корневых зон.

Еще одна модель формирования структур подобного типа – “модель вертикального раздавливания вулканических поднятий, заложившихся в рифее (?) – раннем палеозое на коре, сходной с корой современных океанов” предложена М.Г. Леоновым [12]. Согласно точке зрения этого исследователя, не представляется возможным построить модель развития Южно-Тянь-Шаньской складчатой области без учета строения и истории формирования зеленосланцевых толщ. На это же обстоятельство ранее обращалось внимание в [9].

Ниже приводятся результаты детального изучения одной из типоморфных структур Туркестано-Алайской зоны Южного Тянь-Шаня, в строении которой принимают участие метаморфические комплексы пород канской серии, – Киргизатинской синформной структуры.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КИРГИЗАТИНСКОЙ СИНФОРМЫ

Киргизатинская синформная структура расположена в осевой зоне восточной части Охнинско-Талдыкского синклинория (по Г.С. Поршнякову) или антиклинория (по А.Е. Довжикову). В пределах этой структуры авторы на протяжении ряда лет проводили детальные структурно-геологические исследования совместно с коллегами из Института физики Земли (Н.А. Миронова, Ф.Л. Яковлев) и МГУ (В.А. Галкин).

На рис. 2 приведена схематическая геологическая карта Киргизатинской синформы, представляющая упрощенный вариант карты масштаба 1:50000 (1968 г., авторы А.В. Ждан, Т.С. Замалетдинов, В.И. Котельников). Ядро структуры сложено метаморфическими сланцами канской серии и ассоциирующими с ними терригенно-карбонатными породами кайндинской свиты, а на крыльях залегают неметаморфизованные терригенные отложения силура, основные вулканы араванского комплекса (D_1 – D_2 ar), карбонатные толщи верхнего девона–нижнего карбона. В различных частях структуры в наложенных впади-

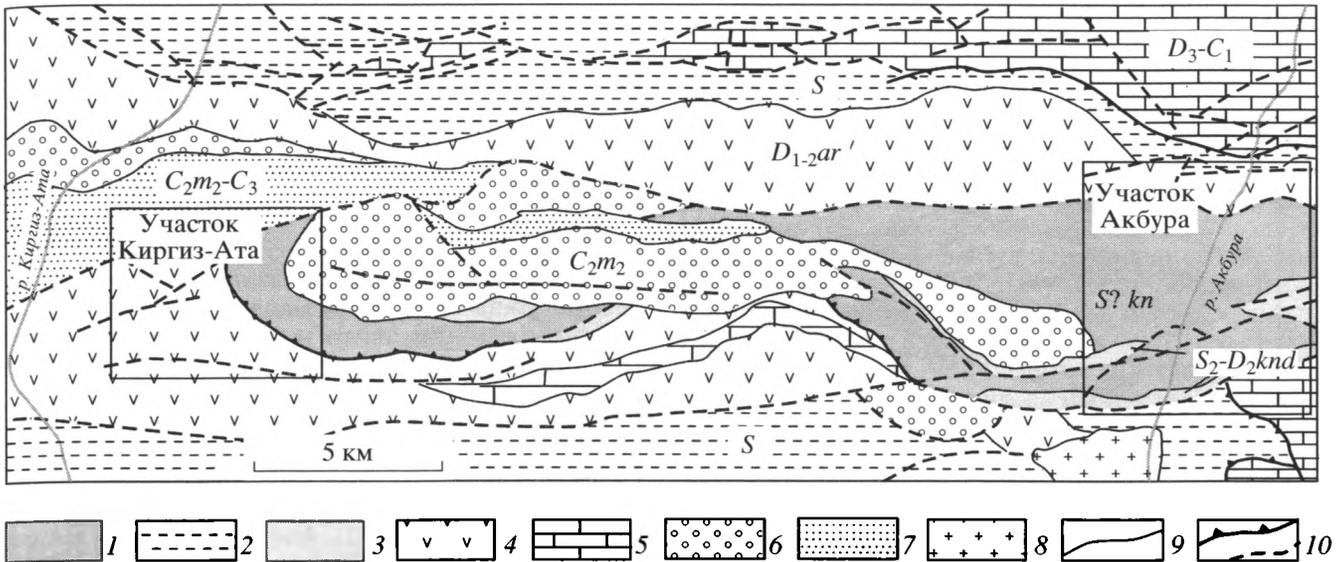


Рис. 2. Упрощенный вариант геологической карты Киргизатинской структуры. Авторы А.В. Ждан, Т.С. Замалетдинов, В.И. Котельников, 1968 г.

1 – метаморфические породы канской серии – S? kn; 2 – терригенный комплекс силура, S; 3 – карбонатно-сланцевая толща каиндинской свиты, S₂ – D₂ knd; 4 – вулканогенные образования араванского комплекса, D₁₋₂ аг; 5 – известняки, C₁–D₃; 6, 7 – отложения наложенных впадин: 6 – конгломераты C_{2m2}, 7 – флиш C_{2m2}–C₃; 8 – диориты P₁; 9 – стратиграфические границы; 10 – разрывные нарушения. Оконтурены участки детальных работ

нах развиты флишидные и молассовые отложения среднего и верхнего карбона.

При составлении представленной выше карты принималась стратиграфическая схема, включающая три типа разрезов, изначально принадлежавших различным структурно-фациальным зонам: метаморфический тип разреза, включающий метаморфические сланцы канской серии, условно датированные силуром, и отложения каиндинской свиты (песчаники, глинистые сланцы, известняки), возраст которых по фауне, отобранной в разных местах, датируется поздним силуром–средним девонем; эффузивный тип разреза, включающий песчаники, алевролиты, аргиллиты силура, на которых несогласно залегает мощная толща основных вулканитов раннего–среднего девона; карбонатный тип разреза, представленный доломитами и известняками позднедевонского–раннекаменноугольного возраста. Отложения метаморфического и эффузивного типов разрезов несогласно перекрываются грубообломочными молассовыми отложениями среднекаменноугольного возраста и флишидными толщами средне-позднекаменноугольного возраста.

Проведенные нами детальные макро- и микроскопические исследования пород канской серии и каиндинской свиты дали следующие результаты:

Канская серия (Кн). Сложный, гетерогенный разрез пород этой серии состоит, как минимум, из трех отчетливо различающихся по литолого-петрографическому составу частей, которые можно воспринимать как крупные лито-формационные единицы разреза (толщи) и одновременно как хо-

рошие маркирующие элементы при площадном картировании.

Метабазитовая толща (Кн_I). В основном – это альбит-хлорит-эпидотовые, альбит-хлорит-эпидот-актинолитовые, кварц-хлорит-эпидотовые и хлорит-эпидотовые сланцы, среди которых нередко встречаются участки с реликтовой диабазовой структурой, свидетельствующей о первичной природе субстрата. Местами, предельно локализованно, в отдельных зонах явно повышенной деформации и рассланцевания, встречаются минеральные ассоциации с кросситом и роговой обманкой.

Сланцевая толща (Кн_{II}). Однообразные метатерригенные тонкополосчатые альбит-хлорит-мусковитовые, хлорит-мусковит-кварцевые и мусковит-кварцевые сланцы. В подчиненном количестве присутствуют породы с эпидотом и актинолитом.

Метапесчаниковая толща (Кн_{III}). Представлена хорошо сохранившимся первично-слоистым чередованием метапесчанников, метаалевролитов, изредка метааргиллитов. Все эти породы характеризуются однообразным кварц-хлорит-полевошпатовым составом, отчетливой реликтовой псаммитовой структурой, сохранившейся на фоне неравномерно наложенного кливажа. При интенсивном проявлении процесса кливажирования, часто сопровождаемого обильным обособлением тонких кварцевых прожилков, эти различия пород сближаются по облику и формальному минеральному составу с породами сланцевой толщи.

Метаморфизм. В.Н. Швановым [23], изучавшим породы канской серии, отмечена латеральная зональность метаморфических преобразова-

ний от эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой стадий в ядре структуры до метатенеза в бортах. Нами отчетливой зональности не установлено, но отмечено весьма неравномерное проявление метаморфизма по площади, широкое распространение среди метаморфических сланцев линз слабо измененных пород, претерпевших лишь стадию метатенеза.

Минеральные ассоциации пород из выделяемых трех толщ канской серии отвечают несколько различным уровням преобразований в пределах зеленосланцевой и отчасти эпидот-амфиболитовой фаций. Для первой из этих толщ (K_{II}), судя по типичным минеральным парагенезам, свойственны температуры порядка 400–500°C и давления – 3–4 кбар. Для второй (K_{III}) скорее характерны условия глубокого метатенеза и низкотемпературной субфации зеленых сланцев, в то время как для третьей температура составляет 300°C и давление порядка 2 кбар. По находкам минеральных ассоциаций, содержащих кроссит, некоторыми исследователями [2] выделяется самостоятельная фациальная серия высоких давлений. Однако предельно локализованное распространение этих минералов, встречающихся практически только в узких дискретных зонах явно разрывного происхождения, позволяет скорее связывать их появление с динамометаморфическим фактором, чем с проявлением регионального высокобарного метаморфизма.

Каиндинская свита (K_{nd}). Образования этой свиты пространственно связаны с толщами канской серии, располагаясь среди последних в узких, линейных, грабеноподобных структурах, часто приуроченных к границам вышеназванных литоформационных единиц разреза, а также к краевой южной границе полосы пород канской серии (см. рис. 2). Некоторые геологи считают, что каиндинская свита непосредственно надстраивает разрез пород канской серии [7], в то время как другие указывают на ее несогласное налегание на “канские” сланцы, отмеченные местами горизонтами базальных конгломератов. Сланцево-карбонатная по составу, с весьма характерными красными и лиловыми сланцами, она кое-где содержит органические остатки преимущественно среднего девона, хотя есть указания на находки силурийской и раннедевонской фауны [7].

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И АНАЛИЗ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРЫ КИРГИЗАТИНСКОЙ СИНФОРМЫ

Особенности внутреннего строения метаморфических толщ и характер их соотношений с окружающими неметаморфизованными образованиями среднего палеозоя изучались нами на двух участках (см. рис. 2). Первый захватывал широкую субмеридионально ориентированную полосу (6 × 7 км) вдоль р. Акбура (участок Акбура), второй располагался на западном центриклинальном замыкании Киргизатинской синформы в бассейне р. Киргиз-Ата (участок Киргиз-Ата). На обоих участках проводилось площадное (масштаб 1 : 10000) структурно-вещественное картирование, с особо детальной (масштаб 1 : 500–1 : 2000) отрисовкой отдельных ключевых участков и структурно-парагенетическим и кинематическим анализом всех структурных элементов. По всей площади были отобраны образцы, и в шлифах уточнялись литолого-петрографические особенности состава пород и их метаморфических преобразований.

Участок Акбура. На этом участке с доминирующим субширотным простиранием внешних и внутренних границ канской серии ярко проявлены не только соотношения метаморфических сланцев с окружающими толщами терригенного и вулканогенного палеозоя, но и характер их структуры, стиль и последовательность деформаций.

Северный контакт пород канской серии с вулканитами араванского комплекса. По северному контакту канские сланцы сопряжены с вулканогенно-терригенными образованиями араванского комплекса, соотношения с которыми отчетливо тектонические, но, одновременно, и с некоторыми элементами постепенных переходов, в смысле изменения состава и упрощения–упложнения структуры поперек этой границы. Тектоническая природа контакта очевидна не только по наличию тектонитов по всем породам соприкасающихся комплексов, но и по срезанию им элементов расслоенности и структуры толщ с обеих сторон (рис. 3). Здесь весьма показательное нарастание степени структурных и тектонических преобразований первоначально не деформированных пород араванского комплекса при приближении к контакту с метаморфитами канской серии. Исходно массивные подушечные

Рис. 3. а – схематическая карта полосы пород канской серии вдоль р. Акбура (составили Ю.А. Морозов, В.А. Галкин, В.Г. Талицкий)

1 – гранитоиды пермского возраста; 2 – карбонатные отложения нижнего карбона; 3, 4 – араванский вулканогенно-осадочный комплекс D_{1-2a} ; 3 – лавы, 4 – песчаники и кремни; 5 – терригенно-карбонатные породы каиндинской свиты – K_{nd} ; 6–8 – отложения канской серии: 6 – метапесчаниковая толща (K_{III}), 7 – сланцевая толща (K_{II}), 8 – метабазитовая толща (K_{I}); 9 – терригенный силур, S_1 ; 10 – линзы неизмененных пород среди метаморфических – показаны на врезке б; 11 – стратиграфические границы; 12 – доминирующая сланцеватость S_2 ; 13 – разрывные нарушения; 14 – элементы залегания слоистости в осадочных породах и расслоенности S_1 – в метаморфических; 15 – шарниры складок F_2 ; 16 – линия разреза в; г, д – строение детальных участков пород араванского комплекса на границе с образованиями канской серии

1 – залегание слоистости осадочных пород араванского комплекса; 2 – неизмененные вулканиты араванского комплекса; 3 – рассланцованные вулканиты араванского комплекса, преобразованные в аповулканические сланцы; 4 – разрывные нарушения; 5 – шарниры складок F_2 . Квадраты 1, 2, 3 на рис. 3, а – участки детальных работ

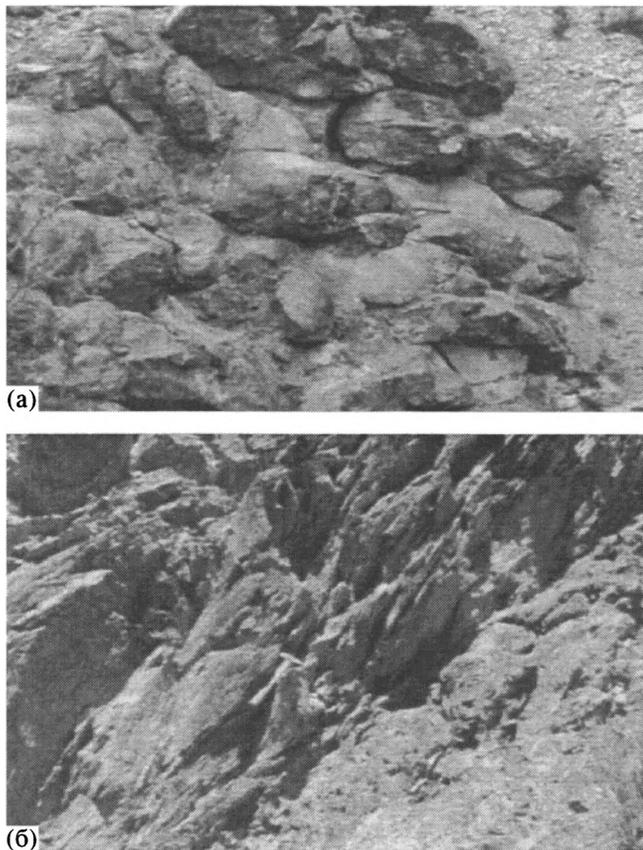


Рис. 4. Фотографии подушечных лав араванского комплекса (а) и их преобразования в зеленые сланцы вблизи контакта с породами канской серии (б)

лавы раннего–среднего девона (рис. 4, а) в приконтактной полосе шириной около 500 м подвергаются заметным, хотя и неравномерно проявленным деформациям: “подушки” местами отчетливо расплющиваются, удлинняются, рассланцовываются (см. рис. 4, б), а миндалины в лавовом субстрате часто приобретают вытянутость, замещаются хлоритом, образуют линейность. В отдельных линейных зонах текстурно-вещественная перестройка лав достигает такой степени, что порода превращается в настоящие зеленые сланцы-тектониты (аналогичные канским сланцам), чередующиеся со слабо измененными или практически не измененными разностями вулканитов (см. рис. 3, г, д). При этом “переход” лав в тектониты осуществляется, как правило, очень быстро, на расстоянии около 10–15 см, а в самих тектонитах постоянно встречаются линзовидные “островки” менее тектонизированных вулканитов, сохраняющих многие признаки первичной природы (см. рис. 3, г).

В тектоническую переработку в переходной зоне попадают также и терригенно-осадочные элементы разреза араванского комплекса, представленные тонкослоистыми кварцито-кремнистыми и яшмоидными разностями, граувакковыми

песчаниками и доломитами. Их внутренняя структура в первом приближении характеризуется линзовидно-чешуйчатым, как бы моноклиальным строением, связанным с однонаправленным южным падением под “канские” сланцы не только первичной слоистости, но и многочисленных разрывов, дробно рассекающих весь разрез. Разрывные нарушения отчетливо делятся на две генерации: более ранние, субслоистые, срезают слоистость под острым углом, сопровождаются глиной трения и вместе со слоистостью образуют прямые открытые складки; более поздние – секущие, круто наклонные, часто отмеченные хрупким брекчированием и развальцеванием пород. Эти разрывы, как правило, ориентированы вдоль осевых поверхностей тех же складок. На этом структурном фоне часто встречаются элементы строения, свидетельствующие о еще более сложном деформационном развитии переходной зоны. Речь идет о мелких асимметричных, изоклиальных складках в кварцито-кремнистых породах, образованных тонкими прослоями доломитов или же расслоенностью кварцитов, параллельно осевым поверхностям которых обычно бывает развита интенсивно проявленная плоскостная текстура – сланцеватость S_1 (рис. 5, Б). Эта сланцеватость, ввиду изоклиальности складок, на значительных отрезках обнажений субпараллельна слоистости и сама сминается в более поздние прямые складки. Тектурные преобразования в таких участках сопровождаются зачаточной вещественной дифференциацией пород, обычно связанной с формированием именно этого типа текстуры. В песчаниках, например, происходит обильное обособление свободного жильного кварца, обусловливающего полосчатое сложение породы, сходное по формальному составу и внешнему облику с доминирующей разностью сланцевой толщи канской серии. В карбонатных породах также имеет место разделение субстрата на полосы, где концентрируется темный гумусовый материал и полосы очищенного от него перекристаллизованного кальцита.

С наличием ранних изоклиальных складок в рассматриваемой зоне связаны факты изменчивости от места к месту прямого и перевернутого залегания слоев, фиксируемого по градационным структурам в терригенных песчано-алевролитовых прослоях: при доминирующем нормальном положении падающих к югу слоев в разрезе временами встречаются перевернутые слои с тем же погружением. По асимметрии мелких видимых складок и по характеру пространственного распределения нормальных и перевернутых залеганий слоев в разрезе угадывается северная вергентность разрывно-складчатой структуры (см. рис. 5, б, в).

В целом, вся переходная полоса со стороны араванского комплекса оказывается “складчато-

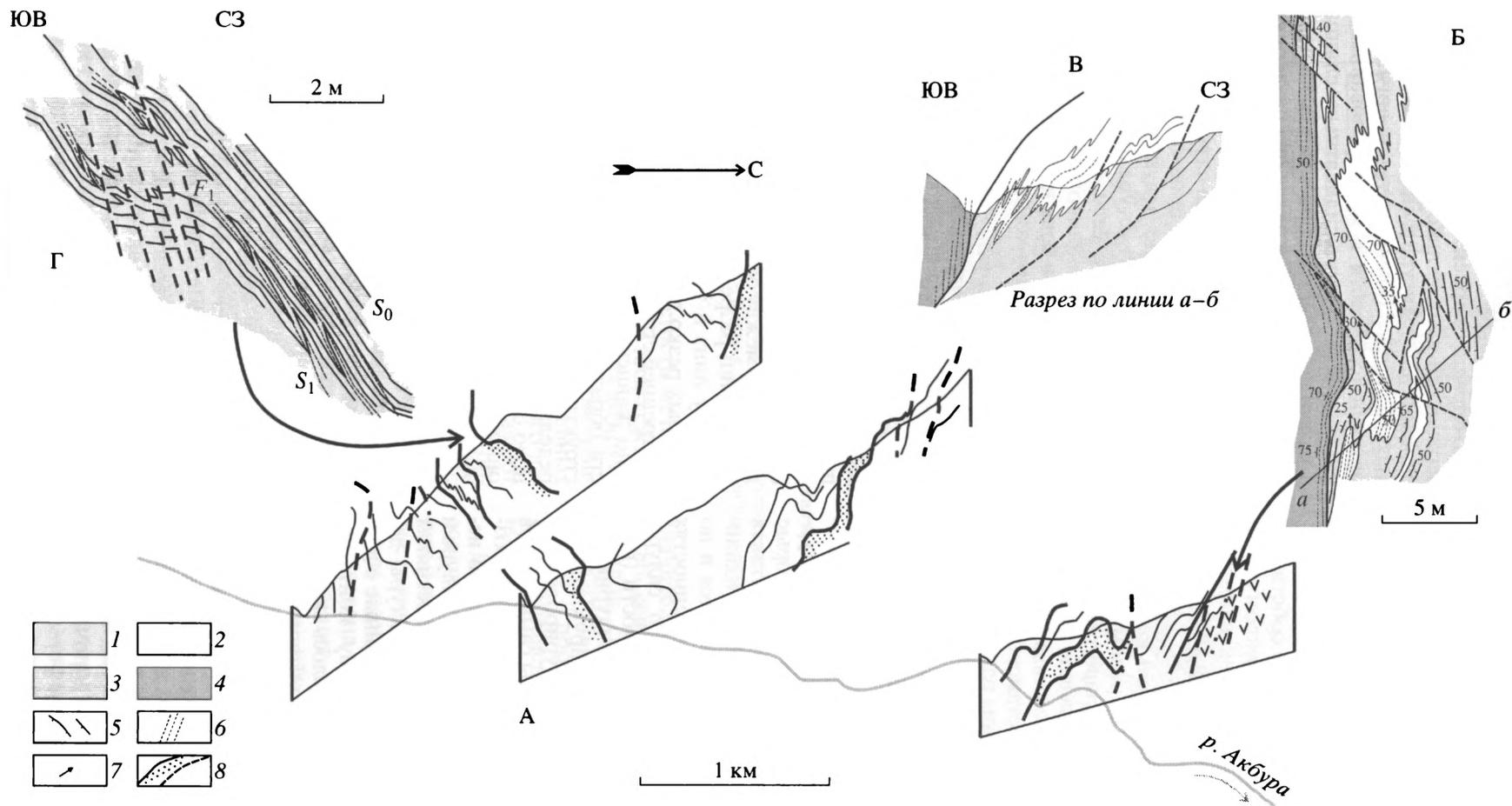


Рис. 5. Обобщенные структурные профили в полосе сланцев канской серии вдоль р. Акбура, показывающие дивергентно-верный характер ее внутреннего строения по типу “структуры пальмового дерева” (А). На врезках (Б, В, Г) показаны зарисовки в обнажениях складок первой генерации S и Z морфологии.

Условные обозначения к карте-врезке

1 – алевролиты; 2 – мраморы; 3 – песчаники; 4 – метаморфические сланцы; 5 – слоистость; 6 – сланцеватость S_1 ; 7 – шарниры складок F_1 ; 8 – разрывы первой и второй генераций, местами отмеченные зонами наложенной альбитизации

чешуйчатой” по своему внутреннему строению, которое отражает несомненно полиэтапное деформационное развитие территории с менявшейся во времени кинематикой тектонических движений – на ранних стадиях пологое покровно-складчатое перемещение элементов разреза с юга на север, а на более поздних – их повторные складчатые деформации. При этом локальная или неполная структурно-вещественная переработка пород переходной зоны между собственно “араванским” типом разреза и комплексом структурно выше лежащих “канских” сланцев позволяет наметить тенденцию образования хотя бы части последних за счет первых.

Южный контакт полосы пород канской серии с неметаморфизованными породами раннего и позднего палеозоя также отчетливо тектонический. Помимо того, что по этой границе происходит резкая смена литологического состава сопряженных толщ разного возраста (неметаморфизованные известняки и терригенные породы раннего силура, массив известняков раннего карбона и метатерригенно-карбонатные образования каиндинской свиты), также резко меняется и структурный стиль их внутреннего строения. Расслоенность силурийских толщ круто наклонная, с преимущественным падением к югу, контрастирует с доминирующим северным пологим падением структурных элементов каиндинской свиты, которые только у самого межформационного контакта также становятся крутыми, почти субвертикальными. Влияние этого контакта отражается и по другую его сторону в характерных особенностях сложения сопряженных пород раннего силура. Прежде всего, сами терригенные разности (песчаники, алевролиты, алевропелиты) силурийского разреза в зоне контакта демонстрируют повышенную степень наложенной текстурированности и преобразуются в динамосланцы самых низов зеленосланцевой фации, в связи с чем здесь возникает проблема разделения однотипных по исходному литологическому составу пород силура и каиндинской свиты. Кроме того, в известняках весьма выразительно проявлены структуры декомпрессионной фрагментации, связанные с движениями по этому тектоническому контакту, формирование которых сопровождалось активным перераспределением податливого материала алевропелитов или же синтетектонических вулканитов и их нагнетанием в раскрывающиеся дилатационные трещины. Характерной чертой южной контактовой зоны также является неоднократное чередование в ее пределах тектонических клиньев пород соприкасающихся комплексов (см. рис. 3, а).

В сланцах каиндинской свиты (рис. 6), на границе с силурийским комплексом (урочище Майдантал), самые ранние складки, деформирующие слоистость, изоклинальные или тесно сжатые, асимметричного S-образного рисунка, с умеренно

наклонными (45°) или полого падающими (15–20°) к северу осевыми поверхностями и шарнирами северо-западной ориентировки. Вдоль осевых поверхностей этих складок интенсивно проявлена плоскостная текстура в виде кливажа в терригенных разностях (алевролитах и аргиллитах) или микрополосчатости в мраморизованных известняках и карбонатно-силикатных сланцах. Как правило, эта текстура ориентирована под острым углом к слоистости: в плане она развернута относительно нее по часовой стрелке, а в поперечном сечении залегает круче, чем слоистость, что соответствует кинематической ситуации надвигания к югу с одновременным проявлением левосдвиговой компоненты. В последующем и S-складки, и их осеплоскостная текстура подверглись смятию в прямые складки с северо-восточной ориентировкой пологих шарниров, наиболее широко и активно развитые в зоне непосредственного контакта с силурийским комплексом.

Детальная структура канской серии и ее кинематическая интерпретация. Внутреннее строение самой полосы пород канской серии, вместе с элементами сложения северного и южного контактов, закономерно вписывается в единый структурный ансамбль, свойственный типичным транспрессивным зонам, претерпевшим длительную полистадийную эволюцию. Прежде всего, это касается разрывных нарушений и тектонических контактов между большинством лито-формационных единиц разреза, расчленяющих последний на систему линз и тектонических пластин, границы которых резко дискордантны по отношению к их внутренней структуре. На поперечных к простиранию “канской” полосы разрезах они в совокупности образуют характерную дивергентно-веерную структуру “пальмового дерева” (см. рис. 3, в, 5), определяющую общий стиль строения и отражающую особенности геомеханической и деформационной обстановки на ранних стадиях тектонической эволюции региона, когда в соприкосновение на одном структурном уровне были приведены толщи различного генезиса и исходного положения.

В единый структурный парагенез с дивергентной системой разрывных нарушений входят также складки первой генерации в расслоенных толщах (F₁) и наблюдаемая во всех составных частях разреза доминирующая плоскостная текстура (S₁). Формирование этих элементов происходило на фоне метаморфических преобразований пород зеленосланцевого уровня.

Складки F₁, изменчивый тип асимметрии которых согласованно вписывается в дивергентную структуру “пальмового дерева”, обладают определенными морфологическими признаками и закономерностями пространственного расположения, позволяющими уточнить особенности кинематической обстановки их формирования. Они,

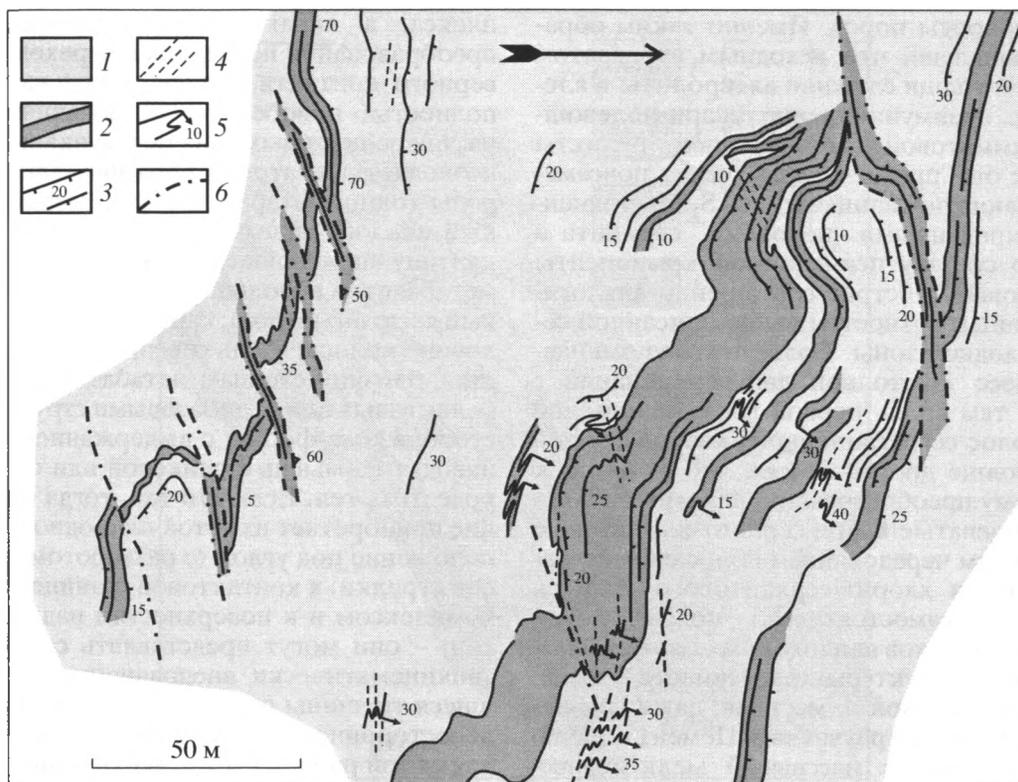


Рис. 6. Детальная карта одного из участков каиндинской свиты на южной границе полосы пород канской серии (участок 1 на рис 3, а)

1 – терригенные породы (алевролиты, алевропелиты, песчаники); 2 – горизонты мраморизованных известняков; 3 – элементы залегания слоистости; 4 – кливаж S_1 ; 5 – наклон шарниров складок F_1 ; 6 – разрывы

как правило, деформируют слоистость метатерригенных пород, изоклиналины или тесно сжаты по морфологии и варьируют от лежачих до круто наклонных и прямых, в зависимости от пространственных ориентировок близ расположенных разрывных нарушений системы “пальмового дерева”. Вблизи южного контакта преобладают складки S-образной, а вблизи северного – Z-образной морфологии (см. рис. 5). При приближении к разрывам интенсивность складчатости и степень сжатости отдельных ее форм отчетливо нарастает, а развивающаяся по осевым поверхностям этих складок сланцеватость S_1 оказывается связанной постепенными переходами с текстурой тектонитов разрывных зон, что позволяет судить об их парагенетической связи. Несмотря на значительную рассеянность пространственных ориентировок шарниров отдельных складок F_1 из-за наложенных более поздних деформаций можно восстановить, что общий структурный план складчатости первого этапа был изначально несколько развернут относительно субширотного простирания полосы канских сланцев по часовой стрелке. На это обстоятельство указывают выдержанные северо-западные простирания осей этих складок там, где повторные деформации не-

значительны, например, в отдельных участках вдоль северного контакта. Факт разворота осей складок, связанных с надвиговыми движениями, относительно фронта самих надвигов свидетельствует о проявлении в этих движениях и сдвиговой компоненты, в данном случае, очевидно, левостороннего знака.

Дополнительным аргументом в пользу согласованного развития структуры пород канской серии и пород обрамления может служить также то обстоятельство, что сланцеватость S_1 , развитая вдоль осевых поверхностей складок F_1 , обычно образована теми же минеральными ассоциациями (серцит, хлорит в ассоциации с альбитом и эпидотом), что и сланцеватость в зонах локальных сдвигов северной переходной зоны, где доминирующие смещения имели явную левостороннюю составляющую (см. рис. 3, г).

Обращаясь к характеристике деформационно-метаморфической сланцеватости S_1 , можно осветить еще ряд особенностей протекания самого первого этапа деформаций в пределах рассматриваемой полосы пород канской серии. Так как эта текстура – первая из всех наложенных преобразований, то в местах ее монополярного проявления имеются шансы сохранения в реликтах признаков

первичной природы пород. Именно таким образом было выявлено, что исходным субстратом для сланцевой толщи служили алевролиты и алевропелиты с преимущественно кварц-полевошпатовой псаммитовой составляющей, реликты которых как бы “просвечивают” через повсеместно проникающую сланцеватость S_1 , выполненную ориентированными “потоками” серицита и хлорита. По составу псаммитовой компоненты этот реликтовый субстрат совершенно аналогичен терригенным разностям выше описанной северной переходной зоны. Более того, упоминавшийся процесс зачаточной дифференциации с выделением там вдоль первой деформационной текстуры полос сегрегационного кварца здесь в сланцевой толще достиг апогея, что привело к почти полному преобразованию псаммитов в полосчато-сланцеватые кварц-серицит-хлоритовые сланцы с тонким чередованием полос существенно кварцевого и хлорит-серицитового состава. В выделенной в самостоятельное подразделение толще метапесчаников неплохо сохраняются blastopсаммитовые структуры, размерность обломков достигает песчаной и, местами, даже гравийной, а состав ближе к грауваккам. Цемент обычно перекристаллизован в массивный мелкозернистый минеральный агрегат альбит-эпидот-хлоритового состава, а ориентированные текстуры S_1 представлены дискретными кливажными зонами с ориентированным расположением эпидота и хлорита, откуда, как правило, удалены процессами растворения под давлением лейкократовые минералы (альбит, кварц). Этот элемент разреза пород канской серии по исходному составу наиболее близок отдельным разностям песчаников в терригенной части араванского комплекса, представленных в переходной северной зоне, хотя там они имели явно подчиненное значение, дробно чередуясь с другими псаммитами, и не создавали самостоятельных мощных выходов.

Особое положение в разрезе канской серии занимают обширные поля эпидот-хлоритовых и эпидот-актинолитовых сланцев, развитых преимущественно в южной половине полосы и объединенных в самостоятельную толщу метабазитов. Доминирующая и очень интенсивно проявленная плоскостная текстура этих сланцев соответствует сланцеватости S_1 и была наложена на вулканогенный субстрат, реликты которого сохраняются в небольших линзовидных участках среди сланцеватой массы метаморфитов. Эти линзы, содержащие зеленокаменно измененные разности метавулканитов, обычно сохраняют признаки исходной диабазовой структуры, которая постепенно к краям линз затушевывается наложенным рассланцеванием и “растворяется” в окружающем сланцевом субстрате. По своему исходному составу и сложению субстрат линз совершенно аналогичен вулканитам араванского ком-

плекса, а характер текстурно-вещественных преобразований последних в переходной зоне северного контакта полосы пород канской серии полностью подобен преобразованиям в краевых частях реликтовых линз метавулканитов. Все это позволяет достаточно уверенно считать, что породы толщи метабазитов – это метаморфизованный аналог “араванских” вулканитов. В эту же картину вполне вписываются слоеподобные тела метабазитов небольшой мощности (метры – первый десяток метров), картируемые в северной половине полосы вдоль северного контакта. Их состав, близкий сланцам метабазитов, присутствие реликтовых линз с дибазовыми структурами, пластообразные формы с выдержанной мощностью наводят на мысль о дайковой или силловой природе этих тел. Если это так, тогда особое значение приобретает их устойчиво-однообразное расположение под углом (с разворотом против часовой стрелки) к контактовой границе с араванским комплексом и к поверхности надвиговых пластин, – они могут представлять собой рой даек, синкинематически внедрявшихся в раскрывающиеся трещины отрыва в условиях надвиговых и левосторонне сдвиговых смещений, характерных для самой ранней стадии деформации.

Судя по двунаправленной от осевой части полосы вергентности структуры в виде “S” и “Z” асимметрии мелких складок и с учетом “центробежного” характера движений надвигового типа по дивергентной системе разрывов, перемещение материала происходило из ядерной части Киргизатинской структуры на ее северный и южный борты, сложенные неметаморфизованными образованиями среднего палеозоя. Надвиговая компонента устанавливается не только потому, что метаморфизованные и интенсивно деформированные породы, например, сланцевой толщи оказываются в пологом залегании на практически не измененных и слабо дислоцированных подушечных лавах араванской свиты, но и по структурно-кинематическим признакам непосредственно из зон тектонических контактов или разрывных нарушений, когда текстура тектонитов имеет более крутое залегание, чем сами поверхности сместителей (см. рис. 4, б, 5, В). На это же часто указывает и характер кулисного расположения кварцевых прожилков, заполняющих системы трещин отрыва в зонах надвиговых поверхностей.

Структурные проявления второй стадии деформации фиксируются практически повсеместно на всей площади полосы пород канской серии. Помимо микроструктурных признаков широко развиты складчатые деформации в виде систем прямых, асимметричных складок так называемого “каскадного” типа (рис. 7), с пологим зеркалом мелких складчатых форм в замковых частях, разделенных крутыми смыкающимися крыльями. Эти складки (F_2) наложены на структуру предшеству-

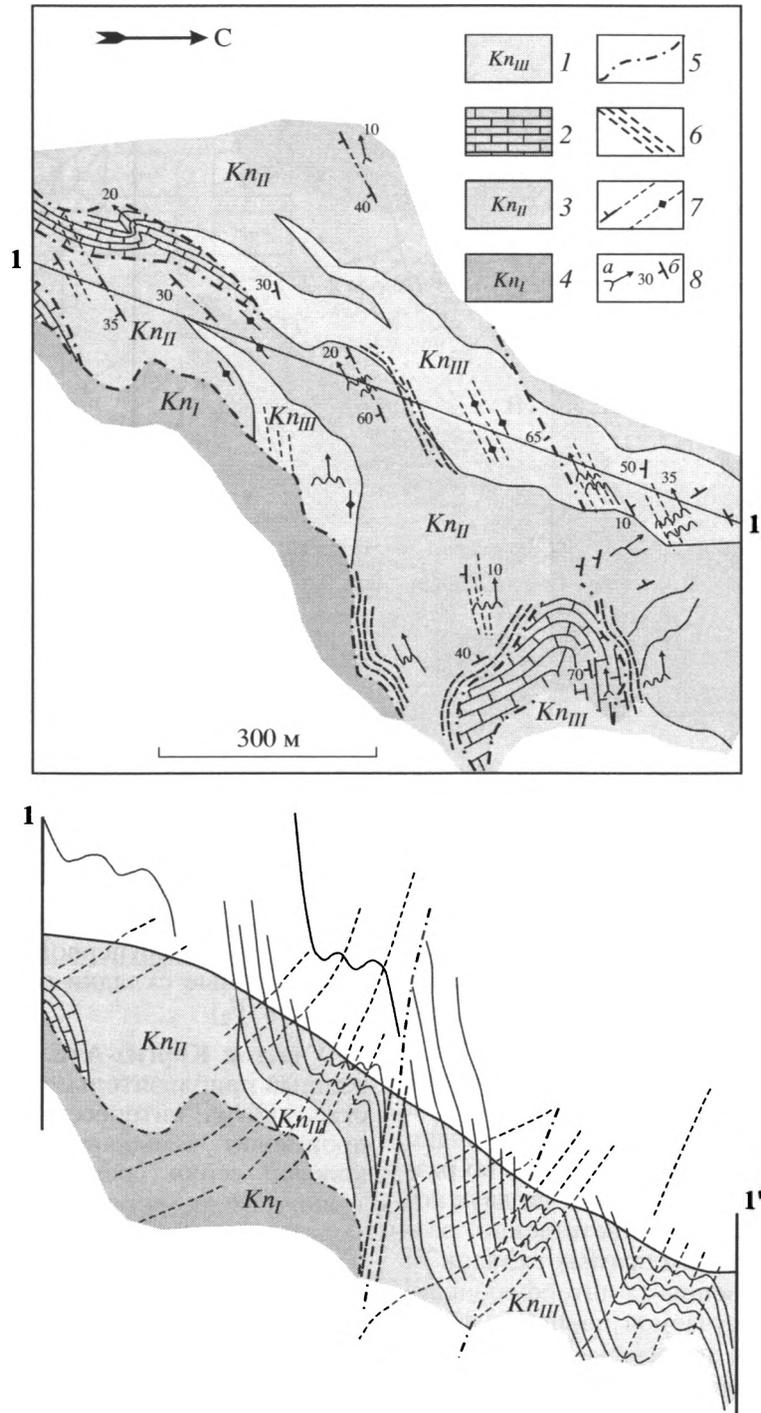


Рис. 7. Складчатые формы “каскадного” типа, изгибающие ранние плоскостные текстуры и тектонические пластины первого этапа деформации. Схематическая карта и структурный профиль к ней (участок 2 на схеме рис. 3, а)

1–4 – породы канской серии: 1 – метапесчаниковая толща Kn_{III} , 2 – прослои карбонатных пород, 3 – сланцевая толща Kn_{II} , 4 – метабазитовая толща Kn_I ; 5 – разрывные нарушения; 6 – рассланцеванные породы в зонах разрывов; 7 – сланцеватость S_2 ; 8 – залегание расслоенности S_1 (а) и ориентировка шарниров складок F_2 (б)

ющей стадии и деформируют не только ранние изоклиналильные складки и сланцеватость S_1 , но и поверхности сместителей дивергентной системы разрывных нарушений. Они наследуют при этом

свойственную первой стадии симметричную относительно осевой зоны полосы пород канской серии “центробежную” вергентность (“каскады” складок F_2 северной и южной половины обраще-

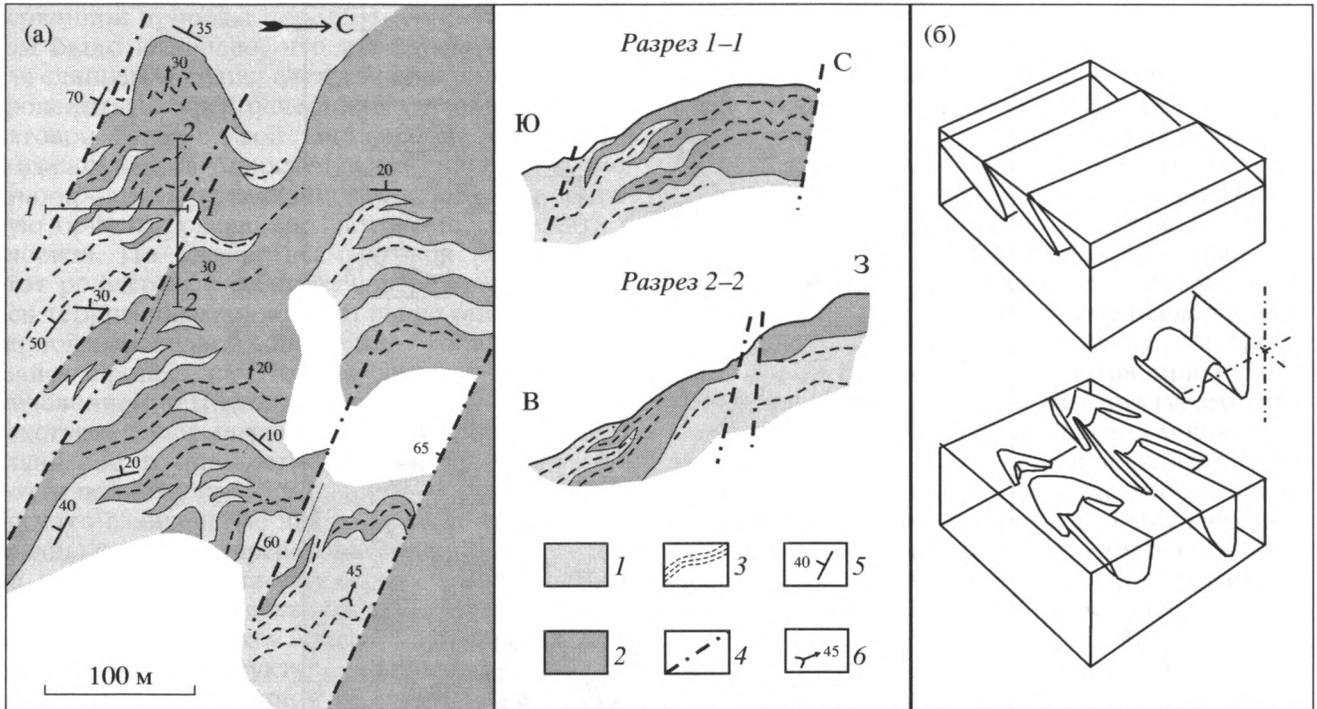


Рис. 8. а – интерференционные складчатые формы, возникшие при наложении прямых складок второй генерации на изоклиналиные пологие складки первой генерации (участок 3 на схеме рис. 3, а)

1 – метатерригенные сланцы Кп₁; 2 – аповулканические сланцы Кп₁; 3 – сланцеватость S₁; 4 – разрывы; 5 – элементы залегания слоистости; б – ориентировка шарниров складок F₂; б – блок-диаграмма способа наложения складок

ны друг к другу – (см. рис. 3, в, 5, 7). Структурный план системы складок F₂, подчеркнутый устойчиво ориентированной на северо-восток крутонаклонной осеплоскостной текстурой S₂ в виде кренуляционного кливажа, отчетливо развернут относительно субширотного простирания системы надвигов против часовой стрелки, указывая на правосдвиговый характер сжатия второй стадии деформаций. Следует отметить, что именно разнонаправленность сдвиговой компоненты на двух последовательных стадиях и, соответственно, разноориентированность систем прямых складок F₁ и F₂ (СЗ и СВ) ответственны за интерференцию складчатых форм на изучаемой площади, выраженную в отчетливой и значительной ундуляции осей обеих систем складок. Местами, в участках контрастного, хорошо расслоенного разреза, картируется характерный структурный рисунок в виде асимметричных “елеподобных” (christmas tree-structure) форм (рис. 8, а), которые, согласно [25], соответствуют ситуации наложения на асимметричные лежачие или наклонные складки более поздних прямых складок (см. рис. 8, б). По общим очертаниям картируемого рисунка и по соотношению разновозрастных структурных элементов (шарниров складок, плоскостных текстур) можно утверждать, что в данном случае на систему пологих асимметричных и изоклиналиных складок F₁,

парагенетически связанных с покровно-надвиговыми движениями первой стадии, под углом наложены прямые складки северо-восточной ориентировки (F₂).

Участок Киргиз-Ата. Этот участок, расположенный приблизительно в 25 км к западу от участка Акбура, интересен тем, что в его пределах происходит замыкание полосы метаморфитов канской серии среди вулканогенно-осадочных толщ девона, перекрытых грубообломочными молассовыми отложениями среднего карбона (C₂m₂) и флишоидными толщами среднего-верхнего карбона (C₂m₂-C₃). Детальное площадное картирование в масштабе 1 : 10000 (рис. 9) позволило выяснять характер соотношений названных толщ и особенности их внутренней структуры, оценить кинематику и стадийность проявленных деформаций на этом участке.

Метаморфические сланцы канской серии здесь образуют отчетливое центриклинальное замыкание, выраженное разворотом нескольких выделяемых горизонтов контрастного лито-петрографического состава и соответствующей ориентировкой (в восточных румбах) структурных элементов. Картируемые разности пород представлены преимущественно кварц-хлоритовыми тонкополосчатыми сланцами с реликтами псаммитовой структуры (идентичны таким же сланцам на

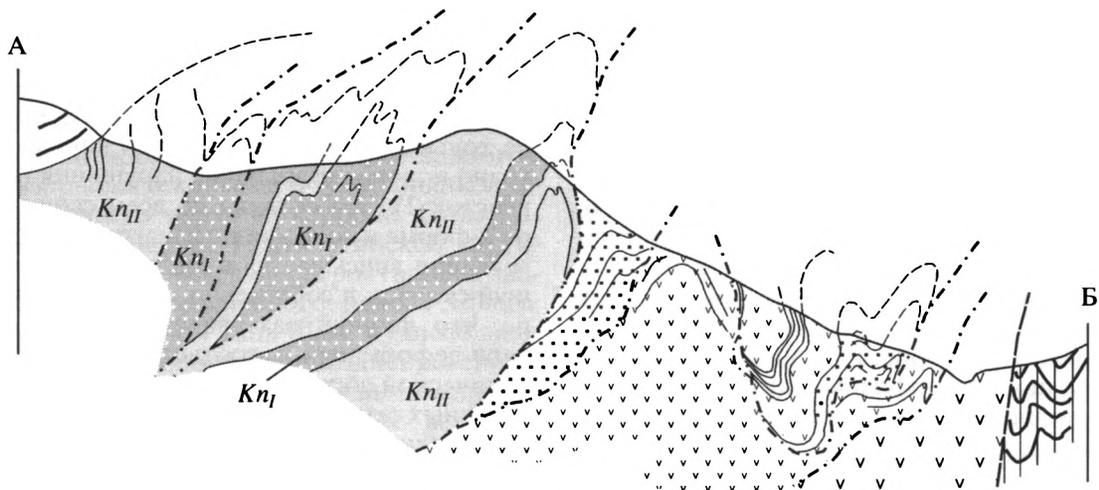
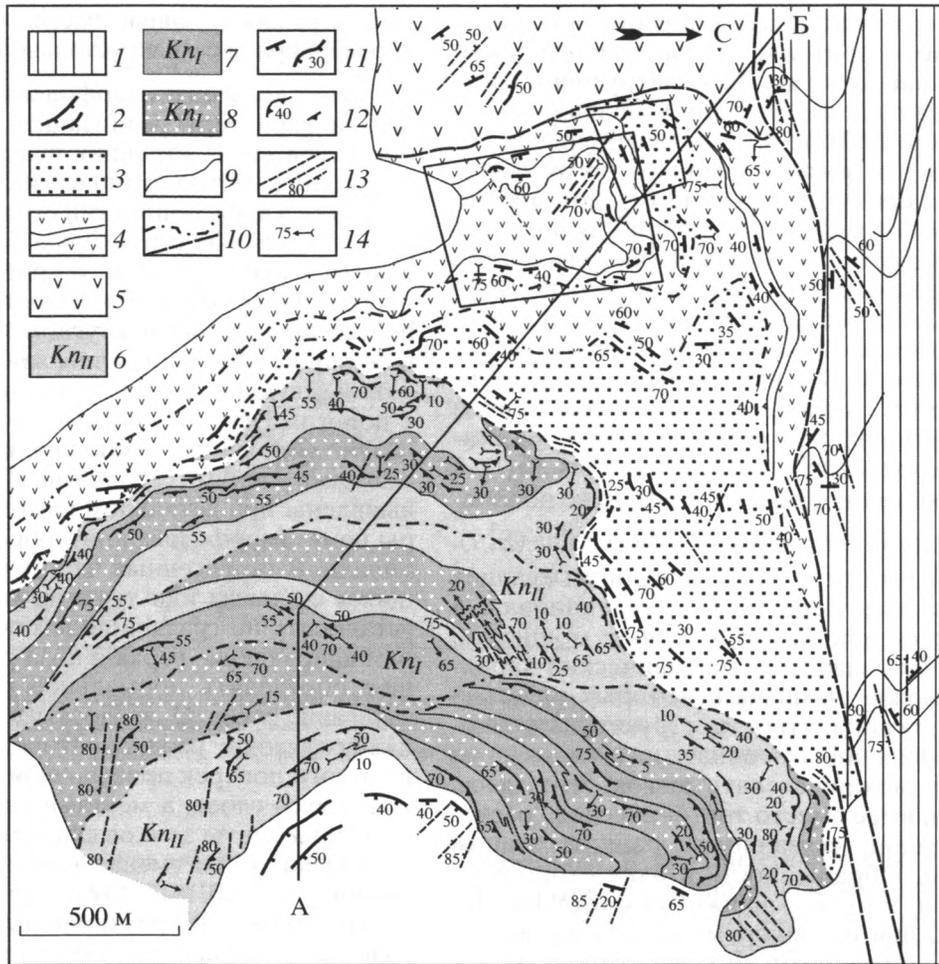


Рис. 9. Схематическая геологическая карта района центриклинального замыкания полосы пород канской серии на участке Киргиз-Ата (составил Ю.А. Морозов)

1 – флишоидная толща $S_2m_2 - S_3$; 2 – грубообломочные конгломераты S_2m_2 ; 3–5 – араванский вулканогенно-осадочный комплекс: 3 – песчаники, 4 – гематитизированные лавы с прослоями кремней и яшм, 5 – диабазы; 6–8 – канская серия: 6 – метатерригенные сланцы Kn_{II} , 7 – аповулканические сланцы Kn_I , 8 – metavулканиды с порфиробластическим альбитом Kn_I ; 9 – геологические границы; 10 – разрывные нарушения; 11 – слоистость; 12 – полосчатость S_1 ; 13 – кливаж и сланцеватость S_2 ; 14 – шарниры мелких складок F_1 и F_2 . Квадраты 1, 2 – участки детальных работ

участке Акбура) и несколькими вариациями аповулканических хлорит-эпидотовых сланцев, дробное расчленение которых было затруднено из-за условий обнаженности. В целом выявилось неоднократное чередование в разрезе отдельных горизонтов или толщ, составленных этими двумя разностями, при одновременном достаточно сложном, явно полидеформационном их внутреннем строении. Уже только это обстоятельство позволяет предполагать, что такое чередование не обязательно первично исходное, стратиграфическое, а может, хотя бы отчасти, иметь и тектоническую природу. В действительности картированием удалось зафиксировать серию замков крупных изоклинальных складок, в которые смята ранняя деформационная полосчатость ($S_1^?$), а вдоль их осевых поверхностей – развитие новообразованной текстуры кренуляционного типа ($S_1^!$?). Судя по тому, что отдельные горизонты сланцев не протягиваются через всю центриклиналь, а выклиниваются или заметно теряют мощность, учитывая также заведомо тектонический характер границ между ними на некоторых участках (например, дискордантность структурных элементов в сопряженных толщах юго-восточного угла карты), можно сделать вывод, что здесь, по-видимому, имеет место тектоническое “расчешивание” толщ, связанное с ранним этапом складчатости. Обращенность в одну сторону (к северу) серии замков сопряженных изоклинальных складок, при одинаковом падении их осевых поверхностей, позволяет интерпретировать эту раннюю разрывно-складчатую структуру как структуру дуплексов, на которую впоследствии наложился прямые складки субширотного или северо-западного простирания. С последними связан дискретный крутой кливаж.

Граница метаморфического ядра с подходящими с запада вулканогенно-осадочными толщами девона также отчетливо тектоническая. Она срезает отдельные горизонты сопряженных толщ, выражена зоной повышенной тектонизации сланцев, часто отмечена хрупким брекчированием пород по обе стороны от нее и обильным обособлением в раздробленной матрице жильного кварцевого материала. При приближении к этой границе со стороны неметаморфизованного разреза степень деформационных преобразований в породах заметно нарастает. В приконтактной полосе мощностью около 10–15 м они, по составу и характеру текстурирования, превращаются в динамосланцы самых низов зеленосланцевой фации, по облику близкие некоторым разностям собственно “канских” сланцев. Тем не менее скачок по уровню метаморфизма и степени деформационных преобразований на этой границе достаточно резкий, и она имеет явно тектоническую природу, разделяя, судя по всему, совмещенные на одном структурном

уровне разноглубинные части единого комплекса пород инфра- и супракрустального типа.

Хотя в деталях по морфологическому выражению и характеру реализации деформационных процессов стиль строения вулканогенно-осадочных толщ заметно отличается от стиля метаморфогенного ядра, общий тип структуры и ориентировки отдельных структурных элементов оказываются сходными. Для терригенных разностей пород девона можно отметить повсеместное расположение под острым углом к слоистости первой деформационной кливажной текстуры, свидетельствующее о ее формировании либо в связи с пологими субпослойными срывами (пологими надвигами), либо с изоклинальными или тесносжатými ранними складками. И те, и другие были выявлены при детальном картировании структуры неметаморфизованного обрамления центриклинали. В терригенных частях разреза, чередующихся с лавами или туфами, местами удавалось установить по градационным осадочным текстурам направление верха и низа разреза, позволявшее определить нормальное или перевернутое залегание слоев. Оказалось, что во многих участках происходит неоднократное чередование того и другого поперек простирания одинаково погружающихся слоев, а местами удается зафиксировать фрагменты замков складок, с которыми как раз связана такая смена характера залегания слоистости (рис. 10, а, б). Отдельные границы раздела литологически различающихся горизонтов в разрезе оказались заведомо разрывными, так как срезают тонкую слоистость, и по ним же порой происходит “выпадение” отдельных частей разреза или, наоборот, “сдваивание” одинаковых по составу и сложению его фрагментов. Картированием была зафиксирована крупная изоклинальная складка, разворачивающаяся в центриклинальном изгибе, в замке которой деформированы не только слоистость и первый кливаж, но и исходно пологие разрывные нарушения (см. рис. 9, участок 2). Эта складка по всем своим параметрам, форме и положению в центриклинальном замыкании вписывается в систему дуплексных чешуй-складок в собственно метаморфическом ядре, что лишний раз свидетельствует о едином типе деформаций и, соответственно, общих тектонической обстановке и развитии неметаморфизованных толщ и их более глубинных аналогов. Здесь, как и в метаморфическом ядре, на раннюю складку наложен не только сам центриклинальный изгиб, но и серия осложняющих его прямых складок субширотного – северо-западного простирания с дискретно проявленной осеплоскостной текстурой того же направления, которая, будучи развернутой на некоторый угол по часовой стрелке относительно широтного простирания полосы пород канской серии, указывает на левосдвиговую кинематику на данном этапе. В под-

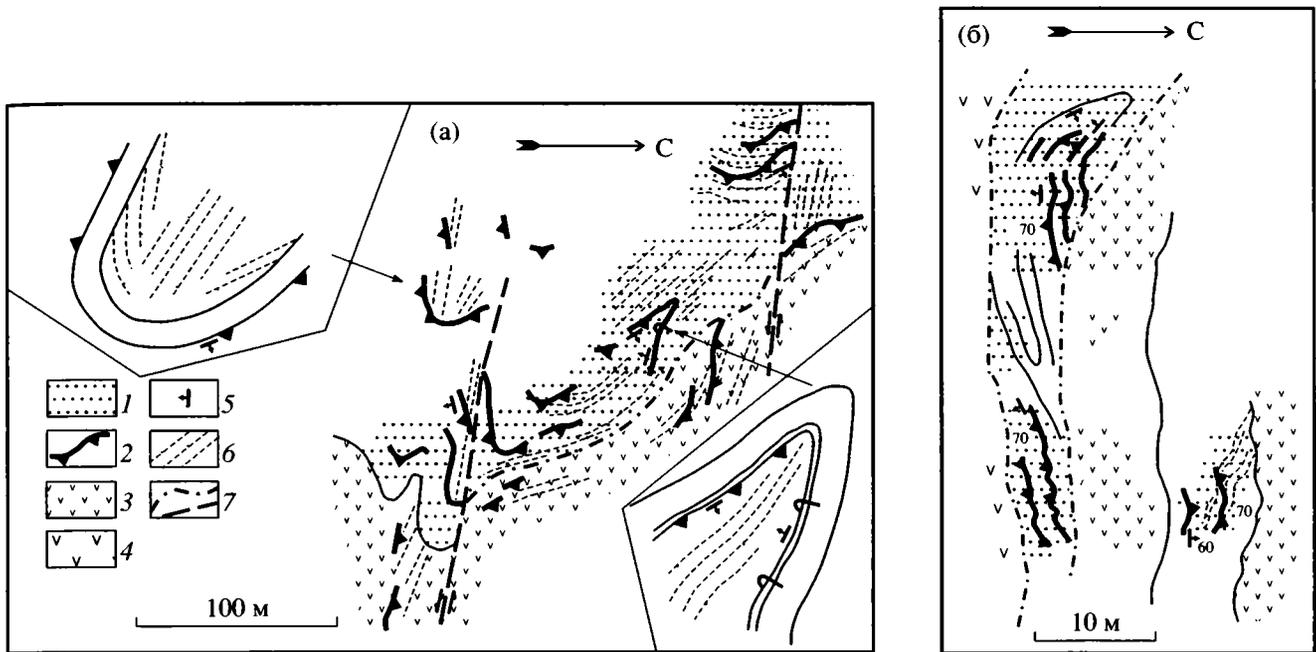


Рис. 10. Зарисовки (а, б) отдельных обнажений в вулканогенно-осадочной толще араванского комплекса (участок 1 на карте рис. 9), показывающие наличие ранней изоклиальной складчатости F_1

1 – песчаники и туфы; 2 – слоистость; 3, 4 – разновидности лав; 5 – направление верха разреза по градационной слоистости; 6 – кливаж S_1 ; 7 – разрывы

тверждение этого во многих обнажениях вулканогенно-осадочных толщ встречаются реальные левосторонние разрывные нарушения субширотного или северо-западного простирания с амплитудами смещений в несколько метров и первые десятки метров (см. рис. 10, а).

Завершающие тектонические события в регионе происходили в конце карбона – перми. На рассматриваемой площади они отмечены развитием прямых складок субширотного – северо-западного простирания осевых поверхностей и аналогично ориентированных складок и связанного с ними межзернового кливажа в флишoidных отложениях среднего–верхнего карбона. Субмеридианальное сокращение Киргизатинской структуры в это время происходило, вероятно, под знаком регионально проявленного левого сдвига, отмеченного на Южном Тянь-Шане кулисно эшелонированным расположением позднеорогенных гранитоидных массивов. Левосдвиговые смещения зафиксированы также и в развороте векторов склонения остаточной намагниченности в интрузивных щелочных породах пермского возраста, проанализированных на обширной территории Среднего и Южного Тянь-Шаня [1].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Представленный фактический материал по строению Киргизатинской синформы Южного

Тянь-Шаня и его интерпретация на основании структурно-парагенетического и кинематического анализов позволили высказать некоторые предположения о структурно-метаморфической эволюции и механизме образования этой типоморфной структурной единицы Туркестано-Алайской зоны Южного Тянь-Шаня.

Детальное исследование северного контакта пород канской серии с вулканитами обнаружило на некоторых участках постепенный переход отложений девона в канскую серию. На этот контакт неоднократно обращал внимание А.Е. Довжиков и другие исследователи [8, 9]. Кроме того, в самой толще девонских вулканитов, в местах интенсивных деформаций нередко можно наблюдать минеральные ассоциации, соответствующие сланцам канской серии, а среди пород канской серии часто отмечаются линзы практически не метаморфизованных вулканитов, соответствующих девонским. Эти обстоятельства позволяют предполагать, что по крайней мере часть разреза зеленых сланцев канской серии образовалась в результате метаморфизма девонских вулканитов.

Структурный анализ, проведенный в пределах Киргизатинской синформы и обрамления, обнаружил дивергентное строение этой тектонической единицы. Деформации, сформировавшие структуру, начались, видимо, в постсреднедевонское время (этап D_1), так как отложения араванского комплекса принимают участие в деформации

циях первого этапа. С этим же временем связано и начало метаморфизма пород, так как метаморфические минеральные ассоциации слагают текстуры этого деформационного этапа (сланцеватость S_1). Завершились деформации в позднем карбоне–перми. Верхнекаменноугольные отложения наложенных впадин участвуют в структуре деформационного этапа (этап D_2). Такому выводу не противоречат данные определения абсолютного возраста пород канской серии, выполненные калий–аргоновым методом. Определения по шести образцам дали следующие цифры: 270, 285, 310, 365 и 388 млн. лет [17]. Видимо, в этих цифрах отражен возраст как собственно пород, так и возраст метаморфизма.

Приведенные факты говорят о том, что канская серия не представляет самостоятельной стратиграфической единицы, а является метаморфизованным аналогом эффузивного типа разреза и подстилающих его пород. Этот вывод объясняет пространственную приуроченность метаморфических пород к девонским эффузивам и позволяет предполагать генетическую связь метаморфизма с тепловым и флюидным режимами вулканической области, причем эти факторы метаморфизма были активизированы деформацией.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальные исследования метаморфических пород канской серии и каиндинской свиты и ассоциирующих с ними вулканитов араванского комплекса позволяют сделать определенные обобщения по строению и тектонической эволюции Киргизатинской синформной структуры в палеозое. Эта тектоническая единица, по нашим данным, в самом общем виде представляет собой дивергентно-веерную покровно-складчатую структуру “пальмового дерева”. Такое строение Киргизатинской синформы обусловлено антивергентным перемещением масс от ее осевой зоны к бортам, на что указывает положение в структуре покровов и характер морфологии мелких складок первого этапа деформаций. С нашей точки зрения, такая структура могла сформироваться в режиме транспрессии (сжатие со сдвигом) на месте среднепалеозойского вулканогенно-осадочного прогиба. Осевая линия структуры представляет собой, по сути, мощную шовную зону глубинного заложения, которая вполне могла контролировать как само заложение вулканогенного прогиба в предвариссийскую эпоху, так и последующие его преобразования.

Это тем более вероятно, если учесть указания Н.М. Синицына [21], что уже в силуре среднепалеозойский прогиб северной части Южного Тянь-Шаня был дифференцирован системой узких,

линейных продольных валов типа “антиклинальных отmelей” с замедленными темпами осадконакопления, которые контролировались разломами фундамента прогиба.

Именно в такой шовной зоне могла происходить локализация магматической деятельности: излияния лав и накопления эффузивов. Она могла быть концентратором теплового потока и соответствующих метаморфических преобразований, с одной стороны, и крупным концентратором деформаций, который определял геомеханическую обстановку и тектонический режим в значительном объеме коры, в сопряженном геопространстве, с другой.

“Поскольку градиенты давлений, фиксируемые движением масс при складчатости, направлены от осевой зоны, последняя может рассматриваться как область возникновения максимальных давлений. Именно с этими зонами в большинстве случаев и связан метаморфизм слагающих пород. Проявление же метаморфизма преимущественно в зонах активного основного вулканизма ранних стадий указывает на наличие здесь повышенного теплового потока” [9, с. 74].

Можно полагать, что за счет повышенного теплового потока толщи пород в осевой части низов среднепалеозойского прогиба претерпели определенные метаморфические изменения и приобрели значительную пластичность (инфраструктура), позволившую материалу в условиях транспрессивной геомеханической обстановки “пробиваться” наверх в виде раскрывающегося веера покровно-складчатых чешуй, тектонически перекрывших приповерхностные образования того же среднепалеозойского комплекса (супраструктура). Ряд косвенных данных даже позволяет проследить характер пространственно-временного развития этого процесса в Туркестано-Алайской зоне [8]: если сопоставить для отдельных чешуй возраст наиболее молодых отложений, сохранившихся перед фронтом надвигов, то окажется, что они тем моложе, чем дальше от осевой части структуры. В.И. Котельниковым [10] по отложениям (неметаморфизованным) предфронтальных впадин установлен более ранний возраст надвигов в приосевой части структуры (конец раннего карбона) по сравнению с окраинными зонами (конец среднего карбона).

Следует заметить, что гипотезы “раздавливания вулканогенных синклинорных прогибов” и формирования на их месте структур, подобных Киргизатинской, первоначально придерживался Г.С. Поршняков. На дивергентно-веерное покровно-складчатое строение Киргизатинской структуры указывал также А.Е. Довжиков. Антивергентное перемещение масс от осевых зон к бортам им связывалось с процессами инверсии

геосинклинальных прогибов, но принципиальные схемы развития этих процессов мало чем отличаются от схем формирования зон транспрессии в современном понимании [14].

Наши исследования в районе развития майлисуйской серии (Северо-Восточная Фергана), а также экскурсионные посещения других мест развития зеленосланцевых комплексов на Южном Тянь-Шане (Восточно-Алайская структура, Зирабулак-Зиаэтдинские горы и др.) показали схожесть их внутреннего строения и соотношения с окружающими неметаморфизованными толщами. Это позволяет высказать предположение, что и другие метаморфические комплексы могли занять свое положение среди вулканогенно-осадочных толщ палеозоя способом, аналогичным или близким к описанному в пределах Киргизатинской структуры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баженов М.Л., Буртман В.С.* Палеозойские деформации Тянь-Шаня // *Геотектоника*. 1997. № 3. С. 56–65.
2. *Бакиров А.Б., Добрецов Н.Л.* Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1972. 137 с.
3. *Биске Ю.С., Поршняков Г.С., Талашманов Ю.А., Яговкин А.В.* Геологическая обстановка развития шарьяжей в Южном Тянь-Шане // Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1981. 419 с.
4. *Буртман В.С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем (варисциды Тянь-Шаня и каледониды Северной Европы). М., 1976. 164 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 289).
5. *Буртман В.С.* Южный Тянь-Шань // *Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования*. М.: Наука, 1990. 290 с.
6. *Волчкович К.Л., Рогожин Е.А., Чернышук В.Н.* Формации и структуры Алайского хребта (к проблеме шарьяжей) // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1979. Т. 54. Вып. 6. С. 32–44.
7. *Горянов В.Б., Клишевич В.Л., Котельников В.И., Фомченко Л.В., Яговкин А.В.* О возрасте некоторых метаморфических серий Южного Тянь-Шаня // *Вестн. Ленингр. ун-та*. 1973. Вып. 3. № 18. С. 62–71.
8. *Довжиков А.Е.* Тектоника Южного Тянь-Шаня. М.: Недра, 1977. 172 с.
9. *Довжиков А.Е., Иванов Г.В., Кнауф В.В.* Структурное положение и возраст зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня // *Сов. геология*. 1984. № 3. С. 71–76.
10. *Котельников В.И.* Некоторые вопросы истории формирования герцинской структуры туркестанского и Алайского хребтов // *Тектоника и стратиграфия палеозойских и мезозойских толщ Южного Тянь-Шаня и Памира*. Л.: Наука, 1976. С. 69–88.
11. *Кухтиков М.М.* Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе: Дониш, 1968. 298 с.
12. *Леонов М.Г.* Южный Тянь-Шань: Геологические условия проявления зеленосланцевого метаморфоза и модель геотектонического развития // *Геотектоника*. 1985. № 5. С. 45–61.
13. *Макарьчев Г.И.* Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978. 196 с.
14. *Морозов Ю.А.* Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // *Геотектоника*. 2002. № 6. С. 3–28.
15. *Огнев В.Н., Белькова Л.Н.* Развитие, строение и отражение в структурах палеозоя докембрийского фундамента Срединноазиатского складчатого пояса // *Тектоника Тянь-Шаня и Памира*. М.: Наука, 1983. С. 40–45.
16. *Поршняков Г.С.* Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 216 с.
17. *Поршняков Г.С.* Этапы формирования тектонических структур различных сегментов герцинид Южного Тянь-Шаня // *Тектоника Тянь-Шаня и Памира*. М.: Наука, 1983. С. 66–73.
18. *Резвой Д.П.* Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы // *Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня*. Т. 1. Львов: Изд-во Львовского гос. ун-та, 1959. 370 с.
19. *Сиверцева И.А., Шванов В.Н.* Палинологические определения среднепалеозойского возраста метаморфических сланцев в Южном Тянь-Шане // *Вестн. ЛГУ. Геол. и геогр.* 1977. № 24. Вып. 4. С. 136–138.
20. *Синицын Н.М.* Тектоника горного обрамления Ферганы и ее влияние на пространственное размещение эпитептермального обрамления: Автореф. ... д-ра геол.-мин. наук. ЛГУ, 1949. 11 с.
21. *Синицын Н.М.* Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1960. 219 с.
22. *Христов Е.В., Миколайчук А.В.* О строении и тектонической позиции зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня (майлисуйская и канская серии) // *Тектоника Тянь-Шаня и Памира*. М.: Наука, 1983. С. 98–104.
23. *Шванов В.Н.* Литоформационные корреляции терригенных и метаморфических толщ: Южный Тянь-Шань. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1983. 216 с.
24. *Шванов В.Н., Котов Н.В.* Геология и Т-Р параметры метаморфизма толщ в синформных структурах Южного Тянь-Шаня // *Геология и геофизика*. 1979. № 4. С. 85–93.
25. *Ramsay J.G.* Folding and fracturing of rocks. New York: McGraw-Hill, 1967, 568 p.

Рецензенты: М.Г. Леонов, В.С. Буртман

The Kyrgyz-Ata Synform in the South Tien Shan: Structural and Kinematic Aspects of Its Evolution

Yu. A. Morozov¹ and V. G. Talitskii²

¹*Schmidt United Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences,
Bol'shaya Gruzinskaya ul. 10, Moscow, 123995 Russia*

²*Faculty of Geology, Moscow State University, Vorob'evy gory 1, Moscow, 119992 Russia*

Abstract—The complexes of metamorphic rocks that take part in the tectonic structure of the South Tien Shan are mostly confined to the cores of large synforms and occupy high structural position therein. Problems of their age, origin, metamorphic conditions, and relationships with the adjacent unmetamorphosed Paleozoic sequences have remained debatable throughout the history of geological investigations. The results of detailed studies of the Kyrgyz-Ata Synform, a typical structure of the Turkestan–Alay Zone in the South Tien Shan, are reported in this paper. The metamorphic rocks of the Kan Group participate in the structure of this synform. On the basis of the study of structural assemblages and the kinematic analysis, it is concluded that the multistage evolution of this tectonic unit proceeded under transpressive conditions of volcanic trough “crushing.” The detailed study of rock alteration in the contact zone between the Kan Group and the Middle Devonian basic volcanic rocks allowed us to suggest that the metamorphic Kan Group is not a self-dependent stratigraphic unit but represents an infrastructure (a metamorphosed analogue of the volcanic sequence and underlying rocks) displaced tectonically over its own suprastructure.

УДК 552.332.551.243.2(470.21)

ЭВОЛЮЦИЯ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ В РАЙОНЕ ПОРЬЕГУБСКОГО ДАЙКОВОГО ПОЛЯ (КАНДАЛАКШСКИЙ ЗАЛИВ БЕЛОГО МОРЯ)

© 2006 г. Т. И. Васильева, Е. С. Пржиялговский

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 18.03.2004 г.

Тектоническая эволюция Порьегубского сегмента рифтовой системы Белого моря началась в конце раннего протерозоя, вскоре после завершения свекофенских коллизионных процессов. Формирование системы трещиноватости, определившей локализацию дайкового комплекса лампроитов, происходило в условиях горизонтального сжатия литосферы, сопряженного со сдвигом. В дальнейшем эта система предопределила положение одного из сегментов рифтового грабена, образование которого шло по модели “простого сдвига”. Активизация рифтовой системы в среднем палеозое проходила в две стадии. С первой, во время которой преобладали сдвиговые движения по ранее образованным разломам, связано формирование кварц-карбонатных жил с полиметаллической минерализацией, выполнявших раскрывавшиеся в связи с локальной переориентацией поля напряжения сколовые трещины. Вторая стадия отвечала условиям трансенсии, а приуроченные к этому этапу дайки щелочно-основного состава позднедевонского возраста использовали для внедрения уже существовавшую систему трещиноватости, ориентированную субперпендикулярно направлению преобладающего стресса.

ВВЕДЕНИЕ

Формирование Беломорской рифтовой зоны в рифее в последнее время принято связывать с горизонтальным растяжением по модели “простого сдвига”, предполагающей разделение литосферных плит или блоков земной коры пологим сквозьлитосферным разломом [8, 27]. Зона растяжения заложилась вдоль дорифейского разлома северо-западного простирания, и ее основные структурные черты были сформированы главным образом в течение среднего и позднего рифея. Магматические проявления этого возраста известны только в восточной части палеорифта – в разрезе рифея Онежского грабена на глубине ниже 620 м (покровы базальтов, долеритов и вулканокластических пород) [1, 10]. Рифтогенез и реактивация древней разломно-трещинной системы в палеозое в значительной степени происходили в сдвиговом режиме [1] и выразились главным образом во внутриплитном магматизме, представленном роями щелочных даек и трубок взрыва, в том числе и кимберлитового состава, а также сложными кольцевыми массивами щелочно-ультраосновной и щелочной формации.

Одним из ключевых участков для изучения динамики ранних этапов формирования и развития Кандалакшской ветви рифтовой системы Белого моря представляется район Порьей губы, где на сравнительно небольшой территории наблюдается пространственное совмещение разновозрастных проявлений внутриплитного магматизма. Это раннепротерозойские лампроиты Порьегубского дайкового поля и девонские щелочные пик-

риты и меланефелиниты Качинного узла, располагающегося в 5 км западнее (рис. 1). Кроме того, здесь же на побережье широко распространены кварц-кальцитовые жилы с полиметаллическим оруденением, возраст которых по косвенным признакам был ранее определен как каледонский [19] или позднерифейский [7].

Первые сведения о последовательности развития разновозрастных пространственно сближенных региональных разломов в районе Порьей губы были представлены Л.И. Увадьевым [18], который выделил зону рифейских сбросов северо-западного простирания и меридиональную зону повышенной проницаемости коры палеозойского возраста. Более поздние исследования позволили существенно уточнить и дополнить его схему. Основной системой трещин, развитых в метаморфических и магматических дорифейских породах в районе Порьей губы, является система продольных (субстратных) и поперечных трещин с азимутами простираний СЗ 310–320° и СВ 30–40° и сопряженных с ними сколовых трещин, сформировавшихся в результате хрупкой деформации уже остывших пород. Время развития этой системы трещин В.М. Моралев и М.Д. Самсонов [14] определили, исходя из данных о времени завершения коллизионного этапа на севере Балтийского щита (1920–1900 млн. лет) и времени эксгумации дислоцированных раннедокембрийских комплексов (1850–1750 млн. лет) [2, 3]. Более молодой является хорошо выделяемая по результатам дешифрирования аэрофотоснимков и данным полевых наблюдений система субпараллель-

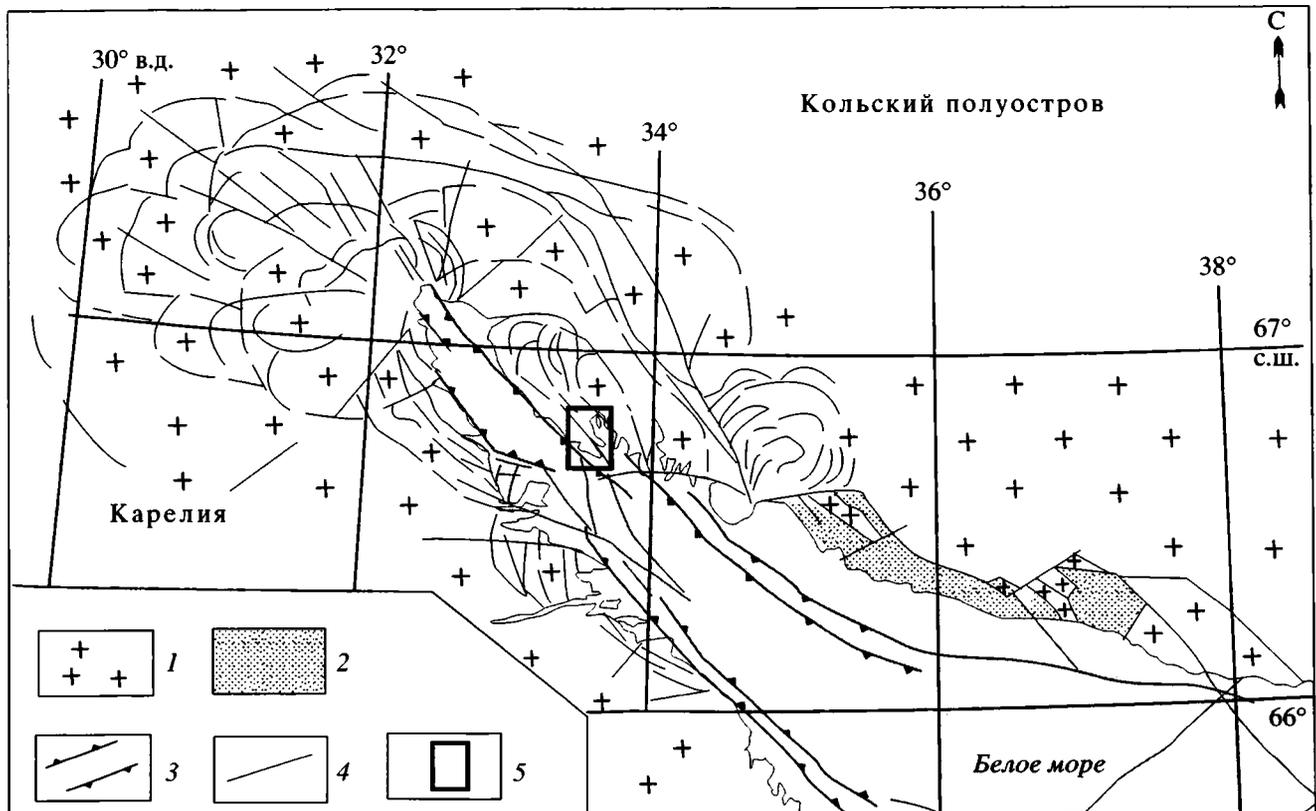


Рис. 1. Положение Порьегубского участка в общей структуре рифтовой системы Белого моря по [1]

1 – Балтийский щит; 2 – рифейский платформенный чехол; 3 – основные разломные ограничения рифтового грабена; 4 – прочие разломы; 5 – положение детального участка – рис. 2

ных нарушений северо-западного простирания (рис. 2), широко проявленная в пределах всего района Порьей губы и контролировавшая положение даек лампроитов. В западной части рассматриваемого района выделяется область развития радиально-дуговой системы нарушений, которая, как было показано ранее [13], контролировала внедрение щелочных дайковых пород Качинного узла. К востоку от зоны субмеридионального разлома, проходящей из губы Ильинская по системе сопряженных с ней озер, нарушения такого типа практически не прослеживаются. В этой части изучаемой территории наиболее широко развиты разрывы преимущественно субширотного и северо-восточного простирания. Изучение разломно-трещинной сети района, сформированной на различных этапах развития, и определение локальных полей напряжений может иметь существенное значение для выявления особенностей структурно-тектонического контроля разновозрастных проявлений эндогенной активности и решения вопроса об их взаимосвязи с рифтовой системой Белого моря, что и является предметом обсуждения в настоящей статье.

Для исследования структурно-тектонических особенностей внедрения лампроитов и динамики

палеозойского этапа активизации рифтовой системы на данном участке было проведено площадное изучение трещиноватости в породах раннего протерозоя, вмещающих дайковые и жильные тела, изучение трещиноватости непосредственно вблизи дайковых тел разного возраста, а также рассмотрены морфологические особенности даек. Пространственное положение осей главных нормальных напряжений для разных этапов развития района определялось по ориентировкам даек различных комплексов с применением статистических методов структурного анализа трещиноватости во вмещающих породах.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ПОРЬЕГУБСКОГО ДАЙКОВОГО ПОЛЯ И ОСОБЕННОСТИ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ СИСТЕМЫ ТРЕЩИНОВАТОСТИ

Порьегубское дайковое поле находится на юго-восточном фланге Колвицкого габбро-анортитового массива, располагающегося в пределах крупнейшего на Балтийском щите Лапландского гранулитового пояса [20–22].

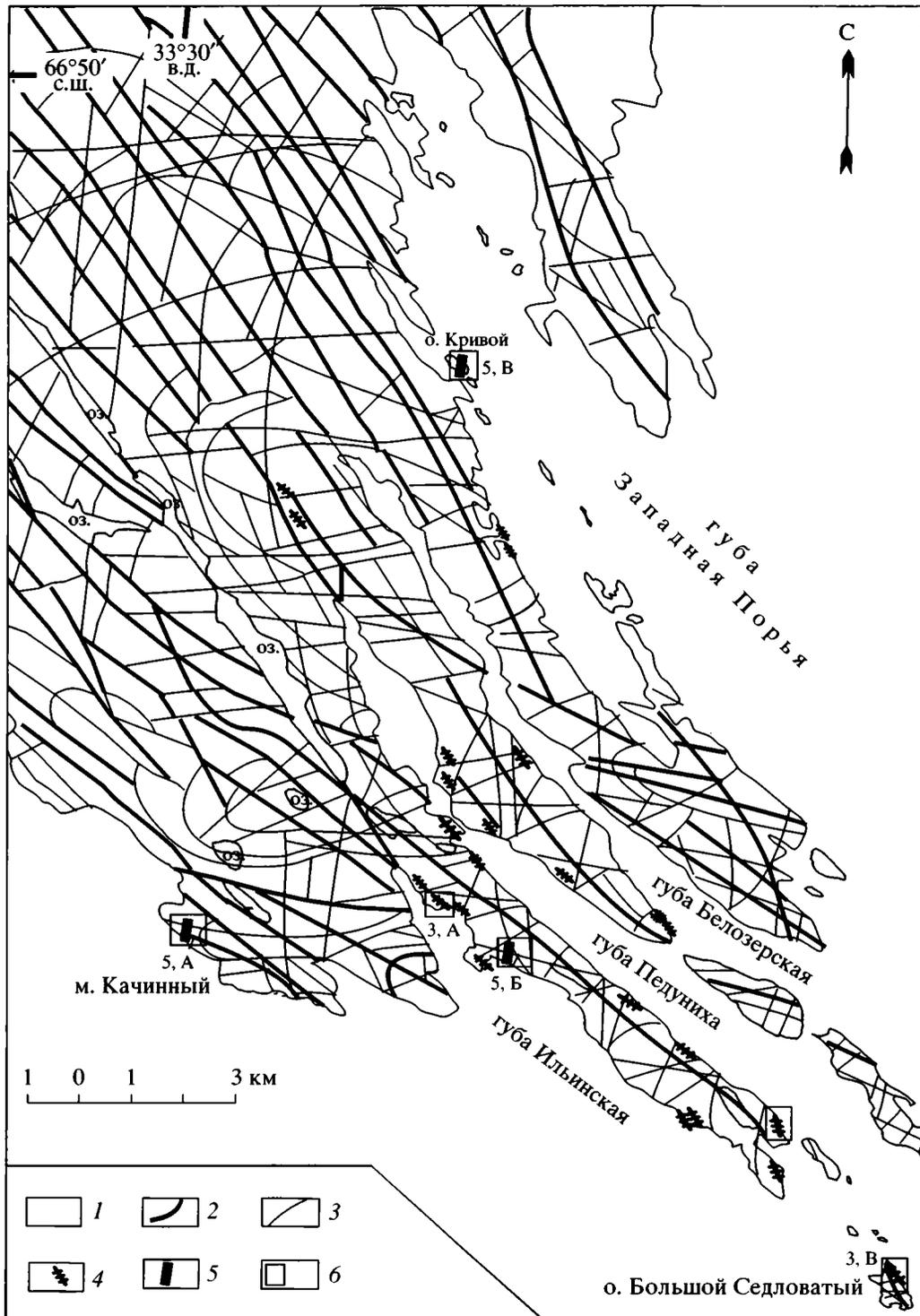


Рис. 2. Схема разломной тектоники района Порьегубского дайкового поля (см. рис. 1)

1 – нерасчлененный раннепротерозойский комплекс магматических и метаморфических пород; 2 – тектонические элементы постсвекофенского этапа рифтогенеза; 3 – тектонические элементы среднепалеозойского этапа рифтогенеза; 4 – дайки постсвекофенских лампроитов; 5 – дайки позднедевонских щелочных пикритов; 6 – местоположение детальных схем на рис. 3 и 6

В Порьегубском дайковом поле (см. рис. 2) известно 26 даек, внедрившихся в анортозиты юго-восточной части Колвицкого габбро-анортозитового массива и, частично, во вмещающие их амфиболиты и плагиоамфиболовые сланцы. По составу породы даек принципиально отличаются от других основных и ультраосновных пород щелочной провинции Кольского полуострова (за исключением кимберлитов Терского берега), так как принадлежат к породам калиевой линии и определяются сейчас как лампроиты переходного от низкотитанистого (с высоким Al/Ti отношением) к высокотитанистому (с низким Al/Ti отношением) типу [15]. В последние годы их возраст достаточно надежно определен как 1719 ± 8 млн. лет (Rb-Sr и Sm-Nd методы) [15]. Петрохимические характеристики лампроитов позволили Л.П. Никитиной с соавторами [15] сделать вывод, что становление этого дайкового комплекса связано с завершающими этапами развития коллизионных процессов в Лапландско-Беломорском поясе.

Дайки лампроитов имеют мощность от 15–20 до 80 см, в раздувах – до 4 м. Морфологически это протяженные тела с неровными контактами, многочисленными S-образными изгибами, с которыми связаны увеличения мощности. Часто наблюдаются маломощные апофизы и “отщепы” дайкового материала в параллельных главному дайковому телу трещинах. Несколько наиболее мощных и протяженных даек содержат ксенолиты вмещающих их анортозитов размером до 1.5 м по длинной оси. Ксенолиты угловатой формы со слабо сглаженными контактами вытянуты по длинной оси дайковых тел, а проявленная в них сланцеватость параллельна таковой во вмещающих породах (рис. 3, А). На контактах присутствует маломощная зона закалки. Взаимоотношения между лампроитами и жилами гранитных пегматитов, образовавшимися на заключительной стадии формирования Колвицкого габбро-анортозитового массива, показаны на рис. 3, Б. Дайка сечет и смещает пегматиты, содержит ксенолиты пегматитов, окруженные маломощной закалочной зоной. Левосторонние смещения имеют амплитуду до 70 см. Интерпретация взаимоотношений пегматитов и дайки лампроитов показывает, что последняя формировалась в обстановке взбросо-сдвига. Дайка на о. Большой Седловатый (см. рис. 3, В) образует систему из двух субпараллельных тел, осложненных серией коленчатых изгибов согласно простиранию трещин и сопровождающихся маломощными апофизами. Наблюдения за морфологией даек и их взаимоотношениями с вмещающими породами позволили ранее сделать вывод, что их внедрение происходило по трещинам отрыва [14].

Внедрение лампроитов контролировалось системой разрывных нарушений северо-западного простирания (см. рис. 2), которая, в отличие от более ранней системы трещиноватости, характеризуется крутыми падениями в юго-западном направлении. Морфологически трещины часто выражены зияющими провалами с S-образными изгибами по простиранию или крутыми ступенями сбросового типа. В непосредственной близости от дайковых тел отмечены параллельные дайковым телам и располагающиеся в непосредственной близости от них зоны повышенной трещиноватости. Трещины северо-восточного простирания секут и смещают блоки лампроитов (см. рис. 3, А). Здесь отмечены только хрупкие деформации, выраженные в формировании маломощных зонк дробления. Амплитуда смещений незначительная (до 10–15 см).

Простирание даек выдерживается в интервале северо-запад $320\text{--}340^\circ$ при достаточно крутом падении к юго-западу ($55\text{--}80^\circ$). На стереопроекции Вульфа (нижняя полусфера) нормали к плоскостям даек образуют один главный максимум в направлении СВ 45° , угол 25° . Точки, соответствующие S-образным изгибам с увеличением мощности, попадают в пределы того же максимума, в его восточную часть. Сгруппированность нормалей к плоскостям всех известных тел лампроитов свидетельствует о том, что в период внедрения даек в районе существовало достаточно однородное поле напряжений. Это позволяет очертить области предполагаемого “растяжения” и “сжатия” (рис. 4, А), соответствующие возможному местоположению осей главных нормальных напряжений σ_1 и σ_3 , с учетом того, что раскрытие трещин, в настоящее время заполненных лампроитами, происходило в условиях, когда ось σ_1 (наибольших растягивающих напряжений) была ориентирована круто к плоскостям трещин. Дополнительную информацию об ориентации всех трех осей главных тектонических напряжений дает структурный анализ положения трещин, определяющих локализацию даек лампроитов. Результаты реконструкции показаны на рис. 4, Б. Как видно на рисунке, оси главных нормальных напряжений σ_1 и σ_3 , выделенные в результате анализа положения трещин, располагаются в пределах областей растяжения и сжатия, определенных при анализе пространственного положения плоскостей даек. Ось максимального сжатия на этапе внедрения даек лампроитов была ориентирована в направлении СЗ–ЮВ, субгоризонтально. Присутствие левосдвиговой компоненты, обусловившей появление локального максимума колен даек К, нашло отражение в смещении положения оси σ_1 относительно максимума даек Д и смещении положения оси σ_3 . Направление смещения показано на рис. 4, Б.

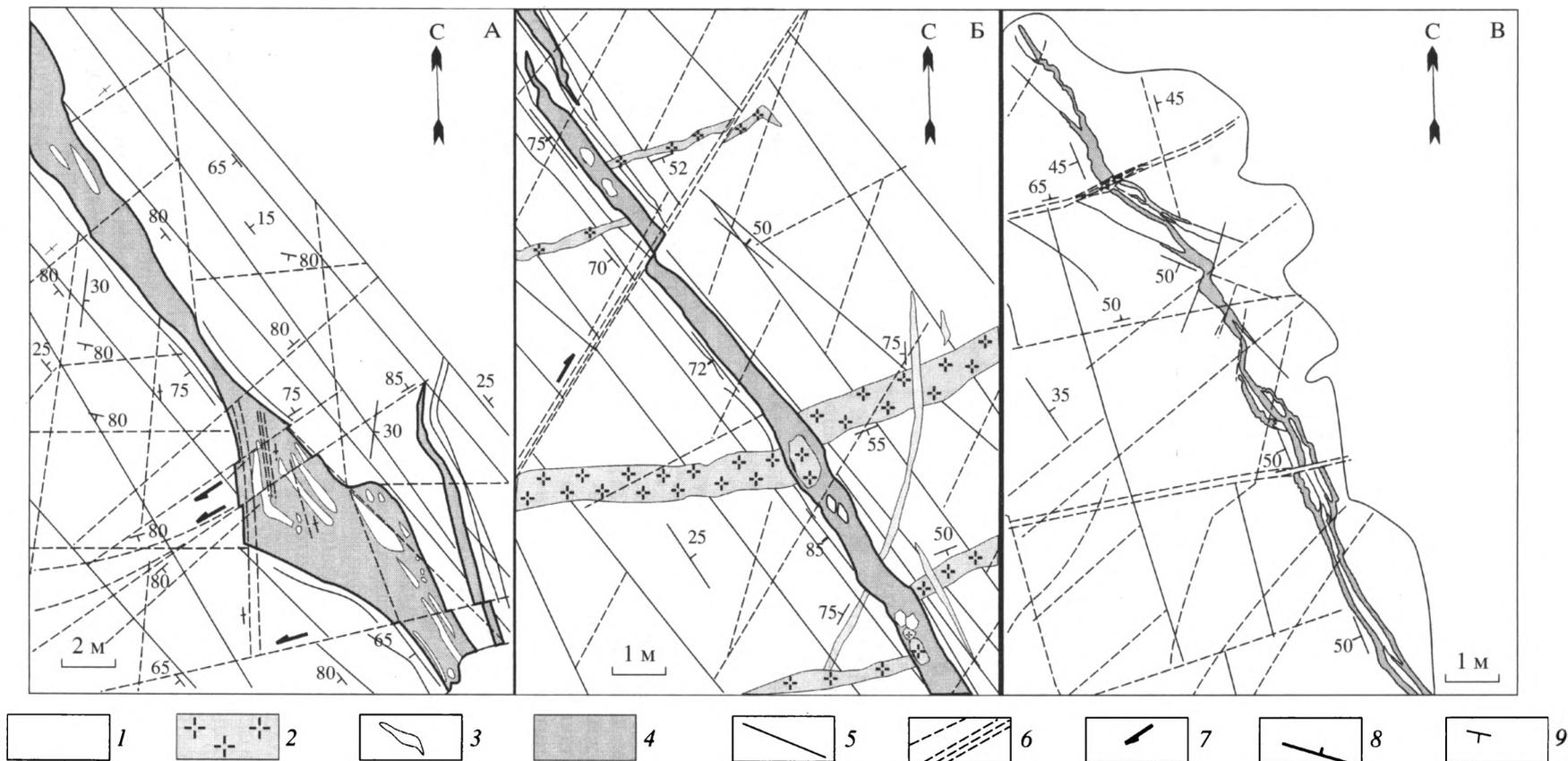


Рис. 3. Зарисовки даек лампроитов (местоположение рисунков см. на рис. 2)

1 – комплекс пород раннепротерозойского фундамента, нерасчлененный; 2 – жилы пегматитов свекофеннского возраста; 3 – кварцевые жилы; 4 – дайки лампроитов; 5 – трещиноватость свекофеннского и постсвекофеннского этапов; 6 – трещиноватость и зоны дробления девонского этапа активизации; 7 – сдвиги; 8 – элементы залегания даек и кристаллизационной сланцеватости вмещающих пород; 9 – элементы падения трещин

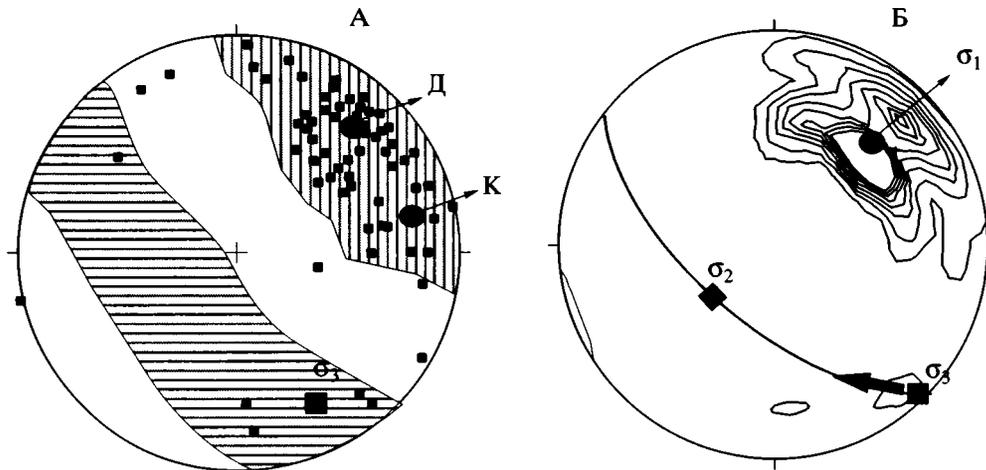


Рис. 4. Результаты структурного анализа положения даек лампроитов (А) и трещиноватости (Б) на стереопроекции Вульфа, нижняя полусфера

А. Точки – положение полюсов нормалей к плоскостям даек (94 замера) и соответствующих областей сжатия (горизонтальная штриховка) и растяжения (вертикальная штриховка); Д – главный максимум полюсов даек, К – локальный максимум полюсов колен даек, σ_3 – ось сжатия; Б – определение положения осей главных нормальных напряжений по положению максимумов полюсов трещин (192 замера, изолинии 3–5–8–10–15). Стрелка показывает направление смещения вдоль плоскости даек

СИСТЕМА МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ТРЕЩИН И КВАРЦ-КАРБОНАТНЫХ ЖИЛ С ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИМ ОРУДЕНЕНИЕМ

Трещины субширотного и северо-восточного простирания, заполненные кварц-карбонатными жилами и несущие галенит-сфалеритовое оруденение, широко распространены по всему району Порьегубского дайкового поля от губы Ильинская до губы Западная Порья, где они прослеживаются по простиранию на десятки и сотни метров (см. рис. 2). Мощность жил в основном составляет от 0.1 до 5–10 см, в раздувах до 1.5–2 м. Часто тонкие жилы кварц-кальцитового состава приурочены к зонам катаклаза габбро-анортозитов, где они образуют сгущения маломощных прожилков или ветвящуюся сеть по основным направлениям трещиноватости. Их наиболее полное описание приведено М.Г. Федотовой [19], выделившей два этапа жильного минералообразования: ранний (каледонский), с которым связано формирование сфалерит-галенитовой минерализации с халькопиритом, кварцем, кальцитом, баритом, и поздний, генетически связанный с этапом щелочно-ультраосновного магматизма позднедевонского возраста. На позднем этапе происходила перекристаллизация сфалерита и галенита, выделение флюорита, кальцита, апофиллита, пектолита, преинита и альбита. Время отложения этой ассоциации было определено К-Аг методом по апофиллиту и оказалось равным 325 млн. лет [6]. Размещение жил контролировалось субширотными разрывами, образовавшимися в связи с активизацией рифтовой системы Белого моря в палеозое

[5, 19]. Согласно другой точке зрения, выдвинутой В.И. Казанским с соавторами [7], время формирования жил принимается как поздний рифей. Эта точка зрения основана на данных о сходстве жил с полиметаллическим оруденением Порьегубского района со свинцово-цинковыми жилами Печенгского побережья Кольского полуострова. Взаимоотношения жил с дайкой мелилититов наблюдались в губе Ильинская. Колено дайки субмеридионального простирания сечет и смещает вправо жилу кальцитового состава с галенитом и сфалеритом, а колено северо-северо-западного простирания той же дайки внедрялось, судя по всему, по той же трещине, что и жила, так как жила разорвана и ее южный конец находится с западной стороны дайки, а северный – проходит вдоль восточного контакта колена дайки (рис. 5, А1). Эти данные, а также то, что во время внедрения даек происходило как новообразование, так и перекристаллизация минералов в жилах, позволяет предполагать, что существенной переориентации поля деформации за период между первым и вторым этапом минералообразования не было. Исходя из вышеизложенного, мы принимаем возраст полиметаллической минерализации как палеозойский.

Наблюдения за распределением трещиноватости, контролировавшей жильное минералообразование, и определение ориентировки соответствующих полей напряжения проводились на площадках размером от 1.5 × 1.5 до 3 × 3 м, где отдельно анализировались трещины с различным минеральным выполнением – кварц-кальцит-га-

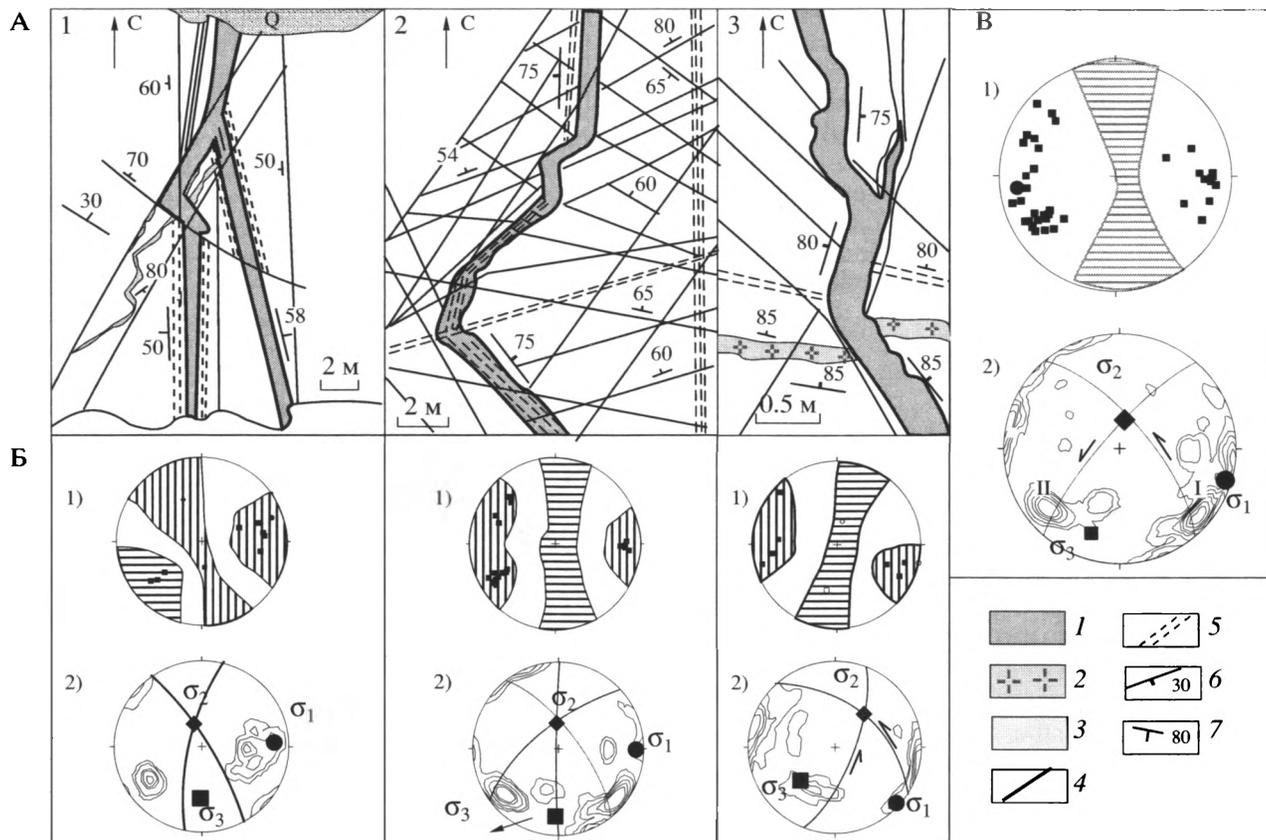


Рис. 5. Зарисовки даек щелочных пикритов (местоположение рисунков см. на рис. 2) – А; результаты структурного анализа положения даек и трещиноватости с целью выяснения ориентировки векторов тектонических напряжений (стереопроекция Вульфа, нижняя полусфера) – Б; сводные стереопроекции для даек и трещин – В

А. 1 – дайки щелочных пикритов и меланефелинитов; 2 – пегматит; 3 – кварц-кальцитовые жилы; 4 – трещиноватость; 5 – зоны дробления; 6 – элементы залегания даек и вмещающих пород; 7 – элементы падения трещин. Б. 1) положение полюсов плоскостей даек и соответствующих областей растяжения (вертикальная штриховка) и сжатия (горизонтальная штриховка); 2) положение полюсов плоскостей сопряженных с дайками трещин и соответствующие им плоскости, σ_1 – ось растяжения, σ_3 – ось сжатия. Стрелками показаны направления смещений по плоскостям трещин. I, II – максимумы полюсов нормалей к плоскостям трещин

лениит-сфалеритовым, кальцитовым, кальцит-полевошпатовым. На розах-диаграммах преобладающих направлений простираний минерализованных трещин (рис. 6, А) выделяются три основных максимума, присутствующие на всех точках наблюдения. Это направления СЗ 325–340°, СВ 30–40° и СВ 65–70°. Менее отчетливо прослеживается субмеридиональное направление. С направлением СВ 30–40° связаны наиболее мощные жилы с галениитом и сфалеритом, зачастую наблюдаются правосдвиговые смещения амплитудой до 1 м. Жилы и минерализованные трещины с простиранием СВ 65–70°, как правило, являются оперяющими для жил с простиранием СВ 30–40°, с ними связаны малоамплитудные смещения левосдвигового характера. Скорее всего, они могут быть объединены в один максимум. Направление СЗ 325–340° объединяет два типа трещин. Первый

тип по направлению и углу падения отвечает трещинам, формировавшимся на этапе внедрения даек лампроитов. Второй тип характеризуется более крутыми падениями, с ним часто связаны смещения правосдвигового характера незначительной амплитуды (до 0.3 м). Направления СВ 30–70° и СЗ 325–340° могут рассматриваться как сопряженные сколовые, что позволяет использовать их для реконструкции положения осей основных тектонических напряжений, существовавших на этапе формирования полиметаллических кварц-карбонатных жил. Правомочность таких допущений основана на нескольких независимых критериях: взаимных пересечениях, достаточно постоянном углу между трещинами, сопряженных сдвиговых деформациях в обоих направлениях. Реконструированная картина ориентации главных векторов тектонических напряжений для

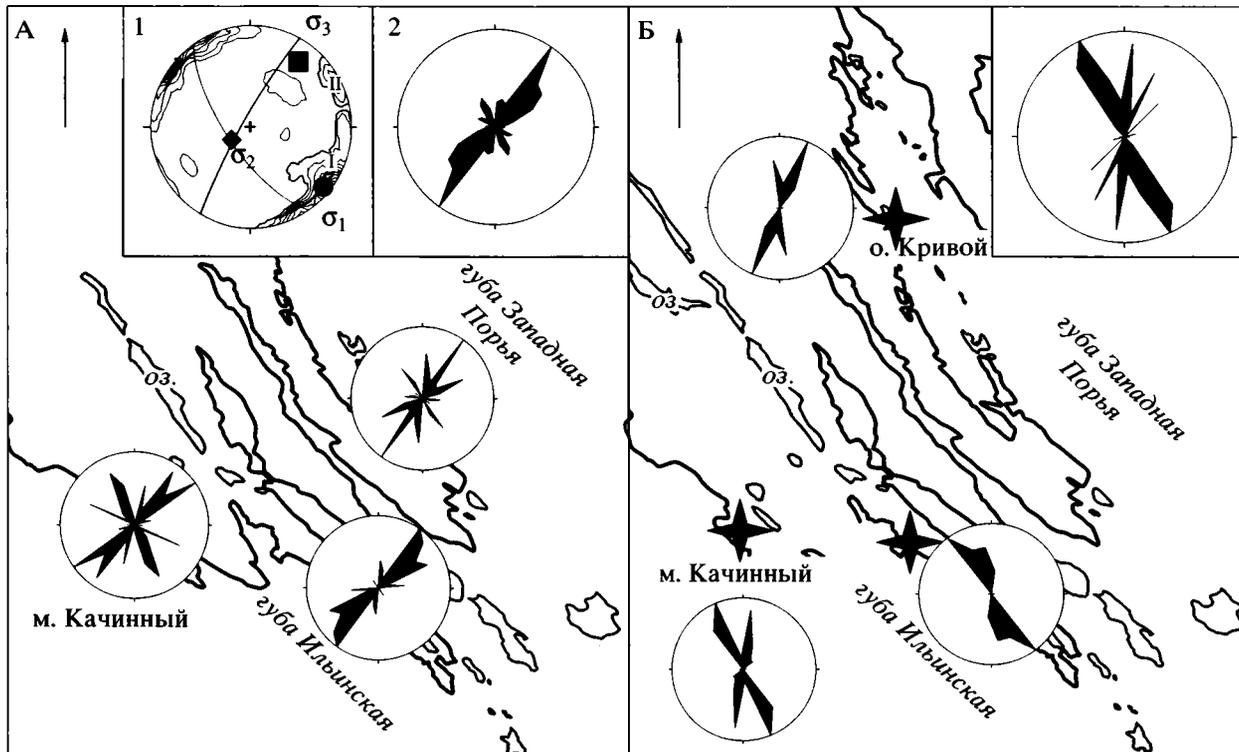


Рис. 6. Розы-диаграммы преобладающих простираний минерализованных трещин (А) и даек щелочных пикритов позднедевонского возраста (Б) в Порьегубском районе

А: на врезках показаны: 1 – результаты структурного анализа положения минерализованных трещин на стереопроекции Вульфа, нижняя полушфера. I, II – положение максимумов полюсов нормалей к плоскостям трещин (125 замеров, изолинии 3–8–10–15) и соответствующие им плоскости; σ_1 – ось растяжения, σ_3 – ось сжатия и 2 – сводные розы-диаграммы простираний минерализованных трещин. Б: звездочками показано местоположение даек, на врезке – сводная роза-диаграмма простираний колен даек

всех проанализированных участков получилась сходной. Нормали к плоскостям минерализованных трещин образуют два главных максимума в направлении СЗ 340° , угол 8° или ЮВ 130° , угол 3° и СВ 65° , угол 5° , которые отражают положение выделенных на розах-диаграммах систем сопряженных трещин. Результаты реконструкции позволяют предполагать, что ось максимального сжатия была ориентирована в направлении СВ–ЮЗ (см. рис. 6, А). Некоторые отличия наблюдаются только на западном берегу губы Ильинская, где максимумы нормалей к плоскостям трещин ориентированы в направлении СВ 55° , угол 38° и ЮВ 127° угол 20° . Ось преобладающего сжатия σ_3 во время формирования минерализованных трещин для данного участка была ориентирована практически субмеридионально. Тот факт, что жилы использовали как сколовые трещины, так и трещины других направлений, может свидетельствовать о локальной переориентации полей напряжений на этом участке, возможно, связанной с влиянием ранее сформированных разрывов. В целом, определение осей главных напряжений на период формирования жил с галенит-сфалерит-

товой минерализацией показывает, что максимальное напряжение сжатия в этот период было ориентировано в направлении СВ–ЮЗ или субмеридионально.

ТРЕЩИНОВАТОСТЬ ПОЗДНЕДЕВОНСКОГО ЭТАПА ВНЕДРЕНИЯ ДАЕК ЩЕЛОЧНО- УЛЬТРАОСНОВНОГО СОСТАВА

Активизация рифтовой системы Белого моря в позднем девоне выразилась в обновлении разрывных дислокаций, которые наиболее четко выражены в хорошо обнаженной береговой зоне Кандалакшского залива. С этим этапом связано внедрение преобладающего количества даек щелочно-ультраосновного состава и становление серии массивов центрального типа с карбонатитами, возраст большей части которых позднедевонский – 380–360 млн. лет [11, 12 и др.]. Существуют данные и о более древнем возрасте части щелочно-диатремовых комплексов в районе Турьего полуострова (618 ± 8 и 406 ± 35 млн. лет [17]) и кимберлитовых

трубок Терского берега (465 ± 12 млн. лет, Rb-Sr метод, и 457 ± 46 млн. лет, Sm-Nd метод [24]).

Дайки щелочно-ультраосновного состава в Беломорье образуют скопления в виде изолированных узлов, разделенных участками, в которых известны только единичные находки даек. Для них характерны незначительные мощности (менее 1 м) и преобладающее северо-восточное простираание при вертикальном или крутом падении к северо-западу или юго-востоку. Проведенные ранее детальные работы на одном из крупных дайковых узлов – Кузакоцком – позволили установить, что поле напряжений, существовавшее в период его формирования, соответствует близширотному положению оси сжатия и предполагает сдвиговый характер деформаций без существенного горизонтального растяжения [16].

В районе Порьегубского дайкового поля известны только единичные дайки мелилититов и щелочных базальтов (см. рис. 6, Б). Их мощность в основном не превышает 40–50 см, реже достигает 80 см. Дайка щелочных базальтов в губе Ильинская (см. рис. 5, А1) образует два субпараллельных тела практически меридионального простираания с крутым ($65\text{--}80^\circ$) падением к западу; одно из тел осложнено крутым коленообразным изгибом северо-северо-западного простираания с падением на СВ, угол 70° , с которым связано резкое увеличение мощности и малоамплитудные смещения правосдвигового характера. Дайка мелилититов на о-ве Кривой (губа Западная Порья) (см. рис. 5, А3) имеет северо-северо-западное простираание, осложненное серией коленообразных изгибов северо-восточного простираания. Падения колен дайки крутые – $70\text{--}85^\circ$ к северо-западу и к северо-востоку. С северо-северо-западным направлением простирааний колен дайки связаны малоамплитудные смещения вмещающих пород правосдвигового характера. Нанесенные на стереограмму проекции полюсов колен даек показали, что для дайки в губе Ильинская и дайки в районе мыса Качинный устанавливается пологое, практически субгоризонтальное субширотное положение оси наибольшего растяжения (см. рис. 5, А1, А2, Б1, Б2). Для выявления ориентировки всех трех осей главных тектонических напряжений были проанализированы данные по преобладающей трещиноватости на участках рядом с дайками. Нормали к плоскостям замеренных трещин образуют несколько максимумов, наиболее значительные из которых ориентированы в направлениях СВ 88° , угол 13° и ЮЗ 240° , угол 20° . По этим же направлениям ориентированы и максимумы полюсов нормалей к плоскостям колен даек. С учетом того, что дайки девонского возраста могли использовать для внедрения ранее сформированные сколовые трещины, ориентированные субперпендикулярно к оси наибольших растягивающих напряжений для данного этапа [16], мож-

но предполагать, что ось сжатия была ориентирована в направлении ССЗ – ЮЮВ, возможно, субмеридионально. Дайка мелилититов на о-ве Кривой (губа Западная Порья) отстоит от вышеописанных на расстояние 5.5 км и располагается на восточном фланге поля лампроитов (см. рис. 5, А3). Нанесенные на стереограмму полюсы нормалей к плоскостям колен этой дайки показали, что ее внедрение происходило при преобладающем растяжении в направлении ЮВ 105° , субгоризонтально (рис. 5, Б3). Аналогичная картина получена и при анализе трещиноватости на площадке замеров рядом с дайкой. Нормали к плоскостям трещин образуют два основных максимума – СЗ 287° , угол 16° , и ЮЗ 215° , угол 40° . К первому, главному, максимуму приурочены и колена, и апофизы дайки. Определение соответствующих для этой дайки областей растяжения и сжатия показывает, что ось растяжения на данном участке была ориентирована субгоризонтально, в направлении юго-восток 110° . Это предполагает субмеридиональное положение оси сжатия, что соответствует и данным, полученным для других даек (см. рис. 5, В).

Полученные выводы о динамических характеристиках поля напряжений на момент внедрения даек могут быть дополнены данными о разломно-трещинной тектонике района, полученными при детальном картировании и интерпретации результатов дешифрирования аэрофотоснимков. Наиболее отчетливо в пределах изучаемого района выделяются линеаменты северо-восточного простираания, группирующиеся в протяженные зоны и отчетливо проявляющиеся на аэрофотоснимках различного масштаба. Как правило, они ограничивают простираание трещин субмеридионального и северо-западного простираания и даек субмеридиональной ориентировки. Такие взаимоотношения характерны при преимущественной реализации относительных перемещений вдоль трещин одного из двух направлений системы сопряженных сколовых трещин. Смещения вдоль нарушений северо-восточного простираания осуществлялись главным образом в направлении левого сдвига с незначительной сбросовой составляющей, что подтверждается и полевыми наблюдениями (см. рис. 5, В). Пространственное положение даек контролировалось разрывами северо-западного и субмеридионального простираания, движения по которым имели правосдвиговый характер.

ДИНАМИКА ЭВОЛЮЦИИ ПОРЬЕГУБСКОГО СЕГМЕНТА РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ БЕЛОГО МОРЯ

Анализ разновозрастных систем трещиноватости, проявленных в пределах Порьегубского дайкового поля, позволяет сделать некоторые

выводы о динамике и эволюции Кандалакшского сегмента рифтовой системы Белого моря.

Сопоставление серии роз-диаграмм трещиноватости в районе от мыса Качинного на западе до губы Западная Порья на востоке показал, что система трещин СЗ простирания с крутыми (55–85°) падениями в юго-западном направлении развита локально. Они прослеживаются в зоне шириной около 10 км от мыса Качинный до губы Западная Порья, т.е. практически исключительно в районе локализации лампроитовых даек. Результаты изучения морфологии дайковых тел и статистический анализ трещиноватости и пространственной ориентировки даек лампроитов позволяют предположить, что их внедрение происходило в обстановке субгоризонтального сжатия, сопряженного со сдвигом (т.е. обстановке транспрессии) и связано с формированием трещин отрыва. Заложение системы трещин, контролировавших внедрение даек лампроитов, происходило в уже остывших и выведенных на приповерхностный уровень дислоцированных раннедокембрийских комплексах. В краевых частях зоны сжатия формировались глубинные разломы, предопределившие положение одного из сегментов рифейского Беломорского рифта (рис. 7, А), образовавшегося в обстановке “простого сдвига” или “пассивного рифтинга” [1].

Регенерация рифтовой системы Белого моря в среднем палеозое связывается с процессом локального растяжения в тылу области регионального горизонтального сжатия Восточно-Европейской плиты после столкновения последней с Северо-Американской плитой [1]. Характерной чертой этого этапа являлось возникновение локальных участков растяжения на фоне регионального сжатия [1]. Появившиеся в последнее время изотопные данные о возрасте различных магматических комплексов, входящих в состав Кольской щелочной провинции и образовавшихся в пределах Беломорской рифтовой зоны, позволяют предполагать возможность увеличения временного интервала становления щелочно-ультраосновных массивов и дайковых серий [4, 11, 17, 23, 24 и др.] от позднего силура до конца девона. Таким образом, формирование кварц-карбонатных жил с полиметаллическим оруденением и даек щелочных пикритов, щелочных базальтов и мелилититов в Порьегубском дайковом поле относятся к разным стадиям одной эпохи активизации рифтовой системы.

Можно предполагать, что на начальном этапе активизации в результате регионального сжатия литосферы возобновление движений по ранее сформированным разломам рифейской рифтовой системы происходило главным образом в сдвиговой форме. Регенерация системы трещиноватости, определяющей локализацию кварц-кар-

бонатных жил в Порьегубском районе, происходило в условиях, когда напряжение сжатия было ориентировано в направлении СВ–ЮЗ, возможно, субмеридионально (см. рис. 7, Б). Уменьшение тангенциальной составляющей тензора сжатия, ориентированной вдоль линии смещения по регенерированным разломам, обусловило переориентацию осей регионального поля напряжений и возникновение локальных аномалий. Жилы с кварц-карбонатной минерализацией формировались в древних сколовых трещинах, регенерированных на начальном этапе активизации, которые раскрывались при изменении локального поля напряжений, тогда как магистральные разломы могли служить проводником рудного вещества. С этим же этапом, вероятно, может быть связано и внедрение части щелочно-ультраосновных комплексов в других участках рифтовой системы Белого моря, в том числе и кимберлитов Терского берега, для которых установлен возраст 465–457 млн. лет [24]. Проявления кимберлитового магматизма в этом районе контролировались узлами пересечения регенерированных разломов северо-западного простирания, ограничивавших Ермаковский грабен, с новообразованными субширотными и северо-восточными нарушениями [9].

В дальнейшем на регенерированную рифтовую систему Белого моря, помимо интенсивного сжатия со стороны надвигового фронта каледонид, все большее влияние стало оказывать вращение литосферной плиты Восточно-Европейского кратона по часовой стрелке [25, 26], что привело к изменению ориентации поля напряжений в пределах отдельных линейных зон, обособленных в результате более ранних тектонических движений [1]. Пространственное положение даек в районе Порья губа – мыс Качинный, внедрявшихся по ранее образованным трещинам скалывания, контролировалось крупными разломами северо-западного простирания, движения по которым имели преимущественно сдвиговый характер (см. рис. 7, В). Значительного новообразования трещин на данном этапе не происходило, и дайки внедрялись, используя уже существовавшую систему трещин, круто ориентированных по отношению к оси наибольших растягивающих напряжений.

ВЫВОДЫ

Таким образом, в районе Порьегубского дайкового поля можно выделить как минимум два крупных этапа хрупких деформаций, проявившихся в процессе постсвекофеннской эволюции и сопровождавшихся магматической и/или гидротермальной деятельностью. На первом этапе, в связи с эксгумацией нижнекоровых комплексов, преобладала обстановка горизонтального сжатия в направлении СЗ–ЮВ, сопряженного со сдвигом,

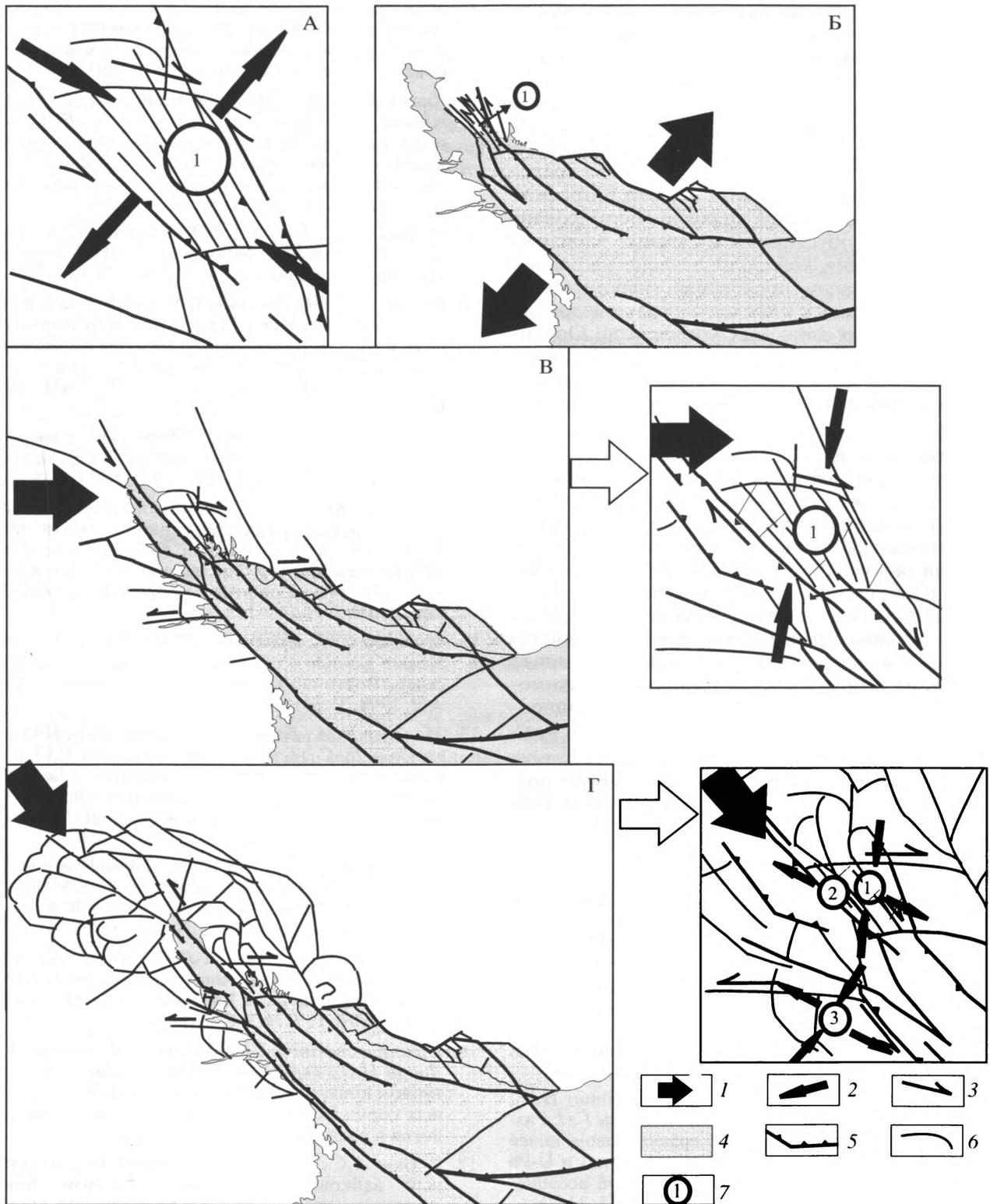


Рис. 7. Кинематические схемы различных этапов формирования и эволюции рифтовой системы Белого моря: А – предрифтовый этап (только для Пор'егубского района); Б – рифтовый этап; В – ранняя стадия палеозойского этапа активизации; Г – поздняя стадия палеозойского этапа активизации

1 – направление воздействия региональных тектонических напряжений; 2 – ориентировка осей локальных тектонических напряжений; 3 – направление преобладающих сдвиговых деформаций; 4 – осадочные породы рифея; 5 – основные тектонические ограничения рифтовой структуры Белого моря; 6 – прочие разломы; 7 – дайковые узлы и поля: 1 – Пор'егубский, 2 – Качинный; 3 – Кузакоцкий

в результате чего сформировалась серия субпараллельных трещин отрыва, определивших в дальнейшем положение одного из грабенов рифейского рифта Белого моря. Активизация рифтовой системы в среднем палеозое происходила в условиях регионального сжатия, которое привело к возникновению локальных зон растяжения в головных частях растущих разломов или в пределах систем регенерированных древних разрывов. Возобновление движений по ранее сформированным разломам обусловило локальные вариации полей напряжения, контролировавших на ранних этапах активизации проявление гидротермальной минерализации и в последующем – внедрение ультращелочных дайковых комплексов. Ориентировка локальных полей напряжений вдоль сдвиговых зон для каждого отдельного участка и крупного дайкового узла, скорее всего, была различной.

Прошедшие длительную эволюцию разломные структуры рифтовой системы Белого моря определили и активизацию тектонических движений на новейшем и современном этапах активизации. Возникновения дополнительных систем нарушений на новейшем этапе, очевидно, практически не происходило, и подвижки, интенсивность которых снижается в направлении с запада на восток, связаны с ранее существовавшими системами. Сейсмические события, зафиксированные по берегам Кандалакшского залива, по-видимому, обусловлены именно этими дифференцированными движениями в современном рифте Кандалакшского залива.

Исследование проведено при финансовой поддержке РФФИ (проекты 03-05-64981 и 04-05-64554).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балугев А.С., Моралев В.М., Глуховский М.З., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геотектоника. 2000. № 5. С. 30–43.
2. Бибикина Е.В., Клаесон С., Глебовицкий В.А., Седова И.С., Ручьев А.М. Изотопное датирование свекофеннского этапа преобразования Беломорского пояса Балтийского щита // Геохимия. 2001. № 10. С. 1116–1119.
3. Богданова М.Н., Ефимов М.М., Сорехтин Н.О., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Рюнгген Г.И. Развитие полиметаморфизма в гранулитовом поясе Кольского полуострова (Колвицкая зона) и U-Pb датирование диафтореза анортозитовой ассоциации // Докл. АН. 1993. Т. 331. № 3. С. 332–334.
4. Гоголь О.В., Деленицин А.А. Новые Rb-Sr данные для Кольской щелочной провинции. Матер. конф. Геология и полезные ископаемые северо-запада и центра России. Апатиты: КНЦ РАН, 1999. С. 43–47.
5. Горбунов Г.И., Бельков И.В., Макиевский С.И. и др. Минеральные месторождения Кольского полуострова. Л.: Наука, 1981. 272 с.
6. Жиров К.К., Лоскутов А.В., Кравченко М.П. и др. Аномальный свинец из гидротермальных жил Кандалакшского побережья Кольского полуострова // Геохимия. 1969. № 7. С. 891–893.
7. Казанский В.И., Лобанов К.В., Кузнецов А.В., Савицкий А.В., Морозов Ю.А., Шолло В.Н., Шаров Н.В. Гидротермальная полиметаллическая минерализация переходной зоны “Суша–Море”, Печенгский рудный район (Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 3. С. 195–214.
8. Казьмин В.Г., Бяков А.Ф. Континентальные рифты: структурный контроль магматизма и раскол континентов // Геотектоника. 1997. № 1. С. 20–31.
9. Калинин М.М., Поляков И.В. Кимберлиты и родственные им породы Терского берега Кольского полуострова // Благородные металлы и алмазы севера Европейской части России: Тез. докл. регион. симпозиума. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1995. С. 690–692.
10. Константиновский А.А. Рифейский Онежско-Кандалакшский грабен Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1977. № 3. С. 38–45.
11. Крамм У., Когарко Л.Н., Кононова В.А. Средний и поздний девон – краткий период магматической активности в палеозойской Кольской щелочной провинции (Россия и Финляндия): Rb-Sr исследования // Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993. С. 148–168.
12. Моралев В.М., Аракелянц М.М., Балугев А.С. и др. Новые данные о среднепалеозойском магматизме севера Восточно-Европейской платформы // Докл. АН. 1998. Т. 361. № 4. С. 514–517.
13. Моралев В.М., Балугев А.С., Ларин Н.В., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Геохимия РЗЭ и зональность размещения щелочных пород Беломорского дайкового пояса как свидетельство пропагации Кандалакшского палеорифта // Геохимия. 2002. № 5. С. 499–512.
14. Моралев В.М., Самсонов М.Д. Формирование трещиноватости в габбро-анортозитах Колвицкого массива на Кольском полуострове // Изв. вузов. Геология и разведка. 2002. № 3. С. 15–22.
15. Никитина Л.П., Левский Л.К., Лохов К.И. и др. Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита // Петрология. 1999. Т. 7. № 3. С. 252–275.
16. Пржиялговский Е.С., Моралев В.М., Балугев А.С., Ларин Н.В., Терехов Е.Н. Новые данные о структурном контроле даек среднепалеозойских щелочных пород Беломорского пояса // Изв. вузов. Геология и разведка. 1996. № 5. С. 3–10.
17. Рухлов А.С., Иваников В.В., Белл К. Рекуррентный дайково-диатремный магматизм Кандалакшского грабена (Кольская щелочная провинция) // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. Материалы международной конференции. Петрозаводск. КарНЦ РАН, 1999. С. 124–125.
18. Увадьев Л.И. Разломы района Кандалакшской губы Белого моря // Геотектоника. 1981. № 4. С. 20–30.

19. Федотова М.Г. Каледонская жильная минерализация Мурманского и Беломорского побережий Кольского полуострова. Апатиты: КНЦ РАН, 1990. 32 с.
20. Шарков Е.В. Массивы метагаббро–лабрадоритов–мангеритов Колвицких, Кандалакшских и Сальных тундр (Кольский полуостров) как интрузий шовного типа зоны глубинного разлома // Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974. С. 30–41.
21. Шарков Е.В. Анортозитовые ассоциации Кольского полуострова // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 5–61.
22. Юдин Б.А. Габбро-анортозитовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. Л.: Наука, 1980. 169 с.
23. Arzamastsev A., Belyatsky B. Highly depleted Archaean mantle beneath the Kola part of Fennoscandian Shield: Evidence from Sr-Nd isotope studies of the mantle nodules // SVEKALAPKO an EUROPROBE project. 2-nd Workshop. Lammi, Finland. 27–30.11.1997. Abstract. Dep. Geophysics: University Oulu, 1997. Report № 21. P. 13.
24. Delenitzin A.A., Gavrilenko B.V., Serov P.N., Bayanova T.B. Sm-Nd and Rb-Sr age determination of Yermakovskaya-7 kimberlite pipe, Tersky bereg, Kola region // SVEKALAPKO an EUROPROBE project. 6-th Workshop. Lammi, Finland. 29.11–2.12.2001. Abstract. Dep. Geophysics: University Oulu, 2001. Report № 24. P. 17.
25. Pesonen L.J., Torsvik T.H., Elming S.-A., Bylund G. Crustal evolution of Fennoscandia – palaeomagnetic constraints // Tectonophysics. 1989. Vol. 162. P. 27–49.
26. Svethurst M.A. A practical suggestion regarding the use of Scandinavian and Russian palaeomagnetic data to determine the paleo-position of Baltica in Ordovician time // Tectonophysics. 1992. Vol. 162/201. P. 65–73.
27. Wernicke B. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // Canad. J. Earth Sci. 1985. Vol. 22. P. 789–795.

Рецензенты: А.А. Щипанский,
В.Н. Шолто, Ю.А. Морозов

Evolution of Stress Fields in the Por'ya Guba Dike Field (Kandalaksha Gulf, White Sea)

T. I. Vasil'eva and E. S. Przhiyalgovskii

Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

e-mail: tania@ilran.ru

Abstract—The tectonic evolution of the Por'ya Guba segment of the White Sea Rift System began in the late Paleoproterozoic, i.e., soon after completion of the Svecofennian collision. The fracture system that controlled localization of the lamproite dike complex was formed under conditions of horizontal compression combined with shear. Subsequently, this system predetermined the location of a rift-graben segment that formed as a result of simple shear. The reactivation of the rift system in the Middle Paleozoic proceeded in two stages. The first stage, when strike-slip movements along previously formed faults predominated, resulted in formation of quartz–carbonate veins bearing base-metal mineralization. The veins that filled the shear fractures opened owing to local reorientation of the stress field. The second stage fitted the transtension conditions, and the Late Devonian alkaline ultramafic dikes of this stage intruded into the already existing fracture system, which was oriented at a roughly right angle to the predominant stress orientation.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРУКТУРООБРАЗУЮЩИХ ДЕФОРМАЦИЙ В РИФТОВЫХ ЗОНАХ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

© 2006 г. А. Л. Грохольский, Е. П. Дубинин

*Музей землеведения Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова,
Воробьевы горы, Москва, 119992*

Поступила в редакцию 23.11.2004 г.

Рассмотрены современные методы физического моделирования структурообразующих деформаций в зонах растяжения океанической литосферы, различающиеся экспериментальным оборудованием, типом модельных веществ и методикой экспериментов. Проведенное нами моделирование в рамках упруго-пластичной модели показало, что при растяжении хрупкого слоя литосферы происходит нарушение его сплошности и образование рифтовой трещины по механизму продвижения “бегущей” трещины. Результаты моделирования позволили выявить качественную картину образования разломов и трещин в пределах рифтовой зоны, установить особенности сегментации рифтовой трещины, а также прояснить закономерности формирования различных структур (изгибы оси, эшелонные трещины, нетрансформные смещения, мелкие и крупные перекрытия и т.д.) в разных геодинамических условиях спрединга. Моделирование показало, что образование и развитие структур разного типа зависит от толщины литосферы на оси рифта, ширины зоны ее прогрева, направления спрединга и в меньшей степени от его скорости. При небольшой ширине зоны прогрева, локализованной вследствие наличия осевой магматической камеры, и при малой толщине литосферы (быстрый спрединг) формируется относительно прямолинейная рифтовая трещина, разбитая на сегменты, ограниченные мелкими смещениями с небольшим перекрытием или без него. При широкой зоне прогрева, обусловленной поднятием астеносферного клина или влиянием мантийного плюма, смещения рифтовых трещин становятся более выраженными, а деформации охватывают более широкую область. Если при этом увеличивается толщина литосферы, рифтовые трещины становятся менее линейными, а структурные неоднородности – более контрастными. На конфигурацию рифтовой трещины в плане, помимо толщины литосферы, оказывает влияние наклон рифтовой зоны к направлению растяжения: чем больше угол наклона, тем более выражена эшелонированность трещин. При любом типе спрединга образованию макротрещин предшествует образование продвигающегося фронта линейных микротрещин, которые нарушают верхний более хрупкий слой литосферы, формируя генеральное простираие рифтовой зоны. Это свидетельствует о том, что процесс продвижения трещин одновременно идет на разных масштабных уровнях.

ВВЕДЕНИЕ

Имеющаяся в настоящее время геолого-геофизическая информация свидетельствует о большом разнообразии морфотектонических структур, формирующихся в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов. Это разнообразие обусловлено, прежде всего, различными скоростями спрединга, особенностями процессов аккреции и глубинного строения коры, термическим состоянием литосферы рифтовых зон, кинематической нестабильностью и перестройками оси спредингового хребта.

Для понимания закономерностей структурообразования, напряженного состояния литосферы, формирования рельефообразующих деформаций, распределения разломов и трещин в рифтовых зонах важную роль играет экспериментальное моделирование процессов спрединга.

В последние годы появилось немало работ по экспериментальному моделированию процессов деформации земной коры и литосферы, которое привлекает исследователей во многом из-за наглядности получаемых с его помощью результатов. Если раньше набор модельных материалов был невелик и ограничивался, в основном, применением парафина, воска и глины различной консистенции, то сейчас этот ряд значительно расширился в связи с переходом от простых, однородных и однослойных моделей к сложным и многослойным с различной реологией материалов. Наибольшей популярностью (особенно в Европе) пользуются кварцевый песок, с помощью которого моделируются верхние, хрупкие слои коры, и разные типы силикона, который обладает пластическими свойствами и моделирует более глубокие слои литосферы. Продолжают использоваться в экспериментах различные глины, парафины. Проводились эксперименты, в которых

в качестве модельных веществ применялись сироп, сахара, мед, жир и др.

Рассматривая экспериментальное изучение процессов растяжения земной коры и литосферы, большинство опубликованных в последнее время работ условно можно разделить на три группы: 1) изучение структурообразования в континентальных рифтах [9, 10, 16, 17, 37, 42, 63, 64]; 2) изучение процессов деформации сдвига [11, 21, 24, 46, 48, 61, 65], особенно при моделировании континентальных бассейнов типа "pull-apart" [15, 29, 38, 41, 45, 47]; 3) изучение образования морфоструктурного плана осевых участков океанических рифтовых зон и трансформных разломов [1–6, 13, 15, 20, 30, 39, 40, 53, 54, 57, 58].

В настоящей работе рассмотрены основные результаты экспериментальных исследований по моделированию процессов океанического спрединга, связанные с формированием рифтовой трещины, структурообразованием и сегментацией рифтовых зон срединно-океанических хребтов.

МОДЕЛИРОВАНИЕ РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЯ И МОРФОЛОГИИ РИФТОВЫХ ДОЛИН С УЧЕТОМ РЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРАТИФИКАЦИИ ЛИТОСФЕРЫ

Р. Тибо с соавторами [58] провели моделирование процесса растяжения вдоль сегментов медленноспрединговых хребтов с целью выяснения влияния вдольосевых вариаций толщины коры и термической структуры литосферы на закономерности в разломообразовании и морфологии осевых участков рифтовых долин. Хрупкие и пластичные слои литосферы моделировались кварцевым песком и силиконовой пастой, соответственно. Маловязкая верхняя астеносфера моделировалась сиропом. В экспериментах исследовалось влияние толщины хрупкого слоя и вязкости пластичного слоя на картину деформации и закономерности образования структур.

Проведенные опыты показали, что ширина зоны деформации увеличивается с толщиной хрупкого слоя и с наличием сильновязкого слоя под ним. Эти соотношения согласуются с наблюдением расширения зоны деформации в направлении концов сегментов, которое может коррелироваться с утолщением хрупкого слоя литосферы и увеличением вязкости пластичного слоя, вызванного заглублением изотерм и утонением коры [58]. Эти выводы подтверждаются теоретическими исследованиями, приведенными в работах [52, 56], и глубинами очагов землетрясений, полученными в рифтовых зонах медленно раздвигающегося Срединно-Атлантического хребта [31, 66].

Эксперименты с различной толщиной хрупкого слоя позволили установить, что количество разломов и глубина осевого рифта увеличиваются с толщиной хрупкого слоя. Присутствие сильновязкого слоя под хрупким приводит к рассеянной деформации и формированию широкого и мелкого грабена с большим количеством малых сбросов. Малая вязкость пластичного слоя локализует деформацию вдоль нескольких сбросов с большим смещением, формирующих глубокий узкий грабен. Эксперименты с вариациями толщины хрупкого слоя свидетельствуют о том, что она играет менее важную роль, чем изменение вязкости пластичного слоя [58].

Экспериментальные результаты также предполагают, что эволюция сбросообразования зависит от прочностных характеристик литосферы в целом, а не только от толщины хрупкого слоя. Результаты моделирования подтвердили данные о том, что в центральных частях рифтовых сегментов осевая долина узкая и глубокая и деформации концентрируются в небольшом количестве высокоамплитудных сбросов. На краях сегментов деформации распределяются среди многочисленных небольших сбросов. Такой стиль деформации наблюдается на обеих сторонах оси сегментов, ограниченных структурной неоднородностью с нулевым смещением [25], и на внешних углах сегментов, ограниченных структурной неоднородностью со значительным смещением [23].

Вдольосевые вариации в картине деформации также зависят от изменения термического состояния литосферы и прогремости мантии вдоль простираения сегмента [32, 59, 60], от длины сегмента и величины латерального смещения оси [40, 43].

МОДЕЛИРОВАНИЕ РИФТОВЫХ ЗОН С ОРТОГОНАЛЬНЫМ И НАКЛОННЫМ РАСТЯЖЕНИЕМ

М. Кип и К. Макклей [30] провели моделирование многофазных океанических рифтовых систем, чтобы выявить, каким образом структуры, заложившиеся на начальных фазах растяжения, влияют на структурный план осевой зоны рифта на более поздних фазах растяжения. В качестве модельного вещества авторы использовали кварцевый песок и силикон. Рассматривались две кинематические последовательности: ортогональное растяжение, переходящее в наклонное (30, 45, 60 и 75° к оси рифта), и наоборот.

Эксперименты показали, что структуры, образованные в течение первой фазы растяжения, оказывают значительное влияние на картину разломов, формирующихся в процессе второй фазы растяжения. При этом влияние разломов первой фазы на разломы второй фазы в случае кинематической последовательности наклонное–орто-

гональное растяжение было большим, чем для последовательности ортогональное–наклонное растяжение. В моделях, когда ортогональное растяжение предшествовало наклонному, ориентация разломов изменялась от параллельной к оси рифта к сильно наклонной и перпендикулярной к вторичному направлению растяжения. При больших углах наклона формировались более многочисленные короткие разломы с падением плоскостей в разные стороны.

В опытах, в которых наклонное растяжение первой фазы предшествовало ортогональному растяжению в процессе второй фазы, изменялись количество разломов, глубина осевого грабена, а также ориентация разломов в разрезе – от внешних листрических к внутренним плоскоподобным. Простирание разломов наклонной фазы растяжения было не ортогонально его направлению, вследствие влияния ориентации зоны растяжения в основании модели. Следующее за наклонным ортогональное растяжение модели приводило к соединению этих разломов, но в общей картине была заметна унаследованность структур от первой наклонной фазы растяжения [30].

На основе проведенных опытов были выявлены основные структурные элементы двух фаз рифтинга: выступы, углубления, изгибы разломов вдоль их простирания. Степень сегментации ограничивающих рифт разломов частично зависела от угла наклона растяжения. Большие углы наклона приводили к большей сегментации систем разломов, ограничивающих рифт.

Таким образом, эксперименты показали, что характерными особенностями рифтов, испытывающих наклонное растяжение, являются сильно сегментированные разломы с падением плоскостей в разные стороны. Такое структурообразование более характерно для наклонного растяжения, являющегося вторичной фазой деформации. В рифтах, где ортогональное растяжение накладывалось на наклонное, вторая фаза деформации приводила к образованию объединенных систем разломов с сильными изгибами и углублениями вдоль простирания, отражающими унаследованность структур от первичного строения рифта [30].

Сравнение экспериментальных результатов с природными аналогами многофазных рифтовых систем показало, что многие рифты подверглись многократному растяжению с различным направлением (например, хребты Рейкъянес и Мона в северной Атлантике). Так, на хребте Мона в результате произошедшей 27 млн. лет назад реорганизации границ плит произошло изменение в направлении растяжения с ортогонального на наклонное, но хребет при этом сохранил свою генеральную ориентацию [19]. В результате в пределах осевой зоны спрединга сформировались

сильно сегментированные системы эшелонов разломов растяжения.

И. Март и О. Дотей [39] провели эксперименты по моделированию рифтов с наклонным растяжением. Они использовали трехслойную модель, состоящую из кварцевого песка, силиконовой пасты и меда. Песок моделировал верхний хрупкий коровый слой, силиконовая паста – более глубокий пластичный. Внизу располагался слой меда, который воспроизводил маловязкую верхнюю астеносферу, подстилающую литосферу. Проведенные эксперименты показали постепенный рост деформации в хрупком слое. В пластичном слое деформации оценивались после того, как в конце опыта верхний песчаный слой удался. В процессе нормального растяжения модели формировалась единственная рифтовая структура, которая продвигалась от заданного ослабления в хрупком слое. Со временем рифт расширялся и удлинялся не только за счет растяжения, но и вследствие воздействия диапиров, поднимающихся от пластичного силиконового слоя, проникающих в хрупкий слой и создающих дополнительное давление в осевой зоне. Восхождение диапиров способствовало поднятию бортов рифтовой долины и увеличению скорости деформации. При косом растяжении вначале образовывались эшелоны рифтовых бассейнов типа “*pull-apart*”, нормальные к направлению растяжения. В процессе растяжения они удлинялись, но поперечное расстояние между ними не менялось. Ограничивающие бассейны нормальные сбросы в переходных зонах между ними в плане были рассеянными. Бассейны затем соединялись в единый рифт, но их начальная эшелонированность сохранялась в объединенном рифте [39].

Удаление верхнего слоя песка после окончания опыта показало, что интрузивная зона, через которую силикон внедрялся в хрупкий слой, очень узкая. В переходных зонах между рифтовыми бассейнами диапиры также внедрялись, но не достигали поверхности.

Эксперименты, в которых направление растяжения имело меньший угол наклона, показали, что рифтовые бассейны могут не соединяться между собой. Поэтому авторы полагают, что наряду с толщиной хрупкого и пластичного слоев и скоростью деформации соотношением между растягивающей и сдвиговой компонентами является существенным фактором, влияющим на конфигурацию осевых рифтовых бассейнов.

Авторы этого исследования [39] считают, что эшелоны бассейнов типа “*pull-apart*” и мелких рифтов, разделенных приподнятыми порогами переходных зон в пределах крупной рифтовой системы, являются признаком наклонного рифтинга, а образование рифтов и интрузий в виде диа-

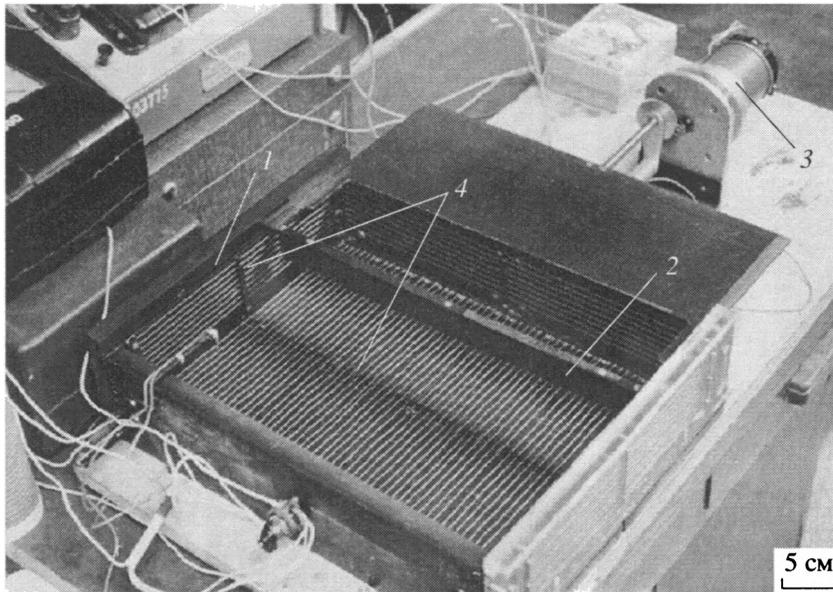


Рис. 1. Экспериментальная установка для моделирования процесса деформации литосферы
1 – текстолитовая ванна; 2 – поршень; 3 – электромеханический привод; 4 – нагреватели

пиров представляют два аспекта одного и того же тектонического процесса.

Несмотря на то, что рассмотренные выше экспериментальные результаты во многом проясняют реальные природные ситуации, сравнение их с конкретными природными структурами показывает, что последние оказываются более сложными, чем представленные в моделях. Это связано с тем, что некоторые задачи геодинамики рифтовых зон требуют совместного рассмотрения процессов деформации тектонической среды и термического состояния литосферы в осевых зонах спрединга.

ТЕРМОМЕХАНИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ РАСТЯЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ В РИФТОВЫХ ЗОНАХ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

Моделирование деформаций литосферы в процессе аккреции океанической коры

Применяемые при данном типе моделирования модельные материалы обеспечивают выполнение подобия по таким параметрам, как предел текучести, плотность, температура солидуса, температуропроводность. Это модельное вещество представляет собой сложную коллоидную систему, основой которой являются жидкие (минеральное масло) и твердые (церезин, парафин) углеводороды с различными поверхностно активными добавками. Модельный материал обладает упруго-вязко-пластическими свойствами, зависящими в количественном и качественном отноше-

нии от состава, температуры и технологии приготовления моделей. Варьируя эти параметры и условия эксперимента, можно добиваться необходимых качественных и количественных свойств модельных материалов, удовлетворяющих критериям подобия. Так, например, для моделирования процессов образования рифтовых трещин в осевых зонах срединно-океанических хребтов, значения температуры и скорости деформации подбирались таким образом, чтобы модельное вещество разрушалось как хрупкое тело, т.е. путем развития в нем индивидуальных трещин.

Опыты проводились на экспериментальной установке, представляющей собой текстолитовую ванну с поршнем, движущимся с помощью электромеханического привода (рис. 1). Нагреватели, расположенные внутри установки, поддерживали равномерное температурное поле модельного вещества в процессе проведения экспериментов. Электромеханический привод позволял проводить деформации модельной плиты с переменными скоростями растяжения, с разными направлениями растяжения (ортогональный, наклонный или косою спрединг) и разными значениями толщины модельной литосферы, отвечающими быстро и медленно раздвигающимся спрединговым хребтам.

В экспериментах по моделированию процессов спрединга соблюдались критерии подобия, подробно описанные в работе [12]. Отметим, что от величины основного критерия подобия $\tau_s / \rho g H = \text{const}$ (1) зависит характер заложения трещин при хрупком или пластичном разрушении (τ_s – предел прочности среды, ρ и H – плотность и толщина слоя, g – ускорение свободного падения) [54].

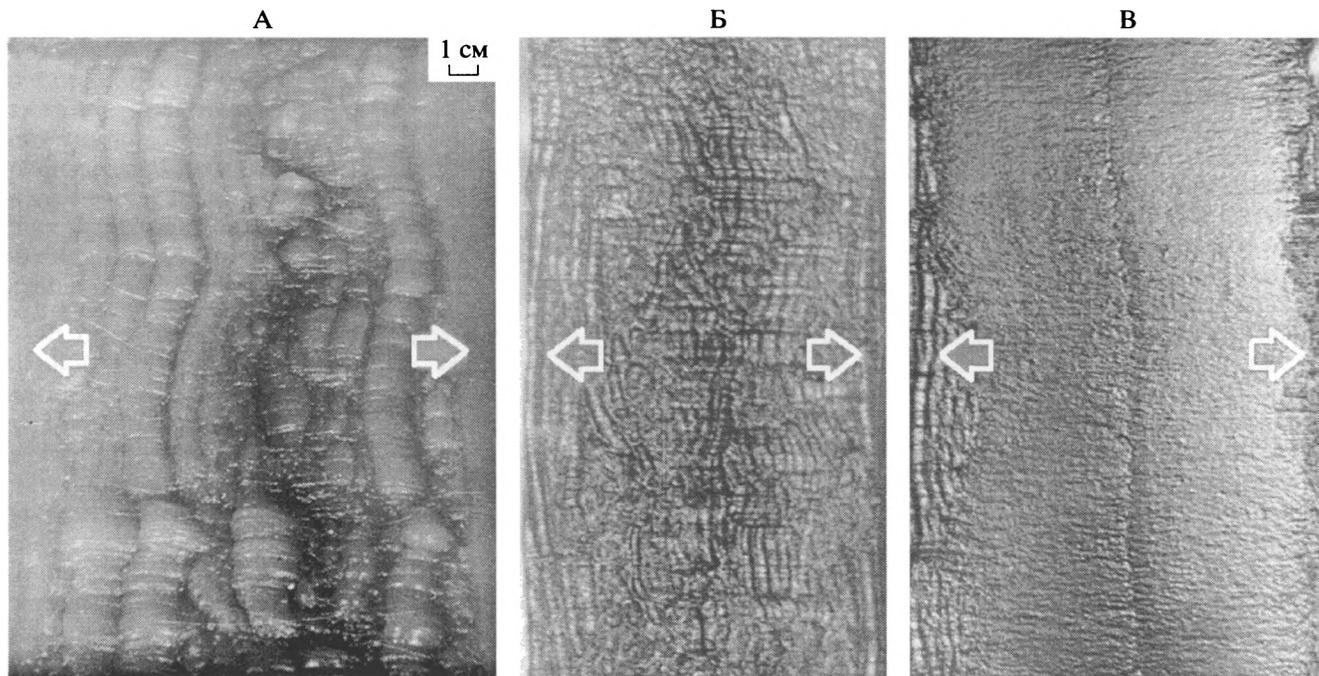


Рис. 2. Зависимость рельефа в модели от скорости спрединга V : А – $V = 1.75 \times 10^{-5}$ м/с; Б – $V = 2.1 \times 10^{-5}$ м/с; В – $V = 3 \times 10^{-5}$ м/с

При $\tau_s/\rho g H > 1$ в процессе хрупкого разрушения трещины закладываются вертикально и ортогонально направлению растяжения. Разрушение пластичной плиты ведет к образованию зоны локализации деформаций в виде симметричного утонения, ориентированной в плане под углом $\sim 60^\circ$ к направлению растяжения. Если $\tau_s/\rho g H \leq 1$, то при хрупком растяжении трещины закладываются под углом $\sim 45^\circ$ к поверхности слоя без потери контакта между участками плиты, которые они разделяют, и также ортогонально к оси растяжения. При таком растяжении происходит асимметричное утонение плиты. При этих же условиях в процессе пластичного разрушения утонение в зоне локализации деформаций идет преимущественно снизу плиты, формируя симметричное развитие рифтовой долины. К первому типу разрушения относятся быстро раздвигающиеся хребты с тонкой и хрупкой литосферой на оси рифта, которую трещины секут от поверхности до подошвы. Второму типу соответствуют медленно раздвигающиеся хребты с более толстой литосферой в осевой зоне рифта, которая в нижней части подвержена пластичным деформациям, а в верхней хрупким. При этих деформациях плита проходит стадии как симметричного (пластичное разрушение), так и асимметричного (хрупкое разрушение) утонения.

Моделирование медленного спрединга океанического дна [37, 54] показало, что модельный спрединг, как и в природе, приводит к формированию регулярного рельефа дна, выраженного в

периодической последовательности валообразных поднятий (абиссальных холмов), разделенных соответствующими депрессиями. Такая последовательность рельефа является следствием неустойчивых термомеханических процессов в осевой зоне спрединга, приводящих к периодическому разрыву литосферы в ней. При этом получается такая же зависимость параметров рельефа от скорости растяжения, что и в реальных условиях.

На рис. 2 представлены экспериментальные результаты деформации модельной литосферы в процессе ее аккреции при медленных, средних и быстрых скоростях растяжения и сравнение их с соответствующим наблюдаемым рельефом рифтовых зон срединно-океанических хребтов (рис. 3) (см. также работу [54]). Для медленных хребтов характерен сильно расчлененный рельеф с грубыми формами (см. рис. 2, А; 3, А). По мере увеличения скорости спрединга рельеф становится менее расчлененным и контрастным (см. рис. 2, Б, В; 3, Б, В).

Эксперименты также показали, что медленный спрединг океанического дна является очень нестабильным и включает в себя различные типы локальных перескоков оси спрединга (в пределах рифтовой зоны) на расстоянии порядка 10 км с периодом времени порядка 10^5 – 10^6 лет, зависящим от $V_{спр}$. На основе проведенных опытов была предложена модель формирования океанической литосферы в областях медленного спрединга. Ось спрединга обычно перескакивает на стенки рифтовой долины и приводит к квазипластичес-

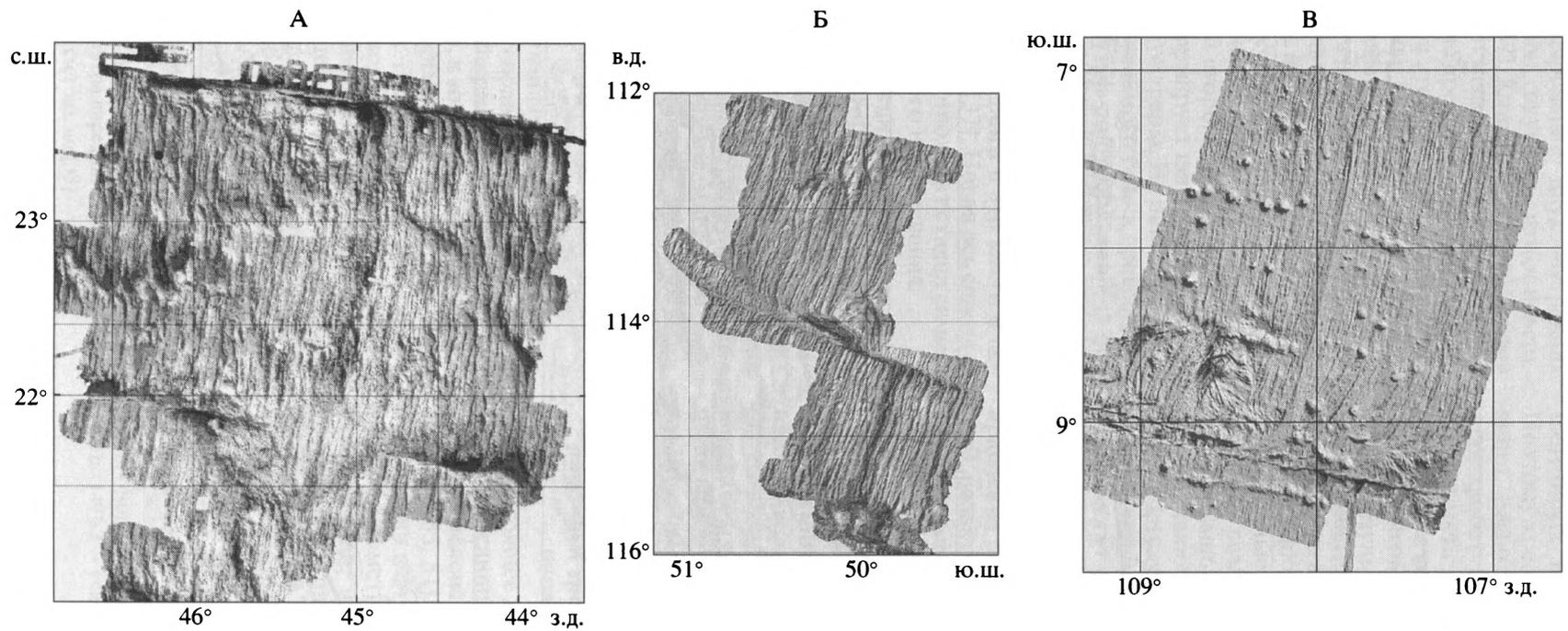
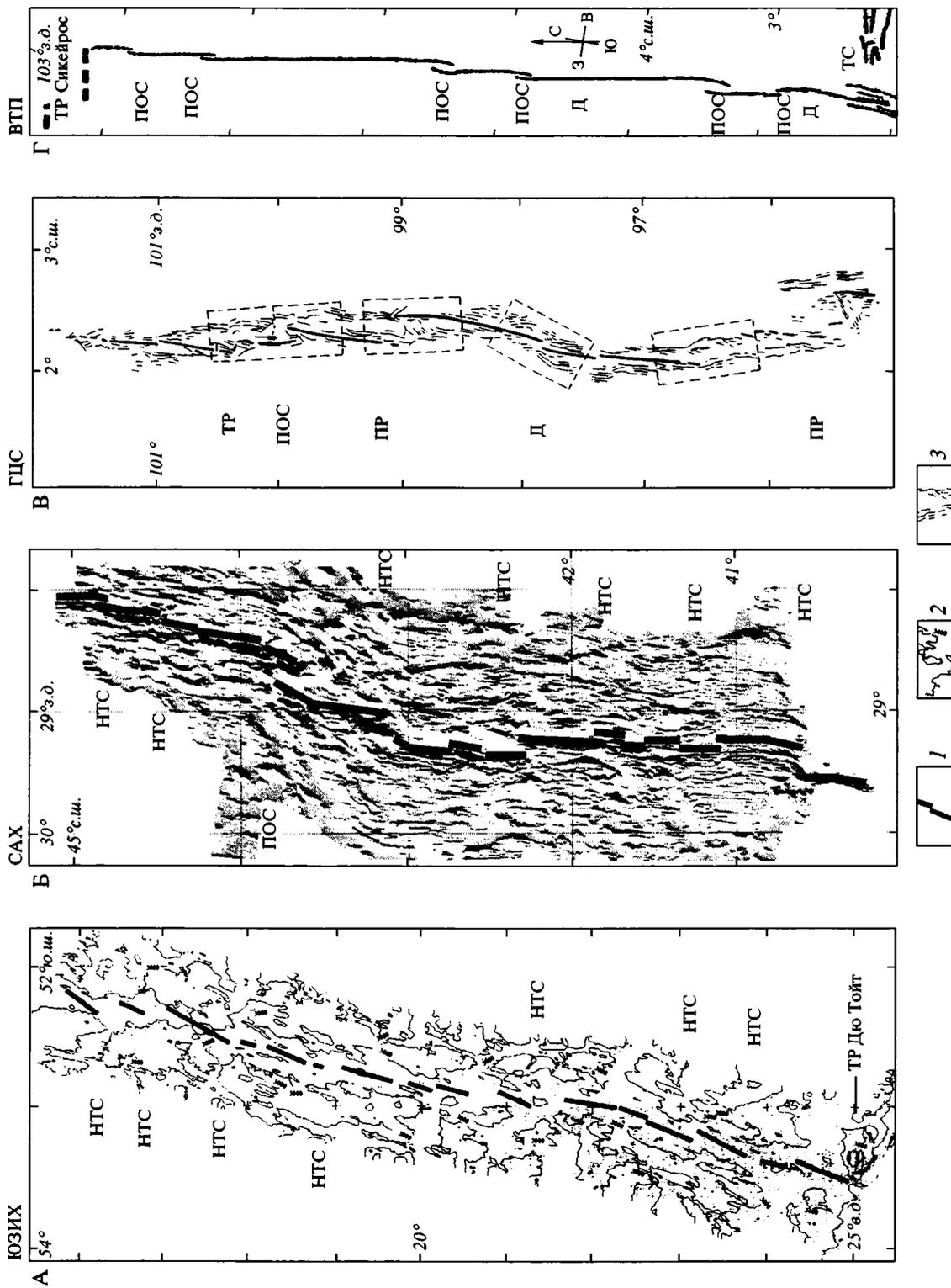


Рис. 3. Батиметрические карты участков спрединговых хребтов с разными скоростями спрединга: А – Срединно-Атлантический хребет ($V_{\text{спр}} = 2.6$ см/год), по [36]; Б – Юго-Восточный Индийский хребет ($V_{\text{спр}} = 7.5$ см/год), по [34]; В – Восточно-Тихоокеанское поднятие ($V_{\text{спр}} = 12$ см/год), по [26]



кому растяжению литосферы в определенном месте, а затем к формированию двух внутренних главных разломных зон, секущих плиту от поверхности до основания [37]. Клин, разделенный этими участками, поднимается симметрично вверх до момента, когда движение прекращается вдоль одной из разломных зон, при этом продолжается движение вдоль другой зоны. С этого момента деформации становятся асимметричными. Материал, кристаллизующийся в основании литосферы, вытягивается вдоль активной зоны к верхним горизонтам плиты и к ее поверхности. Этот процесс ведет к неизостатическому поднятию центральных участков вытягиваемого блока и понижению участков дна с другой стороны активной разломной зоны, которая формирует центр асимметричного наращивания литосферы. На некоторой стадии прочность вытягиваемого блока превышает в новом месте внутри рифтовой долины под действием как горизонтальных напряжений, так и вертикальных неизостатических сил. Это вновь приводит к разрушению литосферы и к следующему перескоку оси спрединга в это место и повторению полного цикла [37]. Новая ось спрединга в своем развитии вновь проходит стадии симметричного и асимметричного наращивания.

Нестационарность спрединга влияет на развитие рифтовой долины. Ее форма и размеры непрерывно изменяются вследствие асимметричного спрединга и перескоков его оси. Величина перескоков, размер долины и амплитуда рельефа зависят от суммарной прочности τ , литосферы на оси спрединга, которая является функцией как скорости спрединга $V_{\text{спр}}$, так и температуры мантии. Чем ниже $V_{\text{спр}}$, тем больше толщина литосферы H и τ , и больше неизостатический рельеф, который может поддерживаться литосферой перед ее разрушением, приводящим к перескоку оси спрединга [54].

Рассмотренный механизм наращивания океанической литосферы справедлив для постоянной $V_{\text{спр}}$ и постоянной температуры мантии. В других местах, как, например, в зонах сочленения рифтовых долин и трансформных разломов, ось спрединга контактирует с более холодной и старой литосферой. Это приводит к понижению мантийной температуры и заглоблению рифтовой долины, которая имеет здесь существенно асимметричную форму с аномально приподнятым бортом внутреннего угла. В областях с повышенной тем-

пературой мантии, как, например, в окрестности мантийных плюмов, литосфера более тонкая. Поэтому хребты с небольшими скоростями спрединга, расположенные в таких районах (например, хребет Рейкьянес с $V_{\text{спр}} = 1.5-2.0$ см/год), могут иметь многие черты (рельеф, осевая магматическая камера и др.), характерные для быстроспрединговых хребтов.

Из результатов экспериментов следует, что вдоль простираания рифта локальные перескоки оси спрединга даже на смежных сегментах происходят не одновременно, в разных направлениях и на различные расстояния. Это приводит к формированию различных типов морфоструктур (нетрансформных и трансформных смещений оси), ограничивающих сегменты длиной от первых до нескольких десятков километров. Структуры, ограничивающие сегменты и смещающие ось спрединга, могут расти в ширину, переходить одна в другую (нетрансформное смещение в трансформный разлом или наоборот), а также могут исчезнуть. Это зависит от последовательности и направления перескоков оси.

В развитие этих экспериментов мы провели моделирование деформаций и разрушения литосферы на начальном этапе формирования рифтовой трещины и формирования новой океанической коры в условиях разных скоростей спрединга, мантийных температур, толщины осевой литосферы и ширины осевой зоны прогрева. Растяжению подвергалась однослойная модель литосферы со свойствами, меняющимися от хрупких до пластичных. Эти эксперименты воспроизводят процессы кристаллизации и наращивание толщины модельной литосферы только снизу.

Моделирование формирования и сегментации рифтовой трещины в процессе растяжения океанической литосферы

В настоящее время вдоль простираания рифтовых зон срединно-океанических хребтов в основном определена иерархия структурных элементов [7, 8, 35, 51]. Выделены различные масштабные уровни сегментов, от нескольких до сотен и тысяч километров, ограниченные структурами разного типа: изгибами оси, или девелами, небольшими нетрансформными смещениями, перекрытиями осей спрединга, трансформными разломами, тройными соединениями (рис. 4).

Рис. 4. Тектоническая сегментация участков осевых зон срединно-океанических хребтов с разными скоростями спрединга: А – участок Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ) ($V_{\text{спр}} = 1.6$ см/год), по [28]; Б – участок Срединно-Атлантического хребта (САХ) к северу от Азорского плато ($V_{\text{спр}} = 2.4$ см/год); батиметрическая карта, по [27]; В – участок Галапагосского центра спрединга (ГЦС) ($V_{\text{спр}} = 5.9$ см/год), по [49]; Г – участок Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) ($V_{\text{спр}} = 14$ см/год), по [33]

ТС – тройное соединение, ТР – трансформный разлом, ПР – продвигающийся рифт, НТС – нетрансформное смещение, ПОС – перекрытие осей спрединга. Д – девел.

1 – ось спрединга, 2 – батиметрия, 3 – разломы и трещины



Рис. 5. Последовательность подготовки литосферы осевой зоны спрединга в модели
Объяснения в тексте

Морфологическая выраженность, морфометрические характеристики, а также глубинное строение литосферы структур различных масштабов уровней зависят от скорости спрединга и температуры мантии. В то же время для образования различных структур и их последующей эволюции важным фактором является механическое разрушение хрупких слоев литосферы в осевой рифтовой зоне, при котором происходит образование трещин. В связи с этим целью этих экспериментов было моделирование особенностей формирования и развития морфоструктурных неоднородностей рифтовых зон в зависимости от

значений толщины хрупкого слоя литосферы, скорости и направления спрединга.

Нами было проведено около ста пятидесяти экспериментов по исследованию разрушения модельной литосферы по механизму бегущей трещины. В опытах менялись такие параметры, как скорость V и направление растяжения, толщина H и ширина D деформируемой области – утоненной области прогрева осевой зоны спрединга. Опыты проводились при различных значениях модельных параметров, чтобы определить возможные варианты развития трещин.

На первой стадии эксперимента при $t = t_0$ модельное вещество, моделирующее расплавленный материал, подстилающий осевые зоны океанических рифтов, помещается в установку и нагревается до состояния плавления (рис. 5, а). В момент времени $t = t_1$, после достижения им необходимой температуры плавления, начинается его охлаждение сверху (см. рис. 5, б). При этом температура на дне и боковых стенках установки поддерживается в течение всего опыта. Модельное вещество охлаждается сверху и образует корку (модельную литосферу), которая приваривается к поршню и противоположной стенке ванны. Для получения ослабленной, утоненной литосферы в аномально прогретой осевой зоне в определенный момент времени $t = t_2$ закристаллизовавшееся модельное вещество вырезается, а его место заполняет нижеплавленное расплавленное модельное вещество, имитирующее астеносферу. При этом охлаждение сверху продолжается (см. рис. 5, в). Этот процесс контролируется, и после того, как во время $t = t_3$ модельная плита в осевой зоне спрединга и вне ее достигнет необходимой для данного эксперимента толщины H , начинается ее горизонтальное растяжение (см. рис. 5, г). Входящий в состав экспериментального комплекса блок визуализации позволяет проводить фотосъемку получающихся экспериментальных картин из любой точки (сверху, сбоку) вокруг установки.

Для параметров оригинала были приняты следующие значения: $\tau_s^0 = 50$ МПа (это значение τ_s^0 характеризует слой у поверхности плиты, у подошвы $\tau_s^0 = 0$); $\rho^0 = 2.8 \times 10^3$ кг/м³; $H^0 = (1.5-6) \times 10^3$ м (индексы “о” и далее “м” означают соответственно оригинал и модель).

Параметры модели варьировались в некоторых пределах. С учетом (1) они были следующими: $\tau_s^m = 20-60$ Па; $\rho^m = 0.86 \times 10^3$ кг/м³; $H^m = (2-8) \times 10^{-3}$ м. Значения τ_s^m и ρ^m характеризуют модельное вещество при комнатной температуре, равной $T = 23^\circ\text{C}$.

Ортогональный спрединг. В первой серии экспериментов проводилось растяжение однородно-

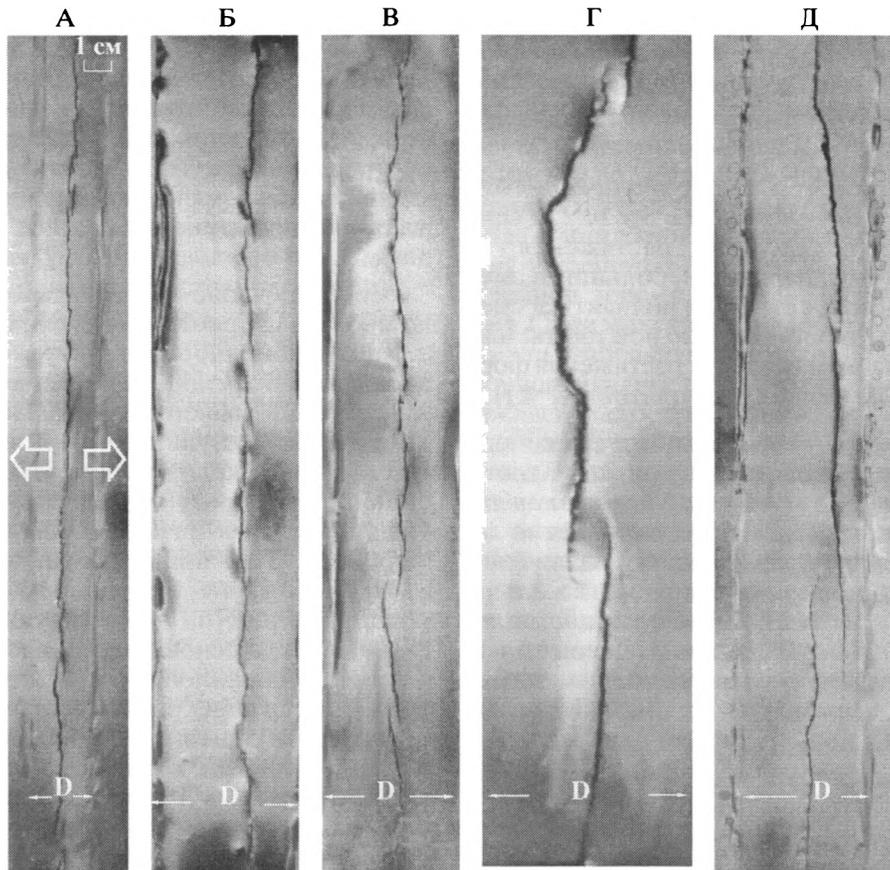


Рис. 6. Результаты экспериментов по ортогональному растяжению однородного слоя. Фото, вид сверху.

А – $H = 2 \times 10^{-3}$ м, $D = 2 \times 10^{-2}$ м, $V = 1.35 \times 10^{-5}$ м/с; Б – $H = 2 \times 10^{-3}$ м, $D = 5 \times 10^{-2}$ м, $V = 3.75 \times 10^{-5}$ м/с; В – $H = 2 \times 10^{-3}$ м, $D = 5 \times 10^{-2}$ м, $V = 2.15 \times 10^{-5}$ м/с; Г – $H = 2 \times 10^{-3}$ м, $D = 10^{-1}$ м, $V = 3.75 \times 10^{-5}$ м/с; Д – $H = 6 \times 10^{-3}$ м, $D = 5 \times 10^{-2}$ м, $V = 2.15 \times 10^{-5}$ м/с

го слоя с толщиной $H = 2 \times 10^{-3}$ м. Скорость растяжения V менялась от 3.75×10^{-5} м/с до 0.5×10^{-5} м/с. Сам растягиваемый слой представлял собой линейную зону локализации деформаций (область прогрева осевой части рифта) шириной $D = 2$ см и длиной 40 см (длина ванны). Вне этой зоны модельная плита была несколько толще (см. рис. 5, г). В процессе подготовки эксперимента нижняя граница приобретает плавный переход к соседним, более толстым, участкам модельной плиты. Учитывая соотношение D/H в модели, можно определить, что ширина ослабленной осевой зоны в оригинале составляет первые километры, что соответствует ширине верхней части коровых магматических камер, располагающихся под быстросрединговыми хребтами.

Результаты экспериментов, проведенных в вышеотмеченном интервале скоростей, были следующими. В начале опыта слой испытывал равномерное осевое растяжение без каких-либо нарушений его поверхности. Затем происходило разрушение материала в линейной зоне, где тол-

щина модельной плиты наименьшая. На поверхности появлялась картина смещенных трещин, перекрывающихся или не перекрывающихся между собой (рис. 6, А). Ширина смещений (w) была соизмерима с толщиной модельной плиты и варьировала от первых сотен метров до первых километров в пересчете на оригинал. В этих опытах ширина между смещенными трещинами в основном была меньше H слоя. Картина небольших смещений в экспериментах получалась очень быстро, т.е. при первоначальном разрушении модельной плиты. И только после этого начиналось продвижение трещин, которое заканчивалось замыканием перекрытий косым разломом. Дальнейшее растяжение модели приводило к образованию единой по простиранию трещины. Изменение скорости растяжения от опыта к опыту показало, что экспериментальная картина, в целом, не менялась, за исключением того, что время заложения трещин увеличивалось и, начиная со значений скорости $V = 1.35 \times 10^{-5}$ м/с, становилось заметным образование линейного поля мик-

ротрещин, предшествующего образованию макротрещин (сегментов), образующих мелкие смещения или перекрытые трещины. Микротрещины ориентированы, в целом, ортогонально направлению растяжения.

Затем в экспериментах была увеличена толщина деформируемого слоя до $H = 3 \times 10^{-3}$ м. При относительно быстрых скоростях растяжения $V = (2.15-3.75) \times 10^{-5}$ м/с, наряду с небольшими смещениями с шириной $w < H$, стали появляться смещения с w , равной толщине модельной плиты или больше. С уменьшением скорости растяжения формировались системы мелких перекрытий с $w \ll H$.

В следующей серии опытов по сравнению с первой ширина линейной ослабленной зоны, моделирующей осевую зону рифта, была увеличена до 4–6 см. В этих экспериментах независимо от скорости растяжения образовывались различные типы смещений с шириной, варьирующей в широких пределах (см. рис. 6, Б, В). Большинство из них были с $w \leq H$. Но отмечались смещения и перекрытия с шириной w больше толщины плиты, а в отдельных экспериментах их ширина превышала H в несколько раз. Если при этих же условиях продолжать увеличение ширины D осевой утоненной зоны, в модели наряду с небольшими формируются очень крупные смещения и перекрытия (см. рис. 6, Г).

При увеличении толщины модельного слоя до $H = 3 \times 10^{-3}$ м и при $D = 5$ см в экспериментах, как и в предыдущих сериях, формировались мелкие перекрытия с различной шириной смещений. В то же время стало появляться больше крупных перекрытий. Если отдельные системы трещин (вместе с мелкими перекрытиями) имеют достаточное смещение в поперечном направлении, то, продвигаясь навстречу одна другой, они могут образовать крупные перекрытия так же, как в опыте на рис. 6, Г.

Дальнейшее увеличение толщины модельной плиты до значений $H = 6 \times 10^{-3}$ м показало, что перед тем, как трещины формируются и начинают продвигаться, образуется линейная зона микротрещиноватости, которая движется впереди бегущей трещины. Это поле мелких трещин отмечалось также в первой серии опытов при небольшой толщине деформируемого слоя и медленной скорости растяжения. В этой серии опытов трещина распространялась очень быстро как единая. Вероятно, мелкие перекрытия с $w < H$ формировались, но зафиксировать их не удавалось, так как процесс образования трещин развивался стремительно. Для этой серии также важно отметить регулярность образования крупных перекрытий с уменьшением скорости растяжения. Многие из них имели отношение ширины к длине более, чем 1 : 5 (см. рис. 6, Д).

Затем мы опять увеличили толщину модельной плиты до $H = 8 \times 10^{-3}$ м. В этих опытах при любых значениях скоростей спрединга проявилась тенденция к заложению единой трещины по всей длине модели, которая вспарывала зону микротрещиноватости. Зародившись в каком-либо месте, трещина, мгновенно продвигаясь, реализовывала напряженное состояние всей модельной плиты.

Моделирование ортогонального спрединга показало, что скорость растяжения слоя мало влияет на закономерности структурообразования при продвижении трещин. Изменение скорости растяжения слоя в вышеотмеченном интервале приводило к одному результату – образованию перекрытых или непокрытых систем трещин. В большей степени тип образующихся структур зависит от толщины слоя и ширины зоны локализации деформаций. Так, при небольшой толщине и довольно узкой зоне, в которой развивается деформация (см. рис. 6, А), образующиеся трещины формируют, в основном, мелкие смещения и перекрытия с шириной $w < H$ модельной плиты. На такой размер перекрытий накладывает ограничение ширина линейной ослабленной зоны с несколько меньшей толщиной, чем прилегающие участки модельной плиты. При увеличении ее ширины при тех же значениях мощности слоя (см. рис. 6, Б, В) образуются мелкие смещения и перекрытия с большей шириной. При больших значениях D могут формироваться очень крупные смещения и перекрытия (см. рис. 6, Г). Если же при этих же условиях увеличивалась мощность растягиваемого слоя (см. рис. 6, Д), результат также не менялся. Могла измениться только конфигурация перекрытий в плане. При значениях $H > 6 \times 10^{-3}$ м процесс формирования смещенных и перекрытых трещин в экспериментах в основном прекращался, а разрушение модельной плиты сопровождалось образованием единой трещины. По всей видимости, более толстая плита выдерживает большие напряжения перед разрушением и образующиеся при ее разрушении трещины продвигаются с большей скоростью.

В целом можно отметить, что большинство мелких смещений, получающихся в модели, имело меньшую ширину перекрытых осей, чем толщина модельной плиты. Такое соотношение характерно для быстроспрединговых хребтов. Как показали сейсмические и сейсмологические данные, толщина литосферы в осевой рифтовой зоне зависит от скорости раздвижения [31, 44]. Уменьшение скорости, как правило, ведет к увеличению толщины хрупкого слоя, и наоборот. Так, на Восточно-Тихоокеанском поднятии минимальные глубины кровли осевой магматической камеры колеблются от 1.5 до 3 км. В то же время большинство мелких перекрытий имеет ширину менее двух километров [2].

Картина мелких перекрытий в опытах получалась сразу, а крупных только при продвижении одной трещины навстречу другой. Крупные перекрытия образовывались в сериях, в которых ширина зоны деформаций (или осевая зона прогрева) была увеличена до 5–6 см (см. рис. 6, Б, В) и до 10 см (см. рис. 6, Г). Мелкие и крупные перекрытия отличаются строением, механизмом образования и развития [13]. При достаточно тонкой плите при различных скоростях растяжения в экспериментах образовывались крупные перекрытия с характерной эллипсоидальной формой в плане и соотношением ширины к длине, равным 1 : 3. Они характерны для быстроспрединговых хребтов, таких, как Восточно-Тихоокеанское поднятие (см. рис. 6, В, Г), но встречаются и на медленноспрединговых хребтах с аномально прогретой и, следовательно, утоненной литосферой, как, например, хребет Кольбенсей в Северной Атлантике. В то же время при толстой модельной плите и медленной скорости растяжения (см. рис. 6, Д) в опытах получались перекрытия с соотношением ширины к длине больше, чем 1 : 5. Такой тип перекрытий характерен для хребтов с медленным раздвижением, как, например, Срединно-Атлантический хребет. Крупные перекрытия в опытах можно получить, задавая неоднородности в виде разрезов – механически ослабленных зон (центры начала роста трещин), что описано в работе [13].

Важным моментом в проведенных экспериментах является образование линейных зон мелкой трещиноватости, предшествующих образованию трещин. Чем меньше была толщина модельной плиты и медленнее происходило растяжение модельного слоя, тем заметнее была эта зона. Микротрещины, составляющие зону трещиноватости, ориентированы, в основном, перпендикулярно оси растяжения и нарушают модельную плиту только сверху в отличие от образующихся смещенных трещин, секущих плиту от поверхности до подошвы. Вероятно, такие линейные зоны микротрещин образуются и при быстрых скоростях растяжения, но процесс идет настолько быстро, что без специальной аппаратуры его невозможно зафиксировать. То же самое можно сказать о медленном растяжении толстой плиты. Зона микротрещин и секущая ее трещина распространяются почти мгновенно по всей ширине модели.

В целом сопоставление типов структур, образующихся в модельных опытах и наблюдаемых в природе, обнаруживает неплохое соответствие.

Наклонный спрединг. В опытах по моделированию наклонного спрединга линейная зона локализации деформации была наклонена к оси растяжения под некоторым углом α . Остальные параметры модели оставались прежними или менялись

в тех же пределах, что и в опытах по моделированию ортогонального спрединга.

В экспериментах параметры модели были следующими: $H = 3 \times 10^{-3}$ м; $D = 5$ см, а $\angle \alpha = 8^\circ$. Скорость растяжения менялась от быстрой $V = 3.75 \times 10^{-5}$ м/с до медленной $V = 0.75 \times 10^{-5}$ м/с. В этих экспериментах через некоторое время после начала растяжения формировалась линейная зона микротрещин. Ее ориентация субпараллельна наклонной зоне, в которой развивается деформация. Сами микротрещины четко эшелонированы, имели S-образную форму и были ориентированы перпендикулярно оси растяжения. Затем эта зона секлась макротрещинами, формирующими мелкие смещения (рис. 7, А, Б). При дальнейшем растяжении продвигающиеся трещины формировали мелкие и крупные перекрытия. Такая картина развития трещин была характерна для всего интервала скоростей растяжения. Только при медленных скоростях зона микротрещин и их S-образная геометрия были менее выражены, чем при быстрых. Сходные результаты были получены при увеличении толщины растягиваемого слоя до $H = 4 \times 10^{-3}$ м.

В следующей серии опытов с $H = 6 \times 10^{-3}$ м результаты несколько изменились. Ориентация микротрещин, предшествующих образованию макротрещин, секущих модельную литосферу по всей толщине, была скорее ближе к наклону деформируемой зоны, чем ортогональна к оси спрединга. Секущие зону микротрещиноватости трещины распространялись очень быстро. Они, как правило, выстраивались перпендикулярно оси растяжения, но общее их простираие повторяло наклон деформируемого слоя (см. рис. 7, В). Отметим, что при большой толщине слоя всегда было заметно место, где трещина формировалась раньше, чем на других участках модельной плиты. Отсюда она распространялась почти мгновенно, замыкая сразу образующиеся мелкие смещения и не давая развиться крупным.

Затем в экспериментах была еще раз увеличена толщина модельной плиты до $H = 8 \times 10^{-3}$ м. Здесь микротрещины также были субпараллельны наклону растягиваемого слоя. Но при этом не формировались мелкие перекрытия, соизмеримые с толщиной слоя. Мелкие смещения со значительно меньшей шириной, чем H слоя, присутствовали, но они сразу замыкались, образуя единую трещину. По-видимому, эти мелкие смещения были образованы в процессе развития микротрещин, нарушающих поверхностный слой модельной плиты. Направление единой трещины было субпараллельно наклону зоны локализации деформаций.

В экспериментах с широкой областью прогрева и утонения литосферы ($H = 2$ мм; $D = 8$ см; $V = 2.15 \times 10^{-5}$ м/с) мы получили значительное сме-

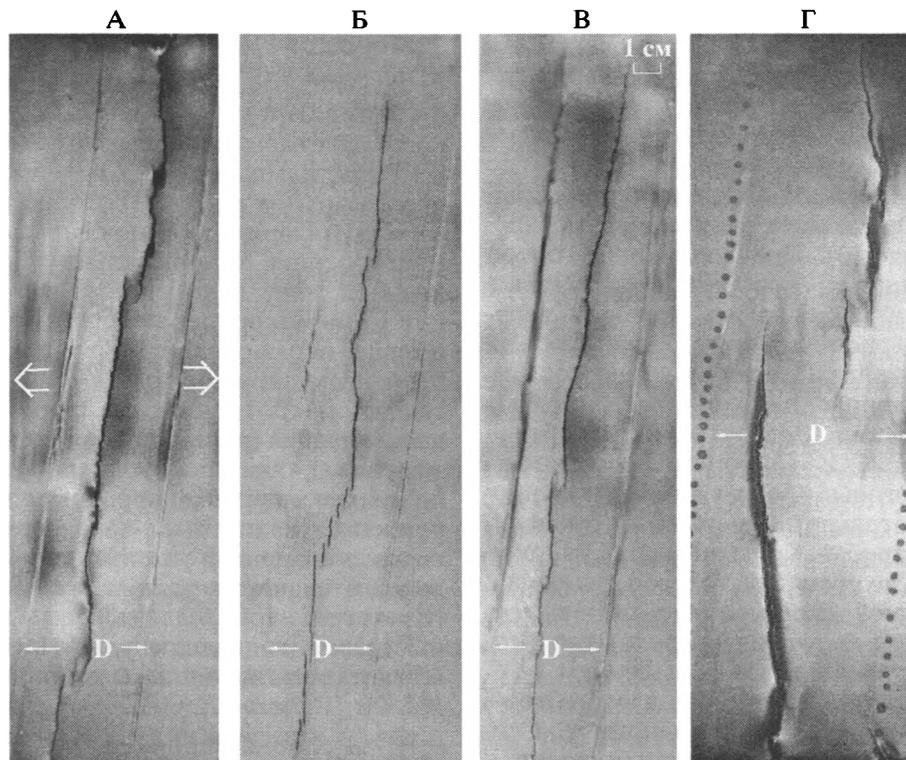


Рис. 7. Результаты экспериментов по косому растяжению однородного слоя. Фото, вид сверху
 $\angle\alpha = 8^\circ$. А – $H = 3 \times 10^{-3}$ м, $D = 5 \times 10^{-2}$ м, $V = 3.75 \times 10^{-5}$ м/с; Б – $H = 3 \times 10^{-3}$ м, $D = 5 \times 10^{-2}$ м, $V = 1.0 \times 10^{-5}$ м/с; В – $H = 6 \times 10^{-3}$ м, $D = 5 \times 10^{-2}$ м, $V = 1.0 \times 10^{-5}$ м/с; Г – $H = 2 \times 10^{-3}$ м, $D = 8 \times 10^{-2}$ м, $V = 2.15 \times 10^{-5}$ м/с

щение сегментов оси, формирующих разномаштабные зоны перекрытий (см. рис. 7, Г). На начальной стадии эксперимента формирующиеся трещины приобретали простирание, ортогональное направлению растяжения и наклонное к общему простиранию утонченной рифтовой зоны. Такое же их простирание оставалось и на последующих этапах развития, на которых формировались новые трещины и более мелкие структуры. Похожую геометрию сегментов со значительным смещением осей можно наблюдать в районах аномального прогрева мантии в областях развития мантийных плюмов и горячих точек (например, район Азорского плато (рис. 8, А) или плато Амстердам–Сен-Поль на Юго-Восточном Индийском хребте).

Далее при тех же условиях мы провели еще четыре серии экспериментов по моделированию наклонного спрединга. Изменили лишь угол наклона зоны локализации деформации, который составил $\angle\alpha = 15^\circ$. Результаты экспериментов были во многом схожи с предыдущей серией по косому растяжению. Однако имели некоторые отличия. При значениях $H = (2-3) \times 10^{-3}$ м, $D = 5$ см при различных скоростях растяжения, так же, как в экспериментах с углом наклона зоны деформации $\angle\alpha = 8^\circ$, формировались мелкие и крупные сме-

щения и перекрытия (рис. 9, А, Б). Образующие их сегменты трещин стремились заложиться ортогонально к направлению растяжения, но при $D = 5$ см имели небольшой наклон. При увеличении D до 9 см ортогональность трещин к направлению растяжения была более выражена, так же, как при наклонном растяжении с $\angle\alpha = 8^\circ$ (см. рис. 7, Г).

Линейное поле микротрещин становилось заметным, начиная с $H = 4 \times 10^{-3}$ м. Отдельные микротрещины были ориентированы перпендикулярно оси растяжения. К этому же стремились трещины, образующие сегменты мелких и крупных перекрытий (смещений) (см. рис. 9, В). Увеличилось общее количество мелких и крупных смещений и перекрытий в опытах с $H < 6 \times 10^{-3}$ м, особенно мелких перекрытий с $w \geq H$. С увеличением толщины растягиваемого слоя ширина мелких и крупных смещений становилась больше (сравните, например, рис. 9, А, Б, В). Это было характерно для всех проведенных опытов с ортогональным и косым растяжением.

Ширина крупных перекрытий зависит от ширины наклонной зоны прогрева и локализации деформаций. Увеличение ее до 10 см (так же, как при ее наклоне под $\angle\alpha = 8^\circ$, см. рис. 7, Г) приводило к появлению в опытах крупных перекрытий с шириной в 25–30 км и более в пересчете на при-

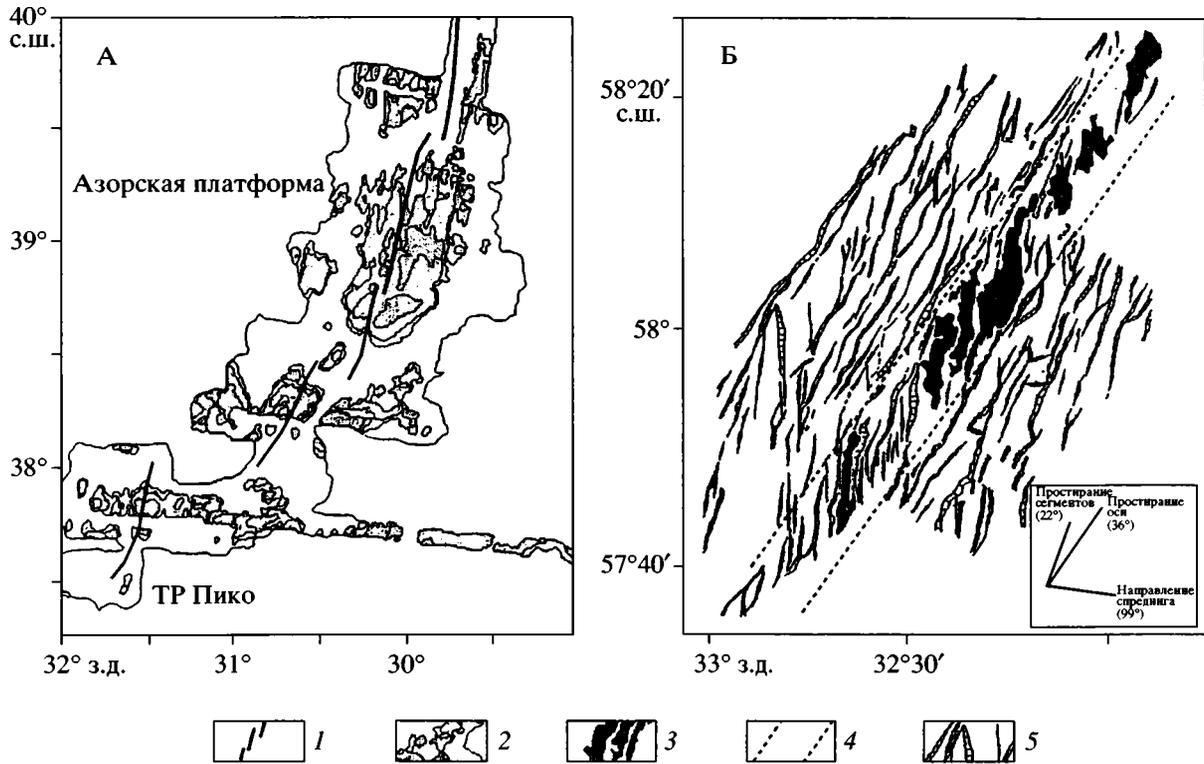


Рис. 8. Тектоническая сегментация участков осевой зоны Срединно-Атлантического хребта: А – участок хребта в районе Азорской платформы, по [22]; Б – участок рифтовой зоны хр. Рейкъянес, по [62]
 1 – ось спрединга, 2 – батиметрия, 3 – осевые вулканы, 4 – осевая ослабленная зона, 5 – разломы и трещины

роду. Увеличивая в модели ширину зоны разрушения, можно получить еще большие размеры крупных перекрытий. В действительности ширина области с наименьшей толщиной в осевой зоне рифтов (т.е. область разрушения) меньше 10 км. Поэтому ясно, что крупные нетрансформные смещения образуются при продвижении трещин из независимых участков деформации литосферы с изначально существующим поперечным смещением. Это относится как к ортогональному, так и к наклонному типам спрединга.

Была проведена серия экспериментов при значительном угле наклона рифтовой зоны к направлению растяжения – $\angle\alpha = 45^\circ$. Параметры экспериментов были следующими: $H = 2 \times 10^{-3}$ м (тонкая литосфера); $D = 8$ см (широкая зона прогрева рифтовой зоны), а скорость растяжения $V = 1.7 \times 10^{-5}$ м/с (медленный спрединг). Результаты показали почти одновременное формирование эшелона S-образных трещин, смещенных одна относительно другой (рис. 10, А). Соотношение ширины к длине смещения было 1 : 2. Простираение S-образных трещин составляло $\angle\beta = 70-75^\circ$ к оси растяжения, т.е. они стремились расположиться более ортогонально к направлению растяжения, чем общее простираение ослабленной и утоненной рифтовой зоны. Несмотря на то, что

растяжение составляло более 6 мм (ход поршня), S-образные трещины не соединялись. При увеличении скорости растяжения до $V = 3.5 \times 10^{-5}$ м/с картина деформаций существенно не изменялась (см. рис. 10, Б). Хотя больше появлялось смещенных трещин с небольшим перекрытием, однако простираение отдельных трещин было более линейным. Мелкие перекрытия появлялись сразу, а более крупные через некоторое время.

Экспериментальная картина, представленная на рис. 10, А, близка по своим геодинамическим и кинематическим характеристикам к той, что наблюдается в районе хребта Рейкъянес (см. рис. 8, б). Здесь на участке 58–62° с.ш. отмечается медленная скорость спрединга с $V = 20.2$ мм/год в направлении на ЮВ 99° при генеральном простираении хребта СВ 36° [55, 62]. В окрестности осевой зоны согласно геофизическим данным установлена четкая область пониженных скоростей сейсмических волн. Эта область интерпретируется как осевая коровая магматическая камера или линза расплава, содержащая от 12 до 30% расплавленной фракции, подобная тем, что повсеместно отмечаются на быстроспрединговых хребтах (например, Восточно-Тихоокеанское поднятие) [18]. Сегментация этого хребта представлена эшелонот перекрывающихся (до 50% длины) вулканических хребтов, которые имеют преимущественное про-

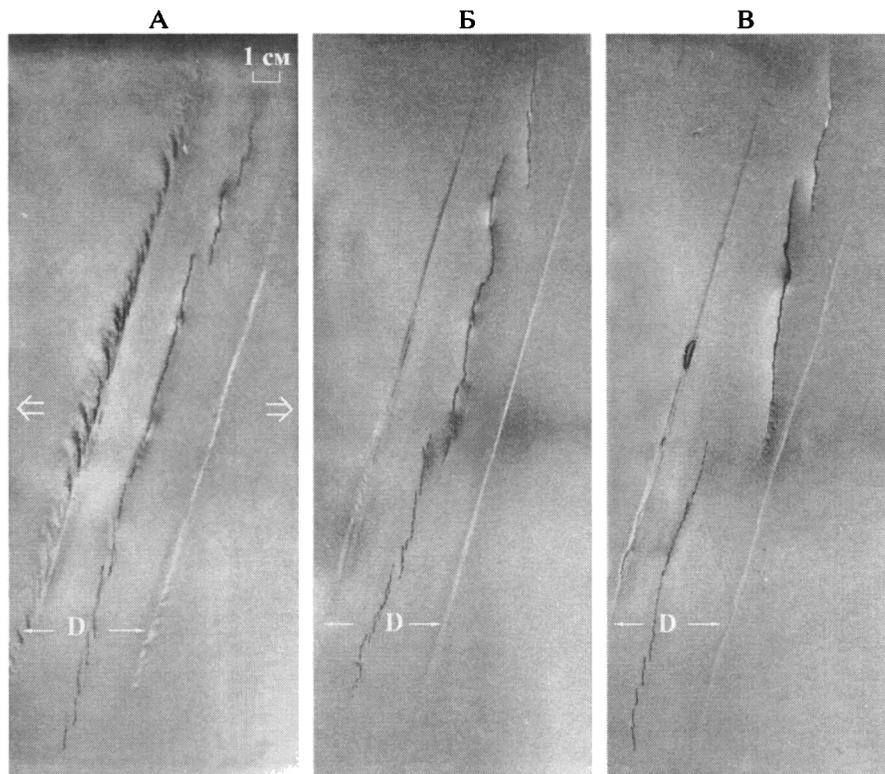


Рис. 9. Результаты экспериментов по косому растяжению слоя. Фото, вид сверху

$\angle\alpha = 15^\circ$. А – $H = 2 \times 10^{-3}$ м, $D = 5 \times 10^{-2}$ м, $V = 3.75 \times 10^{-5}$ м/с; Б – $H = 2 \times 10^{-3}$ м, $D = 5 \times 10^{-2}$ м, $V = 1.35 \times 10^{-5}$ м/с;
 В – $H = 4 \times 10^{-3}$ м, $D = 5 \times 10^{-2}$ м, $V = 1.35 \times 10^{-5}$ м/с

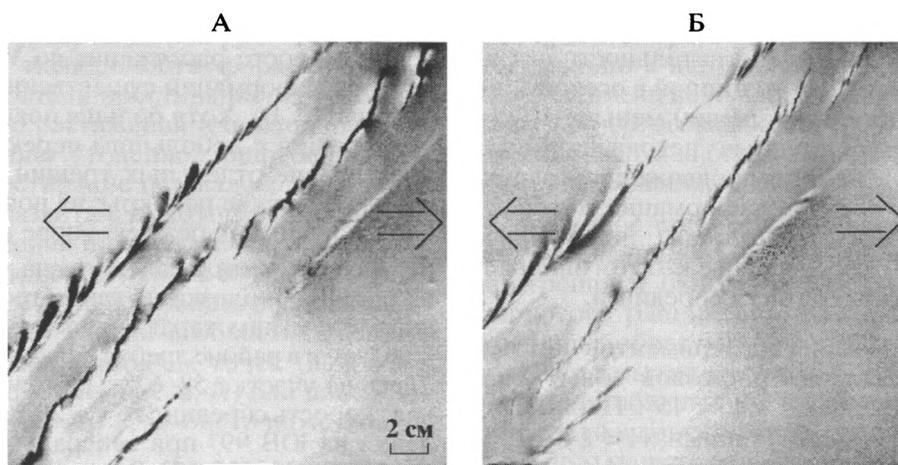


Рис. 10. Результаты экспериментов по косому растяжению слоя, $\angle\alpha = 45^\circ$. Фото, вид сверху

А – $H = 2 \times 10^{-3}$ м, $D = 8 \times 10^{-2}$ м, $V = 1.7 \times 10^{-5}$ м/с. Заложение S-образных трещин произошло одновременно. Соотношение ширины к длине смещения равно 1 : 2. Простирание S-образных трещин к оси растяжения составило $\angle\beta \sim 70-75^\circ$, они не соединялись между собой. Б – $H = 2 \times 10^{-3}$ м, $D = 8 \times 10^{-2}$ м, $V = 3.75 \times 10^{-5}$ м/с. Мелкие перекрытия появились сразу, а более крупные – после того, как удлинились сегменты трещин, формирующие мелкие перекрытия

стирание СВ 22° [14, 50, 55, 62]. Т.е. локальные сегменты (как и в эксперименте) стремятся располагаться более ортогонально к направлению растяжения.

Проведенное моделирование наклонного спрединга при различных углах его наклона показало, что формирование и развитие структур различных масштабных уровней в целом имеет общие

закономерности. Различия сводятся к следующему. При угле наклона 8° и при достаточно толстой модельной плите трещины на уровне сегментов мелких и крупных смещений и перекрытий стремятся заложиться наклонно, но под меньшим углом. При этом микротрещины могут закладываться как ортогонально к оси растяжения, так и наклонно. Вероятно, что стремление трещин развиваться косо к оси растяжения является следствием воздействия наклонной зоны локализации деформаций. При наклоне в 15° трещины на всех масштабных уровнях стремятся заложиться нормально к оси растяжения. Возможно, поэтому при наклоне в 15° ярко выражена эшелонированность закладывающихся трещин различных рангов. А угол наклона в $8-10^\circ$, вероятно, является той границей, после которой существенную роль в разрушении плиты приобретают сдвиговые деформации.

Наклонный спрединг, как правило, характерен для медленно раздвигающихся хребтов. Для таких хребтов характерны эшелоны неперекрываемых или частично перекрытых осевых трещин, как, например, участок между трансформными разломами Атлантис и Кейн на Срединно-Атлантическом хребте [51] или участок между 15 и 25° в.д. на Юго-Западном Индийском хребте [28] (см. рис. 4, а, б). Они образуют нетрансформные смещения тех же порядков, что и мелкие и крупные перекрытия на быстро раздвигающихся хребтах. Иногда на медленно спрединговых хребтах отмечаются эшелоны S-образных трещин, разделенных нетрансформными смещениями. Здесь примером может служить хребет Рейкьянес, где, с одной стороны, наблюдается эшелонированность трещин (вследствие косога спрединга), а с другой – их S-образность, что, вероятно, является следствием более пластического разрушения литосферы из-за аномального прогресса данного участка, близко расположенного к Исландской горячей области.

Если сравнивать ортогональный и наклонный спрединг, можно отметить, что в обоих случаях продвижение рифтовой трещины имеет общие закономерности. Вначале вдоль простирающихся рифтовой зоны образуются линейные зоны микротрещиноватости, независимые одна от другой, которые нарушают сплошность литосферы с поверхности. При ортогональном спрединге они закладываются нормально к оси растяжения, при косом – наклонно. Т.е. зоны микротрещин всегда закладываются в соответствии с генеральным направлением рифтовой зоны. Такие зоны создают мигрирующие неоднородности в верхних, более хрупких, горизонтах литосферы. Вследствие этого возникает неустойчивость напряженного состояния плиты, которая приводит к ее разрушению путем образования макротрещин. Таким образом, вслед за продвижением микротрещин начинается продвижение макротрещин, вспарывающих литосферу на всю ее глубину. В пределах

зон микротрещиноватости они образуют мелкие смещенные трещины или перекрытия с шириной, значительно меньшей толщины деформируемого слоя. Эти трещины очень быстро соединяются между собой, образуя отклонения от осевой линейности (т.е. искривления оси).

На фоне заложения макротрещин сами зоны микротрещиноватости продолжают продвигаться, а макротрещины следуют за ними. Двигаясь одна навстречу другой, такие зоны могут сформировать мелкие или крупные смещения осевых трещин или их перекрытия.

В дальнейшем процесс продвижения как для быстрых, так и для медленных хребтов связан с эволюцией крупных нетрансформных смещений и перекрытий осей спрединга. Известно, что они мигрируют вдоль дивергентной границы плит [33, 51] и направление их движения может со временем меняться. В то же время в процессе развития они могут превратиться в структуры более мелких или крупных порядков (мелкие нетрансформные смещения, трансформные разломы и т.д.) [2, 13].

В задачи этого исследования не входило получение экспериментальной картины, адекватной конкретному району. Мы акцентировали внимание на рассмотрении разных геодинамических обстановок зон спрединга, чтобы получить общие закономерности формирования разных типов структур и особенностей сегментации рифтовой трещины. Однако даже в такой общей постановке экспериментов полученные результаты сопоставимы с природными аналогами, соответствующими той или иной обстановке спрединга.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ результатов экспериментальных исследований показал, что современные методы физического моделирования рельефообразующих деформаций в зонах растяжения океанической литосферы включают разнообразные подходы, различающиеся типом установок, характером модельного вещества, методикой экспериментов и т.д. Они позволяют выявить качественную картину образования разломов и трещин в пределах рифтовой зоны, а также прояснить закономерности формирования различных структурных неоднородностей в процессе формирования рифтовой трещины и особенности ее сегментации в разных геодинамических условиях спрединга.

Наши эксперименты были направлены на выявление особенностей развития рифтовой трещины при разрушении океанической литосферы и формирования морфоструктур (перекрытий осей спрединга, нетрансформных смещений и т.д.), приводящих к ее естественной структурной сегментации.

Моделирование показало, что при растяжении хрупкого слоя литосферы происходит нарушение его сплошности и образование рифтовой трещины по механизму продвижения “бегущей” трещины.

В процессе формирования и эволюции рифтовой трещины образуются характерные для осевой зоны спрединга типы структур: изгибы оси, эшелонные трещины, нетрансформные смещения, мелкие и крупные перекрытия и т.д. Особенности образования и развития этих структур зависят от толщины литосферы на оси рифта, ширины зоны ее прогрева, направления спрединга и в меньшей степени от его скорости.

При небольшой ширине зоны прогрева, локализованной вследствие наличия осевой магматической камеры, и при малой толщине литосферы (быстрый спрединг) формируется относительно прямолинейная рифтовая трещина, разбитая на сегменты, составляющие мелкие смещения с небольшим перекрытием или без него. При широкой зоне прогрева, обусловленной подъемом астеносферного клина или влиянием мантийного плюма, смещения рифтовых трещин становятся более выраженными, а деформации охватывают более широкую область. Если при этом увеличивается толщина литосферы, рифтовые трещины становятся менее линейными и искривляются вдоль простирания, а структурные неоднородности становятся более контрастными.

На конфигурацию трещин в плане, помимо толщины литосферы, оказывает влияние наклон осевой рифтовой зоны к направлению растяжения: чем больше угол ее наклона, тем более выражена эшелонированность трещин. Для наклонного спрединга в целом характерны те же закономерности образования и развития трещин, что и для ортогонального. Различия состоят в следующем. При ортогональном растяжении трещины на всех масштабных уровнях закладываются перпендикулярно направлению растяжения. При наклонном спрединге возможны различные варианты заложения трещин: как под некоторым углом, так и перпендикулярно к направлению растяжения. Их ориентация в значительной мере зависит от наклона осевой рифтовой зоны относительно направления растяжения. При угле наклона до 10° трещины могут закладываться перпендикулярно и косо к направлению растяжения. В этом случае существенной являются толщина литосферы на оси рифта и ширина области прогрева (области утонения литосферы) рифтовой зоны. Если толщина значительна, то трещины на мелкомасштабных уровнях стремятся заложиться под некоторым углом к направлению растяжения. При угле наклона более 10° и/или при увеличении ширины зоны прогрева трещины закладываются и развиваются, в основном, перпендикулярно направлению растяжения.

При любом типе спрединга образованию трещин предшествует образование линейных зон микротрещин, которые в отличие от первых нарушают только верхний более хрупкий слой литосферы. Таким образом, процесс продвижения трещин одновременно идет на разных масштабных уровнях, в разных направлениях, при ортого-

нальном или наклонном спрединге и при разных его скоростях.

Авторы благодарят Т.В. Газину и И.В. Шаповалову за помощь при проведении экспериментов, а А.А. Свешникова – при оформлении рукописи и подготовке ее к печати.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Грохольский А.Л., Газина Т.В.* Экспериментальное исследование зарождения и продвижения рифтовой трещины в океанической литосфере и формирование ее морфоструктурных элементов // *Материалы совещания "Тектоника неогена: общие и региональные аспекты"*. М.: ГЕОС, 2001. Т. 1. С. 184–188.
2. *Грохольский А.Л., Дубинин Е.П.* Кинематические и морфометрические закономерности строения зон перекрытий осей спрединга срединно-океанических хребтов // *Тихоокеанская геология*. 1999. Т. 18. № 4. С. 3–15.
3. *Грохольский А.Л., Ушаков А.С.* Экспериментальное моделирование геодинамических процессов на границах литосферных плит // *Жизнь Земли. Геодинамика и геоэкология*. М.: МГУ, 2001. С. 162–194.
4. *Грохольский А.Л., Дубинин Е.П., Газина Т.В.* Особенности формирования структурных неоднородностей в рифтовых зонах океанической литосферы при различных параметрах спрединга (по результатам физического моделирования) // *Вестник Московского университета. Серия 4. Геология*. 2002. № 5. С. 7–14.
5. *Дубинин Е.П., Грохольский А.Л.* Геодинамическая природа самоорганизации структурной сегментации рифтовых зон срединно-океанических хребтов // *Синергетика*. Т. 2. М.: МГУ, 1999. С. 137–152.
6. *Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Розова А.В., Свешников А.А.* Тектонические особенности морфоструктурной сегментации рифтовых зон СОХ с медленными и быстрыми скоростями спрединга // *Материалы совещания "Тектоника неогена: общие и региональные аспекты"*. М.: ГЕОС, 2001. Т. 1. С. 215–219.
7. *Дубинин Е.П., Прозоров Ю.И., Белая Н.И.* Геодинамическая природа сегментации срединно-океанических хребтов // *Жизнь Земли. Геодинамика и геоэкология*. М.: МГУ, 1992. С. 46–55.
8. *Дубинин Е.П., Ушаков С.А.* Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС, 2001. 293 с.
9. *Логачев Н.А., Борняков С.А., Шерман С.И.* О механизме формирования Байкальской рифтовой зоны по результатам физического моделирования // *Докл. РАН*. 2000. Т. 373. № 3. С. 388–390.
10. *Малкин Б.В., Шеменда А.И.* О механизме континентального рифтинга // *Геотектоника*. 1989. № 5. С. 24–37.
11. *Талицкий В.Г., Галкин В.А.* Экспериментальное изучение деформаций структурированных сред в приложении к механизмам тектогенеза // *Геотектоника*. 1997. № 1. С. 82–89.
12. *Шеменда А.И.* Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // *Геология и геофизика*. 1983. № 10. С. 10–19.

13. Шеменда А.И., Грохольский А.Л. О механизме образования и развития зон перекрытий осей спрединга // Тихоокеанская геология. 1988. № 5. С. 97–107.
14. Appelgate B., Shor A.N. The northern Mid-Atlantic and Reykjanes Ridges: Spreading center morphology between 55°50' N and 63°00' N // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. № B9. P. 17935–17956.
15. Basile C., Brun J.P. Transtensional faulting patterns ranging from pull-apart basins to transform continental margins: an experimental investigation // J. Struct. Geology. 1999. Vol. 21. P. 23–37.
16. Benes V., Davy P. Modes of continental lithospheric extension: experimental verification of strain localization processes // Tectonophysics. 1995. Vol. 254. P. 69–87.
17. Bonini M., Souriot T., Boccaletti M., Brun P. Successive orthogonal and oblique extension episodes in a rift zone: Laboratory experiments with application to the Ethiopian Rift // Tectonics. 1997. Vol. 16. P. 347–362.
18. Constable S., Sinha M., MacGregor L. et al. RAMESS-ES Finds a magma chamber beneath a slow spreading ridge // InterRidge News. 1997. Vol. 6. № 1. P. 18–22.
19. Dauteuil O., Brun J.-P. Oblique rifting in a slow-spreading ridge // Nature. 1993. Vol. 361. P. 145–148.
20. Dauteuil O., Bourgeois O., Mauduit T. Lithosphere strength controls oceanic transform zone structure: insights from analogue models // Geophys. J. Int. 2002. Vol. 150. P. 706–714.
21. Dauteuil O., Mart Y. Analogue modeling of faulting pattern, ductile deformation, and vertical motion in strike-slip fault zones // Tectonics. 1998. Vol. 17. P. 303–310.
22. Detrick R.S., Needham H.D., Renard V. Gravity anomalies and crustal thickness variations along the Mid-Atlantic Ridge between 33°N and 40°N // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100. № B3. P. 3767–3787.
23. Durand C., Ballu V., Gente P., Dubois J. Horst and graben structures on the flanks of Mid-Atlantic ridge // Tectonophysics. 1996. Vol. 265. P. 275–297.
24. Gapais D., Fiquet G., Cobbold P. Slip system domains, 3. New insights in fault kinematics from plane strain sandbox experiments // Tectonophysics. 1991. Vol. 188. P. 143–157.
25. Gente P., Pockalny R., Durand C., Maia M., Deplus C., Mevel C., Ceuleneer G., Cannat M., Laverne C. Characteristics and evolution of the segmentation of the Mid-Atlantic Ridge between 20°N and 24°N during last 10 million years // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 129. P. 55–71.
26. Goff J.A., Malinverno A., Fornari D.J., Cochran J.R. Abyssal Hills Segmentation: Quantitative Analysis of the East Pacific Rise Flanks 7°S–9°S // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. № B8. P. 13851–13862.
27. Goslin J., Triatnord Scientific Party. Extent of Azores plume influence on the Mid-Atlantic Ridge north of the hotspot // Geology. 1999. Vol. 27. № 11. P. 991–994.
28. Grindlay N.R., Madsen J.A., Rommevaux C., Sclater J., Murphy S. Southwest Indian Ridge 15°–35°E: A Geophysical Investigation of an Ultra-Slow Spreading Mid-Ocean Ridge System // InterRidge Phase 2 Projects. 1996. Vol. 5. № 2. P. 7–12.
29. Hempton M., Neher R. Experimental fracture, strain and subsidence patterns over *en-echelon* strike-slip faults: Implications for the structural evolution of pull-apart basins // J. Struct. Geol. 1986. Vol. 8. P. 597–605.
30. Keep M., McClay K.R. Analogue modeling of multiphase rift system // Tectonophysics. 1997. Vol. 273. P. 239–270.
31. Kong L.S., Solomon S.C., Purdy G.M. Microearthquake character of a mid-ocean ridge along axis high // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. P. 1659–1685.
32. Lin J., Purdy G.M., Schouten H., Sempere J.C., Zervas C. Evidence from gravity data for focused magmatic accretion along the Mid-Atlantic ridge // Nature. 1990. Vol. 344. P. 627–632.
33. Lonsdale P. Non transform offsets of the Pacific–Cocos plate boundary and their trace on the rise flank // Geol. Soc. Am. Bull. 1985. Vol. 96. P. 313–327.
34. Ma Y., Cochran J.R. Bathymetric roughness of the Southeast Indian Ridge: Implications for crustal accretion at intermediate spreading rate mid-ocean ridges // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. P. 17697–17711.
35. Macdonald K.C., Fox P.J., Miller S. et al. The East Pacific Rise and its flanks 8–18°N: History of segmentation, Propagation and spreading direction based on Sea MARC II and Sea Beam Studies // Marine Geophys. Res. 1992. Vol. 14. P. 299–344.
36. Maia M., Gente P. Three-dimensional gravity and bathymetry analysis of the Mid-Atlantic Ridge between 20° N and 24° N: Flow geometry and temporal evolution of the segmentation // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. № B1. P. 951–974.
37. Malkin B.V., Shemenda A.I. Mechanism of rifting: considerations based on results of physical modelling and on geological and geophysical data // Tectonophysics. 1991. Vol. 199. P. 193–210.
38. Mandl G. Mechanics of Tectonic Faulting, Models and Basic Concepts // Amsterdam: Elsevier, 1988. 407 p.
39. Mart Y., Dauteuil O. Analogue experiment of propagation of oblique rifts // Tectonophysics. 2000. Vol. 316. P. 121–132.
40. Mauduit T., Dauteuil O. Small-scale models of oceanic transform zones // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 101. P. 195–209.
41. McClay K., Dooley T. Analogue models of pull-apart basins // Geology. 1995. Vol. 23. P. 711–714.
42. McClay K., Ellis P. Geometries of extensional fault system developed in model experiments // Geology. 1987. Vol. 15. P. 341–344.
43. Phipps Morgan J., Forsyth D. Three-dimensional flow and temperature perturbations due to a transform offset: effects on oceanic crustal and upper mantle structure // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 93. P. 2955–2966.
44. Purdy G.M., Kong L.S.L., Chitson G.L., Solomon S.C. Relationship between spreading rate and the seismic structure of mid-ocean ridges // Nature. 1992. Vol. 355. P. 815–817.
45. Rahe B., Ferrill D.A., Morris A.P. Physical analog modeling of pull-apart basin evolution // Tectonophysics. 1998. Vol. 285. P. 21–40.
46. Richard P., Mocquet B., Cobbold P. Experiments on simultaneous faulting and folding above a basement wrench fault // Tectonophysics. 1991. Vol. 188. P. 133–141.
47. Richard P., Naylor M., Koopman A. Experimental models of strike-slip tectonics // Pet. Geosci. 1995. Vol. 1. P. 71–80.
48. Schreurs G. Experiments on strike-slip faulting and block rotation // Geology. 1994. Vol. 22. P. 567–570.
49. Searle R.C. Location and Segmentation of the Cocos–Nazca Spreading Centre West of 95° W // Mar. Geophys. Res. 1989. Vol. 11. P. 15–26.
50. Searle R.C., Field P., Owens R. Segmentation and a non-transform ridge offset on the Reykjanes Ridge near

- 58° N // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. № B12. P. 24.159–24.172.
51. *Sempere J.-C., Lin J., Brown H.S., Schouten H., Purdy G.M.* Segmentation and Morphotectonic Variations Along a Slow-Spreading Center: The Mid-Atlantic Ridge (24°00' N–30°40' N) // *Mar. Geophys. Res.* 1993. Vol. 15. P. 153–200.
52. *Shaw P.R., Lin J.* Model of ocean ridge lithospheric deformation: dependence on crustal thickness, spreading rate, and segmentation // *J. Geophys. Res.* 1996. Vol. 101. P. 17977–17993.
53. *Shemenda A.I., Grokholsky A.L.* A formation and evolution of overlapping spreading centers (constrained on the basis of physical modeling) // *Tectonophys.* 1991. Vol. 199. P. 389–404.
54. *Shemenda A.I., Grocholsky A.L.* Physical modeling of slow seafloor spreading // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. P. 9137–9153.
55. *Smallwood J., White R.* Crustal accretion at the Reykjanes Ridge, 61°–62° N // *J. Geophys. Res.* 1998. Vol. 103. № B3. P. 5185–5201.
56. *Sparks D.W., Parmentier E.M., Phipps Morgan J.* Three-dimensional mantle convection beneath a segmented spreading center: implications for a long axis variations in crustal thickness and gravity // *J. Geophys. Res.* 1993. Vol. 98. P. 21977–21995.
57. *Tentler T.* Analogue modeling of overlapping spreading centers: insight into their propagation and coalescence // *Tectonophys.* 2003. Vol. 376. P. 99–115.
58. *Thibaud R., Dauteuil O., Gente P.* Faulting pattern along slow-spreading segments: a consequence of along-axis variation in lithospheric rheology // *Tectonophys.* 1999. Vol. 312. P. 157–174.
59. *Thibaud R., Gente P., Maia M.* A systematic analysis of the Mid-Atlantic ridge morphology and gravity between 15°N and 40°N: constraints of the thermal structure // *J. Geophys. Res.* 1998. Vol. 103. P. 24223–24243.
60. *Tisseau C., Tonnerre T.* Non steady-state thermal model of spreading ridges: implication for melt generation and mantle outcrops / Eds. Vissers R.L.M., Nicolas A. // *Mantle and Lower Crust Exposed in Ridges and Ophiolites.* Rotterdam: Kluwer, 1995. P. 181–214.
61. *Tron V., Brun J.* Experiments on oblique rifting in brittle–ductile systems // *Tectonophys.* 1991. Vol. 188. P. 71–84.
62. *Tuckwell G.W., Bull J.M., Sanderson D.J.* Numerical models of faulting at oblique spreading centers // *J. Geophys. Res.* 1998. Vol. 103. № B7. P. 15.473–15.482.
63. *Williams G., Vann I.* The geometry of listric normal faults and deformation in their hangingwalls // *J. Struct. Geol.* 1987. V. 9. P. 789–795.
64. *Withjack M., Islam Q., LaPoint P.* Normal faults and their hangingwall deformation: An experimental study // *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 1995. Vol. 79. P. 1–18.
65. *Withjack M., Jamison W.* Deformation produced by oblique rifting // *Tectonophys.* 1986. Vol. 126. P. 99–124.
66. *Wolfe C.J., Purdy G.M., Toomey D.R., Solomon S.C.* Microearthquake characteristics and crustal velocity structure at 29°N on the Mid-Atlantic Ridge: the architecture of a slow-spreading ridge // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. P. 24449–24472.

Рецензент: А.А. Глико

Experimental Modeling of Structure-Forming Deformations in Rift Zones of Mid-Ocean Ridges

A. L. Grokholskii and E. P. Dubinin

Physical Geography Museum, Moscow State University, Vorob'evy gory, Moscow, 119992 Russia

e-mail: dubinin@mes.msu.ru

Abstract—The modern methods of physical modeling of structure-forming deformations in extension zones of oceanic lithosphere are discussed; the methods differ in their experimental equipment, model material, and experimental techniques. The simulation performed with an elastic–ductile model has demonstrated that extension of a brittle lithospheric layer results in disruption of its continuity and in formation of a rift valley according to the mechanism of running fracture propagation. The modeling results provide insights into qualitative pattern of faulting and fracturing within a rift zone, specific features of rift segmentation, and development of various structural elements (axis bends, echelons of fractures, nontransform offsets, small and large overlaps, etc.) under various geodynamic conditions of spreading. The modeling has shown that origination and evolution of structures of various types depend on the lithosphere's thickness beneath the rift axis; the width of the lithosphere's heating zone; the spreading orientation; and, to a lesser degree, on the spreading rate. A relatively recitilinear rift broken into particular segments bounded by small-amplitude offsets with or without minor overlaps arises in the case of both a small width of the heating zone, closely related to the axial magma chamber, and a small thickness of the lithosphere (fast-spreading conditions). In the case of a wide heating zone caused by ascent of an asthenospheric wedge or a mantle plume, offsets of rift are more pronounced and deformations embrace a wider region. If, as a result, the thickness of the lithosphere increases, the rift will be less linear and the structural heterogeneity will become more contrasting. In addition to the thickness of the lithosphere, the angle between the rift zone and the extension axis also controls the rift configuration: the greater the angle, the more conspicuous the en echelon arrangement of fractures. For any spreading type, the propagating front of linear microfractures that disrupt the upper brittle layer of the lithosphere predates the origin of mesoscopic fractures and predetermines a general trend of the rift zone. This indicates that the fractures of various sizes propagate simultaneously.

ВАЖНОЕ ДОСТИЖЕНИЕ ОТЕЧЕСТВЕННОЙ НАУКИ (РЕЦЕНЗИЯ И КОММЕНТАРИЙ К КНИГЕ “ВВЕДЕНИЕ В ТЕКТОНОФИЗИКУ”)¹

© 2006 г. В. Е. Хаин

Геологический институт РАН, Москва, 119017, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 23.05.2005 г.

В последние 10–15 лет как отечественные, так и некоторые зарубежные исследователи все более отчетливо сознавали, что господствующая уже почти столетия парадигма тектоники литосферных плит не может претендовать на значение глобальной геодинамической модели. Становилось ясным, что такая модель может быть создана лишь с учетом более глубинной геодинамики и, в частности, с использованием новейших данных сейсмопографии. Отдельные попытки в этом направлении уже предпринимались. Например, японскими учеными в 1994 г. В них имеются некоторые ценные элементы, но в целом этот опыт не может быть признан вполне успешным.

Издательством “Университет” только что выпущена в свет книга “Введение в тектонофизику”, предназначенная служить учебным пособием. Но ее действительное значение, на наш взгляд, заметно превышает это скромное предназначение. Дело в том, что помимо основных глав, содержащих изложение основ тектонофизики, весьма последовательно и полно рассмотренных, книга содержит главу 11, озаглавленную “Введение в геодинамику иерархически соподчиненных геосфер”. Эта глава, написанная М.А. Гончаровым и обобщающая его предыдущие разработки, по существу, предлагает вниманию читателей существенно новую, по сравнению с излагаемыми в отечественной и зарубежной литературе, глобальную геодинамическую модель, интегрирующую существующие модели на принципиально новой методической основе. Методологический подход М.А. Гончарова к построению своей модели нельзя не признать вполне рациональным. М.А. Гончаров усматривает в динамике Земли взаимодействие систем нескольких рангов, образующих строгую иерархию.

Таких главных систем он различает четыре. Первая из них, надглобальная система нулевого ранга, охватывает весь земной шар и состоит из одной конвективной ячейки, восходящая ветвь которой представлена Восточно-Африканским и Тихоокеанским горячими суперплюмами, а нис-

ходящая, холодная, охватывает северную и южную полярные области.

Вторая, глобальная геодинамическая система первого ранга, включает всю мантию и является двухъячейковой. Одна ячейка отвечает Тихому океану и является, по мнению автора, двухъярусной, а вторая охватывает Индо-Атлантический сектор Земли. Эта система, согласно М.А. Гончарову, в общем отвечает плитно-тектонической модели, поскольку включает мировую систему спрединговых хребтов и литосферных плит.

Геодинамическая система 2-го ранга М.А. Гончарова охватывает верхнюю мантию и переходную зону до глубины 660–670 км и в общем соответствует областям проявления тектоники плит с ее спредингом, субдукцией в пределах океанов.

Геодинамическая система 3-го ранга проявляется в аналогичных процессах в более узких зонах шириной до 300–400 км, соответствующих, очевидно, подвижным поясам в общепринятой ныне терминологии. Они ответственные, в частности, за создание системы островных дуг, задуговых бассейнов и глубоководных желобов. Они затрагивают собственно верхнюю мантию, литосферу и астеносферу.

Наконец, система 4-го ранга проявляется в пределах осадочного чехла, порождая его складчато-покровные деформации, гранитоидный плутонизм и региональный метаморфизм.

Представляется весьма логичным, что каждая система более низкого ранга затрагивает меньший объем оболочек твердой Земли, более высокий их уровень, имеет меньшую протяженность по латерали и более короткий период самостоятельного функционирования.

Важным положительным элементом концепции М.А. Гончарова является привлечение к объяснению глобальной геодинамики фактора, связанного с осевым вращением Земли, игнорировавшегося “классической” тектоникой плит. Это дало ему возможность объяснить не только западный, но и северный дрейф материков, асимметрию Тихого океана, асимметричное проявление

¹ Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: Книжный дом, Университет, 2005. 495 с.

спрединга и распределение вулканических построек в Атлантике и т.д.

В своих построениях М.А. Гончаров удачно использовал разработки других советских ученых, работающих над моделями конвекции, – Н.Л. Добрецова, Л.И. Лобковского, В.П. Трубицына и их сотрудников, а также учел идеи, высказанные в публикациях Ю.М. Пушаровского, Е.Е. Милановского, А.В. Чекунова и автора этих строк.

М.А. Гончаров с успехом использовал также результаты опытов по физическому моделированию конвекции и тектонических деформаций, осуществленных в руководимой им лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ.

Я не могу останавливаться здесь на разборе других глав книги “Введение в тектонофизику”, не считая себя достаточно компетентным в затронутых в них вопросах. Могу лишь высказаться относительно глав 7 и 8, рассматривающих механизм формирования складчатых и разрывных и, в частности, покровных деформаций.

В главе 8 содержится оригинальная программа построения сбалансированных профилей, представляющих пока еще редкое явление в нашей геологической литературе, а также представление М.А. Гончарова о происхождении шарьяжей. Содержание этих глав подтверждает общий высокий научный уровень обсуждаемого труда.

Вместе с тем в труде М.А. Гончарова просматривается некоторая претензия на синтез фиксизма и мобилизма. Психологически это понятно, я в этом вижу своеобразную дань той школе, откуда М.А. Гончаров и вышел, – школе В.В. Белоусова. Но недаром В.В. Белоусов считал М.А. Гончарова своим самым талантливым учеником. Он преодолел шоры, добровольно наложенные на себя своим выдающимся учителем. А фиксизм и мобилизм не могут считаться равноценными понятиями – фиксизм лишь частный случай мобилизма,

подобно тому, как покой только частный случай движения.

Должен еще заметить, что труд М.А. Гончарова является, на мой взгляд, хорошим ответом на стенания наших “арьергардистов” фиксизма, отраженных в “Вестнике РАН”, № 7 за 2002 г. и “Отечественной геологии”, № 2 за 2004 г.

Мне показалось своевременным обратить внимание широкого круга читателей нашего журнала на ту часть этой книги, значение которой, на мой взгляд, выходит далеко за пределы ее заглавия.

Данная выше высокая оценка глобальной геодинамической модели М.А. Гончарова не должна означать, что ею решены все проблемы глобальной геодинамики. Уже сейчас можно назвать некоторые вопросы, оставшиеся за рамками модели М.А. Гончарова и требующие своей разработки. Это, во-первых, наполнение предложенной геодинамической модели петролого-геохимическим содержанием, освещение с ее позиций миграции химических элементов во всем объеме твердой Земли. Во-вторых, это определение геологического времени, с которого начала функционировать намеченная М.А. Гончаровым иерархия геодинамических систем, и выяснение того, как “работала машина Земля” до этого времени. И, в-третьих, выяснение степени и характера влияния на внутреннюю динамику Земли внешних, космических факторов – гравитационного протяжения других небесных тел, метеоритно-астероидно-кометных потоков, изменения положения Земли в составе Солнечной системы во время ее обращения в Галактике. И, наконец, возможная роль гипотетических гравитационных волн.

Представляется весьма желательным издание данной книги на английском языке, поскольку в зарубежной литературе подобного труда, насколько я знаю, не существует. А его ближайший аналог, книга А. Шейдеггера, не идет ни в какое сравнение с рецензируемой книгой.

Сдано в набор 22.09.2005 г.	Подписано к печати 25.11.2005 г.	Формат бумаги 60 × 88 ¹ / ₈
Цифровая печать	Усл. печ. л. 12.0	Уч.-изд. л. 12.0
	Усл. кр.-отт. 3.8 тыс.	Бум. л. 6.0
	Тираж 306 экз.	Зак. 917

Учредители: Российская академия наук, Геологический институт РАН

Издатель – Научно-производственное объединение «Издательство “Наука”», 117997 Москва, Профсоюзная, 90

Оригинал-макет подготовлен МАИК “Наука/Интерпериодика”

Отпечатано в ППП “Типография “Наука”, 121099, Москва, Шубинский пер., 6

Международная академическая издательская компания (МАИК) “Наука/Интерпериодика” информирует о начале конкурса на лучшие публикации 2005 года в издаваемых ею журналах. Лауреатам конкурса будут присуждены 50 малых премий, 5 – Главных, в том числе 4 по группам наук и 1 за разработку эффективных научных технологий для последующего применения в промышленности.

Приоритетным правом выдвижения кандидатов на премии обладают редколлегии журналов.

Право выдвижения кандидатов на Премии имеют также:

- члены РАН, в том числе иностранные;
- отделение РАН по профилю журнала;
- институт, где работает автор (авторы) публикации.

Премии 2005 года присуждаются авторам наиболее оригинальных работ, опубликованных в 2005 году, или цикла работ, впервые опубликованных в журналах за последние три года, включая год, за который присуждаются Премии.

На кандидатов оформляются следующие документы:

1. Представление-обоснование рекомендующих (на одной странице, с подписью рекомендующих)
2. Отзыв или отзывы
3. Публикация или публикации (оттиски или копии статей)

В прилагаемых документах должны быть четко указаны фамилии, имена и отчества каждого автора. Количество авторов в публикации (цикле работ), выдвигаемой на соискание премий, не должно превышать 7(10) человек соответственно.

Эти материалы принимаются подкомиссиями по научным направлениям до **15 апреля 2006 года**.

Материалы, поступившие позднее указанного срока, не рассматриваются, дополнительные материалы не принимаются. После указанного срока не допускается замена представленных материалов и изменение состава участников.

Более подробно об условиях конкурса вы можете узнать у секретарей подкомиссий по научным направлениям и на сайте МАИК “Наука/Интерпериодика”: <http://www.maik.ru>.

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Автоматика и телемеханика*
- Агрохимия
- Азия и Африка сегодня
- Акустический журнал*
- Алгебра и анализ
- Астрономический вестник*
- Астрономический журнал*
- Биологические мембраны
- Биология внутренних вод
- Биология моря*
- Биоорганическая химия*
- Биофизика*
- Биохимия*
- Ботанический журнал
- Вестник РАН*
- Вестник древней истории
- Водные ресурсы*
- Вопросы истории естествознания и техники
- Вопросы ихтиологии*
- Вопросы философии
- Вопросы языкознания
- Восток
- Вулканология и сейсмология
- Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)*
- Генетика*
- Геология рудных месторождений*
- Геомагнетизм и аэрономия*
- Геоморфология
- Геотектоника*
- Геохимия*
- Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология
- Государство и право
- Дефектоскопия*
- Дискретная математика
- Дифференциальные уравнения*
- Доклады Академии наук*
- Журнал аналитической химии*
- Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова
- Журнал вычислительной математики и математической физики*
- Журнал неорганической химии*
- Журнал общей биологии
- Журнал общей химии*
- Журнал органической химии*
- Журнал прикладной химии*
- Журнал технической физики*
- Журнал физической химии*
- Журнал эволюционной биохимии и физиологии*
- Журнал экспериментальной и теоретической физики*
- Записки Российского минералогического общества
- Защита металлов*
- Земля и Вселенная
- Зоологический журнал
- Известия АН. Механика жидкости и газа
- Известия АН. Механика твердого тела
- Известия АН. Серия биологическая*
- Известия АН. Серия географическая
- Известия АН. Серия литературы и языка
- Известия АН. Серия математическая
- Известия АН. Серия физическая
- Известия АН. Теория и системы управления*
- Известия АН. Физика атмосферы и океана*
- Известия АН. Энергетика
- Известия русского географического общества
- Исследование Земли из космоса
- Кинетика и катализ*
- Коллоидный журнал*
- Координационная химия*
- Космические исследования*
- Кристаллография*
- Латинская Америка
- Лесоведение
- Литология и полезные ископаемые*
- Математические заметки
- Математический сборник
- Математическое моделирование
- Международный журнал социальных наук (РАН/ЮНЕСКО)
- Микология и фитопатология
- Микробиология*
- Микроэлектроника*
- Мировая экономика и международные отношения
- Молекулярная биология*
- Наука в России
- Научная книга
- Научное приборостроение
- Нейрохимия
- Неорганические материалы*
- Нефтехимия*
- Новая и новейшая история
- Общественные науки и современность
- Общество и экономика
- Океанология*
- Онтогенез*
- Оптика и спектроскопия*
- Отечественная история
- Палеонтологический журнал*
- Паразитология
- Петрология*
- Письма в Астрономический журнал*
- Письма в Журнал технической физики*
- Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики*
- Поверхность
- Почвоведение*
- Приборы и техника эксперимента*
- Прикладная биохимия и микробиология*
- Прикладная математика и механика
- Природа
- Проблемы Дальнего Востока
- Проблемы машиностроения и надежности машин
- Проблемы передачи информации*
- Программирование*
- Психологический журнал
- Радиационная биология. Радиоэкология
- Радиотехника и электроника*
- Радиохимия*
- Расплавы
- Растительные ресурсы
- Российская археология
- Российский физиологический журнал имени И.М. Сеченова
- Русская литература
- Русская речь
- Сенсорные системы
- Славяноведение
- Социологические исследования
- Стратиграфия. Геологическая корреляция*
- США. Канада. Экономика - политика - культура
- Теоретическая и математическая физика
- Теоретические основы химической технологии*
- Теория вероятностей и ее применение
- Теплофизика высоких температур*
- Труды Математического института имени В.А. Стеклова*
- Успехи математических наук
- Успехи современной биологии
- Успехи физиологических наук
- Физика Земли*
- Физика и техника полупроводников*
- Физика и химия стекла*
- Физика металлов и металловедение*
- Физика плазмы*
- Физика твердого тела*
- Физиология растений*
- Физиология человека*
- Функциональный анализ и его применение
- Химическая физика
- Химия высоких энергий*
- Химия твердого топлива
- Цитология
- Человек
- Экология*
- Экономика и математические методы
- Электрохимия*
- Энергия, экономика, техника, экология
- Этнографическое обозрение
- Энтомологическое обозрение*
- Ядерная физика*

* Журнал издается МАИК "Наука/Интерпериодика" на английском языке