

К. С. Делтерев

ISSN 0016-853X

Номер 2

Март - Апрель 2003



ГЕОТЕКТОНИКА



<http://www.maik.ru>

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



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 2 2003 Март–Апрель

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

Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский

Редакционная коллегия:

Ю.Н. Авсюк, Н.А. Богданов, Э. Бонатти (Италия), В.С. Буртман (ответственный секретарь), А.Л. Книппер, В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский, К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский, В.М. Моралев, А.А. Моссаковский (заместитель главного редактора), А.С. Перфильев, С.В. Руженцев, В.Е. Хаин, В.Н. Шолпо

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, N.A. Bogdanov, E. Bonatti (Italy), V.S. Burtman (Secretary), R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Hawaii & Australia), V.E. Khain, A.L. Knipper, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky, Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky, V.M. Moralyev, A.A. Mossakovsky (Coeditor), A.S. Perfilyev, S.V. Ruzhentsev, V.N. Sholpo

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

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

Зав. редакцией М.Н. Шуплецова

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

Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН
Телефон: 230-81-77; факс: 951-04-43

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

Москва
Издательство “Наука”
Международная академическая
издательская компания “Наука/Интерперiodика”

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 2, 2003

Тектоника и формирование океанической коры в области “сухого” спрединга Центральной Атлантики (7°10′–5° с.ш.) <i>А. А. Пейве, Г. Н. Савельева, С. Г. Сколотнев, В. А. Симонов</i>	3
Тектонические черты и глубинное строение глубоководных впадин севера Центральной Атлантики <i>Ю. М. Пуцаровский, Ю. П. Непрочнов</i>	26
Резкое размягчение континентальной литосферы как условие проявления быстрых и крупномасштабных тектонических движений <i>Е. В. Артюшков</i>	39
Рои мафических даек архея как индикаторы особенностей плюм-тектонического режима ранней Земли (на примере Сибирской платформы) <i>М. З. Глуховский, В. М. Моралев</i>	57
Платиноносный пояс Урала и Тагильская палеодуга: соотношения магматизма и геодинамики <i>Р. Г. Язева, В. В. Бочкарев</i>	75
Глубинное строение и геодинамическая эволюция Тонга-Новогеебридского региона по данным сейсмической томографии <i>В. Ю. Колобов, И. Ю. Кулаков, Ю. В. Тикунов</i>	87
Кольцевые структуры Грузии <i>И. В. Бондырев</i>	98
Хроника	
Моралев Валерий Михайлович (к 75-летию со дня рождения)	109
К 70-летию Андрея Степановича Перфильева	111

Contents

No. 2, 2003

Simultaneous English language translation of the journal is available from MAIK "Nauka / Interperiodica" (Russia). *Geotectonics* ISSN 0016-8521.

Tectonics and Origin of the Oceanic Crust in the Region of "Dry" Spreading in the Central Atlantic (7°10'–5° N)	
<i>A. A. Peive, G. N. Savel'eva, S. G. Skolotnev, and V. A. Simonov</i>	3
Tectonics and Deep Structure of Deep-Sea Basins in the North of the Central Atlantic Ocean	
<i>Yu. M. Pushcharovsky and Yu. P. Neprochnov</i>	26
Sharp Continental Lithosphere Weakening as a Precondition for Fast and Large-Scale Tectonic Motions	
<i>E. V. Artyushkov</i>	39
Archean Mafic Dike Swarms as the Indicators of the Specific Features of the Early Earth's Plume Tectonic Regime (with Reference to the Siberian Craton)	
<i>M. Z. Glukhovskii and V. M. Moralev</i>	57
Ural Platinum-Bearing Belt and Tagil Paleoarc: Magmatism and Geodynamic Relations	
<i>R. G. Yazeva and V. V. Bochkarev</i>	75
Deep Structure and Geodynamic Evolution of the Tonga-New Hebrides Region from Seismic Tomography Data	
<i>V. Yu. Kolobov, I. Yu. Kulakov, and Yu. V. Tikunov</i>	87
Ring Structures in Georgia	
<i>I. V. Bondyrev</i>	98

Chronicle

Moralev Valerii Mikhailovich (on the 75th Birthday)	109
For the 70th Jubilee of Andrei Stepanovich Perfil'ev	111

УДК 552.3(263)

ТЕКТОНИКА И ФОРМИРОВАНИЕ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ В ОБЛАСТИ “СУХОГО” СПРЕДИНГА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ (7°10′–5° с.ш.)

© 2003 г. А. А. Пейве¹, Г. Н. Савельева¹, С. Г. Сколотнев¹, В. А. Симонов²

¹Геологический институт РАН, 109017, Пыжевский пер., 7

²Институт геологии ОИГГМ СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3

Поступила в редакцию 23.09.2002 г.

В статье рассмотрено строение района Срединно-Атлантического хребта между 7°10′ и 5° с.ш. (район разлома Сьерра-Леоне). В основе работы лежат батиметрические и структурные работы, выполненные в ходе 22-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” и 10-го рейса НИС “Академик Иоффе” в 2000–2002 годах. Исследования в районе разломной зоны Сьерра-Леоне выявили в структуре хребта три крупных сегмента, разделенные зонами нетрансформных смещений. Отчетливо фиксируются процессы тектонического выведения на поверхность корово-мантийных пород по наличию многочисленных поверхностей скольжения, дроблению и истиранию материала. Развитие мощных зон различных глубинных срывов (листрических разломов, сдвигов по зонам нетрансформных смещений и др.) сопровождалось формированием в мантийно-нижнекоровых породах разнообразных текстур: от статической высокотемпературной рекристаллизации и милонитов, образованных в ходе пластического течения, до брекчиевидных текстур габброидов–плаггиогранитов, возникших как в “сухих”, так и “обводненных условиях” и отражающих деформационные процессы в верхах литосферы. В ходе этого процесса образовалась кора, состоящая из тектонически разоб- щенных, деформированных и перемешанных блоков различных пород.

Установлено по крайней мере два различных этапа образования океанической коры. Более ранний из них характеризовался интенсивными проявлениями магматической активности с излиянием базальтов и формированием крупных магматических камер, в которых дифференциация расплавов проходила вплоть до образования плаггиогранитов. Для второго этапа свойственен импульсный характер магматической активности с формированием хаотического разреза океанической коры в ходе “сухого спрединга”.

Важным геологическим фактом, имеющим прямое отношение к рудным процессам, является обнаружение к юго-западу от впадины Маркова поля широкого распространения обогащенных базальтов (E-MORB) в гребневой части Срединно-Атлантического хребта, что свидетельствует о наличии в этом районе ранее неизвестной локальной мантийной неоднородности.

Отмечена пространственная связь составов расплавов с проявлениями сульфидной минерализации, что дает возможность высказать предположение о перспективности этого района на обнаружение сульфидного оруденения.

Показано, что концентрация разрывной тектоники, развитие импульсной магматической активности в этом районе Атлантики обусловили интенсивную циркуляцию морской воды до пограничной зоны кора–мантия. Восходящие нагретые растворы обеспечивали гидротермальный рудогенез в зонах разгрузки растворов.

ВВЕДЕНИЕ

Существующее разнообразие тектонического строения, вулканизма и геохимических характеристик пород в сегментах срединно-океанических хребтов с малой скоростью спрединга [6, 11, 13, 15, 18, 19 и другие работы] дает ключевую информацию к пониманию динамики формирования океанической коры, ее строения, механизма поставки магм, возможных условий смещения выводящихся расплавов и условий, при которых происходит формирование гидротермальных полей.

Одним из сегментов Срединно-Атлантического хребта с ярко выраженными индивидуальными

чертами геологического строения является сегмент, ограниченный на севере разломом Богданова (7°10′ с.ш.) и на юге – 5° с.ш. (район Сьерра-Леоне). Он расположен между двумя различно морфологически построенными областями Срединно-Атлантического хребта (рис. 1). К северу от разлома Богданова развита система крупных сближенных разломных зон (Архангельского, Вернадского и Долдрамса), изученных в 6-ом и 9-ом рейсах НИС “Академик Николай Страхов” [8]. К югу от 5° с.ш., вплоть до разлома Страхова, Срединно-Атлантический хребет протягивается в виде единой меридиональной структуры с неши-

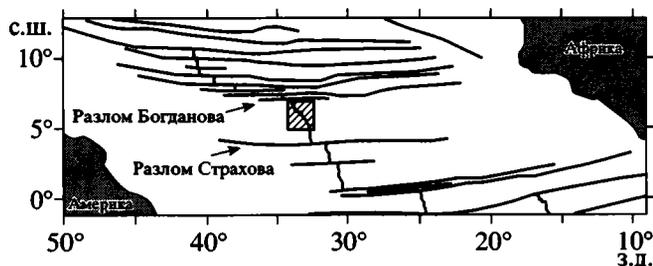


Рис. 1. Схема расположения района разлома Сьерра-Леоне

Район Сьерра-Леоне показан прямоугольником

рокой рифтовой зоной, восточнее и западнее которой расположены выровненные плато с большими мощностями осадочного чехла [10]. Этот сегмент представляет собой область пониженной сейсмической активности [3]. Ранее район Сьерра-Леоне не изучался, если не считать нескольких станций драгирования в 1968 году, когда были подняты, судя по краткому описанию [12], серпентинизированные ультрабазиты и метаморфизованные габброиды.

Район Сьерра-Леоне впервые был детально изучен в ходе 22-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” (2000 год) [2, 4, 5, 16]. Полученные результаты показали перспективность дальнейшего изучения этого района на обнаружение сульфидных руд. В 2001 и в 2002 годах в этом районе в ходе проведения 10-го рейса НИС “Академик Иоффе” были продолжены фундаментальные исследования по программе Президиума РАН “Мировой океан: геология дна, геодинамика, биология моря и экология” в рамках и на средства проектов: “Геология, гидротермы, геодинамика Приэкваториальной Атлантики” – научный руководитель академик РАН Пушаровский Ю.М. (ГИН РАН) и “Океанические рудно-магматические системы: условия минералообразования, источники металлов и флюида, перспективы освоения” – научный руководитель доктор геолого-минералогических наук Бортников Н.С. (ИГЕМ РАН) при поддержке проекта “Меридиан” (Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН) [7]. Целью геолого-геодинамических исследований являлось изучение вещественного состава пород океанической литосферы, тектонических деформаций океанского дна, гидротермальной активности и связанных с ними рудопроявлений.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МОРФОЛОГИИ РЕЛЬЕФА

Батиметрические и структурные исследования, выполненные в ходе 22-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” и 10-го рейса НИС “Академик Иоффе” [4, 5, 7, 16], показали, что рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта

между разломами Страхова и Богданова разделена на три крупных сегмента (рис. 2, 3).

(1) Южный сегмент расположен между разломами Страхова и 5°05′ с.ш. Он характеризуется субмеридиональной прямолинейной рифтовой долиной (шириной около 9 км), которая обрамлена рифтовыми горами (шириной до 22 км). Последние представляют собой протяженные поднятия, осложненные отдельными субширотными седловинами.

(2) Центральный сегмент расположен между 5°05′ и 6°15′ с.ш. (разлом Сьерра-Леоне). Рифтовая зона имеет здесь общее простирание 320°. Она состоит из трех изолированных впадин сложной конфигурации, разделенных поперечными поднятиями. Впадины кулисообразно смещены одна относительно другой в левом эшелоне. В гребневой зоне Срединно-Атлантического хребта имеются узкие линейные хребты, меняющие простирание с меридионального на северо-западное (320°) в районе 5°05′ с.ш.

(3) Северный сегмент, простирающийся от разлома Сьерра-Леоне до трансформного разлома Богданова, представляет собой хорошо выраженную в рельефе рифтовую долину с неовулканическими хребтами. Наиболее крупный неовулканический хребет вдается в долину разлома Богданова, занимая место нодальной впадины. Строение этой области нарушено широтной зоной (6°50′ с.ш.), где происходит изменение простирания всех рифтовых структур [5].

В целом рифтовая долина между 5°05′ с.ш. и разломом Богданова состоит из коротких кулисообразно расположенных сегментов более высоких порядков меридионального и северо-западного (азимут 320°–360°) простирания, разделенных небольшими слегка вытянутыми и изометричными поднятиями. Последние, как правило, образуют перемычки между бортами рифтовой долины. Глубина рифтовых долин по простиранию варьирует от 3800 до 5000 м. Ширина долин составляет 14–16 км. Неовулканические поднятия в рифтовых долинах расположены в соответствии с общим простиранием долин.

Рифтовые горы имеют двухъярусное строение. Их нижняя часть (3000–2700 м), как правило, имеет изометричную форму и сложена, как будет показано ниже, преимущественно ультраосновными породами. Верхние части ряда поднятий представляют собой узкие, гребневидные практически симметричные линейные структуры меридионального или северо-западного простирания в интервале глубин 2600–2100 м, расположенные иногда дискордантно относительно нижних частей поднятий.

Пространственная форма впадин, обрамляющих поднятия, определяется формой поднятий, между которыми они расположены. Некоторые из впадин, судя по их морфологии, в настоящее

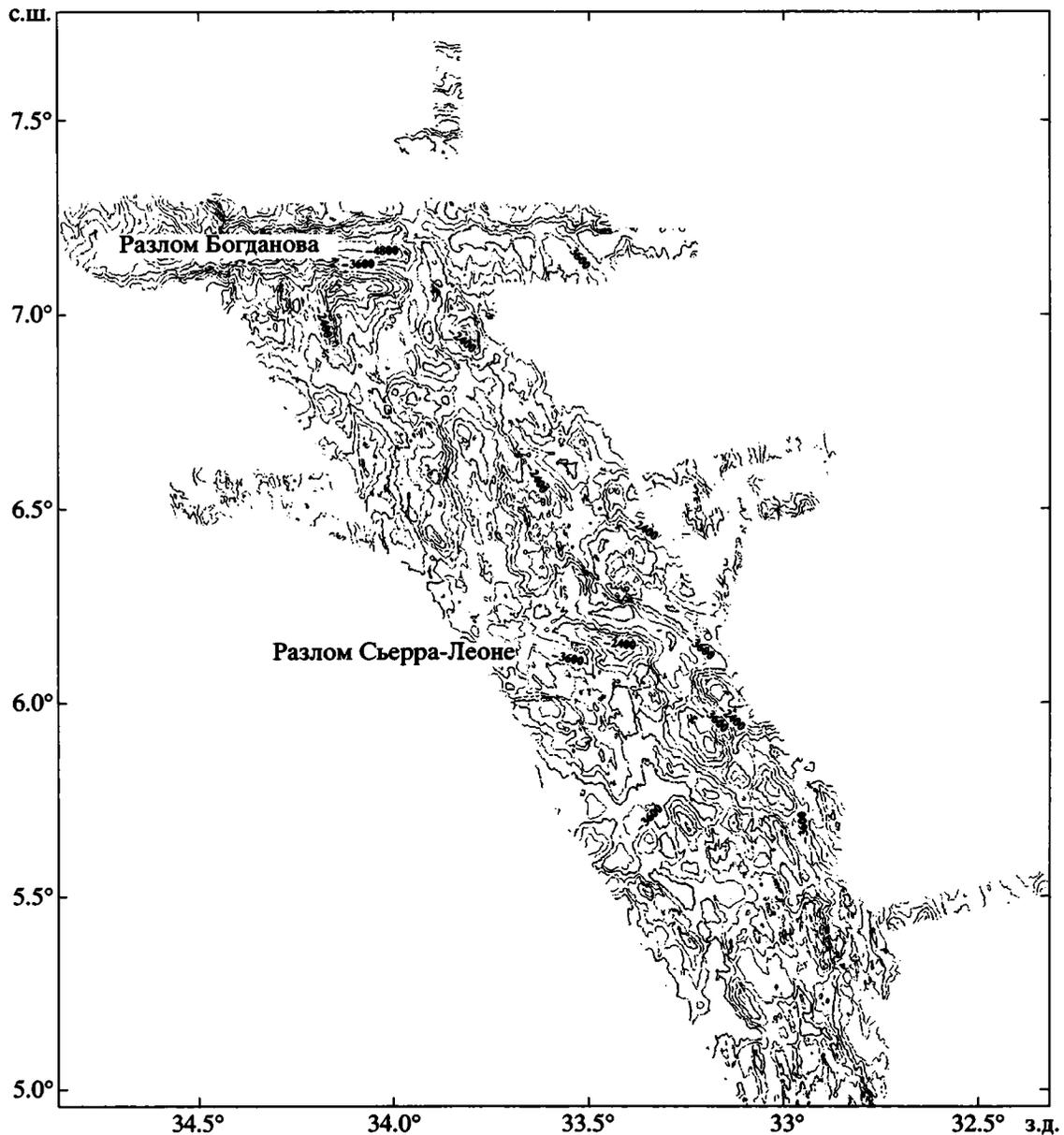


Рис. 2. Батиметрическая карта района разлома Сьерра-Леоне

Карта составлена по результатам обработки первичных батиметрических данных 22-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" и 10-го рейса НИС "Академик Иоффе", выполненных Турко Н.Н., Добролюбовой К.О., Мазаровичем А.О., Носовым А.В., Кузнецовым В.Н., Дремучевым С.А.

время представляют собой пассивные участки рифтовых долин, в которые они плавно переходят. Мы не будем детально описывать морфологию этого района, так как она исчерпывающе рассмотрена в работе А.О. Мазаровича с коллегами [4].

СОСТАВ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ В РАЙОНЕ СЬЕРРА-ЛЕОНЕ

Вещественный состав океанической литосферы реконструируется нами по породным ассоциа-

циям каменного материала, полученного в ходе драгирования различных морфоструктур района Сьерра-Леоне. Координаты станций драгирования даны в таблице. Здесь в разных структурных соотношениях подняты магматические и метаморфические породы, характеризующие разрез океанической коры, равно как и разрез офиолитовых ассоциаций складчатых поясов: реститовые мантийные ультрамафиты, пироксениты, троктолиты; расслоенные, изотропные, пегматоидные габбро; габбро-нориты, плагиограниты, долериты, разнообразные базальты, а также ам-

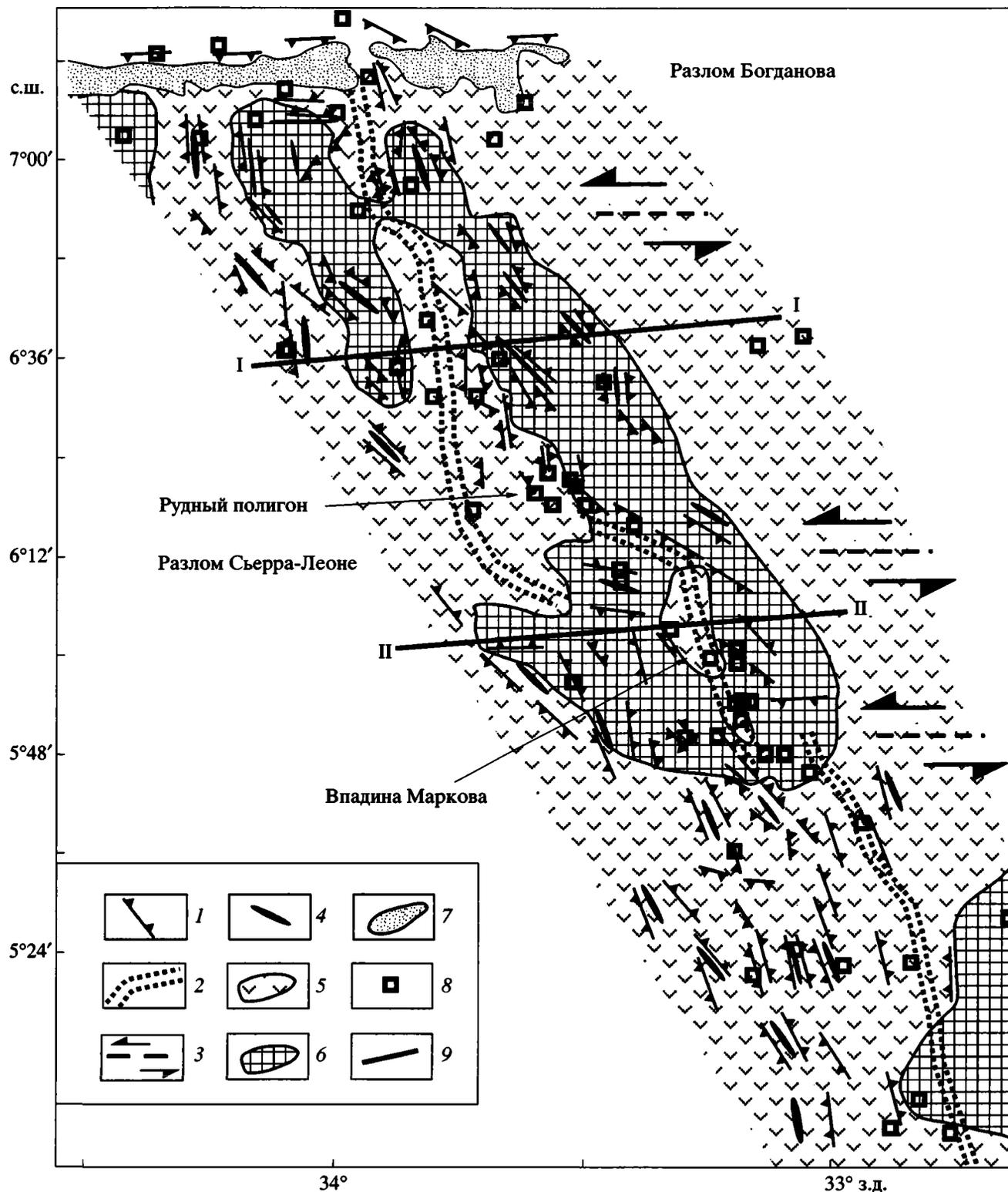


Рис. 3. Схема основных структур района разлома Сьерра-Леоне

1 – тектонические эскарпы; 2 – простирание современной рифтовой долины; 3 – оси нетрансформных смещений; 4 – оси рифтовых гор; 5, 6 – области распространения: 5 – базальтов, 6 – габброидов и ультрабазитов; 7 – долина разлома Богданова; 8 – станции драгирования с каменным материалом 22-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” и 10-го рейса НИС “Академик Иоффе”; 9 – линии профилей, изображенных на рис. 4

фиболиты, зеленые сланцы, катаклазиты и милониты по основным и ультраосновным породам. О пространственном распределении различных пород района мы можем судить по результатам драгировок, особенностям морфологии рельефа дна и гравиметрическим данным, в частности, по распределению аномалий силы тяжести в редукции Буге [4].

Как показало драгирование, дно рифтовой долины в основном сложено потоками свежих подушечных базальтов. По всей видимости, их мощность очень мала, так как местами в пределах области их распространения на дне рифта обнажены ультрабазиты (ст. S2244). Борты рифтовых долин имеют гораздо более сложное строение. Начиная с глубин 3500 м, они сложены габброидами и различными ультрабазитами, в то время как свежие базальты здесь встречаются только эпизодически (ст. S2230, S2238). По данным [5], такое строение кора имеет, на отдельных участках Срединно-Атлантического хребта, по крайней мере, на 50 км по обе стороны от оси современного рифта.

Породные ассоциации в пределах сегментов, рассмотренных в предыдущем разделе, представлены следующим образом.

(1) Южнее $5^{\circ}48'$ с.ш. океаническая кора в пределах рифтовой долины имеет нормальное строение. Однако гребневая зона Срединно-Атлантического хребта на этом участке характеризуется асимметричным строением (рис. 4, см. рис. 3). На восточном фланге обнаружены лишь ультрабазиты (ст. I1054), за исключением южного борта рифтовой долины на $5^{\circ}06'$ с.ш. (ст. I1044), на западном же фланге широко распространены базальты (ст. I1034, I1036, I1037, I1046, I1057) (см. табл.). Этот район характеризуется минимальными значениями гравитационного поля (аномалии Буге) [4], обычными для областей преимущественного распространения базальтов (рис. 5).

(2) Между разломом Сьерра-Леоне и $5^{\circ}48'$ с.ш. нижнекоровые и мантийные породы резко преобладают среди драгированного материала и их выходы на поверхность сливаются почти в единое поле. Только отдельные участки дна рифтовой долины сложены здесь свежими базальтами. Этот район, центральную часть которого занимает впадина Маркова, изучен наиболее детально. Данные, полученные с помощью профилографа "Parasound", свидетельствуют о том, что днище впадины заполнено относительно мощной толщей осадков. С ее западного борта подняты базальты, габбро и ультрабазиты (ст. I1060, I1061). На станции I1061, расположенной выше по склону, базальты не встречены. Северный и северо-восточный борты впадины покрыты рыхлыми осадками (ст. I1062, I1065-I1067, I1070), и только местами среди них имеются выходы (развалы?) коренных пород. Здесь в интервале глубин 4850 –

3600 м резко преобладают габброиды и ультрабазиты (ст. I1063, I101064, I1068, I1069). Наряду со свежими габброидами, сохранившими все черты магматических структур и текстур, в этом сегменте хребта распространены сильно тектонизированные, измененные габброиды, в которых прослеживается весь ряд деформационных структур от пластического течения (флазер-габбро) до катаклазитов и милонитов, проработанных гидротермальными растворами с образованием хлорита, эпидота и т.д. Мощности (достигающие 40 м) и характер распределения осадков, набор пород, слагающих борты впадины Маркова, характеризуют эту тектоническую структуру как достаточно древнюю. На поверхность дна этой структуры выведены нижнекоровые породы и в меньшем объеме мантийные ультрабазиты, зеленокаменно измененные и тектонизированные базальты и долериты. Поскольку в драгированном материале обломки свежих базальтов с неизменным вулканическим стеклом редки и немногочисленны (ст. I1068, I1069), можно предполагать, что эта структура образована без существенного вклада продуктов эффузивного магматизма.

(3) Неовулканическое поднятие в районе восточного интерсекта разлома Богданова сложено базальтами (ст. S2246). Это линейное поднятие, смещенное к восточной части рифта, непосредственно на юге сменяется изометричным поднятием, сложенным ультрабазитами (ст. S2245). Далее к югу до нетрансформного смещения Сьерра-Леоне днище рифтовой долины залито базальтовыми потоками. На этом отрезке Срединно-Атлантического хребта борты рифтовой долины и ближние к оси рифта гряды сложены различными габброидами и ультрабазитами (см. рис. 3, 4). Судя по имеющимся драгировочным, структурным и гравиметрическим данным, рифтовые горы первой гряды по обеим сторонам долины состоят из тектонически выведенных на поверхность различных габброидов и серпентинизированных мантийных ультрабазитов. Последующие гряды рифтовых гор на флангах гребневой зоны сложены одними базальтами (ст. I1016, I1029, I1030). Ширина выходов нижнекорово-мантийных пород к западу от оси рифта составляет 20–25 км, к востоку – 5–30 км. Поле их распространения пространственно совпадает с цепочками гравитационных максимумов, соответствующих областям распространения более плотных, чем базальты, пород. Поперечное поднятие в области нетрансформного смещения рифтовой долины на широте $6^{\circ}53.8'$ с.ш. сложено преимущественно ультрабазитами. Эта область (поднятие) также отчетливо фиксируется в виде гравитационного максимума.

Базальты и долериты. Большинство поднятых базальтов являются фрагментами небольших лавовых потоков. Часть образцов представляет собой микроподушки, покрытые закалочным стек-

Станции драгирования 22-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" и 10-го рейса НИС "Академик Иоффе"

Станции драгирования	Интервал драгирования				Глубина, м		Породы	Вес, кг
	начальная		конечная		Нач.	Кон.		
	широта	зап. долгота	широта	зап. долгота				
S2228	05°59.2'	33°11.4'	05°59.2'	33°11.4'	3200	3200	Габбро 100%	0.1
S2229	06°00.9'	33°11.5'	06°00.9'	33°11.5'	2600	2600	Ультрабазиты 99%; габбро 1%	25
S2230	06°03.3'	33°19.2'	06°03.3'	33°19.6'	3530	3360	Базальты 100%	100
S2231	06°10.8'	33°25.7'	06°10.3'	33°25.5'	3460	3050	Ультрабазиты 99%; габбро 1%	10
S2232	06°08.9'	33°25.4'	06°09.1'	33°25.4'	2250	2000	Ультрабазиты 100%	200
S2234	06°20.6'	33°30.9'	06°20.6'	33°30.9'	3450	3450	Долериты 60%; габбро 30%; базальты 10%	70
S2235	06°33.1'	33°27.7'	06°33.2'	33°27.3'	2250	2050	Ультрабазиты 98%; базальты 2%	12
S2236	06°35.9'	33°40.0'	06°35.9'	33°39.9'	3240	3000	Ультрабазиты 50% (один образец); габбро 50% (один образец)	0.2
S2238	06°31.5'	33°42.9'	06°31.4'	33°42.7'	3000	2800	Базальты 100%	250
S2239	06°31.3'	33°47.6'	06°31.5'	33°48.2'	3650	3600	Базальты 100%	7
S2240	06°34.9'	33°52.2'	06°34.9'	33°52.4'	3450	3220	Габбро 95%; ультрабазиты 4%; базальт 1% (один образец)	150
S2244	06°53.8'	33°56.9'	06°53.9'	33°57.1'	3550	3490	Ультрабазиты 78%; базальты 20%; габбро 2%	200
S2245	06°56.9'	33°50.7'	06°57.0'	33°50.5'	2800	2650	Ультрабазиты 99%; габбро 1%	100
S2246	07°09.9'	33°56.2'	07°10.0'	33°55.3'	3600	3580	Базальты 100%	4
S2247	07°06.2'	33°58.9'	07°05.1'	34°00.1'	3570	2500	Базальты 100%	1
S2250	07°04.8'	34°09.2'	07°04.8'	34°09.2'	1500	1500	Ультрабазиты 89%; габбро 10%; базальты 1%	80
I1002	07°02.8'	34°24.5'	07°03.0'	34°25.4'	2650	1880	Габбро 100% (один образец)	0.4
I1003	07°14.9'	34°35.1'	07°15.3'	34°35.3'	4800	5000	Базальты 100%	60.0
I1005	07°12.1'	34°21.1'	07°13.5'	34°21.0'	4300	3200	Ультрабазиты 97%; базальты 1%; габбро 1%; осадочная брекчия 1%	50.0
I1006	07°13.3'	34°13.6'	07°14.3'	34°13.7'	3300	2400	Ультрабазиты 20%; серпентинитовые сланцы 60%; метасоматические породы 10%; осадочные брекчии 10%	10.0
I1007	07°09.2'	34°05.7'	07°07.8'	34°05.6'	4850	4000	Базальты 10%; долериты 40%; милониты 40%; габбро 1%	20.0
I1009	07°07.7'	33°37.1'	07°06.1'	33°36.7'	3800	3200	Базальты 100% (один образец)	3.0
I1010	07°02.6'	33°40.0'	07°02.3'	33°41.2'	3300	2550	Базальты 100% (два образца)	5.0
I1011	07°17.4'	33°57.7'	07°17.8'	34°00.0'	3500	3200	Базальты 100% (один образец)	0.3
I1012	07°02.5'	34°15.8'	07°02.6'	34°16.0'	3200	2800	Базальты 100%	7.0
I1016	06°36.9'	34°06.0'	06°37.0'	34°05.4'	2800	2700	Базальты 100%	50.0
I1019	06°17.7'	34°43.2'	06°17.7'	33°43.2'	4160	4160	Базальты 100%	100.0
I1020	06°17.8'	33°34.3'	06°18.9'	33°33.0'	3900	3750	Базальты 100%	8.0
I1022	06°18.6'	33°30.2'	06°18.0'	33°29.3'	3700	3580	Базальты 50%; габбро 50%	30.0
I1025	06°19.7'	33°35.1'	06°19.8'	33°36.3'	4300	2800	Базальты 55%; метагаббро 20%; сланцы и метасоматические породы 25%	20.0
I1026	06°20.9'	33°32.2'	06°21.9'	33°31.0'	3870	2600	Базальты 100%	200.0
I1027	06°21.3'	33°34.2'	06°23.0'	33°34.2'	3200	2750	Базальты 100%	50.0
I1028	06°15.7'	33°23.8'	06°16.1'	33°23.8'	3800	3400	Габбро 95%; базальты 5%	35.0
I1029	06°37.3'	33°09.0'	06°37.9'	33°08.8'	3600	3000	Базальты 100%	8.0
I1030	06°38.8'	33°03.4'	06°38.7'	33°03.6'	3250	3150	Гиалокластитовая брекчия 100%	4.0
I1031	05°59.5'	33°14.7'	06°00.1'	33°14.6'	4200	3900	Базальты 100%	10.0

Таблица. Окончание

Станции драгирования	Интервал драгирования				Глубина, м		Породы	Вес, кг
	начальная		конечная		Нач.	Кон.		
	широта	зап. долгота	широта	зап. долгота				
I1032	05°54.7'	33°11.4'	05°54.5'	33°09.8'	4700	3700	Базальты 20%; габбро 50%; рудная минерализация 30%	100.0
I1034	05°21.4'	33°09.5'	05°21.6'	33°09.2'	3400	3000	Базальты 100% (один образец)	0.3
I1036	05°24.4'	33°04.4'	05°24.8'	33°04.2'	2260	2300	Базальты 100%	60.0
I1037	05°22.5'	32°58.8'	05°22.8'	32°58.5'	2380	2420	Базальты 100%	25.0
I1039	05°39.9'	32°56.6'	05°39.9'	32°56.4'	3500	3450	Базальты 100%	100.0
I1040	05°46.2'	33°02.3'	05°45.8'	33°03.1'	4500	4200	Габбро 50%; ультрабазиты 45%; базальты 5%	
I1041	05°48.0'	33°05.5'	05°48.2'	33°05.9'	4140	3800	Ультрабазиты 85%; габбро 1% (один образец); осадочная брекчия 17%	100.0
I1042	05°48.0'	33°07.9'	05°48.3'	33°08.0'	3000	2900	Ультрабазиты 100%	30.0
I1043	05°52.3'	33°10.9'	05°52.3'	33°10.9'	4650	4650	Базальты 100%	60.0
I1044	05°06.8'	32°49.1'	05°06.2'	32°50.1'	3970	3350	Ультрабазиты 100% (один образец)	3.0
I1045	05°02.6'	32°45.7'	05°02.3'	32°45.8'	3350	3200	Базальты 100%	70.0
I1046	05°03.0'	32°53.0'	05°03.1'	32°53.0'	2550	2200	Базальты 100% (один образец)	0.5
I1054	05°28.7'	32°37.2'	05°28.2'	32°38.5'	2950	2380	Ультрабазиты 100%	0.3
I1055	05°23.0'	32°50.1'	05°23.0'	32°51.1'	3880	3100	Базальты 100%	45.0
I1057	05°36.1'	33°12.0'	05°36.8'	33°11.3'	2850	2800	Базальты, гиадокластитовые брекчии 100%	4.0
I1060	05°50.7'	33°13.6'	05°50.1'	33°14.0'	3600	3240	Габбро, метаморфические сланцы по габбро 60%; ультрабазиты 10%; базальты 30%, хлорит-серпентин-тальковые сланцы	60.0
I1061	05°50.4'	33°17.4'	05°50.0'	33°17.9'	3000	2700	Габбро (один образец); ультрабазиты (один образец)	0.1
I1063	05°54.5'	33°10.0'	05°54.7'	33°09.6'	3900	3600	Габбро 75%; ультрабазиты 25%	30.0
I1064	05°54.3'	33°11.8'	05°54.4'	33°11.4'	4850	4750	Ультрабазиты 97%; базальты 3% (один образец)	0.3
I1068	05°54.7'	33°11.3'	05°54.6'	33°10.1'	4680	4020	Габбро 35%; ультрабазиты 30%; базальты 35%	50.0
I1069	05°54.6'	33°09.8'	05°54.5'	33°09.5'	3800	3640	Габбро, милониты и метаморфические сланцы по габбро 94%; ультрабазиты 3%; базальты 3%	150.0
I1071	05°57.2'	33°31.0'	05°56.6'	33°31.6'	2800	2200	Ультрабазиты 50% (один образец); базальты, долериты 50% (один образец)	5.0
I1072	06°40.6'	33°49.3'	06°40.6'	33°48.0'	4350	4200	Базальты 100%	30.0

лом. В отдельных случаях базальты слагают закальные части в дайковых телах. Примером подобной ситуации служит образец S2234/10, в котором отчетливо виден резкий прямолинейный контакт микрозернистого афирового базальта со среднезернистым габбро.

Породы долеритовой группы (долериты, порфиновые долериты и габбро-долериты), скорее всего, относятся к дайковому комплексу.

По совокупности всех петро-геохимических параметров выделено несколько групп базаль-

тов, имеющих свой ареал распространения [9]. *Первая группа*, куда входит подавляющее число базальтов, представлена очень слабо дифференцированными, высокомагнезиальными деплетированными базальтами N-MORB типа (рис. 6, 7). Они распространены вдоль всего современного рифта на изученном сегменте Срединно-Атлантического хребта и лишь в районе Рудного полигона и впадины Маркова ассоциируют с дифференцированными разностями. К северу от разлома Сьерра-Леоне и на флангах гребневой зоны

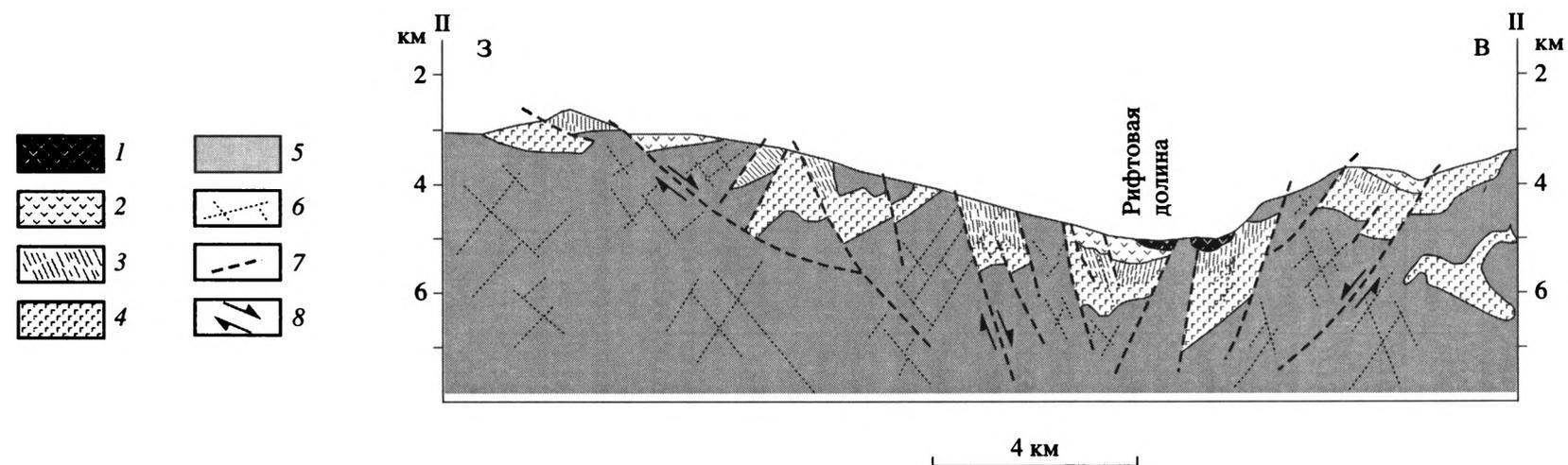
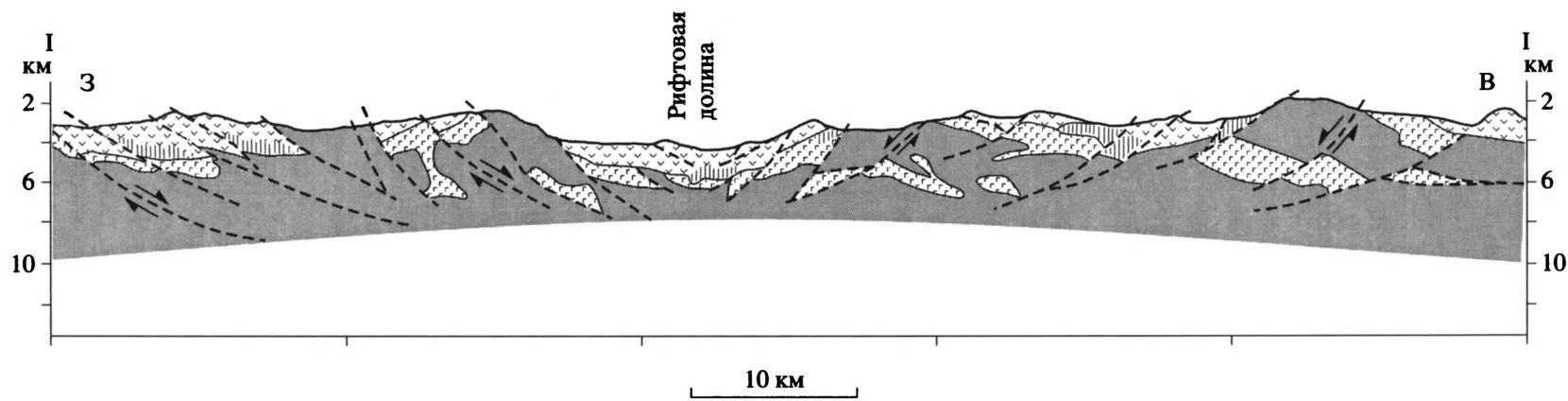


Рис. 4. Концептуальные профили вкрест простирания рифтовой долины

1 – свежие (молодые) базальты; 2 – измененные базальты; 3 – долериты (дайкавый комплекс); 4 – габбро; 5 – мантийные ультрабазиты; 6 – зоны деформаций; 7 – различные разломы; 8 – направление перемещения по разломам. Положение профилей см. на рис. 3

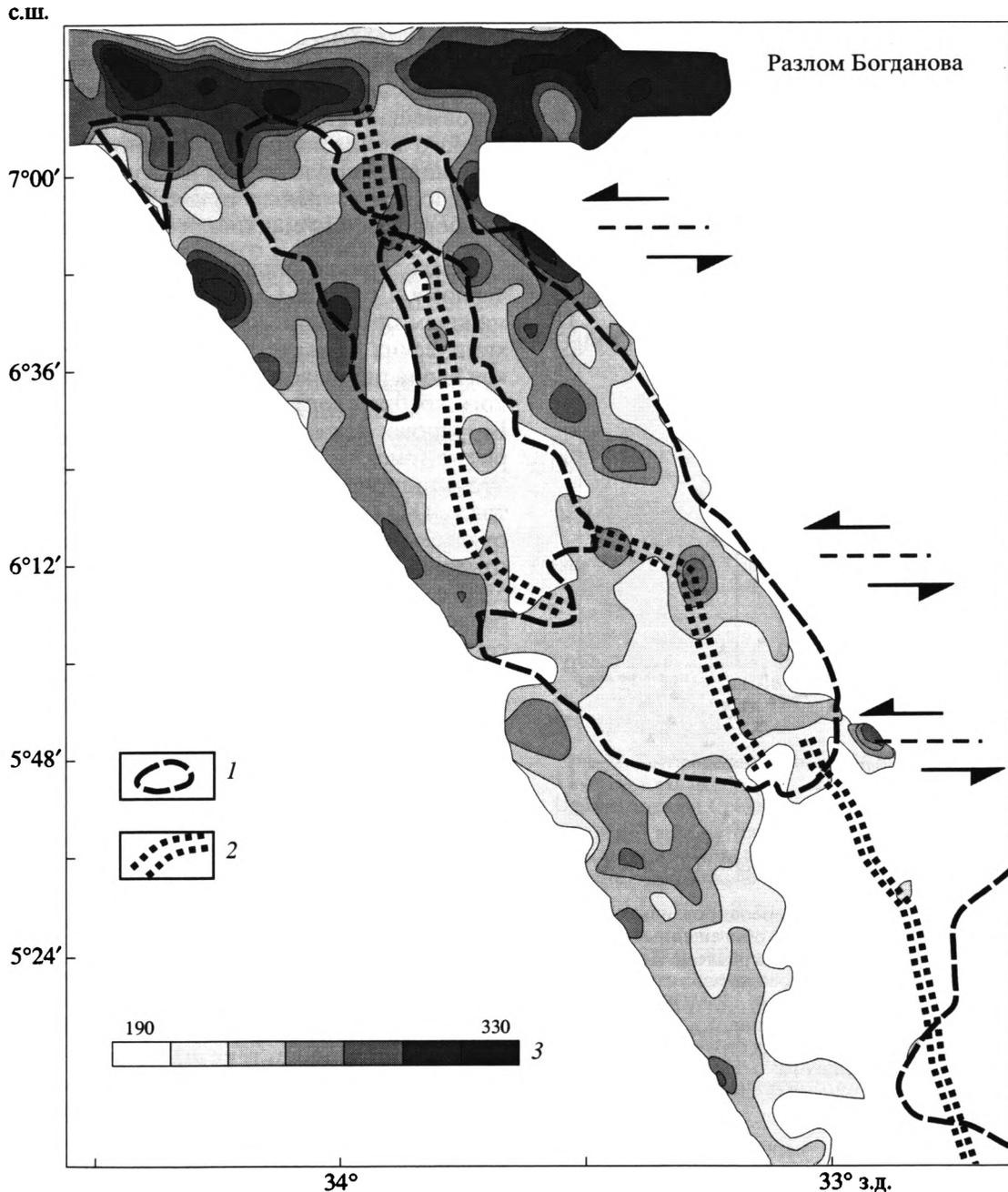


Рис. 5. Генерализованная карта гравитационного поля (редукция Буге) по [4]

1 – области распространения габброидов и ультрабазитов; 2 – простираение современной рифтовой долины (см. рис. 2); 3 – значения гравитационного поля в мГал

распространены такие же слабо дифференцированные базальты. **Вторую группу** составляют обогащенные титаном базальты, которые встречаются в районе восточного интерсекта разлома Богданова. **Третья группа** – высоконатровые и в определенной степени обогащенные литофильными элементами базальты распространены в нодальной впадине, располагающейся в западном интерсекте разлома Богданова. Базальты **чет-**

вертой группы представлены обогащенными разностями (E-MORB), развитыми в юго-западной части рассматриваемого района. Поскольку на противоположном восточном фланге гребневой зоны хребта обнаружены только ультрабазиты, а из рифта подняты деплетированные слабо дифференцированные базальты, можно предположить, что мантийный источник этих базальтов также локализован под западным флангом греб-

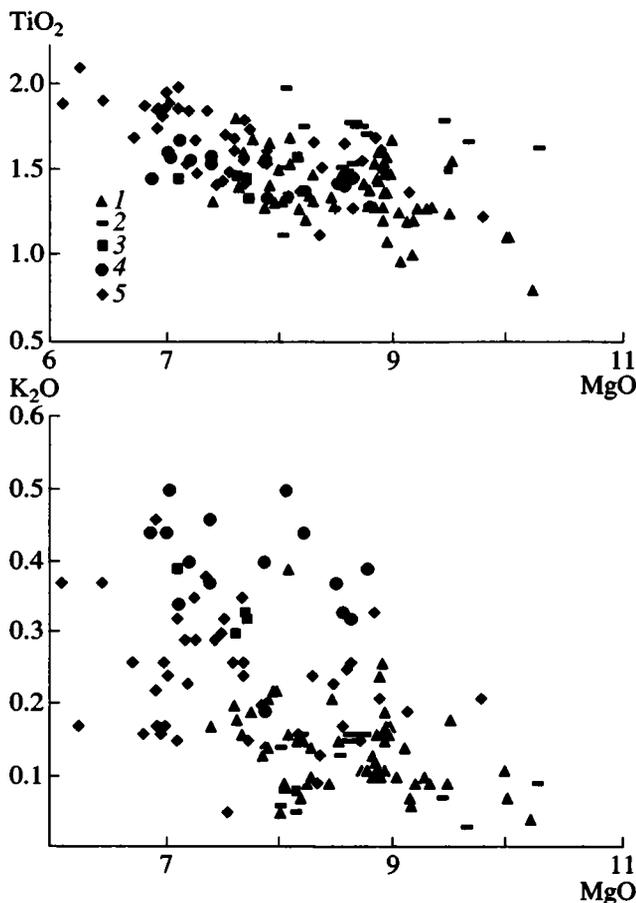


Рис. 6. Диаграммы соотношений MgO , TiO_2 и K_2O в базальтах района Сьерра-Леоне

1–4 – базальты: 1 – слабо дифференцированные, высокомагнезиальные N-MORB, 2 – обогащенные титаном района восточного интерсекта разлома Богданова, 3 – высоконатровые, западного интерсекта разлома Богданова, 4 – обогащенные (E-MORB) юго-западной части района Сьерра-Леоне, 5 – дифференцированная серия рудовмещающих структур – впадины Маркова и Рудного полигона

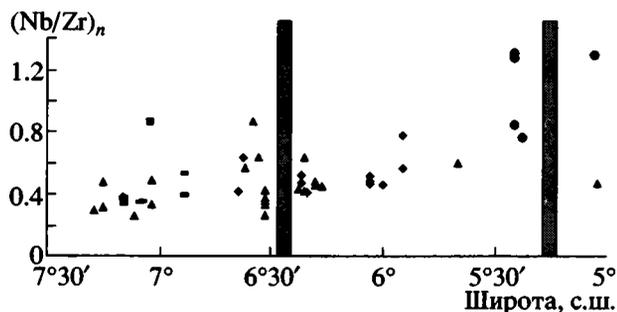


Рис. 7. Распределение отношений $(Nb/Zr)_n$ в базальтах вдоль рифтовой долины

Условные обозначения см. на рис. 6. Серыми прямоугольниками показаны условные границы между отдельными сегментами

невой зоны хребта и представляет собой локальную мантийную неоднородность, характеризующуюся повышенными концентрациями литофильных элементов. Базальты пятой группы – рудовмещающих структур – впадины Маркова и Рудного полигона образуют протяженную дифференцированную серию и характеризуются варьирующей степенью примешивания материала из обогащенного мантийного источника.

Благодаря детальному опробованию, проведенному в районе Сьерра-Леоне, оказалось возможным проследить особенности изменения геохимических характеристик базальтовых стекол как вдоль рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта с юга на север от 5° с.ш. до разлома Богданова, так и по разрезу вкострости простираения рифта (рис. 8). Анализ составов стекол показал, что по ключевым петрохимическим характеристикам (K_2O , K_2O/TiO_2 , FeO/MgO) рассмотренный отрезок оси Срединно-Атлантического хребта отчетливо разделяется на три сегмента: южнее $5^\circ 20'$ с.ш., от $5^\circ 20'$ до $6^\circ 30'$ с.ш. и между $6^\circ 30'$ с.ш. и разломом Богданова. Самый северный и южный сегменты характеризуются очень низкими и довольно выдержанными значениями железистости и содержания щелочей. Отношение калия к титану также минимально и постоянно, что свидетельствует о том, что расплавы в этих отрезках рифтовой зоны образовались из однородного деплетированного астеносферного источника. Совершенно другой характер распределения геохимических параметров в базальтовых стеклах вдоль рифтовой зоны наблюдается в центральном сегменте. Здесь установлены относительно повышенные значения содержания щелочей и железистости. Отношение K_2O/TiO_2 также повышено, что говорит, скорее всего, о примешивании материала из обогащенного литофильными элементами источника, а не накоплении его в процессах дифференциации. Пики значений K_2O и K_2O/TiO_2 характерны для стекол из станций I1036, I1026 и I1068, находящихся в пределах Рудного полигона и впадины Маркова. Таким образом, можно предположить, что в районе станции I1036 также имеются проявления рудной сульфидной минерализации. О вероятности данного предположения свидетельствует и то, что на станции I1032 было поднято существенно больше образцов с сульфидной минерализацией, чем на станции S2234.

Образцы базальтовых стекол подняты не только из рифтовой зоны, но и на удалении от оси хребта, что позволило рассмотреть особенности распределения геохимических компонентов в магмах района Сьерра-Леоне вкострости простираения рифта Срединно-Атлантического хребта. Учитывая, что стекла из драгировочных станций, расположенных на склонах хребта, фиксируют параметры более древних магматических систем,

чем образцы из рифтовой долины, оказалось возможным проследить характер изменения базальтового магматизма во времени. На рисунке (см. рис. 8) показано изменение составов базальтовых стекол по разрезу примерно на широте 6°36' с.ш. в последовательной смене с запада на восток следующих драгировочных станций: I1016 – I1072 – S2239 – S2238 – I1030. Непосредственно в рифтовой долине располагаются две станции (I1072 и S2239). Отчетливо видно, что с флангов хребта к рифту последовательно уменьшается количество калия и титана (в том числе K_2O/TiO_2), в то время как железистость расплавов в целом растет при подходе к рифтовой долине, хотя на локальном участке от восточного борта рифтовой долины к ее центру идет существенное падение данного показателя и рост количества MgO [9]. В целом полученные данные свидетельствуют о том, что эволюция магматических систем во времени в районе Сьерра-Леоне проходила со снижением содержания калия и титана в магмах. Учитывая, что значения отношения K_2O/TiO_2 также уменьшаются, можно полагать, что установленные особенности развития магматической системы связаны с уменьшением влияния обогащенного источника на рифтовый вулканизм с течением времени.

Плагииграниты подняты в пределах бортов впадины Маркова в ассоциации с габбро, габбро-долеритами и долеритами. Они представляют собой светло-серые мелкозернистые породы с неравномерным распределением кварца, который обтекает субпараллельно ориентированные призмы плагноклаза. Плагииграниты образуют ветвящиеся жилы мощностью от 0.5 до 15 см как с извилистыми, так и с резкими прямолинейными границами. Пересекаясь, резко изогнутые и ветвящиеся жилы создают брекчиевидную текстуру пород. Плагииграниты состоят из ксеноморфного по отношению к плагноклазу кварца – 25–45%, плагноклаза – 35–45%, роговой обманки – 7–15% и акцессорных минералов: сфена, циркона, изредка апатита. Плагноклаз образует зональные призмы или широкие таблицы, корродируемые кварцем и частично замещенные в центре зерен соссуритом. Роговая обманка, как правило, зональная – желто-коричневая в центре и желтовато-зеленая – темно-зеленая по краям; призмы циркона (0.2×0.08 мм) включены в плагноклаз. Характерной чертой плагиигранитов являются деформационные структуры и присутствие в них угловатых “обломков” реликтов вмещающих габброидов, имеющих плагноклаз-роговообманковый состав, иногда – с интерстициальным, прожилковым кварцем и с теми же акцессориями, что встречены в плагиигранитах.

Рассмотренные особенности пород: жильно-брекчиевидная текстура “плагиигранит-габбро” и “плагиигранит-долерит”, деформационные струк-

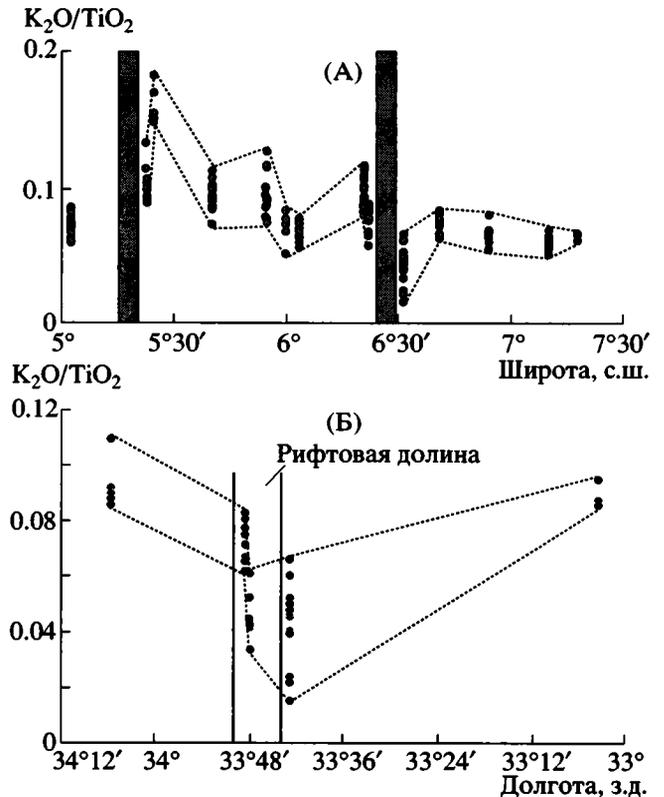


Рис. 8. Распределение значений K_2O/TiO_2 в базальтовых стеклах вдоль (А) и вкrest (Б) простирания рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта. Серыми прямоугольниками показаны условные границы между отдельными сегментами, жирными линиями – примерные границы рифтовой долины

туры, резко переменное соотношение кварца и плагноклаза, сходство минерального состава плагиигранитов с включениями – “ксенолитами” роговообманкового габбро – все это позволяет считать, что плагииграниты кристаллизовались из остаточных продуктов дифференциации базальтовых магм.

Габброиды широко распространены среди драгированного каменного материала. По составу и структурно-текстурным характеристикам габброиды исключительно разнообразны. Преобладают массивные и полосчатые габбро, габбро-нориты, меланократовые и лейкократовые; относительно большой процент составляют оливковые разновидности габброидов, в том числе троктолиты. Полосчатость варьирует от резкой, тонкой (доли сантиметра) до грубой неясной или градационной, типичной кумулятивной (сантиметры–дециметры), иногда с четкой линейно-плоскостной, трахитоидной ориентировкой минералов или шпирово-полосчатыми деформационными структурами пластического течения. Типичный состав полос: плагноклаз + клинопироксен + титаномагнетит ± оливин → плагноклаз + ортопи-

роксен ± амфибол → плагиоклаз + оливин с тонкими каймами амфибола вокруг оливина; нередко клинопироксен образует крупные (0.5–2 см) округлые ойкокрсты с пойкилитовыми включениями тонких призм оливина. Лейкократовые разновидности габбро иногда переходят в анортозиты с директивной ориентировкой призматического плагиоклаза.

Встречены нетипичные разновидности габброидов, представленные породами с пегматоидными и брекчиевидными магматическими структурами, состоящими, как правило, из плагиоклаза, клинопироксена, роговой обманки и титаномагнетита. Структурно устанавливается, по крайней мере, два этапа брекчирования. Первый этап выражен дроблением, рекристаллизацией крупных призм плагиоклаза и пироксенов вдоль трещин, в которых развивается мелкозернистый плагиоклаз, коричнево-зеленый или темно-зеленый амфибол, рудный минерал, апатит, сфен и циркон. Следующий этап выражен образованием ветвящихся прожилков кварца, амфибола и жилок плагиогранитного состава, иногда зональных, с каймами амфибола по периферии.

Габбро и габбро-нориты образуют также жилы (мощностью от долей сантиметра до 4 см) в лерцолитах и гарцбургитах. Отдельные крупные обломки габбро содержат небольшие включения серпентинизированных ультрабазитов. На границе габбро и ультрамафитов развиваются амфиболы двух-трех генераций (паргасит – роговая обманка → актинолит); плагиоклаз, как правило, сосюртитизирован.

Многие габброиды сильно изменены. Их метаморфические изменения представлены: а) средне-, низкотемпературной гидратацией первичных силикатов без существенного динамометаморфизма (частичное и полное замещение пироксенов и плагиоклазов амфиболами и хлоритом); б) деформационными структурами, образованными в ходе пластического течения габброидов в условиях амфиболитовой и эпидот-зеленосланцевой фаций метаморфизма и в) более поздним мощным рассланцеванием, катаклазом и милонитизацией габброидов, которые сопровождалось образованием амфибол-хлорит-эпидот-цоизитовой тонко- и криптозернистой основной массы, насыщенной будинированными обломками минералов и пород. Наличие в рассланцованных породах хаотической плейчатости, борозд скольжения на поверхности образцов, а также фрагментов мелких складок с четко выраженными шарнирами, вдоль которых ориентирована линейность, указывают на то, что тектонические движения развивались в условиях сдвига, возможно, с наклонными сместителями. Наибольшее распространение эти породы получили в районах восточной части впадины Маркова и Рудного по-

лигона, где были обнаружены фрагменты массивной и прожилково-вкрапленной сульфидной руды.

По вещественному составу изученные габброиды обнаруживают существенные вариации. Их общей чертой за некоторым исключением являются крайне низкие концентрации калия (K_2O 0.04–0.12%) и фосфора (P_2O_5 0.01–0.09%).

Широким распространением пользуются породы с низким и очень низким содержанием TiO_2 (0.01–0.15%), также для большинства из них свойственны низкие величины содержания SiO_2 (41.5–45.4%). Минералогически они сложены, главным образом, оливином и плагиоклазом и относительно редкими ксеноморфными зернами клинопироксена. Встречаются акцессорные шпинели. Среди низкотитанистых разновидностей выделяется три разновидности. Первая из них представлена собственно троктолитами. Для собственно троктолитов характерны высокие и очень высокие концентрации магния (MgO 14–17%) и умеренно высокие – глинозема (Al_2O_3 17.9–20.1%), низкие содержания Na_2O (1.12–1.7%) и умереннонизкие – FeO (4.3–7.7%). Вторая разновидность представлена породами, переходными между собственно троктолитами и анортозитами, – лейкократовыми троктолитами. Последние в отличие от собственно троктолитов имеют очень высокие содержания глинозема (Al_2O_3 19.4–27.6%) и кальция (CaO 12.6–14%), пониженные концентрации магния (MgO 4.1–9.5%) и очень низкие – железа (FeO 2.8–3.9%), содержание натрия в целом более высокое (Na_2O 1.8–2.9%). Для третьей разновидности, которая петрографически может быть определена как меланократовый троктолит, также характерны очень высокие содержания магния (MgO 15.3–18.2%), но при низкой концентрации глинозема (Al_2O_3 11.4–15.6%), кальция (CaO 7.3–9.8%) и натрия (Na_2O 1.2–1.6%).

Наибольшим распространением среди изученных габброидов пользуются разновидности, имеющие более высокие содержания титана (TiO_2 0.3–0.7%). Минералогически они сложены преимущественно плагиоклазом и клинопироксеном, некоторые образцы содержат также оливин и ортопироксен, поэтому они могут быть классифицированы как собственно габбро, габбро-нориты, оливиновое габбро. Для этой группы свойственны широкие вариации всех петрогенных окислов, но в среднем они имеют более высокие концентрации кремнезема (SiO_2 45.3–52.56%). В этой же группе оказались пегматоидные габбро, которые слагают жилы в серпентинизированных перидотитах. Для них свойственны широкие вариации в содержании кремнезема, глинозема, кальция и натрия.

В целом довольно представительна группа собственно габбро с относительно высокими содержаниями титана. Они образуют две совокупности пород. Одна из них выделяется умеренно-

высокими содержаниями титана (TiO_2 1.1–1.3%), натрия (Na_2O 2.6–3.68%), железа (FeO 7.5–8.4%) и кремния SiO_2 (48.3–50.95%). Другая характеризуется очень высокими концентрациями SiO_2 (53–56.75%), Na_2O (4.12–6.78%) и P_2O_5 (0.57–1.29%), более высоким содержанием титана (TiO_2 1.44–2.58%), повышенной концентрацией калия (K_2O 0.17–0.8%), низкой – магния (MgO 2.16–3.06%) и кальция (CaO 5.42–8.15%). Среди этой разновидности пород охарактеризован образец габбро с повышенным содержанием рудного минерала. Отличительной чертой его химического состава является очень высокая концентрация железа (FeO 16.5%).

Проведенное изучение химического состава габброидов, основные выводы которого представлены выше, позволяет выделить среди них четыре группы, характеризующиеся специфическими особенностями состава. Первая группа представлена троктолитами и выделяется по очень низким содержаниям титана и кремнезема. В зависимости от минеральных соотношений в этой группе различаются три подгруппы, главным образом, по соотношению магнезиальности и глиноземистости. Вторая группа образована габбро, габбро-норитами, оливиновыми габбро, которые имеют более высокие содержания титана и кремнезема и средние значения остальных петрогенных окислов. Третья группа – это в основном габбро, имеющие заметно более высокие концентрации кремния и титана, характерные для большинства базальтов, изливающихся на океанское дно, что можно отметить и для остальных петрогенных окислов в этих габбро. Четвертая группа выделяется заметно повышенными содержаниями кремнезема, титана, фосфора и калия.

Для отдельных образцов из первых трех групп было проведено изучение распределения редкоземельных элементов (рис. 9). Полученные спектры РЗЭ указывают на то, что исходным расплавом для формирования этих пород были толеиты N-типа MORB. Один от другого данные спектры отличаются по абсолютным значениям концентраций элементов, свидетельствуя о том, что породы образовались на разных стадиях дифференциации магматического расплава. Наиболее примитивные из них – троктолиты первой группы, более дифференцированные – габбро второй группы, и заметно более дифференцированные – габбро третьей группы. Кумулятивная природа габброидов первых двух петрохимических групп отчетливо подчеркивается интенсивной положительной европиевой аномалией на спектрах РЗЭ, характеризующих породы этой группы. Следует отметить, что проанализированный образец габбро третьей группы выделяется некоторым обогащением легкими лантаноидами, что указывает на примешивание к его исходному расплаву вещества обогащенной мантии.

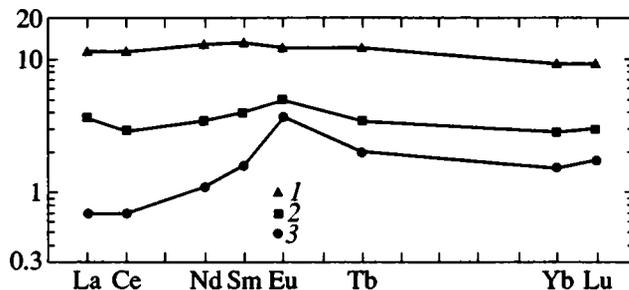


Рис. 9. Диаграмма распределения редкоземельных элементов в габброидах

1 – троктолиты первой группы (обр. 2234/12); 2 – габбро второй группы (обр. 2240/2); 3 – габбро третьей группы (обр. 2234/24)

Наличие среди габбро четвертой группы очень высококалиевых разновидностей (K_2O 0.8%) указывает на то, что данные породы могли кристаллизироваться из обогащенных расплавов.

При составлении выделенных групп габброидов с классическим разрезом океанической коры видно, что породы первой и второй группы соответствуют полосчатому комплексу, слагающему низы 3-го слоя океанической коры, при этом породы второй группы характеризуют более высокие горизонты полосчатого комплекса. К этой же группе относятся и габбро, слагающие жилы в перидотитах. Это свидетельствует о том, что полосчатый комплекс формировался внутри перидотитового субстрата. Габброиды третьей группы представляют уровень изотропных габбро, сформировавшихся уже из эволюционированных базальтовых расплавов. Габброиды четвертой группы, по-видимому, характеризуют наиболее верхние участки разреза 3-го слоя, сформировавшиеся на последних этапах активности магматической камеры. Вероятно, они претерпели заметное воздействие интеркумуляционной жидкости, которая, судя по набору пород в драгированном материале, могла иметь плагиогранитный состав. На это указывают и наблюдающиеся соотношения между плагиогранитами и габброидами.

Породы первой и второй группы встречены в различных структурах, удаленных к северу от разлома Сьерра-Леоне. Породы третьей и четвертой группы распространены только в пределах рудовмещающих структур – на Рудном полигоне и во впадине Маркова и непосредственно вблизи них, при этом они ассоциируют с габброидами первых двух групп, которые также здесь широко представлены. Эти особенности пространственного распространения габброидов различного состава находят хорошее соответствие с распределением различных базальтов в пределах района Сьерра-Леоне. Низкотитанистые в целом высокомагнезиальные габброиды пространственно ассоциируют с высокомагнезиальными слабо

дифференцированными базальтами. Базальты рудовмещающих структур образуют протяженную дифференцированную серию, включая, в том числе, и высокомагнезиальные разновидности. Аналогично габброиды, встреченные на этих участках, образуют протяженный ряд дифференциации, указывая на продолжительную эволюцию магматической камеры. И среди базальтов, и среди габброидов, характеризующих рудовмещающие структуры, обнаружены производные обогащенных расплавов, наряду с доминирующими представителями деплетированных выплавок.

Ультрамафиты. Борта рифтовой долины, рифтовые горы (ст. S2235) и нередко днище рифтовых впадин (см. рис. 3, 4) сложены преимущественно различными ультраосновными породами, среди которых преобладают лерцолиты с порфирикластическими текстурами. Распространены также гарцбургиты и дуниты. Дуниты слагают 30–40-сантиметровые глыбы и нередко содержат струйчато-полосчатые или шлировые скопления средне-, густовкрапленного мелко- или крупнозернистого хромита. Это позволяет предполагать, что дуниты формируют довольно крупные тела среди гарцбургитов, а не только полосы и жилы. Особенно много дунитов встречено в верхней части западного борта рифтовой долины на станции S2229 и на противоположном восточном борту, также в верхней его части, на станциях S2231 и S2232, а также на станции I1060. Практически всегда перидотиты ассоциируют с продуктами их динамометаморфического преобразования: змеевиками, серпентин-хлоритовыми и серпентин-амфибол-тальковыми сланцами.

Макроскопическая характеристика ультрамафитов дает, в определенной мере, представление об условиях их нахождения и преобразований на океанском дне, поскольку эти породы легко вовлекаются во многие экзогенные процессы, становясь их индикаторами. Глыбы и обломки ультрамафитов с многочисленными зеркалами скольжения извлечены, в основном, из мягких (неконсолидированных) голубовато-серых или охристо-желтых глин, и только на станции S2232 они включены в плотную консолидированную серпентинитовую брекчию. Разные условия серпентинизации и выветривания ультрамафитов обуславливают охристо-желтые, темно-серые, черные, темно-зеленые, яблочно-зеленые и вишнево-красноватые окраски. Образование разных форм окислов железа, являющихся индикаторами условий вторичных процессов, связано с низко-среднетемпературной гидротермальной переработкой уже серпентинизированных ультрамафитов и их последующими изменениями при взаимодействии с циркулировавшей нагретой морской водой. Условия гидротермальных процессов, ведущих к образованию гематита, карбонатизации, образованию жил цеолитов и выносу двухвалентных катионов (Mg, Fe)

из пород, очевидно, сильно различались на изученной площади. Так, обилие карбонатных прожилков, цементирующих разрушенные серпентиниты, серпентин-карбонатные брекчи, офикальциты наблюдались на западном борту рифтовой долины (станции S2231 и S2232); красноватые, красно-черные серпентиниты с гематитом в большом количестве присутствуют на станциях S2232 и S2250 и встречаются почти на всех станциях в ассоциации с зелеными серпентинитами.

Наряду с сильно выветрелыми, гидротермально переработанными серпентинизированными и карбонатизированными ультрамафитами, распространены в основном на поднятиях в областях нетрансформных смещений, во впадине Маркова (ст. I1063, I1068), в большом количестве подняты совершенно свежие, без следов низкотемпературных изменений лерцолиты, гарцбургиты и оливиновые энстатититы. На многих станциях подняты образцы гарцбургитов и дунитов с жилами мелкозернистого и пегматоидного габбро: S2229, S2244, S2245, S2250, I1060, I1063, I1068. Мощность этих жил колеблется от долей сантиметра до 3–4 см, контакты нерезкие, и по простиранию жилы переходят в цепочки плагиоклаза и (или) диопсида. Форма жил меняется от прямолинейной до извилистой; ветвящиеся жилы пересекают полосчатость и линейно-плоскостные ориентировки перидотитов. В дунитах отмечены пластические сдвиговые деформации на контакте с метагаббровой жилой (образец S2229/20), свидетельствующие о внедрении расплавов по трещинам, в том числе сдвиговым, в остывающие перидотиты. В экзоконтактах жил наблюдается рекристаллизация оливина, образование светло-желтого плеохроирующего амфибола, иногда импрегнация плагиоклаза. Обилие жил габбро в ультрамафитах отражает, вероятно, тот факт, что на океанское дно выведена область контакта реститовых и плутонических комплексов (петрологическая граница кора – мантия).

Состав и структура ультрамафитов. В поднятом материале представлен весь ряд реститовых ультрамафитов по степени их деплетирования: лерцолиты – гарцбургиты – дуниты + оливиновые энстатититы. В крупных глыбах видна полосчатая структура перидотитов, обусловленная неравномерным распределением крупных зерен пироксенов. Как правило, проявлена четкая плоскостная ориентировка пироксенов и хромшпинелидов, а также линейность энстатит-хромшпинелевых агрегатов. Типичные структуры сплошного твердопластического течения ультрамафитов выражены агрегатной, мономинеральной и “pull-apart” типами линейности и видимой плоскостной ориентировкой пироксенов и хромшпинелидов (уплощенность – плоскость F), конформной полосчатости (S) или секущей ее. Преобладают порфирикластические грубозернистые структуры перидотитов; ти-

пичные милонитовые структуры относительно редки.

Впервые встречена особая разновидность перидотитов – совершенно свежие породы с неравномерным и, вероятно, незакономерным распределением орто- и клинопироксенов. В них слабо проявлена плоскостная ориентировка минералов; пироксены образуют шпировидные скопления или одиночные зерна, рассеянные среди полигональнозернистого оливина (0.5–1.5 мм) с редкими реликтами крупных (до 8 мм) деформированных оливинов с полосами излома. Крупные энстатиты (4–7 мм) деформированы с изгибом трещин спайности и рекристаллизованы, замещены тонкозернистым оливин-диопсидовым агрегатом по краям и “обтерты”, развернуты в разных направлениях. Диопсиды трещиноваты, деформированы и более сильно, чем энстатиты, замещены по периферии и по трещинам криптозернистым агрегатом оливина + амфибола. Хромшпинелид коричнево-красноватый, субгедральный (1–4 мм), образует цепочки и скопления рядом с энстатитом. Во многих образцах присутствуют тончайшие (от 0.01 мм до 2 мм) прожилки мелкозернистого плагиоклаза, пространственно ассоциирующие с зонами особенно интенсивных деформаций и рекристаллизации породы. Вдоль границ плагиоклаза с оливином и энстатитом развиты тонкие лейсты бесцветного хлорита и мелкоигльчатые амфиболы. В целом главная особенность этих пород состоит в глубокой высокотемпературной рекристаллизации всех минералов и особенно оливина.

По составу минералов ультрабазиты подразделяются на две группы (рис. 10, 11). Породы первой группы – слабо деплетированные лерцолиты – слагают верхнюю часть поперечного поднятия в области нетрансформного смещения 6°15' с.ш. на станциях S2231 и S2232; породы второй группы – умеренно деплетированные лерцолиты и гарцбургиты – слагают основную часть структур, где обнажены ультрамафиты (см. рис. 3) (ст. S2231, S2229, S2236, S2240, S2244, S2245). Ультрамафиты первой группы содержат оливин с Mg# 86–91, энстатит с Mg# 90.8–91.5 при содержании Al₂O₃ 2.7–4%, клинопироксен, содержащий от 3.6 до 5.5% Al₂O₃ и около 0.2% Na₂O. Низкая хромистость шпинелида (Cr# 19–25) вкпе с составами силикатов указывает на низкую степень частичного плавления перидотитов – около 12% [14]. В свежих рекристаллизованных перидотитах станций I1060 и I1063 оливин с Mg# 90–91 ассоциирует с глиноземистым энстатитом (Al₂O₃ 3.3–3.9%) и среднехромистым шпинелидом с Cr# 33–35; диопсид первой генерации содержит глинозема меньше, чем энстатит, – 2.9%, что связано с частичным замещением диопсида паргаситовой роговой обманкой. На рис. 9 и 10 видно сходство составов свежих лерцолитов–гарцбургитов с составами чрезвычайно сильно деформированных, рекрис-

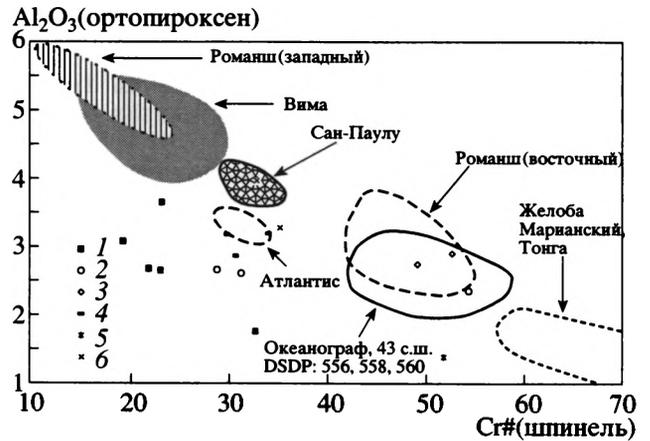


Рис. 10. Диаграмма соотношений хромистости в хромшпинелидах и Al₂O₃ в ортопироксенах ультрабазитов

Станции драгирования: 1 – S2231, S2232, 2 – S2240, 3 – S2244, 4 – S2245, 5 – S2250, 6 – I1063

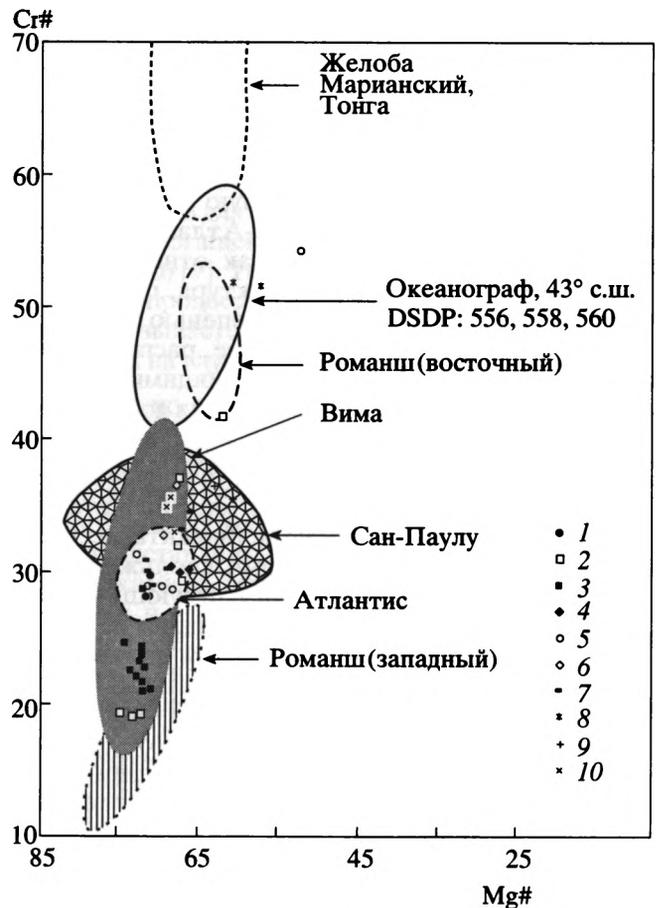


Рис. 11. Диаграмма хромистость–магнезиальность в хромшпинелидах ультрабазитов

Станции драгирования: 1 – S2229, 2 – S2231, 3 – S2232, 4 – S2236, 5 – S2240, 6 – S2244, 7 – S2245, 8 – S2250, 9 – S1035, 10 – I1063

таллизованных перидотитов и милонитов по ним из разлома Сан-Паулу.

Для пород второй группы характерны большие вариации магнезиальности силикатов – оливин с Mg# 90–91, энстатит с Mg# 89.0–91.7. Содержания Al_2O_3 в ортопироксене варьируют от 1.8 до 3.4%, а в клинопироксене – от 3.65 до 5%. Хромистость шпинелидов также широко варьирует: Cr# 28–42, при преобладании значений 28–35. Породы такого состава соответствуют реститам со степенью частичного плавления 14–16% [14].

На станциях S2244 и S2250 встречены гарцбургиты с высокохромистыми (Cr# 46–53) и одновременно высокотитанистыми (TiO_2 0.24–1%) акцессорными хромшпинелидами. В этих же породах пироксены имеют аномально высокие значения отношения Cr_2O_3/Al_2O_3 (относительно низкие содержания Al_2O_3 при стабильно высоком содержании Cr_2O_3) и низкую магнезиальность оливинов – Mg# 88–81. Это свидетельствует о неравновесности минеральных парагенезисов ультрамафитов и вероятном изменении составов минералов после отделения расплавов в результате последующих метасоматических процессов, вызванных импрегнацией базальтовых расплавов.

Таким образом, в районе Сьерра-Леоне преобладают умеренно деплетированные перидотиты с небольшими вариациями степени частичного плавления. Поэтому литосферную мантию обсуждаемой области Срединно-Атлантического хребта можно рассматривать как относительно однородную. Единственная структура, где встречены ультрабазиты с меньшей степенью деплетированности, – небольшое поднятие, расположенное на $6^{\circ}09'$ с.ш., между перекрывающимися (проградирующими) сегментами рифтовых долин.

Продукты средне-низкотемпературной гидратации и динамометаморфизма перидотитов и дунитов представлены рассланцованными серпентинитами, тальк-серпентиновыми сланцами, талькитами, змеевиками с обильными зеркалами скольжения и жилами хризотил-асбеста, присутствующими во многих драгах и особенно – на станциях S2232 и S2244. В восточном борту рифтовой долины на станции S2229 поднят массивный талькит (обр. S2229/12), представляющий редкий случай псевдоморфного замещения энстатитового дунита тонкочешуйчатым тальком, с сохранением всех деталей первичной структуры породы и ксеноморфного оранжево-желтого хромшпинелида. То обстоятельство, что сквозь тальковый агрегат отчетливо проступает ячеистая структура пельтально-серпентинизированного оливина, позволяет предполагать псевдоморфное замещение уже серпентинизированной породы – “пропаривание” ее горячими растворами.

Рассланцованные серпентиниты состоят из чешуйчато-листоватого серпентина с примесью хло-

рита, талька и магнетита, иногда – актинолита и реликтов хромшпинелида. С увеличением количества талька породы приобретают зеленовато-белый цвет, первичная текстура в них, как правило, не сохраняется. Змеевики – темно-зеленые, черные породы, изобилующие зеркалами скольжения. Как правило, в них присутствуют многочисленные жилы длиноволокнистого голубовато-зеленоватого, зеленовато-белого хризотил-асбеста. В серпентинизированном порфирокластическом перидотите обр. S2244/21 по зеркалам скольжения развита обильная сульфидная и самородная минерализация: ярко-желтые, золотистые и розовато-желтые рудные минералы (пирит, пирротин, пентландит, миллерит), размером 0.3–2.5 мм; часть их растерта в виде пластинок по зеркалам скольжения.

ГЛУБИННЫЕ РАСПЛАВЫ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Результаты исследования составов базальтовых стекол легли в основу при выяснении параметров глубинных расплавов в районе разлома Сьерра-Леоне. Оценки условий плавления мантийного субстрата с образованием первичных магм по методике [17] были проведены для всех 23 драгировочных станций, на которых были подняты стекла. В результате оказалось возможным выяснить, в первую очередь, характер изменения глубин и температур магмогенерации в пространстве и во времени.

По особенностям распределения глубин и температур образования расплавов вдоль рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта, как и по составам стекол, отчетливо выделяются три сегмента (см. рис. 3). Южный и северный обладают устойчивыми параметрами магмогенерации с минимальными для района Сьерра-Леоне глубинами (44–55 км) и температурами (1320–1370°C). Для центрального сегмента характерны широкие вариации с максимальными значениями как глубин (45–78 км), так и температур (1330–1450°C) плавления мантийного субстрата (рис. 12). Можно отметить, что для магматических систем около участков с сульфидным оруденением характерно несколько необычное сочетание высоких температур с минимальными глубинами.

В разрезе вкрест простирания рифта Срединно-Атлантического хребта устанавливается закономерное симметричное изменение параметров генерации глубинных первичных расплавов от флангов хребта к рифтовой долине. Как с запада, так и с востока одновременно увеличиваются глубины (максимальные значения изменяются от 47 до 55 км) и температуры (от 1340 до 1370°C) магмогенерации [9]. Таким образом, в районе разлома Сьерра-Леоне происходит эволюция во времени условий образования первичных расплавов с повышением их параметров. Область магмогене-

рации в мантии района Сьерра-Леоне располагается на разной глубине (от 44 до 62 км) и обладает переменной мощностью от 5–10 до примерно 30 км. Наибольшее влияние на магматизм рассмотренного района, в том числе на возможные связи магматических систем с рудообразующими процессами, оказывает верхняя, наиболее приближенная ко дну океана, поверхность магмогенерирующего “слоя”. Скорее всего, именно конфигурация и температурный режим этой верхней пограничной зоны прямо ответственны за характер проявления магматических процессов и оказывают существенное влияние на особенности гидротермальных рудообразующих систем.

Составы первичных глубинных расплавов района Сьерра-Леоне были рассчитаны по программе КОМАГМАТ на основе данных по базальтовым стеклам [9]. По содержанию MgO (максимум около 20.2% отмечен для станции I1019) исходные магмы соответствуют пикробазальтам и эволюционируют при подъеме к поверхности дна океана с ростом содержания SiO₂ и падением концентрации магния до уровня оливиновых базальтов. Рассчитанные средние составы первичных расплавов более выдержаны по значениям геохимических характеристик в отличие от базальтовых стекол, для которых установлены существенные вариации содержания химических компонентов. В то же время основные черты изливающихся расплавов находятся в явной зависимости от особенностей глубинных магм. В частности, в центральном сегменте последовательно с юга на север вдоль рифтовой зоны увеличивается содержание магния в исходных расплавах, что находит свое отражение в соответствующем изменении геохимии стекол в сторону более примитивных (с понижением значений K₂O/TiO₂ и содержания K₂O) составов. Хорошо соответствует распределение K₂O/TiO₂ в стеклах изменению данного параметра в начальных расплавах – совпадение максимумов для станции I1068 и минимумов на широте около 6° с.ш.

В разрезе вкрест простирания рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта содержание магния в первичных расплавах заметно увеличивается, в то время как значения K₂O/TiO₂ явно уменьшаются от 0.09 до 0.04. Эти данные свидетельствуют о генерации в настоящее время в глубинных мантийных условиях района Сьерра-Леоне более примитивных первичных расплавов, чем в прошлом.

Анализ распределения расчетных концентраций воды в исходных расплавах района Сьерра-Леоне показал, что глубинные магмы в рифте Срединно-Атлантического хребта на удалении от трансформных разломов очень сухие (0.08–0.12% H₂O), в то время как вблизи разломных зон магматические системы в мантии явно обогащены

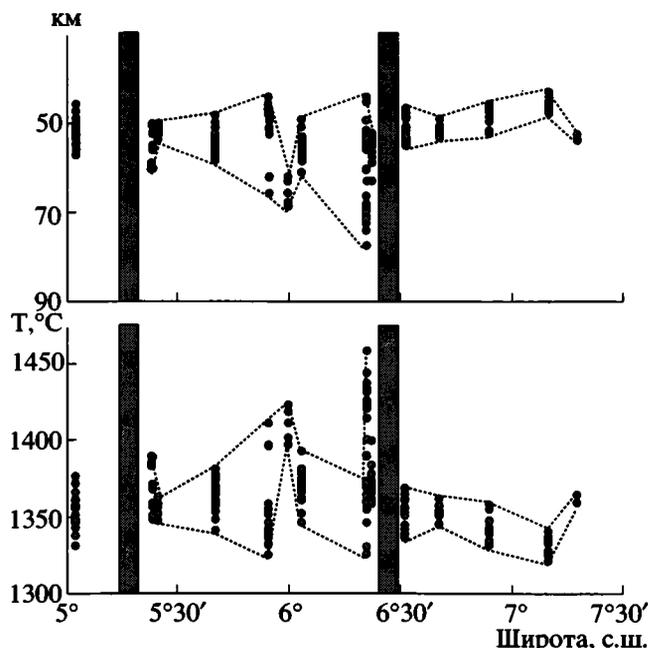


Рис. 12. Распределение значений глубин, км и температур (T, °C) магмогенерации вдоль рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта
Серыми полосами показаны условные границы между отдельными сегментами

водой (от 0.2% для станции S2246 до близких по значениям к обогащенным расплавам типа E-MORB – 0.3%, S2230) [9]. Таким образом, влияние геодинамических процессов развития трансформных разломов сказывается в накоплении воды в мантийных расплавах на глубинах до 60 км (станция S2230).

Особенно широко гидротермальные образования развиты в районе станций S2231, S2232 и S2234, расположенных к югу от разлома Сьерра-Леоне и приуроченных к резкому изгибу рифтовой долины. В материале станций S2231, S2232 они представлены в основном карбонатными прожилками в гипербазитах, часто с жеодами, щетками и друзами мелких кристалликов. Особый интерес представляют брекчии, состоящие из обломков серпентинитов, сцементированных карбонатным цементом, на который нарастают друзы удлиненных кристалликов (с размерами кристаллических фаз до 5 мм) арагонита. На станции S2234 воздействие гидротермальных растворов выразилось в замещении клинопироксена амфиболами преимущественно актинолитового ряда и в широком развитии сульфидов, проникающих по трещинкам в измененных вкрапленниках пироксенов и формирующих самостоятельные фазы в основной массе между мелкими удлиненными кристалликами плагиоклаза.

В результате проведенных исследований флюидных включений во вторичных минералах из ба-

зальтов станции S2234 было выяснено, что в данном районе активно действуют гидротермальные системы с температурами 205–226°C, в растворах которых преобладает NaCl с примесью Na₂SO₄ и KCl, с общей концентрацией солей 3.8–5%. Незначительные содержания солей (с преобладанием соединений натрия) свидетельствуют о том, что источником данных гидротермальных растворов была морская вода. Наличие в составе гидротерм Na₂SO₄ указывает на его активное участие при образовании сульфидной минерализации [4].

На станции I1025 получены базальты с кварцевыми жилами (до 5 мм), содержащими пирит, халькопирит и атакамит (?), а также амфибл-хлоритовые метасоматиты с вкраплениями пирита [7]. С восточного борта рифтовой впадины Маркова (станция I1032) наряду с габброидами получено большое количество околорудных метасоматитов, содержащих вкрапления сульфидов, гидротермальные жилы, содержащие зерна сульфидов (сфалерит), а также фрагменты неокисленной массивной сульфидной руды. Петрографическое изучение показало, что метасоматиты сформировались в результате замещения катаклазированных габброидов. По данным рентгенофазового анализа метасоматиты сложены пиритом, эпидотом, хлоритом и амфиболом, а руда – халькопиритом с небольшой примесью эпидота и хлорита [7]. Тонкие пленки Fe-Mn окислов с поверхности базальтов, полученных из впадины Маркова (станция I1043), обогащены Cu, Zn, Fe и Mn²⁺ по сравнению с Fe-Mn корками из соседних участков [1].

Многообразие типов серпентинизации и разнообразие состава продуктов подводного выветривания ультрамафитов даже в пределах одной станции: красные гематитизированные серпентиниты, черные серпентиниты, насыщенные магнетитом + маггемитом и разными формами окислов, гидроокислов железа, карбонатизация, с образованием офикальцитовых брекчий, и присутствие плотных литифицированных осадочных обвалных брекчий на станциях S2232, 2231, широкое развитие цеолитов – все это позволяет предполагать активную гидротермальную деятельность на океанском дне в районе Сьерра-Леоне в недавнее время.

Прямые указания на наличие современной гидротермальной активности в рассматриваемом районе можно считать данные STD-зондирования, в ходе которого были измерены температура и соленость морской воды на профиле от поверхности океана до дна.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА СЬЕРРА-ЛЕОНЕ

Анализ морфологии, распределения разнотипных пород и их деформации в районе между 7°10'

и 5° с.ш. позволяют определить тектонические структуры, характерные для этого региона.

На юге, в районе 5°03' с.ш., простирание рифтовых структур меняется с меридионального на северо-западное (азимут около 340°). В этом же районе (станция I1044) были подняты ультрабазиты. Это, видимо, свидетельствует о том, что изменения простирания структур имеют тектоническую природу. При этом только первая (ближняя к оси рифта) гряда рифтовых гор имеет северо-западное простирание, в то время как вторая и более удаленные структуры сохраняют меридиональное простирание. Учитывая, что севернее (в районе 5°10'–5°19' с.ш.) все структуры имеют северо-западное простирание, можно сделать вывод, что формирование косых структур в районе 5°03'–5°10' с.ш. произошло сравнительно недавно. Основной разворот рифтовых гор и межгорных впадин проходит в районе 5°09'–5°10' с.ш. Севернее, вплоть до разлома Богданова, меридиональные простирания структур встречаются крайне редко. Между 5°10' и 5°40' с.ш. к западу от рифтовой долины развиты как линейные хребты, с крутыми эскарпами, имеющими тектоническую природу, обращенными к востоку, так и изометричные поднятия. И те, и другие, по данным драгирования, сложены исключительно базальтами, причем базальты произошли из обогащенного источника [9]. По всей видимости, океаническая кора здесь имеет нормальное строение, на что указывают и низкие значения аномалий Буге (см. рис. 5). Отмечается резкая асимметрия структур по отношению к оси рифтовой долины, к востоку от которой распространены исключительно ультрабазиты. На всем протяжении от 5° до 5°48' с.ш. рифтовая долина отчетливо прослеживается в виде единой структуры. В районе 5°48' с.ш. имеется меридиональная перемычка шириной около 8 км и высотой около 700 м, разделяющая рифтовую долину на два сегмента. Это линейное поднятие сложено преимущественно ультрабазитами и, судя по кулискому расположению структур в пределах гребневой части Срединно-Атлантического хребта, находится в области левостороннего нетрансформного смещения. То, что граница данного поднятия прихотливо извилистая, скорее, свидетельствует о его происхождении как части ранее приподнятого блока, в настоящее время расчлененного продвигающимися рифтовыми долинами. Отчетливо видно, что северная часть южного рифтового сегмента в виде клиновидной структуры проградирует в северо-западном направлении. Зеркальным отображением являются структуры северного рифта (впадина Маркова), проградирующие в южной части в юго-восточном направлении. Здесь эта зона приурочена к протяженному эскарпу, протягивающемуся, по крайней мере, на 40 км. По всей видимости, это один из молодых глубинных срывов,

имеющий сбросовую природу, по которому могли выводиться глубинные породы (ультрабазиты и габброиды), претерпевая метаморфизм и хрупкие деформации, о чем свидетельствуют результаты драгирования западной части впадины Маркова. Восточный борт данной впадины построен сложнее. Здесь тектонический эскарп северо-западного простирания, обращенный в сторону рифтовой долины, разбит небольшими меридиональными правосторонними сдвигами на отдельные сегменты, протяженностью около 2–4 км. То, что в пределах впадины Маркова распространены, наряду с метаморфизованными и тектонизированными, совершенно не измененные глубинные породы, свидетельствует о том, что в ходе спрединга на поверхность дна выводились крупные целиковые блоки литосферы, а такие структуры, как впадина Маркова (глубиной более 5 км), являются областями некомпенсированного растяжения океанической коры. Из нее поднято незначительное количество базальтов с очень свежим закалочным стеклом и выявлена повышенная температура придонной воды, что указывает на ее современную активность. Тем не менее впадина заполнена осадками, мощность которых достигает 40 м, что говорит о том, что этот участок дна длительное время был тектонически и магматически пассивным. В то же время в следующей к западу депрессии осадочный чехол отсутствует, и, возможно, она является зарождающимся рифтом.

Наиболее крупным из нетрансформных смещений района является разлом Сьерра-Леоне. Здесь северный сегмент рифтовой долины перекрывается южным более чем на 20 км. Причем обе проградирующие во встречных направлениях рифтовые долины оканчиваются в виде нескольких клиновидных зон растяжения, прослеживающихся в ранее сформированные структуры гребневой части Срединно-Атлантического хребта. В зоне данного нетрансформного смещения в поднятых породах отчетливо фиксируются разнообразные деформации. Здесь широко развиты тектонические серпентинитовые брекчии с обломками как массивных, так и полосчатых перидотитов с различным характером вторичных изменений (от относительно свежих до рассланцованных и гидротермально измененных). На обломках пород в большом количестве имеются зеркала скольжения, развиты жилы асбеста и серпофита. Цемент брекчии – глинистый (тальк-серпентинитовый).

Как видно из строения наиболее детально драгированного сегмента между нетрансформным смещением 5°48' с.ш. и разломом Сьерра-Леоне, на глубинах 2200–2600 м разрушенные перидотиты формируют обвальные брекчии, офикальциты, тогда как с глубин 3200–4800 м подняты несерпентинизированные перидотиты. Таким обра-

зом, есть все основания для вывода о длительном полихронном процессе выведения мантийных пород в этом районе.

В целом район разлома Сьерра-Леоне имеет следующее строение. Вкрест простирания рифтовая долина сменяется либо поднятиями (линейными или изометричными), либо пологими и слабо расчлененными выровненными впадинами с глубинами 3500–3800 м. Склоны поднятий, обращенные в сторону рифтовой долины, представляют собой крутые тектонические эскарпы. Вертикальная составляющая перемещений по плоскостям эскарпов достигает 500 м. Если исходить из того, что положение современной рифтовой долины сохранялось неизменным в течение продолжительного времени, то к востоку от оси современного рифта эскарпы должны иметь западное падение, а к западу, соответственно, восточное. Подавляющее большинство эскарпов, с теми или иными отклонениями в простирании, обращено в сторону оси современного рифта, что согласуется с моделью их образования как поверхностей сбросов, сформированных в районе современной зоны спрединга. В то же время имеются крупные эскарпы с падением плоскости сместителя в противоположную сторону. Это, на наш взгляд, свидетельствует о том, что имел место перескок оси спрединга в широтном направлении с амплитудой в первые десятки километров. По-видимому, эта зона является зоной растяжения, рассредоточенного по всей гребневой части хребта, и, как показал анализ мощностей и характера деформаций осадочного чехла, вероятно, здесь можно говорить о существовании нескольких рифтов: действующих, зарождающихся и отмирающих.

Наиболее крупные развороты рифтовых долин и сопутствующих структур происходят в трех областях (5°48', 6°15' и 6°50' с.ш.) нетрансформных смещений. Рисунок изгибов линейных гряд (поднятий) на границе с областью смещений указывает на то, что деформации рельефа проходили в условиях левого сдвига, по которому смещалась ось рифта. Одним из наиболее крупных левосторонних сдвигов и является разлом Сьерра-Леоне. По кинематике эти области представляют собой зоны сдвига без полного разрыва рифтовых структур [15]. Поля напряжений, характерные для сдвиговых зон, приводят к сложному переходу между сегментами рифтовых долин, попадающих в данное поле напряжений. Образуются структуры перекрывающихся рифтов, когда два противоположных рифтовых сегмента в ходе растяжения начинают проградировать в меридиональном направлении с некоторым смещением один относительно другого, образуя кулисообразные структуры. По мере разрастания океанического дна и увеличения расстояния между осями рифтовых долин центры спрединга могут скачкообразно перемещаться во встречном на-

правлении. Этот процесс приводит к тому, что в широтном направлении поднятия на бортах рифтовых долин чередуются с брошенными сегментами рифтовых долин. Многочисленные тектонические нарушения различного порядка имеют здесь преимущественно северо-западное простирание. Такая ориентировка, видимо, связана с существованием, помимо широтной компоненты, меридиональной составляющей растяжения. Поля напряжений, характерные для сдвиговых зон, накладываясь на рифтогенез в осевой части спрединга, вероятно, обуславливают и формирование крупных впадин в областях изгиба рифтовых долин. Как нами было отмечено ранее, наличие в расланцованных породах хаотической плейчатоности, борозд скольжения на поверхности образцов, а также фрагментов мелких складок с четко выраженными шарнирами, вдоль которых ориентирована линейность, указывают на то, что тектонические движения в зонах нетрансформных смещений развивались в условиях сдвига, возможно, с наклонными сместителями.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ В РАЙОНЕ 7°10'–5° с.ш.

В пределах рассмотренного крупного отрезка Срединно-Атлантического хребта сегменты более высокого порядка, разделенные зонами нетрансформных смещений рифтовой долины, имеют разную морфологию и различное геологическое строение. Именно эти структурные, геофизические и вещественные различия и вся геологическая картина в целом позволяют реконструировать историю формирования океанической литосферы района 7°10'–5° с.ш. за последние несколько миллионов лет. Наши представления об этих процессах отражены на концептуальных разрезах, представленных на рис. 4.

Общей чертой геологического строения флангов гребневой зоны хребта всего района является широкое распространение базальтов. Кроме того, в северном и центральном сегментах в виде блоков различного размера подняты: а) комплексы пород с наблюдаемыми в образцах магматическими контактами, характеризующими прямые зоны перехода базальты–долериты–габбро и габбро–перидотиты (мантийные реститы); б) большое количество пород плутонических расслоенных серий габброидов с кумулятивными структурами. На этом основании мы можем судить, что 1.5–2 млн. лет тому назад (время оценивается приблизительно по средней скорости спрединга, характерной для этого района Срединно-Атлантического хребта) спрединг океанского дна сопровождался интенсивным поступлением расплавов с формированием нормального разреза океани-

ческой коры. Растяжение коры сопровождалось образованием листрических сбросов. Метаморфические преобразования пород выразились в массовой петельчатой серпентинизации ультрамафитов и псевдоморфном замещении темноцветных минералов актинолитом в габброидах. Локально проявленное расланцевание сопровождалось низкотемпературной гидратацией всех пород разреза.

Начиная с 1.5–2 млн. лет, произошло резкое изменение геодинамического режима спрединга, выразившееся, в первую очередь, в снижении магматической активности. В результате продолжавшегося растяжения ранее сформированной океанической коры на поверхность дна по многочисленным глубинным срывам были выведены габброиды и реститовые ультрамафиты, в ряде случаев, как, например, во впадине Маркова, совершенно не измененные. Как следует из анализа морфологии современного рельефа, в это время активно развивались левосторонние нетрансформные смещения рифтовой долины и имели место перескоки оси спрединга. Судя по широкому распространению глубоко дифференцированных габброидов, разнообразию их структур (от мелкозернистых до пегматоидных), как свежих, так и серпентинизированных ультрамафитов и магматическим соотношениям перидотит–габбро, наблюдаемым в образцах, есть основания предполагать, что на поверхность дна выведены фрагменты крупных магматических камер, сформированных в верхних частях литосферы. И для габброидов, и для перидотитов чрезвычайно характерно развитие разнообразных деформационных текстур: от статической высокотемпературной рекристаллизации перидотитов, порфинокластических и милонитовых структур, образованных в ходе пластического течения перидотитов и габбро, до брекчевидных текстур габброидов–плаггиогранитов. В ходе этого процесса образовалась кора, состоящая из тектонически разобщенных, деформированных и перемешанных блоков различных пород. Степень этого хаоса максимальна в зонах нетрансформных смещений рифтовых долин. В рифтовых зонах молодые лавы частично перекрывают сложные структурные соотношения между породами.

Развитие мощных зон различных глубинных срывов (листрических разломов, сдвигов по зонам нетрансформных смещений и др.) сопровождалось формированием ультраосновных милонитов (ст. S2229), как “сухих”, так и амфиболсодержащих, а также флазер-габбро, т.е. относительно высокотемпературных (950–750°C), глубинных (6–4 км) метаморфитов, отражающих деформационные процессы в верхах литосферы. Возможно, большинство из них представляют собой деформационные зоны, являвшиеся литосферными корнями областей нетрансформных смещений.

Сколовые деформации являются более поздними по отношению к листрическим разломам, на что указывают подвороты последних по левым сдвигам.

Вероятное проявление метаморфизма, связанное с хрупко-пластическими и хрупкими деформациями и с циркуляцией (восходящей горячей) морской воды по трещинам в нижней – средней части коры, выражено оталькованием и амфибололизацией серпентинизированных перидотитов. Развитие тальковых псевдоморфоз и венчиков амфиболов, наложенных на петельчатую структуру частично серпентинизированных и рекристаллизованных перидотитов и дунитов, позволяет говорить о прогрессивном метаморфизме серпентинизированных ультрамафитов. В верхних частях коры также происходили деформационные процессы в условиях эпидот-зеленосланцевой фации метаморфизма, о чем свидетельствует широкое распространение катаклазитов и милонитов по габброидам станций I1032, I1060, I1069. Это тонкозернистые, участками тонкополосчатые сланцеватые породы амфибол-хлорит-эпидот-цоизитового (?) состава, насыщенные остроугольными, будинированными обломками зерен и пород. Наличие хаотической плейчтати, борозд скольжения на поверхности обломков, а также фрагментов мелких складок с четко выраженными шарнирами, вдоль которых ориентирована линейность, указывает на то, что тектонические движения развивались в условиях сдвига, возможно, с наклонными сместителями. Наибольшее распространение эти породы получили в районе западной части впадины Маркова–Рудного полигона. Вдоль плоскостей сколовых трещин в ультрамафитах развивались змеевики. Сульфидная вкрапленность часто растерта по более поздним плоскостям скольжения. Также растерты многочисленные жилы длинноволокнистого хризотил-асбеста. По зонам деформаций коры происходила циркуляция морской воды, которая выщелачивала и выносила рудные компоненты из магматических пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования в районе Сьерра-Леоне выявили сложную картину формирования Срединно-Атлантического хребта в районе 5° – $7^{\circ}10'$ с.ш. Здесь установлены три крупных сегмента хребта, разделенные зонами нетрансформных смещений.

Отчетливо фиксируются процессы тектонического выведения на поверхность корово-мантйных пород по наличию многочисленных поверхностей скольжения, меланжированию и истиранию материала. Характерно широкое распространение самых различных деформаций, имевших место на разных уровнях литосферы при формировании разнообразных глубинных срывов (листрических

разломов, сдвигов по зонам нетрансформных смещений и др). Их развитие сопровождалось формированием в мантийно-нижнекоровых породах разнообразных текстур: от статической высокотемпературной рекристаллизации и милонитов, образованных в ходе пластического течения, до брекчевидных текстур габброидов–плагиогранитов, имевших место как в “сухих”, так и “обводненных условиях” и отражающих деформационные процессы в верхах литосферы. Возможно, большинство из них представляют собой деформационные зоны, являвшиеся литосферными корнями областей нетрансформных смещений. В ходе этого процесса образовалась кора, состоящая из тектонически разобщенных, деформированных и перемешанных блоков различных пород.

Установлено по крайней мере два различных этапа образования океанической коры. Более ранний из них характеризовался интенсивными проявлениями магматической активности с излиянием базальтов и формированием крупных магматических камер, в которых дифференциация расплавов проходила вплоть до образования плагиогранитов. Для второго этапа свойственен импульсный характер магматической активности с формированием хаотического разреза океанической коры в ходе “сухого спрединга”.

Важным геологическим фактом, имеющим прямое отношение к рудным процессам, является обнаружение к юго-западу от впадины Маркова поля широкого распространения обогащенных базальтов (E-MORB) в гребневой части Срединно-Атлантического хребта, что свидетельствует о наличии в этом районе ранее неизвестной локальной мантийной неоднородности.

Проведенные исследования особенностей геохимических характеристик базальтовых стекол в районе Сьерра-Леоне свидетельствуют о том, что эволюция магматизма во времени в районе разлома Сьерра-Леоне идет с появлением более глубоких и высокотемпературных разностей при уменьшении влияния материала обогащенного источника. Существует определенная пространственная связь составов расплавов с проявлениями сульфидной минерализации, что дает возможность высказать предположение о перспективности этого района на обнаружение сульфидного оруденения.

Концентрация разрывной тектоники и развитие импульсной магматической активности в этом районе Атлантики обусловили интенсивную циркуляцию морской воды до пограничной зоны кора–мантия. Восходящие нагретые растворы просачивались сквозь деформированные, тектонически дезинтегрированные ультрамафиты, габброиды и базальты, слагающие кору, выщелачивая рудные компоненты, что, в конечном ито-

ге, обеспечивало гидротермальный рудогенез в зонах разгрузки растворов. Наши наблюдения позволяют предположить, что, вероятно, благоприятными условиями для образования сульфидных руд впадины Маркова является сочетание интенсивных тектонических процессов с мощной магматической активностью.

Приведенные материалы показывают, что рассмотренная область Срединно-Атлантического хребта с пониженной сейсмической активностью имеет сложное строение с сегментацией второго порядка. Резкая неоднородность геологического строения хребта, коррелирующаяся с особенностями современной морфологии рельефа, позволяет по-новому обсудить и оценить динамику формирования океанической коры в условиях "сухого" спрединга с пульсационно проявляющейся вулканической активностью.

Работы проводились в соответствии с государственной программой "Мировой океан" Министерства промышленности, науки и технологий Российской Федерации (государственный контракт № МО-3.1.1/3.1.4/4.3.3/5.8(ОО)П) и при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 00-05-64235, 02-05-64046, 02-05-64652).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Базилевская Е.С., Сколотнев С.Г.* Fe-Mn корки района разлома Сьерра-Леоне (Экваториальная Атлантика) // Докл. РАН. 2002. Т. 383. № 6. С. 791–795.
2. *Мазарович А.О., Симонов В.А., Пейве А.А., Ковязин С.В., Третьяков Г.А., Разницин Ю.Н., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Соколов С.Ю., Турко Н.Н.* Гидротермальная минерализация разлома Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 5. С. 1–8.
3. *Мазарович А.О., Соколов С.Ю.* Тектоническое положение гидротермальных полей на Срединно-Атлантическом хребте // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 4. С. 436–439.
4. *Мазарович А.О., Соколов С.Ю., Турко Н.Н., Добролюбова К.О.* Рельеф и структура рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта между 5° и 7°18' с.ш. // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3. № 5.
5. *Пейве А.А., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н., Чиприани А., Лиджи М., Мазарович А.О., Перфильев А.С., Разницин Ю.Н., Савельева Г.Н., Симонов В.А., Сколотнев С.Г., Соколов С.Ю., Турко Н.Н.* Особенности строения района разлома Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 6. С. 803–806.
6. *Пуцаровский Ю.М.* Основные черты тектоники Южной Атлантики. М.: ГЕОС, 2002. 81 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 539).
7. *Пуцаровский Ю.М., Бортников Н.С., Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Колобов В.Ю., Цуканов Н.В., Ляпунов С.М., Шарков Е.В., Мочалов А.Г., Столяров М.И., Кринов Д.И., Раздолина Н.В., Чиприани А.* Массивная и прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация в Срединно-Атлантическом хребте в районе разлома Сьерра-Леоне в связи с особенностями его геологического строения // Докл. РАН. 2002. Т. 384. № 1. С. 83–88.
8. *Пуцаровский Ю.М., Разницин Ю.Н., Мазарович А.О., Сколотнев С.Г., Кежежинская П.К., Турко Н.Н., Пейве А.А., Дмитриев Д.А.* Разломы Архангельского, Долдрамс и Вернадского в Центральной Атлантике: структура и вещественный состав пород // Геотектоника. 1992. № 6. С. 63–79.
9. *Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Симонов В.А., Глазырин Ю.Е., Колобов В.Ю.* Вулканизм Срединно-Атлантического хребта в районе разлома Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) // Российский журнал наук о Земле. 2003 (в печати).
10. *Удинцев Г.Б., Куренцова Н.А., Кольцова А.В., Князев А.Б., Холл Д.К., Удинцев В.Г.* Рельеф и строение экваториального сегмента Срединно-Атлантического хребта // Океанология. 1996. Т. 36. № 6. С. 897–909.
11. *Allerton S., Escartin J.* Extremely asymmetric magmatic accretion of the oceanic crust at the ends of slow-spreading ridge segments // *Geology*. Vol. 28. № 2. P. 179–182.
12. *Bonatti E.* Ultramafic Rocks from the Mid-Atlantic Ridge // *Nature*. 1968. Vol. 218. № 5152. P. 363–364.
13. *Fontinie D., Schilling J-G.* Mantle heterogeneities beneath the South Atlantic: a Nd-Sr-Pb isotope study along the Mid-Atlantic Ridge (3°–46°N) // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1996. Vol. 142. P. 209–221.
14. *Jaques A.L., Green D.H.* Anhydrous melting of peridotite at 0–15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1980. Vol. 73. № 3. P. 287–310.
15. *Parson L., Gracia T., Collier D., German Ch., Needham D.* Second-order segmentation; the relationship between volcanism and tectonism at the MAR, 38°N–35°40'N // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2000. Vol. 178. P. 231–251.
16. *Peyve A., Bonatti E., Brunelli D., Chilikov A., Cipriani A., Dobrolubova K., Efimov V., Erofeev S., Ferrante V., Gasperini L., Hekinian R., Ligi M., Maurizio G., Mazarovich A., Perfiliev A., Raznitsin Yu., Savelieva G., Sichter B., Simonov V., Skolotnev S., Sokolov S., Turko N.* New data on some major MAR structures: initial results of R/V Akademik Nikolaj Strakhov 16 cruise // *InterRidge News*. 2000. Vol. 9. № 2. P. 28.
17. *Schilling J.G.* Geochemical and isotopic variation along the Mid-Atlantic Ridge axis from 79°N to 0°N // *The geology of North America*. V. M. The Western North Atlantic region. The Geological Society of America. 1986. P. 137–152.
18. *Schouten H., Klitgord K.D., Whithead J.A.* Segmentation of mid-ocean ridges // *Nature*. 1985. Vol. 317. P. 225–229.
19. *Tucholke B., Lin J.* A geological model for the structure of ridge segments in slow-spreading ocean crust // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. P. 11937–11958.

Tectonics and Origin of the Oceanic Crust in the Region of “Dry” Spreading in the Central Atlantic (7°10′–5° N)

A. A. Peive*, G. N. Savel'eva*, S. G. Skolotnev*, and V. A. Simonov**

*Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia

**Joint Institute of Geology, Geophysics, and Mineralogy, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, pr. Akademika Koptuyga 3, Novosibirsk, 630090 Russia

Abstract—The structure of the Mid-Atlantic Ridge (MAR) between 7°10′ and 5° N (the Sierra Leone FZ area) is discussed. The paper is based on the results of bathymetric and structural studies performed during Cruise 22 of the R/V *Akademik Nikolai Strakhov* and Cruise 10 of the R/V *Akademik Ioffe* in the years 2000–2002. The studies performed within the Sierra Leone Fracture Zone have revealed three large segments in the structure of the ridge, which are separated by zones of non-transform displacements. Processes of tectonic elevation of crustal and mantle rocks to the seafloor have been reliably recorded from the presence of numerous slickensides and by evidence of rock crushing and attrition. The evolution of large zones of various deep-seated decollements, such as listric faults, strike-slip non-transform displacements, etc., was accompanied by a formation of various textures in the mantle and lower-crust rocks. These textures range from those that resulted from static high-temperature recrystallization and mylonites, which originated due to a plastic flow, to breccia-like textures in gabbroids and plagiogranites, which were formed both in an anhydrous and hydrous environment and reflect the deformation processes in the upper layers of the lithosphere. This process has brought about the formation of a crust that consists of tectonically separated, deformed, and mixed blocks of various rocks. At least two stages in the oceanic crust formation have been revealed. The earlier of them was characterized by intense magmatic activity accompanied by basalt eruptions and by a formation of large magmatic chambers where the melts differentiated up to a plagiogranite formation. A pulsed magmatism was characteristic of the second stage, and it resulted in a formation of a chaotic stratigraphic succession of the oceanic crust in the process of a “dry spreading”. A discovery of a large area of enriched basalts (E-MORB type) in the axial part of the Mid-Atlantic Ridge southwest of the Markov Basin is an important geological fact directly related to ore-forming processes. These basalts indicate a presence in this area of a hitherto unknown local mantle inhomogeneity. A spatial relationship between the melt composition and the sulfide mineralization has been recorded, which allows assuming prospects of the area with respect to discovering commercial sulfide mineralization. It has been revealed that the abundance of faults and the occurrence of pulsed magmatism in this area of the Atlantic brought forth an intense circulation of marine water down to the crust–mantle boundary, and that ascending high-temperature solutions gave rise to hydrothermal mineralization in the zones of their discharge.

УДК 552.3(263)

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ГЛУБОКОВОДНЫХ ВПАДИН СЕВЕРА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ

© 2003 г. Ю. М. Пуцаровский¹, Ю. П. Непрочнов²¹Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117851, Москва, Нахимовский просп., 36

Поступила в редакцию 14.01.2002 г.

В предшествующих публикациях авторов были освещены основные черты тектоники и глубинного строения Южной Атлантики и южного сегмента Центральной Атлантики. В данной статье характеризуются те же параметры для северного сегмента, находящегося между 37 и 52° с.ш. Объекты исследования: Нью-Фаундлендская, Западно-Европейская и Иберийская глубоководные впадины. Показано различие впадин по времени образования, геологическому строению, истории развития и глубинному строению земной коры. В одновременности впадин отражается асимметрия в развитии главной спрединговой системы океана, порожденная нелинейным проявлением геодинамических факторов. Северный сегмент Центральной Атлантики по сравнению с южным характеризуется меньшими размерами структурных форм.

Во всех трех впадинах слой 3А имеет повышенную скорость сейсмических волн (в среднем 7 км/с). Слой 3В (7.2–7.3 км/с) в Иберийской впадине встречается реже, чем в двух других. Сравнение глубинного строения впадин северного и южного сегментов Центральной Атлантики показывает различие скоростных характеристик слоев 1В, 2А, 2С, 3А. Преобладающая мощность коры в северном сегменте равна 8.5 км, а в южном – 6 км. Как показывает Гравиметрическая карта Мирового океана, в северном сегменте преобладают положительные аномалии (до 40–50 мГал); в южном – отрицательные (до 60 мГал).

Геолого-геофизическая специфика сегментов Атлантики отражает особенности глубинной геодинамики, а также крупную неоднородность в строении континентального блока, в пределах которого возникли структуры начальной стадии океанского развития.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение тектоники и локальных неоднородностей глубинного строения океанских котловин в последнее время привлекает все возрастающее внимание геологов и геофизиков в связи с детальным картированием дна и выявлением новых механизмов океанского структурообразования. В двух предыдущих статьях [7, 10] авторами были рассмотрены основные особенности строения земной коры и верхов мантии глубоководных впадин юга Центральной Атлантики и Южной Атлантики, выявлены структурные неоднородности и предложено их тектоно-геодинамическое объяснение. Цель настоящей публикации – обобщить и проанализировать данные о морфоструктурах и глубинном строении впадин северного сегмента Центральной Атлантики.

Нами принимается деление Атлантического океана на три тектонических области 1-го порядка: Южную, Центральную и Северную. Они разделены демаркационными разломами Романш, приуроченным к экватору, и Чарли Гиббс, простирающимся в районе 52° с.ш. Каждая область по особенностям строения подразделяется на сегменты 2-го порядка. В Центральной Атлантике выделяется два сегмента, южный и северный,

раздел между которыми проходит в широтной полосе Азорских островов (37–40° с.ш.) (рис. 1).

Северный сегмент простирается в направлении юг–север на 1600 км; ширина океана здесь составляет 3300 км. От южного сегмента его отличают не только меньшие размеры, но и менее крупные черты тектонического плана, что в особенности относится к глубоководным впадинам. Ниже будет показано, что сегменты различаются также и по глубинному строению впадин. Северный сегмент столь же определенно отличается и от соседнего, относящегося к Северной Атлантике. В частности, в последнем значительнее роль фрагментов континентальной коры.

Глубоководные впадины, занимая обширные площади, относятся к числу ключевых структур, изучение которых проливает свет на проблему истории тектонического развития океана в данной области. В этом изучении исключительно важная роль принадлежит морфоструктурным особенностям, данным глубоководного бурения, а также сведениям о глубинном строении земной коры и более глубокой литосферы. На них и сосредоточено внимание авторов.

Исследования глубинного строения земной коры и верхов мантии выполнены на основе ком-

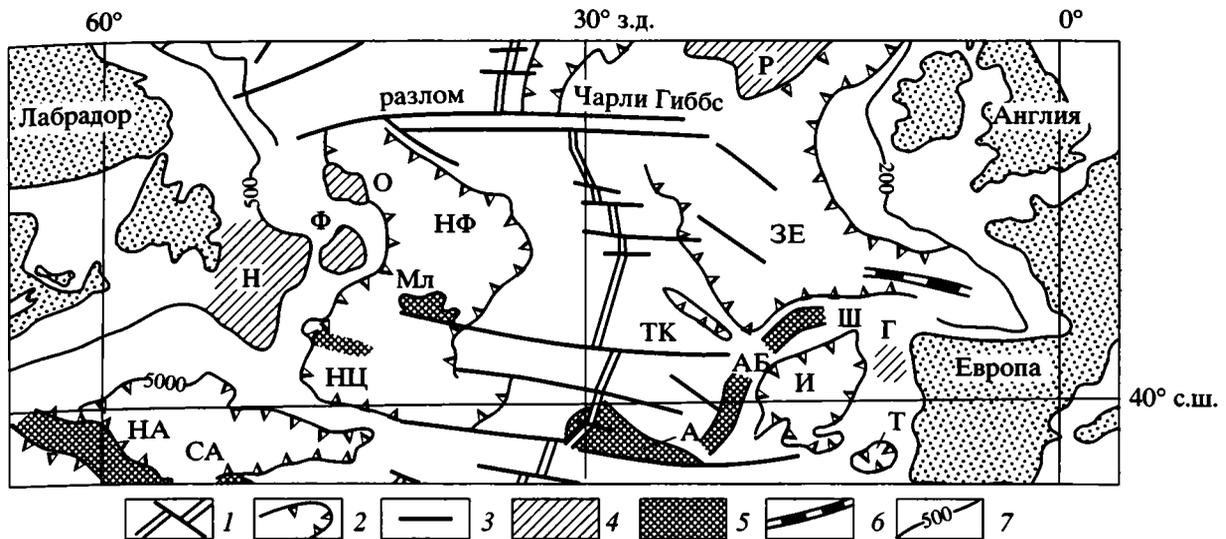


Рис. 1. Основные черты тектоники северного сегмента Центральной Атлантики

1 – рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта; 2 – глубоководные впадины; 3 – разломы; 4, 5 – поднятия: 4 – континентальной и 5 – океанической природы; 6 – отмерший рифт; 7 – изобаты, м. Буквенные обозначения: впадины: СА – Северо-Американская, НФ – Нью-Фаундлендская, ЗЕ – Западно-Европейская, И – Иберийская, Т – Тагус, ТК – трог Кинг; поднятия континентальной природы (подводные выступы континента, внутриокеанические фрагменты): Н – Нью-Фаундлендское, Ф – Флемиш-Кап, О – Орфен, Р – Роколл, Г – Галисийское; поднятия океанической природы: НА – Новоанглийское, А – Азорское, НЦ – Нью-Фаундлендская цепь, Мл – Милл, АБ – Азоро-Бискайское, Ш – Шарко

пьютерной базы данных глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), составленной в Лаборатории сейсмических исследований Института океанологии РАН. При ее составлении использованы как обобщающие работы [1–3, 6, 18], так и оригинальные публикации. База данных для выбранного района Атлантики включает 175 профилей (станций). Из них на 100 профилях получена информация вплоть до раздела Мохо, а на остальных 75 профилях – только о верхней части земной коры. Наиболее изучена методом ГСЗ восточная часть региона, а к западу от Срединно-Атлантического хребта большая часть профилей ГСЗ расположена на континентальном склоне Северной Америки. На глубоководные впадины региона с глубинами более 4 км приходится 56 профилей ГСЗ, из которых 37 с информацией до раздела Мохо.

При создании базы данных ГСЗ использовалось общепринятое разделение типичной океанской земной коры и верхов мантии (М) на следующие сейсмические слои: 1А (сейсмические скорости продольных волн 1.6–2.0 км/с), 1В (2.0–3.1 км/с), 2А (3.2–4.1 км/с), 2В (4.4–5.6 км/с), 2С (5.6–6.2 км/с), 3А (6.4–7.0 км/с), 3В (7.2–7.6 км/с), М1 (7.9–8.2 км/с), М2 (8.3–9.0 км/с). Эта обобщенная скоростная характеристика верхней части океанской литосферы в основном подтверждается графиком распределения сейсмических скоростей для рассматриваемого района Атлантики (рис. 2,а). Однако можно отметить некоторые особенности регио-

на: 1) слой 2В имеет два максимума скоростей (4.6 и 5.0 км/с); 2) максимум скоростей слоя 3А смещен в сторону больших значений – около 7.0 км/с; 3) слой 3В на гистограмме выражен слабо; 4) граница М2 в верхах мантии в этом регионе практически не выделяется. Для каждой из исследованных впадин построены и проанализированы сейсмические модели (зависимость скоростей сейсмических волн от глубины), графики распределения (гистограммы) сейсмических скоростей, глубин и мощностей основных сейсмических слоев земной коры и соответствующие карты (где позволяла детальность исследований). В работе широко использовались батиметрическая [14] и гравиметрическая [20] карты Мирового океана. Некоторые новейшие сведения почерпнуты из монографии В.Е. Хайна [12].

ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУР

В пределах северного сегмента Центральной Атлантики имеется три глубоководных впадины: Нью-Фаундлендская, Западно-Европейская и Иберийская (см. рис. 1).

Нью-Фаундлендская впадина расположена между Нью-Фаундлендским плато и Срединно-Атлантическим хребтом, простираясь от района 40° с.ш. до демаркационного разлома Чарли Гиббс на расстояние 1300 км. Ширина ее порядка 500 км. По сравнению с другими впадинами Центральной Атлантики она наименее глубокая: 4500–4600 км.

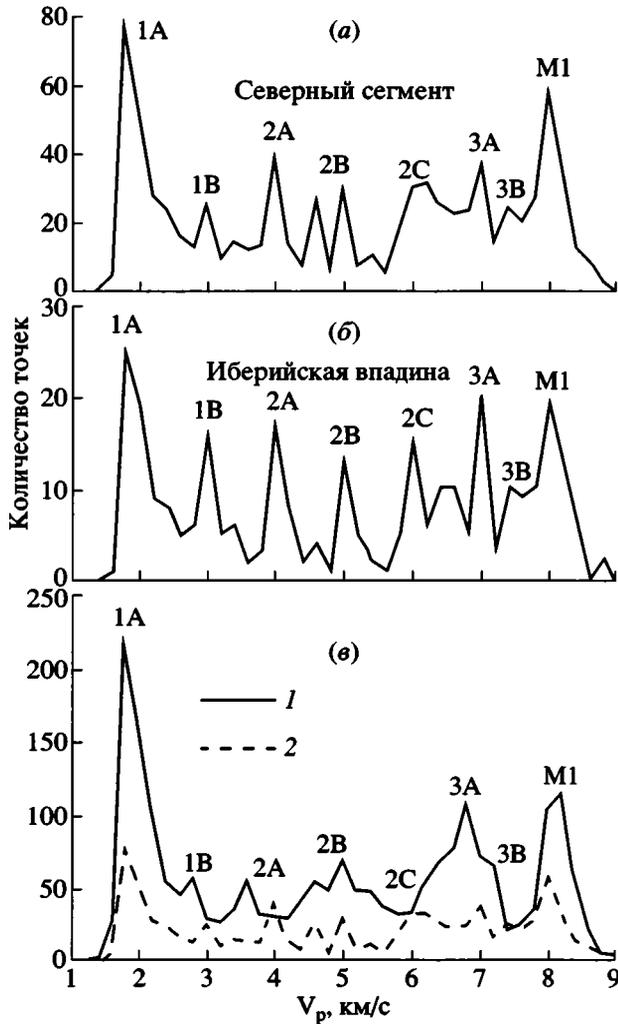


Рис. 2. Гистограммы сейсмических скоростей земной коры и верхов мантии: а – глубоководных впадин северного сегмента Северной Атлантики, б – Иберийской впадины, в – южного и северного сегментов Северной Атлантики

1, 2 – сегменты: 1 – южный, 2 – северный

Контур впадины очерчивается изобатой 4000 м; форма неправильная. Основной гравиметрический фон акватории – положительные аномалии [20]. С западной стороны впадины имеется три континентальных блока: Нью-Фаундлендское плато, его обособленная часть – поднятие Флеминг-Кап и материковый отторженец – глыбовое поднятие Орфен (рис. 3). Поперечник последнего ~100 км. Поверхность поднятия лежит на глубинах 1800–2000 м. Толща осадочных отложений на нем маломощная. Скв. DSDP 111 пробурено 150 м [15]. В самом низу лежат среднеюрские (байос) песчаники и сланцы, материал которых имеет явно континентальное происхождение. Их мощность – первые метры. Выше залегает пачка мелководных известковистых песчаников и раковинных

известняков альба–сеномана. Постседиментационный разрез (маастрихт–миоцен) представлен пелагическими отложениями. Столь значительные изменения в характере седиментации вызваны, как это очевидно, тектоническими опусканиями блока, втянутого в процесс океаногенеза. В центральных частях Нью-Фаундлендской впадины глубоководное бурение не проводилось, но оно осуществлено на юге в районе раздела с Северо-Американской впадиной. На глубине 3910 м пробурена скв. 384, прошедшая 330 м. Скважина вошла в базальты, изливавшиеся в субэаральных или мелководных условиях. Над ними залегают верхнебарремские–нижнеальбские мелководные органогенные известняки, перекрытые глубоководными отложениями маастрихта и кайнозоя. Соответственно за последние 105 млн. лет произошло погружение данного района на 4000 м. В основном оно началось в маастрихтское время, как и в районе блока Орфен. Скважина, пробуренная в полосе разграничения впадины и Срединно-Атлантического хребта (скв. 607, глубина дна 3427 м, пройдено 284.4 м), вскрыла разрез в очень ограниченном стратиграфическом интервале: верхний миоцен–квартер. Разрез представлен отложениями открытого океана.

В средней части Нью-Фаундлендской впадины выделяется подводное вулканическое поднятие Милн, а на юго-западе – Нью-Фаундлендская горная цепь. Вулканизм, по-видимому, коррелируется с азорским и, соответственно, имеет молодой возраст.

Насколько можно судить по характеру развития западной окраины впадины, ее формирование началось в конце мелового времени.

Профили ГСЗ немногочисленны и сосредоточены в основном в ее юго-восточной части (рис. 4,а). Как видно из сейсмических моделей (рис. 5,а), земная кора Нью-Фаундлендской впадины характеризуется четко выраженной вертикальной расслоенностью. Наиболее уверенно на гистограмме выделяются коровые слои 1А, 2А, 2В, 2С и 3В, а также верхи мантии (М1). Слои 1В, 2С и 3В определены на сравнительно небольшом количестве профилей ГСЗ.

Слой 3В (скорость около 7.2 км/с), который обычно связывается с серпентинитами или серпентинизированными перидотитами, выделен на двух профилях ГСЗ на западе котловины (пр. 48, 49) (см. рис. 4,а) и на трех близко расположенных профилях на востоке (пр. 235–237). Мощность этого слоя равна 2–3 км.

Слой 2 характеризуется довольно широким диапазоном сейсмических скоростей: от 3.5 до 6.2 км/с с максимумами на 3.5, 4.6 и 6.2 км/с. Его мощность равна 1.5–2.0 км.

Верхний слой (2А) океанской коры обычно связывают со свежими базальтовыми лавами.

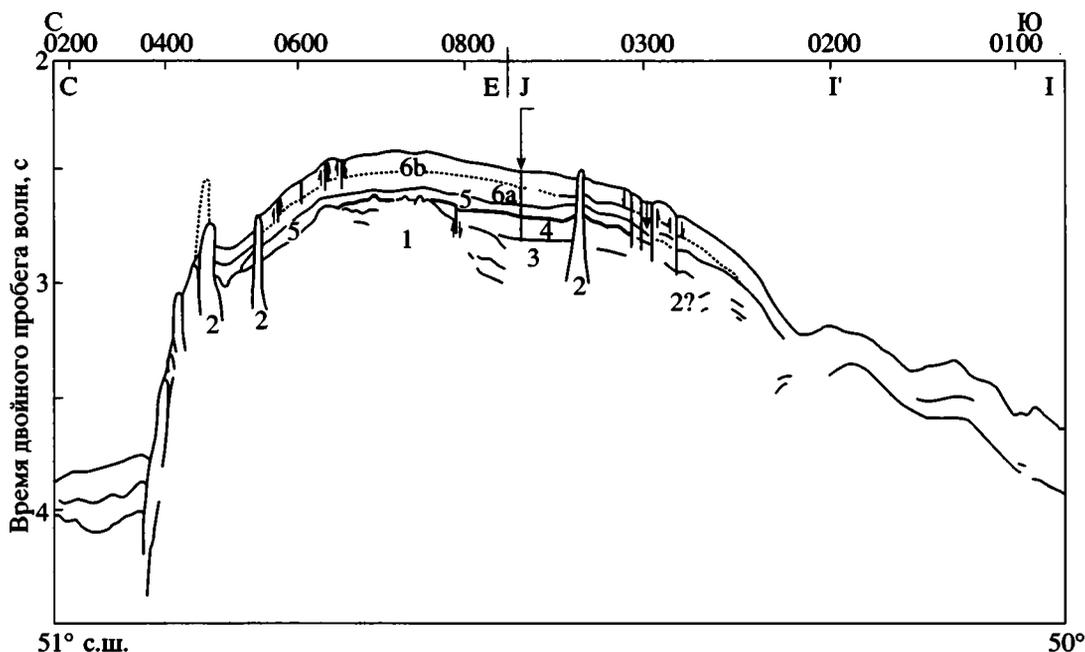


Рис. 3. Меридиональный сейсмопрофиль через континентальный блок Орфен между 50–51° с.ш. [15]

Цифры на профиле: 1 – среднеюрские песчаники – “фундамент”, 2 – эвапоритовые диапиры, 3 – неморские, возможно, мелководные отложения байоса, 4 – альб-сеноманские мелководные известняки, 5–6b – постсеноманские пелагические отложения

Этот слой выделен в основном на южной и юго-западной окраинах Нью-Фаундлендской котловины (см. рис. 4,а). Анализ детальной батиметрической карты и схемы тектоники региона показывает, что участки с наличием этого слоя приурочены к зонам разломов или локальным поднятиям дна вулканического происхождения. Таким образом, обнаружение слоя 2А может быть индикатором сравнительно молодой тектонической активности региона, сопровождавшейся излияниями базальтовых лав.

Мощность земной коры в Нью-Фаундлендской впадине равна 5–7 км, но она увеличивается до 9–10 км в местах, где в составе коры существует слой 3В.

Западно-Европейская впадина располагается по периферии Западной Европы, имеющей здесь обширную шельфовую зону. В основании последней лежат герцинские складчатые комплексы. Северным ограничением впадины служит поднятие Роккол, юго-восточное окончание представлено Бискайской впадиной. Южнее разлома Чарли Гиббс из-за сложности рельефа граница условная. Конфигурация впадины неправильная. Ее протяженность с юга на север ~1000 км, ширина – порядка 600 км. На востоке простирается овальная по форме абиссальная равнина Поркюпайн, ориентированная в северо-западном направлении. Глубины дна в ее пределах не очень велики, не превышают 4700 м. На гравиметрической карте [20] равнина невыразительна. По ее западному

краю выделяется узкая отрицательная линейная аномалия, отражающая косой разлом северо-западного простирания (см. рис. 1). Еще одна такая же аномалия видна южнее, на широте Бискайского залива. По ней проходит граница между впадиной и срединным хребтом. Еще южнее простирается желоб Кинга, охарактеризованный в работе [4]. Тем самым можно говорить о значительной системе косых разломных структур, осложняющих строение этой части океана. Отметим, что такое же простирание имеет и отрезок рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта, лежащий южнее разлома Чарли Гиббс, а также две линейных гравиметрических аномалии, примыкающих к западному окончанию этого разлома. Все эти структуры вписываются в систему планетарной регматической сети трещиноватости.

Как указывалось, юго-восточным окончанием Западно-Европейской впадины является Бискайская впадина. Ее длина 400 км. От структур Пиренейского полуострова впадину отделяет крупный разлом-надвиг. Дно впадины представлено абиссальной равниной, лежащей на глубинах 4870–4650 м [11]. Впадина возникла на очень ранней стадии океаногенеза. В центральной части Западно-Европейской впадины глубоководное бурение не проводилось, имеются скважины по ее окраинам. Близ северо-западного окончания впадины на восточном фланге срединного хребта скважина 609 (глубина дна 3884 м, пройдено 339.4 м) вскрыла лишь отложения верхнего миоцена–

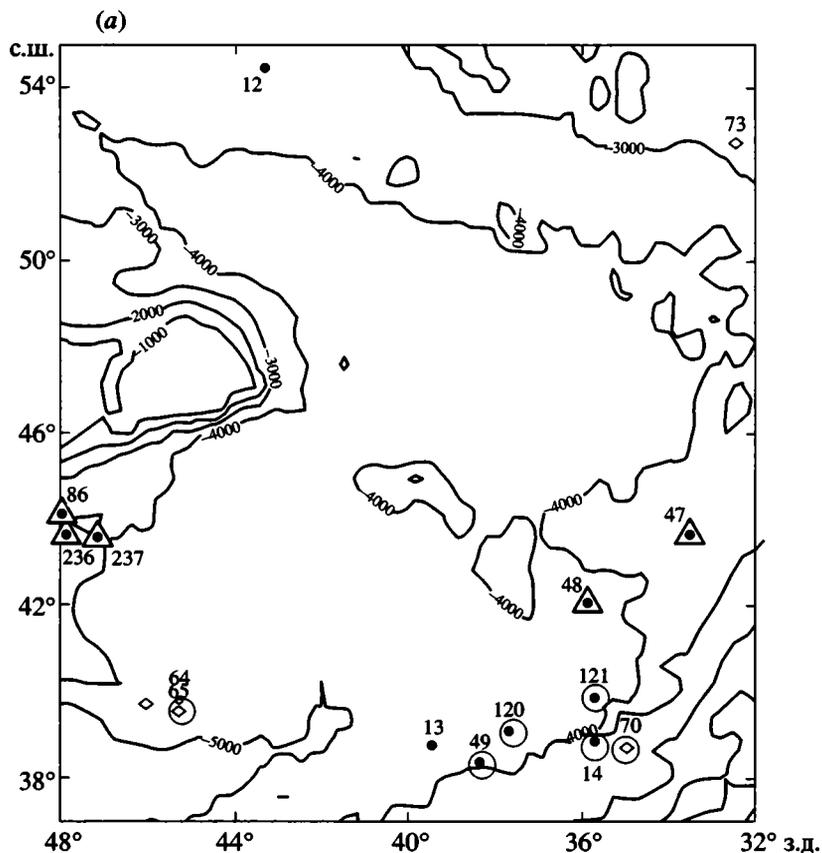


Рис. 4. Схема расположения профилей ГСЗ в Нью-Фаундлендской (а), Западно-Европейской (б) и Иберийской (в) впадинах. Зачерненные значки – с данными до раздела Мохо, незачерненные – то же без информации о Мохо. Большими кружками показаны профили, на которых выделен слой 2А, большими треугольниками – профили, на которых выделен слой 3В. Сплошные линии – изобаты, м

квартера. Также недостаточно информативна скв. 610, пробуренная на южном окончании поднятия Рокколл (глубина дна 2417 м, пройдено 723 м). Она не вышла из глубоководного миоцена, но, судя по сейсмопрофилю, до акустического фундамента остался интервал в полтора раза больше пройденного. Однако к югу от трога Кинг (скв. 608, глубина дна 3526 м, пройдено 530.9 м), на сравнительно небольшом расстоянии от юго-западного угла впадины, вскрыты базальты (15 м), перекрытые отложениями среднего эоцена. Сопоставление приведенных данных позволяет отметить неодинаковость геологических обстановок в разных районах океанской периферии впадины.

Со стороны континентальной окраины данных больше. Южнее 49° с.ш. здесь пробурен профиль скважин, самая западная из которых (скв. 550, глубина дна 4432 м, пройдено 720 м) бурилась на дне впадины (рис. 6). Пройдены отложения от альба до современных, альб-сеноман представлен известковистыми аргиллитами, содержащими планктонные фораминиферы. Мощность небольшая – 70 м. Весь остальной разрез (K₂–KZ) образован глубоководными отложениями, преимущественно

но наннопланктонными илами и мелом. В основании осадочного разреза залегают базальты, среди которых встречены прослои известняков с раннеаптскими органическими остатками. Базальты пройдены на 33 м.

Другие скважины профиля бурились на континентальной окраине, структурно выраженной серией полуграбенов. Наиболее близкая к океану скважина 549 (глубина дна 2539 м, пройдено 1001.5 м) вскрыла герцинский фундамент, на котором залегают морские в основном обломочные отложения баррема мощностью несколько сотен метров. Они интерпретируются как синрифтовые образования трансгрессивного цикла. Пострифтовые отложения, относящиеся к альбу, отделены несогласием. Но верхний альб и часть сеномана отсутствуют, и разрез продолжается пелагическими отложениями верхнего сеномана – маастрихта. Приведенные данные дают основание для заключения, что Западно-Европейская впадина начала формироваться в альбское время, т.е. раньше, чем противоположащая, Нью-Фаундлендская. От континентальной окраины впадина отделена высоким эскарпом.

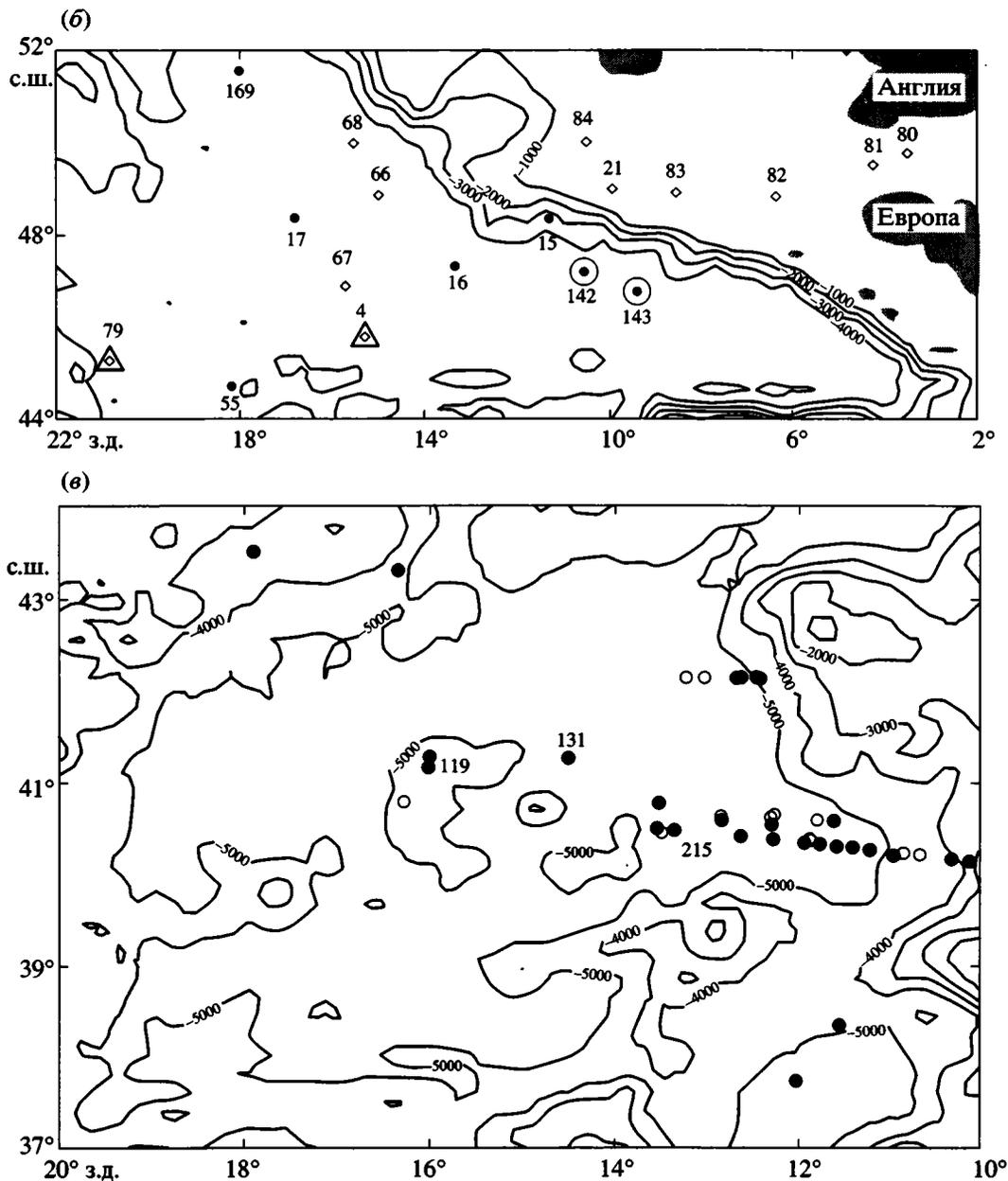


Рис. 4. Окончание.

Что касается Бискайской впадины, то на выходе Бискайского залива в океан на южном борту пробурено две скважины. Скважина 118 (глубина дна 4901 м, пройдено ~760 м) в основании разреза вскрыла базальтовый силл, который перекрыт измененными красными глинами верхнего палеоцена – нижнего эоцена. Выше лежат наннофоссиловые глины среднего эоцена. На время поздний эоцен – олигоцен приходится перерыв. В недалеко расположенной скважине 119 перерыв фиксируется в интервале поздний эоцен – часть олигоцен. Указанные перерывы коррелируются с эпохой альпийского тектогенеза, ярко проявленной на юго-западе Европы.

Скважины пробурены также на противоположной стороне Бискайского залива (на его выходе в океан). Одна из них (402) бурилась в верхней части континентального склона (глубина 2339.5 м, пройдено 469.5 м). В низах разреза выделяется толща, представленная мелководными (шельфовыми) мергелистыми известняками, известковистыми алевролитами и мелом апта и альба, мощностью 237 м. Частично они являются дельтовыми отложениями. Под ними, по данным сейсмоки, залегают мощные разбитые разломами предположительно нижнемеловые (доаптские) отложения, образовавшиеся в полуграбенах. В апте

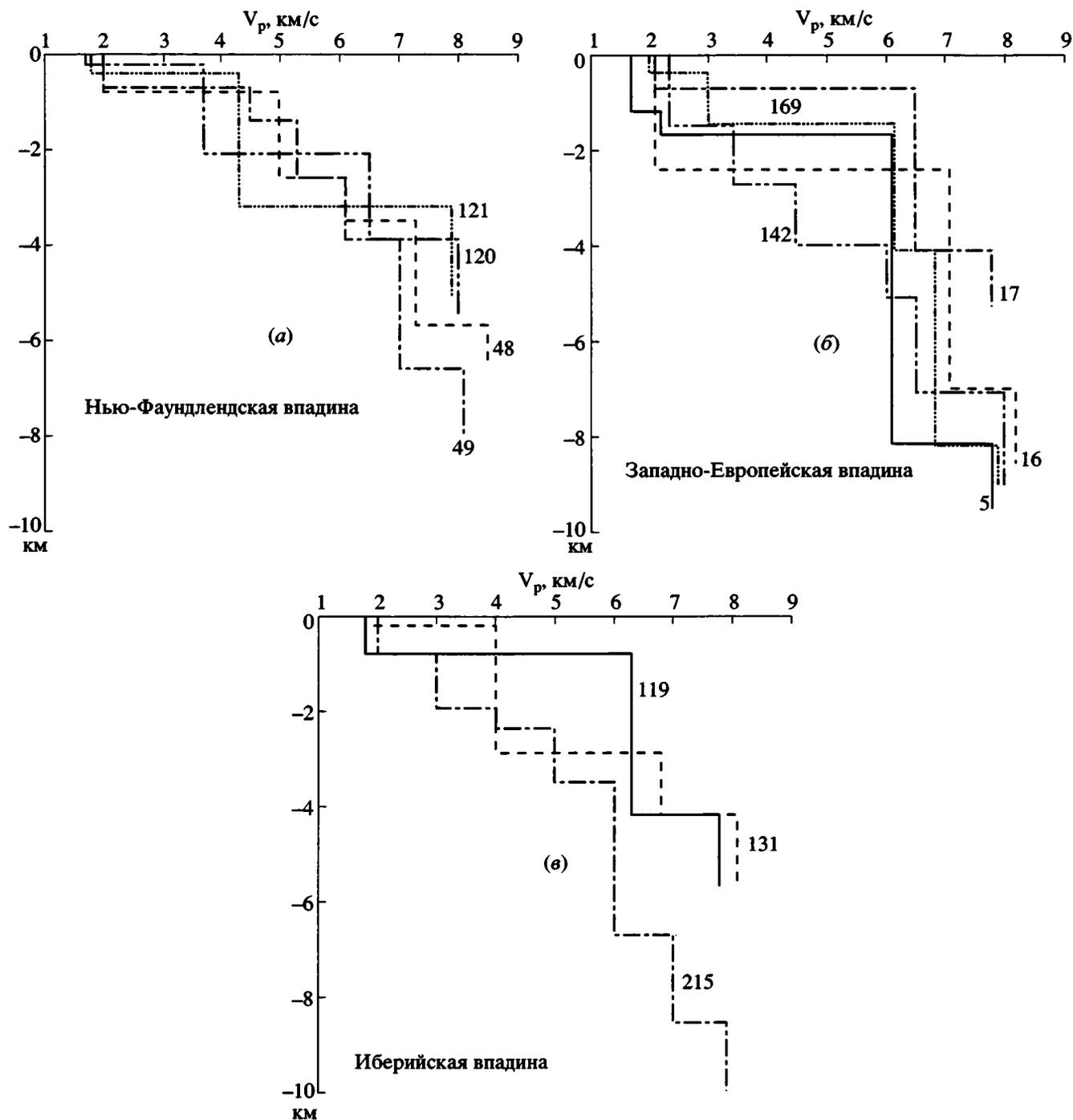


Рис. 5. Сейсмические модели земной коры и верхов мантии Нью-Фаундлендской (а), Западно-Европейской (б) и Иберийской (в) глубоководных впадин

В соответствии с большинством оригинальных публикаций принята упрощенная однородно-слоистая модель среды, хотя по новейшим данным все сейсмические слои характеризуются вертикальным градиентом скорости. Номера на моделях соответствуют номерам профилей ГСЗ на рис. 4

рифтинг прекратился, после чего и началось отложение пройденного скважиной аптско-альбского комплекса, среди которого имеются нижнеаптские пелагические известняки. Под нижнемеловыми породами, также по данным сейсмоки, лежат юрские платформенные карбонатные отложения

предрифтового этапа развития. Приведенные данные проливают свет на время образования Бискайской впадины – это апт-альб.

Скв. 401, находящаяся на террасе в склоне Бискайской впадины неподалеку от предыдущей (глубина дна 2495 м, пробурено 341 м), остановле-

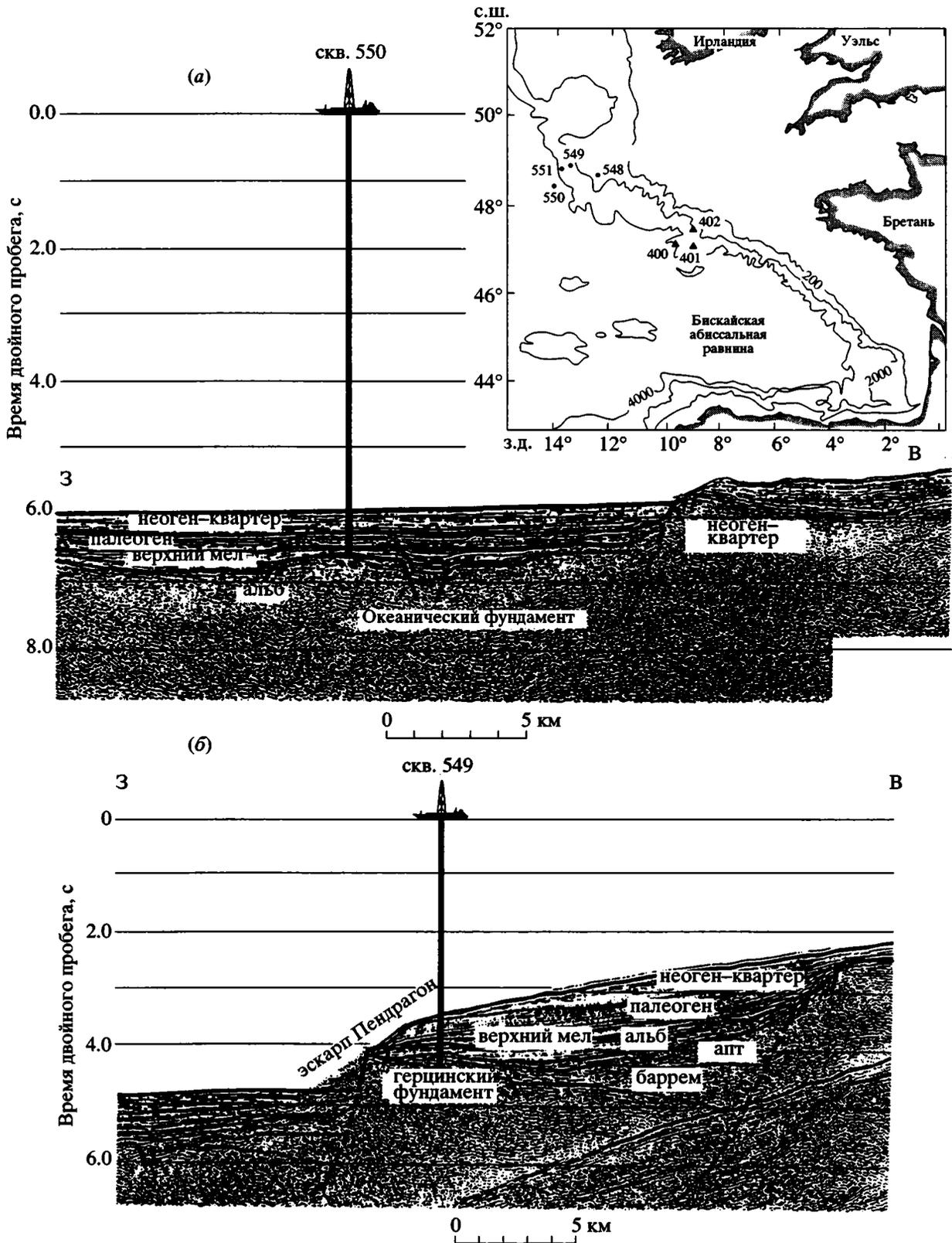


Рис. 6. Фрагменты сеймопрофилей районов глубоководных скважин 550 (а) и 549 (б), пробуренных в восточной части Западно-Европейской впадины [18]

Пояснения в тексте. На врезке – местоположение скважин глубоководного бурения на востоке Западно-Европейской впадины

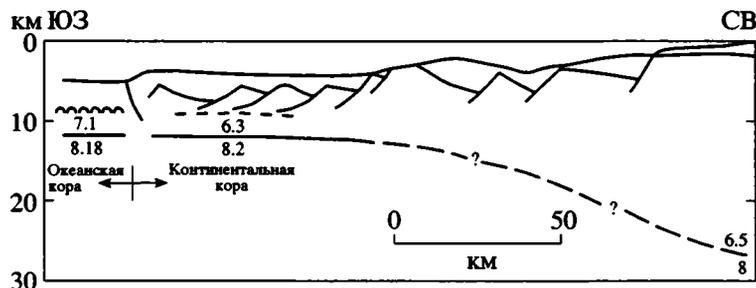


Рис. 7. Схематический разрез северной окраины Бискайской впадины по данным сейсмоки [16]

на в верхнеюрских (кимеридж–портланд) платформенных мелководных карбонатных породах. Рифтовый этап охватывал интервал времени с конца юры по неоком. Погружение началось в апте. У подножья террасы пробурена скв. 400 (глубина дна 4399 м, пробурено 777.5 м). Ее разрез окончился в породах верхнего атпа, представленными углистыми алевролитами, мергелистым наннофоссиловым мелом и известковистыми алевролитами, начинающими пострифтовый комплекс.

В разрезах всех трех упомянутых скважин имеется значительное число перерывов.

Общая структура северной Бискайской пассивной окраины, основанная на данных сейсмоки, схематически показана на рис. 7 [16].

В пределах Западно-Европейской впадины имеется 12 профилей ГСЗ, причем только на 7 из них получена информация до границы Мохо (см. рис. 4,б). Возраст литосферы, определенный по линейным магнитным аномалиям, увеличивается с запада на восток от 50 до 85 млн. лет. Как видно из сейсмических моделей (см. рис. 5,б), строение земной коры в этом регионе весьма изменчиво: мощность коры варьирует от 4 до 8 км (преобладающие значения 7–8 км), сейсмические скорости и мощности основных слоев изменяются в больших пределах.

Слой 3В со скоростью сейсмических волн 7.4–7.6 км/с в пределах впадины обнаружен только на двух профилях (пр. 4 и 79) на юге региона (см. рис. 4,б), но его мощность не определена, так как раздел Мохо не был достигнут.

Слой 2А со скоростью 3.5 км/с выделен на профилях 142 и 143 вблизи северо-восточного склона впадины (см. рис. 4,б). Его мощность равна 1.3–1.5 км.

Иберийская впадина оконтуривается изобатой 5000 км. Она имеет неправильно-округлую форму, вытянутую в северо-восточном направлении ~ на 600 км, ширина впадины – 400 км. Ее центральную часть занимает абиссальная равнина с максимальной глубиной 5390 м. В других районах широко развит холмистый рельеф.

От Пиренейского полуострова впадину отделяет переходная зона, имеющая разбитую разломами структуру, в северной части которой нахо-

дится континентальный останец – Галисийская банка. В этой зоне проведены многочисленные сейсмические исследования и глубоководное бурение, позволившее выявить характер взаимоотношения континентальной и океанической коры. Западнее Галисийской банки [21] континентальная кора резко утончается – от 17 до 2 км в пределах Перидотитового хребта, вытянутого параллельно континентальной окраине. Непосредственно западнее этого хребта мощность коры составляет 2.5–3.5 км, но еще далее на запад она увеличивается до 7 км. Под Перидотитовым хребтом выделяется линзовидное тело серпентинизированных перидотитов шириной ~60 км, которое подстилает утонченные континентальную и океаническую коры.

Южнее Галисийской банки континентальная кора (сейсмические скорости 5.0–6.6 км/с) также утончается до 2–5 км [13]. Она подстилается, как и западнее, серпентинизированными перидотитами (скорости 7.3–7.9 км/с). Степень серпентинизации изменчива как по вертикали, так и по латерали, что указывает на неоднородность геодинамических обстановок. Фрагмент одного из профилей, отражающий рельеф и строение фундамента, показан на рис. 8.

С запада Иберийская впадина ограничена линейным поднятием глыбовой структуры (Азоро-Бискайский хребет), простирающимся в северо-восточном направлении. Со стороны Срединно-Атлантического хребта к средней части этого поднятия подходит уже упоминавшийся желоб Кинга, имеющий северо-западное простирание. Протяженность поднятия и желоба 750 и 650 км, соответственно. Данная пара структур соответствует глобальной регматической системе трещиноватости.

От расположенной севернее Западно-Европейской впадины Иберийская впадина отделена широко вытянутой горной группой Шарко, а на юге она оканчивается на широте Азорских островов.

Геологический разрез под абиссальной равниной впадины вскрыт несколькими скважинами глубоководного бурения [19]. На юге пробурена скв. 897. Она заложена на глубине дна 5320 м и прошла 838 м. Скважина вошла в серпентинизированные перидотиты, среди которых есть извест-

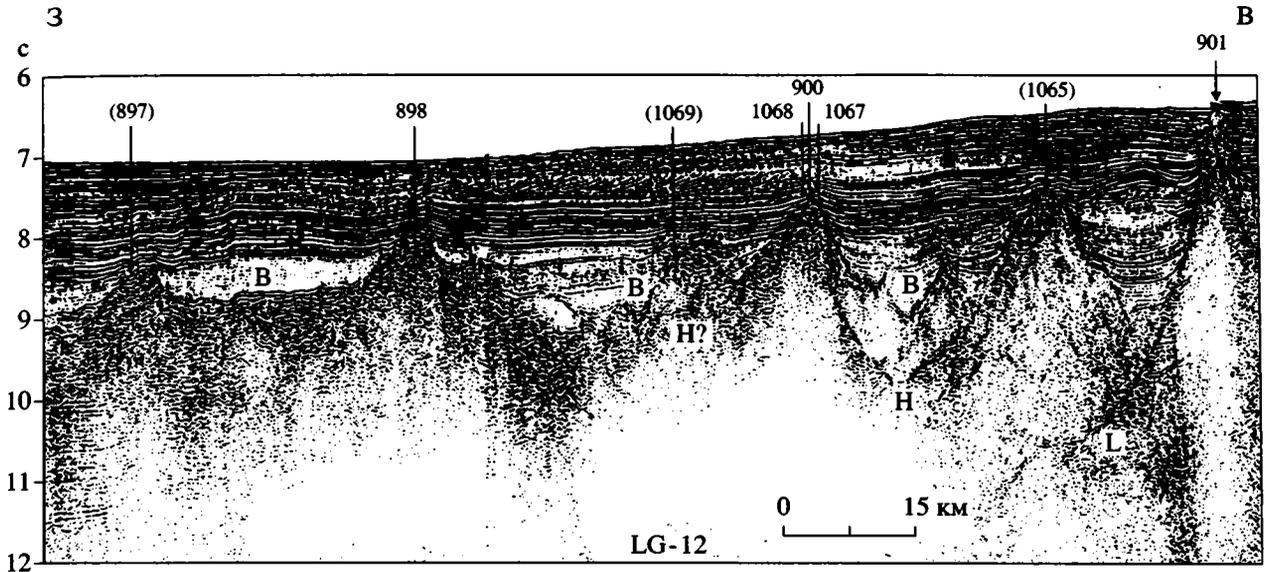


Рис. 8. Широтный сейсмопрофиль LG-12 на юго-востоке Иберийской впадины

Восточная часть профиля проходит непосредственно южнее Галисийского поднятия. На профиле видны топография фундамента (В), рефлекторы в нем (Н и L) и местоположение скважин глубоководного бурения (указаны номера скважин; в скобках – номера скважин, спроектированных на профиль) [13]

няки раннемелового возраста. Над ними залегает пачка аптских черных сланцев, а выше – небольшая пачка песчано-глинистых пород неясного возраста. На уровне ~620 м начинается разрез, включающий все отделы кайнозоя в интервале эоцен-плейстоцен. В основном этот разрез представлен тонкообломочными породами, но в плиоцене и плейстоцене как фации развиты нанноилы. В расположенной юго-восточнее скв. 899 интересны низы разреза (скважина бурилась на глубине 5291 м и прошла 563 м). В нижней части породы представлены серпентинизированными перидотитами, аргиллитами и алевролитами, по которым пройдено 75 м. Их самая нижняя часть датируется поздним готеривом. Выше залегает серпентинитовая брекчия с блоками перидотитов и аргиллитами (~110 м), возраст которой от раннего апта до маастрихта. Кампан, маастрихт и эоцен редуцированы до нескольких метров (палеоцен не выделяется). Верхняя часть разреза (от олигоцена и выше) напоминает таковую в скв. 897. Однако наиболее древние отложения в этом районе обнаружены в скв. 901, занимающей наиболее восточное положение (глубина дна 4718 м, пройдено 248 м). Здесь в низах вскрыты турбидиты среднего титона и позднего титона – раннего берриаса. На основе регионально-геологических данных можно считать, что начало разрушения континента, где впоследствии образовалась переходная к океану зона, относится к позднему триасу. На это указывают континентальные обломочные породы, с несогласием перекрывающие герцинский фундамент в бассейнах Лузитанском и Порто, простирающихся в океане близко от края континента.

Образование обоих бассейнов произошло в первой половине юры и отвечает рифтогенному этапу развития. Соответственно начало развития Иберийской впадины относится к поздней юре. Это доказывается анализом разрезов юга впадины, западной окраины Галисийской банки и восточной части впадины (скв. 637–641). Что касается упоминавшихся выше перидотитов, то они, судя по окружающей геологической ситуации (ассоциируют с осадочными породами и серпентинитовыми брекчиями), находятся во вторичном залегании, будучи перемещены по тектоническим срывам.

Профили ГСЗ сконцентрированы в основном на западе региона (см. рис. 4, в). В центре впадины строение земной коры сравнительно простое (см. рис. 5, в, пр. 119 и 131). Мощность коры здесь равна 4,5 км. В восточной части впадины строение коры более сложное и ее мощность возрастает (см. рис. 5, в, пр. 215). На гистограмме скоростей, построенной по всем имеющимся данным ГСЗ в Иберийской впадине (см. рис. 2, б), достаточно четко выделяются все основные слои океанской коры и верхов мантии.

ОБСУЖДЕНИЕ

Приведенный выше материал позволяет констатировать существенную тектоническую специфику северного сегмента Центральной Атлантики, простирающегося между Южной Европой и Нью-Фаундлендским регионом. Это относится к тектоническим структурам, геологической исто-

рии и глубинному строению сегмента. Его тектонический план характеризуется высоким уровнем расчлененности, определяемой в значительной мере распространенными в нем сравнительно небольшими по площади глубокоководными впадинами. От материков впадины отделены разбитыми разломами в большинстве сложными по структуре континентальными окраинами. Западная окраина представлена обширным Нью-Фаундлендским плато и поднятием дна Флемиш-Кап, имеющими в основании континентальную кору. Рядом с окраиной находится микроконтинент Орфен Нолл. На востоке краевая часть океана выражена обширным Британским шельфом с его блоковым строением, а южнее переходной горст-грабеновой зоной со значительными прогибами, разделяющей Пиренейский полуостров и Иберийскую впадину. В южной части сегмента выделяется группа молодых тектоно-вулканических массивов. Наиболее крупный из них Азорский, на продолжении которого в пределах Нью-Фаундлендской впадины находится массив Милн. Возможно, что тектоно-вулканическую природу имеют также Азоро-Бискайское поднятие и массив Шарко, разграничивающие Западно-Европейскую и Иберийскую впадины. Помимо поперечных разломов, структура сегмента осложнена косо ориентированными разломами, простирающимися в северо-западном направлении. То же простираение имеет и известный в литературе трог Кинг, представляющий собой внутриокеанический рифт, не дошедший до стадии спрединга [4]. В свете данных о косых разломах в южной половине Центральной Атлантики [5] и в Южной Атлантике [8, 9] упомянутые разломы следует рассматривать как фиксаторы планетарной регматической сети трещиноватости.

На разломные структуры северо-западного простираения по обеим сторонам северного сегмента Центральной Атлантики обращено внимание также в публикации Дж. Лефорта и Г. Миллера¹. Соответствующие системы разломов и зон трещиноватости отмечаются в пределах Нью-Фаундленда, Большой Нью-Фаундлендской Банки, Пиренеев, Арморики, Ирландии, Южной Англии и их шельфов. Авторы рассматривают все эти системы как возможные свидетельства существования в палеозое (до раскрытия Атлантики) Лабрадорско-Бискайского пояса разломных структур с левосторонним смещением, возникшего в связи с коллизионным столкновением Лаврентии и Гондваны, ранее разделенных Лабрадорско-Бискайским рифтом.

Как можно видеть, наша точка зрения иная (имеется в виду регматическая сеть трещиноватости). В ее пользу свидетельствует, в частности, су-

ществование определенно выраженных на океанском дне в разных районах Атлантического океана, особенно в Южной Атлантике, разломных структур *северо-восточного* простираения. В рассматриваемом в данной статье сегменте, как мы считаем, в силу интенсивного воздействия нелинейных геодинамических факторов, приведших к резкому изменению тектонической ситуации, такие направления оказались в сильной степени редуцированными.

Существенно также то, что косые (северо-западного направления) структуры распространены не только в Лабрадорско-Бискайском поясе, но по океанскому дну вообще.

Наиболее древней впадиной (и в то же время наиболее глубокой) является Иберийская впадина, начавшая формироваться в конце юрского времени. Она расположена в Южной части сегмента, отражая ранний период атлантического океаногенеза. Находящаяся севернее Западно-Европейская впадина имеет существенно более молодой возраст, пострифтовые отложения относятся здесь к альбу. Начало развития впадины Бискайского залива, рассматриваемой как часть Западной Европейской, относится к раннему апту. Данный факт указывает на разновременность формирования и пространственную разнонаправленность спрединговых центров в этой области океана на ранней стадии развития. Что касается Нью-Фаундлендской впадины, то она является наиболее молодой. Время ее заложения относится, вероятно, к концу мелового периода.

Глубоководные впадины несут в себе информацию о скорости спредингового процесса. Их образование происходит в обстановке растяжения земной коры, связанной с раздвигом континентов. Выясняется, что процесс раздвига протекал в геологической истории весьма сложно, о чем и свидетельствует асимметрия во времени образования впадин [9].

Тектоническое своеобразие рассмотренного сегмента коррелируется со спецификой его глубинного строения.

Как видно из рис. 2, гистограммы сейсмических скоростей всех трех глубокоководных впадин севера Центральной Атлантики имеют максимумы скоростей 2.0; 3.0; 4.0; 5.0; 7.0 и 8.0 км/с, соответствующие слоям 1А, 1В, 2А, 2В, 2С, 3А и М1. Интересно отметить, что во всех рассмотренных впадинах слой 3А имеет повышенную скорость сейсмических волн (в среднем 7.0 км/с) по сравнению со средним значением 6.8 км/с для типичной колонки океанской коры. Специфичен сейсмический разрез Иберийской впадины. Слой 3В со скоростью 7.2–7.3 км/с в этой впадине встречается реже, чем в Нью-Фаундлендской и Западно-Европейской.

¹ Цитируется по Реферативному журналу "Геология". 2002. № 2. Раздел 08-А. 345.

Сравнение глубинного строения впадин северного и южного сегментов Центральной Атлантики выявляет определенные различия между ними (см. рис. 2, в). Основные из них следующие: 1) слой 1В в южном сегменте характеризуется меньшей скоростью (2.7 км/с), чем в северном (3.0 км/с); 2) слой 2А в южном сегменте имеет дополнительный максимум скорости около 3.6 км/с; 3) слой 2С в северном сегменте лучше выражен (имеет четкий максимум на 6.0 км/с), чем в южном; 4) преобладающие скорости слоя 3А в южном сегменте ниже (6.8 км/с), чем в северном (7.0 км/с). Преобладающая мощность земной коры в северном сегменте равна 8.5 км, а в южном – 6 км.

Гравиметрическая карта Мирового океана [20] также иллюстрирует различия между северным и южным сегментами Центральной Атлантики. В первом из них превалируют положительные аномалии (до 40–50 мГал); во втором – отрицательные значения (до 60 мГал в Северо-Американской впадине).

ВЫВОДЫ

1. Глубоководные впадины северного сегмента Центральной Атлантики различаются по геологическому строению, истории развития и глубинному строению земной коры. Изменчивость геологических разрезов отмечается не только между впадинами, но и внутри впадин. На особенности в строении впадин Бискайского залива оказал влияние альпийский тектогенез. Впадины отличаются по времени образования: Иберийская, наиболее древняя, ее образование относится к концу юры; заложение Западно-Европейской впадины произошло в альбе, Бискайская впадина образовалась в апте; начало формирования Нью-Фаундлендской впадины относится, видимо, к концу мела. В этой гетерохронности отражается асимметрия в развитии спрединга как в пространстве, так и во времени, порожденная воздействием нелинейных геодинамических эффектов. Иберийской впадине свойственна специфика в глубинном строении по сравнению с двумя другими.

2. Северный сегмент Центральной Атлантики, если рассматривать его в целом, по сравнению с южным характеризуется меньшими размерами структурных форм. Глубоководные впадины в нем по величине значительно уступают южным (Северо-Американской и Канарской) и лежат на меньших глубинах. Общая ширина океана здесь также намного меньше. Сегмент контрастно выделяется по глубинному строению, что особенно наглядно видно на гравиметрической карте.

Геологическая специфика сегментов Атлантики отражает не только особенности глубинной геодинамики, но также неоднородность в строении континентального блока, в пределах которого

возникли структуры начальной стадии океанского развития.

3. Регионально-тектонические исследования океанского дна в настоящее время представляют чрезвычайно необходимое направление в океанской геологии, позволяющее ближе подойти к раскрытию истинного хода процесса океанообразования.

Авторы выражают благодарность В.В. Безвербной и О.Ю. Ганже, участвовавшим в составлении и анализе базы данных ГСЗ. Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 00-05-64730, 00-05-64235, 02-05-64283) и Минпромнауки РФ (ФЦП “Мировой океан”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гайнанов А.Г., Корякин Е.Д. Геофизические исследования земной коры Атлантического океана. М.: Недра, 1967. 171 с.
2. Геофизика океанского дна / Отв. ред. Ю.П. Непрочнов. М.: Наука, 1979. 470 с.
3. Геофизические поля и строение дна океанских котловин / Отв. ред. Ю.П. Непрочнов. М.: Наука, 1990. 220 с.
4. Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. и др. Разрез океанической коры трога Кинг (Центральная Атлантика) // Изв. АН СССР. 1991. № 8. С. 141–146.
5. Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Разломные зоны северо-западного простираения Центральной Атлантики // Геотектоника. 2002. № 3. С. 87–94.
6. Международный атлас Атлантического океана. М.: Межправит. океанограф. комиссия Мингео СССР, АН СССР, ГУГК СССР, 1989–1990. 158 с.
7. Непрочнов Ю.П., Пуцаровский Ю.М. Неоднородности глубинного строения котловин Центральной Атлантики // Докл. РАН. 2000. Т. 373. № 6. С. 800–804.
8. Пуцаровский Ю.М. Основные черты тектоники Южной Атлантики. М.: ГЕОС, 2002. 74 с.
9. Пуцаровский Ю.М. О структурном развитии Южной Атлантики // Геотектоника. 2002. № 5. С. 45–58.
10. Пуцаровский Ю.М., Непрочнов Ю.П. Тектонические неоднородности и глубинное строение глубоководных впадин Южной Атлантики // Геотектоника. 2002. № 2. С. 15–26.
11. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 240 с.
12. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 605 с.
13. Chian D., Loudon K.E., Minshull T.A., Whitmarsh R.B. Deep structure of ocean-continent transition in the Southern Iberia Abissal Plane from seismic refraction profiles: Ocean Drilling Program (Leg 149 and 173) transect // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104. № B4. P. 7443–7462.
14. General bathymetric chart of oceans. Map. 5-th edition. Ottawa, 1984.

15. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, 1972. Vol. 12. 1243 p.
16. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, 1979. Vol. 48. 1183 p.
17. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, 1985. Vol. 80. Part 1. 679 p.
18. *Noltimier K.C.* The geophysics of the North Atlantic basin. The oceanbasins and margins / Ed. A.E.M. Naim, F.G. Stehli. Wash. DC. Amer. Geophys. Union., 1974. Vol. 2. The North Atlantic. P. 539–588.
19. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific results. 1996. Vol. 149. 785 p.
20. *Sandwell D.T., Smith W.H.F.* Marine gravity anomaly from satellite altimetry. Map. 1997. La Jolla.
21. *Whitmarsh R.B., White R.S., Horsefield S.J. et al.* The ocean–continent boundary of the western continental margin of Iberia: crustal structure west of Galicia Bank // *J. Geophys. Res.* 1996. Vol. 101. № B12. P. 28291–28314.

Рецензент: Н.А. Богданов

Tectonics and Deep Structure of Deep-Sea Basins in the North of the Central Atlantic Ocean

Yu. M. Pushcharovsky* and Yu. P. Neprochnov**

**Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia*

***Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nakhimovskii pr. 36, Moscow, 117851 Russia*

Abstract—This paper continues the previous publications dealing with the main features of the tectonics and deep structure of the South Atlantic Ocean and of the southern segments of the Central Atlantic ocean. The same parameters are described here for the northern segment situated between 37 and 52° N. The objects of this study were the Newfoundland, West European, and Iberia basins. This paper demonstrates differences between them in terms of the origin time, geologic structure, geological history, and deep structure of the Earth crust. The heterochronous development of these basins reflects the asymmetry of the development of the main spreading system of the ocean, caused by the nonlinear operation of geodynamic factors. Compared to the southern segment of the Central Atlantic Ocean, the northern segment is distinguished by the smaller sizes of the structural forms. Layer 3A is distinguished by its higher velocity (averaging 7 km/s) in all three basins. Layer 3B (7.2–7.3 km/s) was recorded in the Iberia Basin much more rarely than in the two other basins. The comparison of the basins of the northern and southern segments of the Central Atlantic Ocean in terms of their deep structure revealed velocity differences among the 1B, 2A, 2C, and 3A layers. The most common thickness of the crust in the northern segment is 8.5 km, this value being 6 km in the southern segment. As follows from the Gravity Map of the World Ocean, positive gravity anomalies (up to 40–50 mGal) prevail in the northern segment, and negative (up to 60 mGal), in the southern. The geological and geophysical specifics of the Atlantic segments reflect the specifics of the deep geodynamics of the ocean and great heterogeneity in the structure of the continental block where the structures of the early phase of the ocean's evolution originated.

УДК 551.24

РЕЗКОЕ РАЗМЯГЧЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ КАК УСЛОВИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ БЫСТРЫХ И КРУПНОМАСШТАБНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

© 2003 г. Е. В. Артюшков

Объединенный институт физики Земли РАН, 123995, Москва, Большая Грузинская, 10

Поступила в редакцию 11.03.2002 г.

В основе концепции тектоники плит лежит высокая прочность литосферного слоя. Силы, действующие в литосфере, относительно невелики, и, несмотря на большие горизонтальные перемещения плит, их внутренние части долгое время остаются практически не деформированными. Считается, что потеря прочности литосферы проявляется только на границах между плитами, где они испытывают большие неупругие деформации сжатия, растяжения или сдвига. Резкое размягчение литосферы время от времени происходит, однако, и во внутриплитных областях. На это указывает быстрое формирование крупных флексур фундамента в осадочных бассейнах, невозможное на мощной литосфере с высокой прочностью. Размягчение литосферы обусловлено инфильтрацией в нее небольших объемов поверхностно активных флюидов из мантийных плюмов, а также быстрым метаморфизмом пород основного состава в нижней коре, катализированным инфильтрацией флюида. Под влиянием горизонтальных перемещений литосферных блоков, разделяемых размягченными областями, в последних возникают большие деформации. В результате такие внутриплитные области превращаются в активные границы между плитами. Сближение блоков приводит к сильному сжатию размягченной континентальной литосферы, которая входит затем в состав складчатых поясов. Взаимное удаление блоков сопровождается растяжением литосферы с образованием рифтовых впадин. В ряде областей размягчение мантийной литосферы приводит к ее замещению менее плотной астеносферой. Это обусловило быстрые новейшие поднятия коры с образованием многих крупных горных сооружений и высоких плато. Метаморфизм с уплотнением пород в нижней коре при поступлении в нее флюида приводит к быстрым погружениям коры. Таким образом, инфильтрация в литосферу летучих из астеносферы оказывается тем фактором, который обеспечивает развитие основных типов быстрых тектонических движений на континентах.

ВВЕДЕНИЕ

На основной части площади Земли литосфера имеет большую толщину и высокую прочность. Благодаря этому литосферные плиты дрейфуют на тысячи километров, не испытывая существенных деформаций во внутриплитных областях. Высокая прочность плит позволяет описывать их большие горизонтальные перемещения вращением на сфере жестких кусков сферической оболочки, что легло в основу тектоники плит [59]. В некоторые эпохи в отдельных областях на континентах быстро развивались, однако, большие деформации с образованием складчатых поясов и рифтовых впадин. В такие эпохи скорость деформаций возрастала на 3–6 порядков величины по сравнению со стабильными платформами, что указывает на резкое понижение прочности литосферы.

В литосферном слое действуют большие добавочные напряжения ≥ 0.1 –1 кбар = 10–100 МПа, сжимающие в одних областях и растягивающие в других [2, 73]. Скорее всего, такая ситуация имела место по крайней мере с позднего протерозоя, когда на большей части площади континентов

уже были сформированы крупные плиты на мощной литосфере. Эпохи быстрых деформаций литосферы были, однако, кратковременными: 1–10 млн. лет для складчатости и несколько десятков миллионов лет для рифтогенеза. В каждой области они охватывали лишь небольшую часть времени существования континентальной коры, в большинстве областей измеряемого сотнями миллионов и миллиардами лет. Отсюда следует, что континентальная литосфера основную часть времени сохраняет высокую прочность, лишь изредка испытывая резкое размягчение, когда и проявляются складчатость и рифтогенез. Еще одним видом крупномасштабных тектонических движений на континентах являются быстрые поднятия коры, которые в отдельные короткие эпохи приводят к формированию высоких плато и горных сооружений [17, 26].

В геодинамических построениях необходимость резкого размягчения литосферы для проявления ее сильного сжатия или растяжения обычно упускается из виду. Так, в моделях растяжения по схемам чистого и простого сдвига [58, 72] рассматриваются только следствия растя-

жения, но не затрагивается вопрос, почему оно быстро осуществилось в областях, которые до и после этого долгое время оставались стабильными. Сжатие коры в складчатых поясах часто описывается надвиганием одной литосферной плиты на другую плиту, которая испытывает упругий изгиб с образованием передового прогиба [64, 68]. При этом предполагается, что в большинстве областей деформационные свойства поддвигаемой плиты в процессе развития ее подвига сохраняются такими же, какими они были до его начала.

Допускается, что сильное падение прочности литосферы в отдельных случаях может быть обусловлено ее крутым изгибом в передовых прогибах складчатых поясов [48, 60] и в рифтовых впадинах [56]. При сильном изгибе в верхней и нижней частях литосферного слоя возникают большие упругие напряжения, превышающие прочность пород, что приводит к их хрупкому разрушению. В результате уменьшается толщина той части слоя, которая сохраняет упругие свойства и оказывает сопротивление деформациям. При таком подходе падение прочности литосферы связывается с силами, действующими вблизи активных границ между плитами и обусловленными их дрейфом. Ранее было, однако, показано, что сильное размягчение этого слоя происходит и внутри плит – вдали от их активных границ. Там оно обусловлено не дрейфом плит, а глубинными процессами [7, 42, 43]. В настоящей работе кратко рассматривается само явление резкого размягчения литосферы и обсуждается связь с ним крупномасштабных тектонических движений земной коры на континентах.

МЕТОДИКА ОЦЕНОК ТОЛЩИНЫ УПРУГОЙ ЧАСТИ ЛИТОСФЕРЫ

Под действием нескомпенсированных поверхностных нагрузок, аномальных масс в коре, а также течений в астеносфере литосферный слой испытывает упругий изгиб. Толщина его упругой части T_e обычно оценивается по ширине изгиба литосферы L [48]. Для простых оценок можно воспользоваться соотношением [40]:

$$(T_e)_{\text{км}} \sim 5.3 \times 10^{-2} [(L)_{\text{км}}]^{4/3}. \quad (1)$$

В большинстве континентальных областей толщина упругой части литосферы T_e составляет 30–40 км и более. При этом согласно (1) ширина ее изгиба $L \geq 120$ –140 км. На холодных кристаллических щитах T_e достигает 70–90 км и там $L \sim 220$ –260 км. В областях с повышенным тепловым потоком может происходить сильное размягчение пород в нижних частях гранитного и базальтового слоев. В таких областях в литосфере могут присутствовать три упругих слоя: в верхней части гранитного слоя, в верхней части базальто-

вого слоя и в верхах мантийной литосферы. В этом случае можно говорить об эффективной толщине упругой литосферы, которая по-прежнему оценивается с помощью соотношения (1). Нижняя часть литосферы включает в себя мантийный слой, не обладающий упругими свойствами, но отличающийся высокой вязкостью и увлекаемый дрейфующими плитами вместе с вышележащей упругой частью литосферы. Поэтому толщина литосферных плит, понимаемая в обычном смысле этого термина, значительно превышает толщину их упругой части.

КРУТЫЕ ФЛЕКСУРЫ КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО РАЗМЯГЧЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Во многих осадочных бассейнах в кристаллическом фундаменте существуют крутые флексуры, которые хорошо видны на картах глубины фундамента и на сейсмических профилях [8] и др. Высота флексур составляет от нескольких километров до 10–12 км и более при ширине L чаще всего в 20–40 км. Множество таких структур можно видеть, например, в осадочных бассейнах Кавказского региона и прилегающих областей (рис. 1). При ширине флексур $L = 20$ –40 км оценки толщины упругой литосферы с помощью соотношения (1) приводят к значениям $T_e = 3$ –7 км, т.е. упругий слой в литосфере почти исчезает. В действительности при столь сильном изгибе литосфера должна терять свои упругие свойства и деформироваться вязким или хрупким образом.

Крутые флексуры существуют на коре различного возраста – от архейского и раннепротерозойского на северной окраине Прикаспийской депрессии до герцинского на Скифской плите и альпийского в Паннонском бассейне. Они обычно формировались за 1–10 млн. лет, сопровождая быстрое образование глубоководных бассейнов. Ряд флексур расположен вблизи современных активных границ между плитами, однако в большинстве случаев их формирование происходило в те эпохи, когда существенных деформаций на этих границах не было. Для иллюстрации характерных особенностей подобных структур рассмотрим следующий пример.

КРУТАЯ ФЛЕКСУРА НА СКЛОНЕ ЗАПАДНО-КУБАНСКОГО ПРОГИБА

Эта структура (de) хорошо видна на сейсмическом профиле рис. 2 через западную часть Предкавказского прогиба. Как видно из данного профиля и согласно буровым данным, в мелу (К), палеоцене (P₁) и эоцене (P₂) здесь происходило медленное мелководное осадконакопление. В конце эоцена в прогибе отлагались мелководные мергели белоглинской свиты. В самом начале олигоцена, на

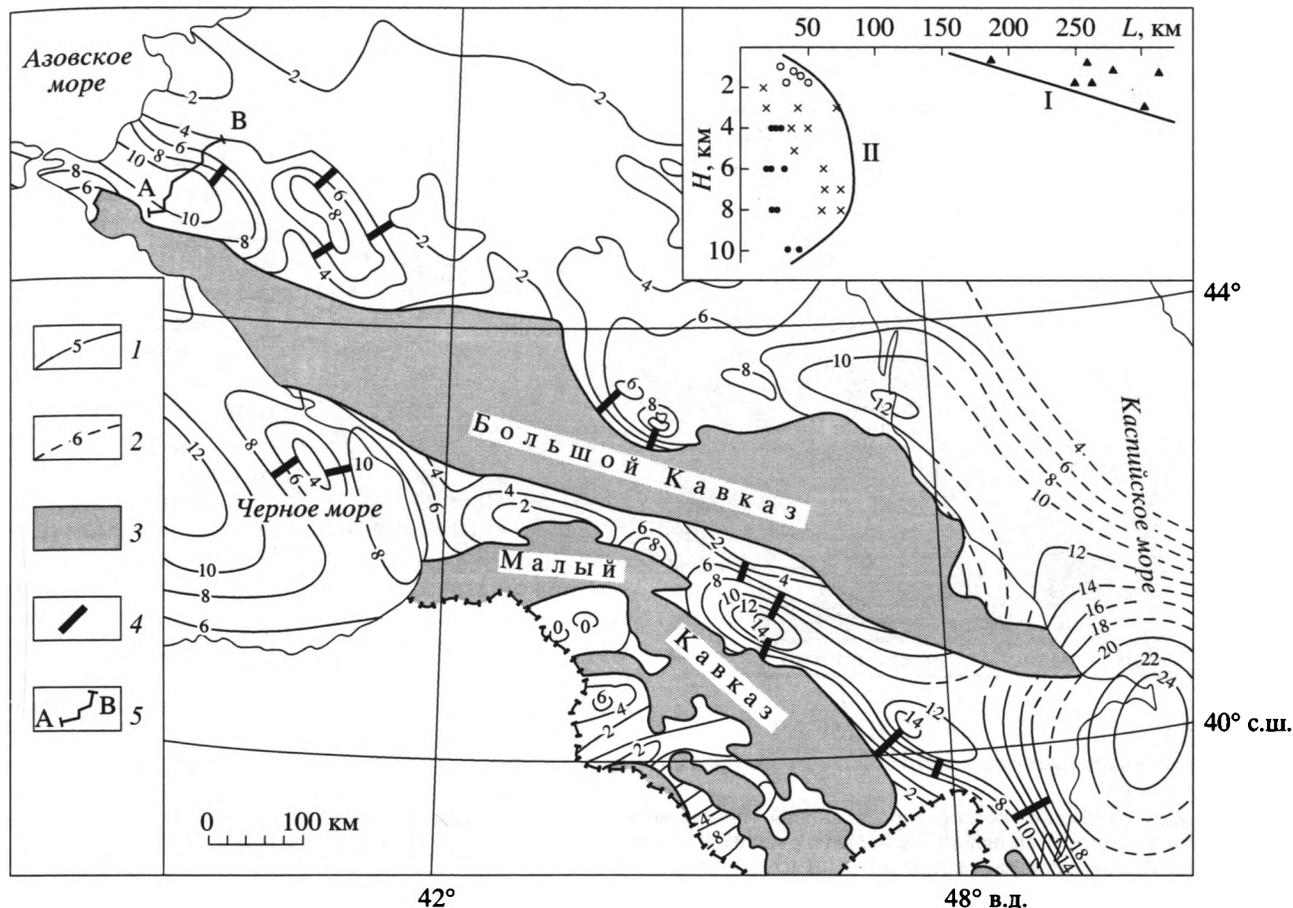


Рис. 1. Глубина кристаллического фундамента (км) в осадочных бассейнах в Кавказском регионе и в прилегающих областях (с изменениями по [13, 29])

В правом верхнем углу рисунка залитыми кружками показаны высота (H) и ширина (L) крутых флексур фундамента в области рис. 1. Для сравнения, по данным [29], значения H и L показаны также для крутых флексур в Предуральском прогибе (крестики), для склонов авлакогенов на Восточно-Европейской платформе (кружки без заливки) и для флексур фундамента во внутренней части платформы за пределами авлакогенов (треугольники). Видно, что на стабильных участках Восточно-Европейской платформы в области, ограниченной линией I на врезке, углы наклона фундамента много меньше, чем в области, ограниченной линией II, – в бассейнах Кавказского региона, в Предуральском прогибе и в авлакогенах на платформе.

1, 2 – глубина фундамента по достоверным данным (1) и предполагаемая (2); 3 – складчатые сооружения Большого и Малого Кавказа, выведенные на поверхность; 4 – крутые флексуры фундамента; 5 – линия сейсмического профиля рис. 2

уровне II, за ~1–2 млн. лет в Западно-Кубанском прогибе, в полосе шириной ~70 км, эти осадки были перекрыты глубоководными майкопскими глинами [15, 34]. Такая же смена фаций произошла к югу от прогиба, в полосе шириной ~60 км на шельфе северного склона Большого Кавказа, смятом впоследствии. К северу от Западно-Кубанского прогиба продолжалось медленное осадконакопление в мелководных условиях.

Таким образом, в раннем олигоцене произошло быстрое погружение, сформировавшее на мелководном шельфе глубоководный прогиб шириной около 130 км. Вдоль его северной окраины во многих местах быстро образовались клиноформы, современная высота которых составляет ~800 м [1, 30]. С учетом уплотнения осадков на-

чальная высота клиноформ и глубина воды в раннем олигоцене здесь может быть оценена как ~1000 м. Такую же начальную высоту имел склон de. Эоценовые осадки (P_2) на нем сильно эродированы, что типично для крутых подводных склонов. Это также указывает на значительную начальную высоту склона. В дальнейшем, по мере заполнения Западно-Кубанского прогиба осадками и изостатического погружения коры под их нагрузкой, современная высота склона de увеличилась в несколько раз и достигла 3.6 км. Ширина склона $L \sim 30$ км. Подставляя это значение в соотношение (1), для толщины упругой части литосферы получаем очень малую величину $T_e \sim 5$ км.

На рис. 2 крутой изгиб слоев прослеживается только в осадках до глубины 7–8 км, в то время

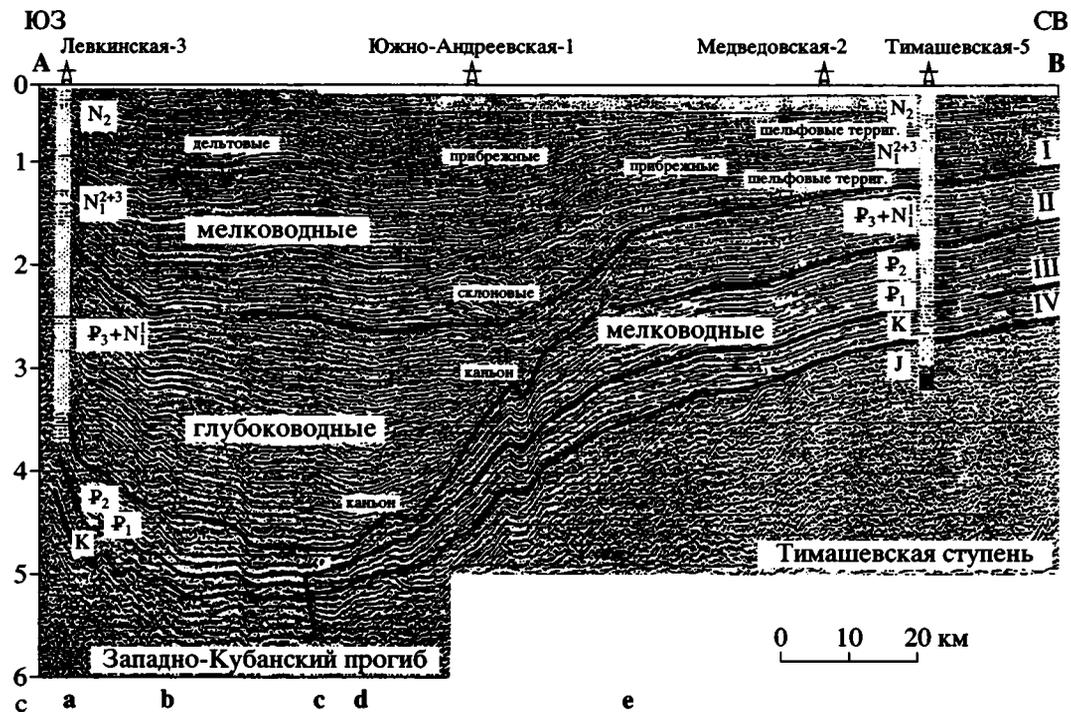


Рис. 2. Южная часть регионального сейсмического профиля через Западно-Кубанский прогиб (АВ на рис. 1) (с изменениями по [8])

По вертикали отложено время распространения упругих волн в прямом и обратном направлении в секундах. I-IV – кровля слоев: нижнего миоцена (I), эоцена (II), мела (III) и юры (IV). Глубина слоя II в прогибе достигает 6200 м. Высота склона *de* примерно равна 3600 м

как фундамент в данной области расположен на глубине ~12 км. Можно было бы допустить, что под склоном *de* на рис. 2 в начале олигоцена возник крупный сброс или система сбросов, развивавшиеся по мере дальнейшего углубления прогиба. Как показывает большой объем данных сейсмического профилирования, в областях рифтогенеза сбросы в фундаменте, ограничивающие вращающиеся блоки, во время своего образования обычно проникают в вышележащие осадки (см., например, профиль через грабен Викинг в Северном море на рис. 1.23б в [3]). На профиле рис. 2 все слои, как ниже, так и выше уровня II, где произошло быстрое углубление, непрерывны, за исключением небольшого взброса *с*. Отсюда следует, что под склоном *de* имел место крутой изгиб фундамента, указывающий на резкое размягчение литосферы. Чтобы понять причину этого явления, необходимо установить природу быстрого погружения, во время которого произошло размягчение литосферного слоя.

В отсутствие значительного растяжения быстрое погружение литосферы обычно объясняют упругим изгибанием плиты под нагрузкой крупных тектонических покровов, надвинутых на ее окраину в прилегающем складчатом поясе [48, 60, 64, 68]. Сильное сжатие коры с увеличением по-

верхностной нагрузки в западной части Большого Кавказа имело место в средней юре за 120 млн. лет до погружения в раннем олигоцене [10]. Следующая эпоха сильного сжатия началась в конце среднего миоцена через 20 млн. лет после быстрого погружения в начале олигоцена [22, 34]. В позднем эоцене – раннем олигоцене в западной части Большого Кавказа можно предполагать лишь слабое сжатие коры [15, 31]. Более того, для образования широкого и глубокого передового прогиба за счет упругого изгиба литосферы требуется большое увеличение поверхностной нагрузки на окраине плиты, что должно сопровождаться крупным поднятием в данной области. В начале олигоцена и до среднего миоцена горных сооружений на Большом Кавказе не было [19, 21], а отлагавшиеся в Западно-Кубанском прогибе турбидиты поступали в него с шельфа, расположенного на севере.

В отсутствие перемещения крупных покровов на континентальную плиту обычно предполагается, что ее начальное прогибание обусловлено силой тяги со стороны тяжелой плиты океанической литосферы, субдуцированной в мантию, но оставшейся прикрепленной своим верхним краем к континентальной плите [68]. Дополнительное погружение на надвинутой плите допускается и

после окончания субдукции в связи с уменьшением толщины упругой части плиты, что приводит к увеличению угла ее наклона по направлению к шовной зоне с одновременным сужением прогиба. Вторая возможная причина дополнительного погружения – увеличение угла наклона плиты, субдуцированной в мантию, что приводит к увеличению развиваемой ею силы тяги.

Субдукция под Большой Кавказ, вероятно, имела место к югу от него, закончившись к концу средней юры [18, 35]. Во время раннеолигоценного погружения шовная зона находилась примерно в 400 км к югу от Западно-Кубанского прогиба. На таком большом расстоянии от нее утонение литосферы на пододвинутой плите или изменение угла наклона субдуцированной плиты вызовут лишь очень небольшие вертикальные смещения. Более того, угол наклона пододвинутой плиты, изогнутой под действием тяги субдуцированной плиты, должен возрастать по направлению к шовной зоне. На профиле рис. 2 быстрое углубление прогиба к югу наблюдается только на отрезке *de*, а далее к югу, на отрезке *bd*, дно прогиба почти плоское (подъем слоев к югу на отрезке *ab* обусловлен вовлечением осадков южной части прогиба в общее поднятие Большого Кавказа, начавшееся в позднем миоцене). Это исключает влияние силы тяги субдуцированной плиты на формирование Западно-Кубанского прогиба.

За время сильного сжатия на Большом Кавказе в позднем миоцене – плейстоцене в Западно-Кубанском прогибе накопилось около 2.2 км осадков (см. $N_1^{2+3} - N_2$ на профиле рис. 2). Во внутренней части прогиба их мощность примерно постоянна. Отсюда следует, что новейшее погружение в нем также не было обусловлено упругим изгибанием Скифской плиты под нагрузкой покровов, которые были в это время надвинуты на Большом Кавказе к югу. Это означает, что сжатие происходило в условиях резкого размягчения литосферы на Кавказе, благодаря чему в прогибе литосфера не реагировала на увеличение нагрузки в прилегающем складчатом поясе.

В отсутствие сильного растяжения литосферы и столкновения плит крупное погружение коры возможно только при значительном уплотнении пород в коре или мантии. Такое уплотнение может быть обусловлено охлаждением пород коры и мантии, а также переходом габбро в нижней коре в более плотные гранатовые гранулиты или эклогиты [3, 39, 46]. Охлаждение литосферы происходит медленно – за время ~50–100 млн. лет. Быстрые погружения за время ~1 млн. лет могут быть обусловлены только метаморфизмом в базальтовом слое коры. Для его резкого ускорения требуется инфильтрация в нижнюю кору катализатора – малого объема водосодержащего флюида, который приносится к литосфере небольшо-

ми плюмами. С уплотнением основных пород в нижней коре при поступлении в них флюида и было связано быстрое погружение в Западно-Кубанском прогибе в начале олигоцена.

Как показывает изучение обнажений нижней коры, где проявился быстрый метаморфизм с уплотнением пород при инфильтрации флюида, эти процессы сопровождалась резким падением вязкости пород и их течением [44, 45]. Уплотнение базальтового слоя часто приводит к крутому изгибу вышележащей части коры на окраинах бассейнов – при переходе к областям, где такое уплотнение не проявилось. В таких условиях в верхней коре, погружающейся вслед за нижней корой, испытывающей быстрое уплотнение, возникают большие касательные напряжения. Вязкость горных пород падает с увеличением интенсивности касательных напряжений. Поэтому их рост в верхней коре приводит к ее резкому размягчению под крутыми флексурами [43]. В результате под ними оказывается размягченным весь коровый слой.

РАЗМЯГЧЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ПОД КРУТЫМИ ФЛЕКСУРАМИ

Формирование крутых флексур фундамента указывает лишь на размягчение пород на небольших глубинах, не превышающих ширины флексур, т.е. в коровом слое. Такие деформации, сами по себе, еще не исключают сохранения мощного упругого слоя в более глубокой области – в верхней части мантийной литосферы. Чтобы определить, происходит ли там размягчение пород, необходимо дополнительное рассмотрение. Можно допустить две основные возможности: (1) сохранение в мантийной литосфере мощного упругого слоя и (2) его размягчение. Допустим сначала, что во время образования крутой флексуры в верхах мантии сохраняется упругий слой, испытывающий плавный изгиб в области шириной 100–200 км (рис. 3, а). Под узкой флексурой (20–30 км) этот слой будет почти плоским. Тогда у подножья флексуры глубина h_{oc} заполненного осадками прогиба будет примерно равна сокращению мощности уплотнившегося базальтового слоя:

$$h_{oc} \approx [(1 - \rho_{гб}/\rho_{гл})h_{гб}], \quad (2)$$

где $\rho_{гб}$ – плотность габбро, $\rho_{гл}$ – плотность образовавшихся из него гранатовых гранулитов, $h_{гб}$ – начальная мощность слоя габбро. В платформенных областях мощность базальтового слоя чаще всего составляет $h_{гб} \sim 20$ км. Максимальное уплотнение габбро и как следствие максимальное погружение будет иметь место при превращении габбро в эклогит с максимальной плотностью 3600 кг/м³. Подставляя эту величину в качестве $\rho_{гл}$ в соотношение (2) вместе с $h_{гб} = 20$ км, $\rho_{гб} =$

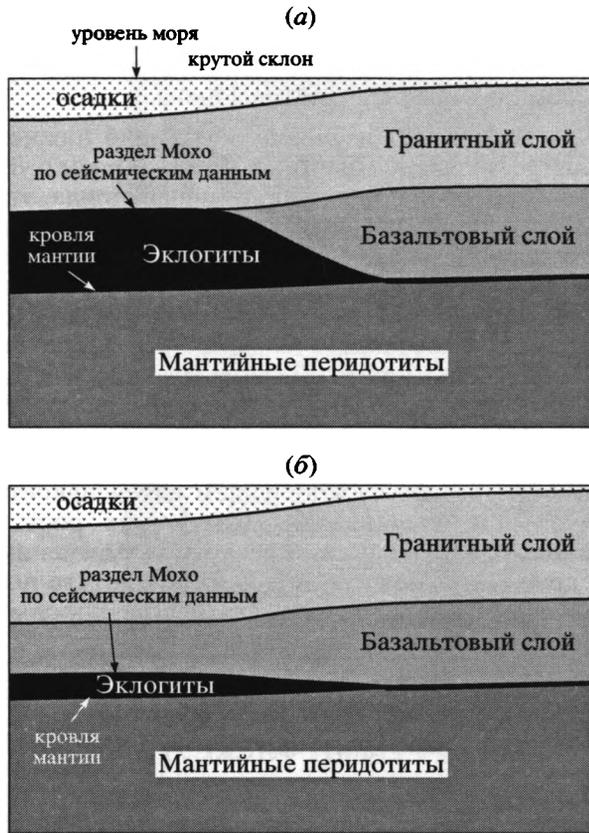


Рис. 3. Крутые флексуры фундамента, образовавшиеся вследствие фазового перехода габбро в нижней коре в более плотные эклогиты: *a* – в случае, когда в верхах мантии сохраняется мощный упругий слой, который плавно изгибается на расстоянии 100–200 км, так что изостатическое равновесие устанавливается только в региональном масштабе. При этом, чтобы сформировать склон фундамента высотой 4 км, тяжелые высокоскоростные эклогиты должны образоваться во всем базальтовом слое или же в его основной части, что приведет к резкому подъему раздела Мохо; *b* – в случае, когда упругий слой в верхах мантии оказывается размягченным и сильно изгибается под флексурой с установлением изостатического равновесия, близкого к локальному. При этом для формирования флексуры фундамента высотой 4 км достаточно образования в низах коры слоя эклогитов мощностью около 5 км. Поскольку кора одновременно испытывает погружение на 4 км, то изменение глубины раздела Мохо оказывается незначительным. Именно такое строение коры наблюдается под крутыми флексурами фундамента в реальных условиях

$= 2930 \text{ кг/м}^3$, находим: $h_{oc} = 3.7 \text{ км}$, что почти равно высоте флексуры на профиле рис. 2. Скорости продольных волн в эклогитах примерно такие же, как в мантийных перидотитах [50]. Поэтому превращение габбро в эклогит во всем базальтовом слое должно сопровождаться подъемом раздела Мохо на величину $h_{гб} - h_{oc} \approx 16 \text{ км}$ с таким же утонением земной коры, выделяемой по данным сейсмического профилирования, и с исчезновением в ней базальтового слоя (см. рис. 3, *a*).

Под Западно-Кубанским прогибом кора имеет мощность около 40 км [13], что примерно соответствует ее средней мощности на платформах. На сейсмических профилях, пересекающих крутые флексуры в фундаменте, например, под Прикаспийской депрессией [33] и Северо-Крымским прогибом [24], раздел Мохо обычно остается субгоризонтальным, а кора включает мощный базальтовый слой. Это исключает сохранение упругого слоя в мантии, слабо изогнутого под крутыми флексурами. Более того, многие флексуры имеют значительно большую высоту $h_{oc} \sim 10\text{--}12 \text{ км}$ (см. рис. 1), так что их нельзя сформировать за счет уплотнения пород в базальтовом слое, залегающем на субгоризонтальной мантийной литосфере. В действительности максимальная глубина прогибов, которые могут возникнуть в таких условиях, существенно меньше 4 км, поскольку эклогиты могут образовываться лишь в самых низах континентальной коры, а при давлениях, характерных для основной части базальтового слоя, в нем образуются менее плотные гранатовые гранулиты [52].

Предположим теперь, что под флексурой фундамента мантийная литосфера размягчается и круто изгибается, благодаря чему устанавливается локальное изостатическое равновесие. Тогда мощность осадков с плотностью ρ_{oc} , заполнивших прогиб, возникший при образовании в нижней коре гранатовых гранулитов с плотностью $\rho_{гг}$ из габбро с плотностью $\rho_{гб}$ в слое начальной толщины $h_{гб}$, равна:

$$h_{oc} = (\rho_m / \rho_{гг}) [(\rho_{гг} - \rho_{гб}) / (\rho_m - \rho_{oc})] h_{гб}, \quad (3)$$

где $\rho_m = 3350 \text{ кг/м}^3$ – плотность мантии. В этом случае, как показывает сравнение соотношений (3) и (2), чтобы получить у подножья флексуры ту же мощность осадков h_{oc} , что и при слабо изогнутой мантийной литосфере, достаточно уплотнения габбро в слое, мощность которого в $\rho_m / (\rho_m - \rho_{oc})$ раз меньше. При $\rho_{oc} = 2500 \text{ кг/м}^3$ это отношение равно 4.2. Так, например, для образования у подножья флексуры слоя осадков толщиной 3.7 км с указанной плотностью достаточно, чтобы в эклогит с плотностью $\rho_э = \rho_{гг} = 3600 \text{ кг/м}^3$ перешел слой габбро толщиной $h_{гб} \approx 5 \text{ км}$. При этом подъем раздела Мохо $h_{гб} - h_{oc}$ составляет всего лишь 1.3 км, т.е. данная граница остается почти на прежнем уровне, а в коре сохраняется частично утоненный базальтовый слой. Именно такая картина обычно наблюдается в действительности. Так, например, при переходе от Восточно-Европейской платформы к Прикаспийской впадине с погружением фундамента на $\sim 5 \text{ км}$ раздел Мохо оказывается приподнятым всего лишь на $\sim 2 \text{ км}$ [33]. Под крутым северным склоном Северо-Крымского прогиба высотой 3 км происходит не уменьшение, а увеличение мощности коры, в которой толщина базальтового слоя составляет 25–

30 км [24]. Эти данные указывают на крутой изгиб мантийной литосферы либо на нарушение ее сплошности с образованием сброса или системы сбросов. В обоих случаях данный слой теряет свою высокую прочность, характерную для платформ. Таким образом, во время образования крутых флексур фундамента резкое падение прочности происходило во всем литосферном слое.

ПРОЧНОСТЬ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ В ОБЫЧНЫХ УСЛОВИЯХ

Чтобы сильно сжать или растянуть литосферу, действующие вдоль этого слоя силы должны преодолеть его прочность. Обычно предполагается, что при низкой температуре прочность пород определяется сухим трением на разломах, возрастающим с глубиной z пропорционально литостатическому давлению ρgz :

$$\sigma_{\text{пр}} = a\rho gz. \quad (4)$$

Здесь ρ – плотность, g – ускорение свободного падения, a – коэффициент, зависящий от типа деформаций: $a = 3$ для сжатия, $a = 0.75$ для растяжения и $a = 1.22$ для сдвига. На рис. 4 линейное нарастание прочности с глубиной можно видеть в верхней части гранитного и базальтового слоев, а также в верхней части мантии. С повышением температуры большую роль приобретает ползучесть, в результате чего в нижних частях гранитного и базальтового слоев $\sigma_{\text{пр}}$ сильно падает. Из-за высокой температуры низкая прочность характерна и для перидотитов в нижней части литосферных плит, дрейфующих по астеносфере. Прочность литосферы как целого (интегральная прочность) $\Sigma_{\text{пр}}$ равна интегралу от $\sigma_{\text{пр}}$ по глубине, т.е. суммарной площади фигур на рис. 4, ограниченных справа сплошными линиями, а слева осью z . Обычно эта величина весьма велика. Так, при характерном для платформ строении коры и температурном распределении, показанном на рис. 4, прочность литосферы на растяжение $\Sigma_{\text{пр}} = 1.4 \times 10^{13}$ н/м. Прочность на сжатие в несколько раз выше.

Силы, действующие в литосфере, много меньше. Так, наиболее точно определяемая сила давления разрастающихся океанических хребтов на прилегающие океанические котловины (ridge push) в среднем составляет $\Sigma_{\text{хр}} \sim 2 \times 10^{12}$ н/м [2, 3, 36]. Сила, действующая в поле силы тяжести на тяжелые океанические плиты, субдуцированные в мантию (slab pull), на порядок выше. Она в основном расходуется на преодоление вязкого трения, действующего со стороны мантии на погружающиеся плиты. В результате плитам, дрейфующим по поверхности, передается лишь небольшая часть этой силы. В общем случае силы, создаваемые в литосфере различными механизмами, сопоставимы с давлением разрастающихся хребтов на оке-

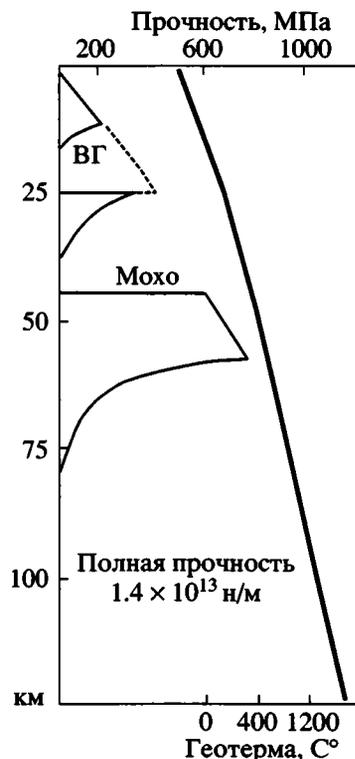


Рис. 4. Прочность пород континентальной литосферы на растяжение как функция глубины для изотермы, приведенной на рисунке (с изменениями по [51]) Верхняя кора состоит из влажного гранита (ВГ). Скорость деформации 10^{-15} с $^{-1}$

анические котловины $\Sigma_{\text{хр}} \sim 2 \times 10^{12}$ н/м, и они не превышают $\Sigma_{\text{хр}}$ более чем в несколько раз [53]. Поэтому в обычных условиях растяжение, и тем более сжатие, холодной платформенной литосферы невозможны, и для их проявления требуется резкое размягчение данного слоя. Рассмотрим, как это происходит, на характерных примерах.

СЖАТИЕ ЛИТОСФЕРЫ В СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСАХ В ЭПОХИ ЕЕ РАЗМЯГЧЕНИЯ

В качестве примера рассмотрим развитие Восточных Карпат в среднем миоцене. В олигоцене и в раннем миоцене здесь происходило интенсивное сжатие коры в Карпатском флишевом прогибе с формированием надвигавшегося на восток Карпатского покрова (точнее, пакета покровов) мощностью до 8–10 км [34, 40]. На рубеже раннего и среднего миоцена фронт покрова распластался примерно в 30 км к западу от края Восточно-Европейской платформы. На ее западной окраине вплоть до этого времени происходило только медленное погружение коры в мелководных условиях. В начале среднего миоцена в раннем бадении за 1–1.5 млн. лет на краю платформы (в основном в Самборской зоне) сформирова-

лась впадина шириной ~40 км, заполненная 3–4 км молассы с турбидитами и олистостромами в верхней части разреза (рис. 7, а в [40]). Быстрое образование такой узкой структуры со склонами шириной ~20 км указывает на резкое падение прочности литосферы.

Прогиб, образовавшийся вследствие надвигания крупного покрова, должен одновременно отвечать двум признакам: он должен формироваться синхронно с перемещением покрова и углубляться по направлению к покрову с достижением максимальной глубины у его фронта. Невыполнение хотя бы одного из этих условий указывает на то, что прогиб возник под действием какого-то другого механизма. Во время образования узкой впадины на окраине платформы Карпатский покров оставался стабильным, а впадина отделялась от покрова полосой шельфа шириной 20–30 км, где погружение коры за то же время было незначительным. Эти особенности исключают быстрое погружение во впадине за счет нагрузки надвигавшегося покрова. Для ее образования требовалось уплотнение пород в нижней коре за счет фазовых переходов. Судя по развитию крутых флексур, быстрое погружение коры, как и в Западно-Кубанском прогибе в олигоцене, сопровождалось размягчением литосферы.

Вслед за образованием впадины на краю платформы Карпатский флишевый прогиб был досжат в середине бадения, и фронт покрова достиг края платформы. В это время, однако, перед фронтом надвигавшегося покрова глубокий прогиб не образовался. Напротив, прилегающая к покрову впадина в Самборской зоне слегка приподнялась над уровнем моря, что указывает на полное отсутствие упругой реакции литосферы на надвигание покрова на прилегающую область. Отсюда следует, что во время предшествовавшего быстрого погружения литосфера была резко ослаблена.

После окончания складчатости в середине бадения новое быстрое погружение коры на окраине Восточно-Европейской платформы началось в позднем бадении. Оно охватило фронтальную часть покрова и прилегавшую к нему окраину платформы шириной ~80 км – Самборскую зону и внутреннюю часть располагавшейся далее к востоку Бильче-Волицкой зоны. Компенсированное погружение продолжалось 2–3 млн. лет до среднего сармата с резким ускорением в раннем сармате. Как и в раннем бадении, оно не сопровождалось сильным сжатием в прилегающем складчатом поясе. Амплитуда погружения увеличивалась по мере удаления от фронта покрова с образованием крутой флексуры в западной части прогиба (рис. 7, б в [40]). В восточной части впадины накопилось до 4 км осадков. Далее к восто-

ку мощность нижнесарматских осадков резко падает до нескольких сотен метров. Это, скорее всего, указывает на то, что с востока впадина была ограничена крупным сбросом или же системой сбросов. Следовательно, во время быстрого погружения прочность литосферы резко упала, что и обеспечило возможность ее разрыва.

В результате двух быстрых погружений в бадении и в раннем сармате на окраине Восточно-Европейской платформы сформировался Предкарпатский прогиб (передовой прогиб Восточных Карпат), мелководный в его основной части. В конце среднего миоцена за 1–2 млн. лет на этот прогиб был надвинут Карпатский покров шириной ~70 км и современной мощностью 12–14 км. Его фронтальная часть показана на рис. 5. Покров остановился у системы сбросов, отделявших Предкарпатский прогиб от прилегавшей, непогруженной, части платформы. Считается, что надвигание покрова привело к изгибу упругой литосферы большой толщины $T_e \approx 40$ км, что сопровождалось погружением коры перед фронтом покрова [68]. Предполагается, что в ту же эпоху в мантию под Паннонский бассейн со стороны Карпат была субдуцирована тяжелая литосферная плита, тяга которой сильно увеличила изгиб упругой литосферы [68]. В таких условиях на форланде должен был сформироваться прогиб с глубиной воды ~1–2 км и шириной ~50–100 км. Как видно из рис. 5, этого не произошло. За фронт мощного покрова, расположенный в точке с, на ~25 км проник лишь тонкий язык покрова cd современной толщины 0.5–1.5 км. Он поднялся над уровнем моря на высоту 500–600 м. Далее к востоку, за пределами тонкого покрова, кора не погрузилась, а поднялась выше уровня моря, что привело к осушению шельфа.

Отсутствие погружения на форланде легко объясняется с помощью рис. 5. Во время надвигания покрова литосфера под покровом и за его пределами не сохраняла своей непрерывности, и поэтому она не вела себя как упругая пластина. Под краевой частью покрова, на участке bc , она была разбита крупными сбросами, отделившими литосферу под мощным покровом от литосферной плиты за его пределами. Поэтому крупное погружение произошло только непосредственно под мощным покровом, а прилегающая к нему с востока платформа осталась примерно на том же уровне. Эти сбросы, скорее всего, заложились еще на стадии предшествовавшего быстрого погружения коры. На рис. 5 небольшие сбросы в фундаменте видны и во внутренней части покрова ab . На ряде других профилей через Карпаты [67] хорошо видны более крупные разломы в фундаменте, что указывает на сильную раздробленность, по крайней мере, верхней части коры.

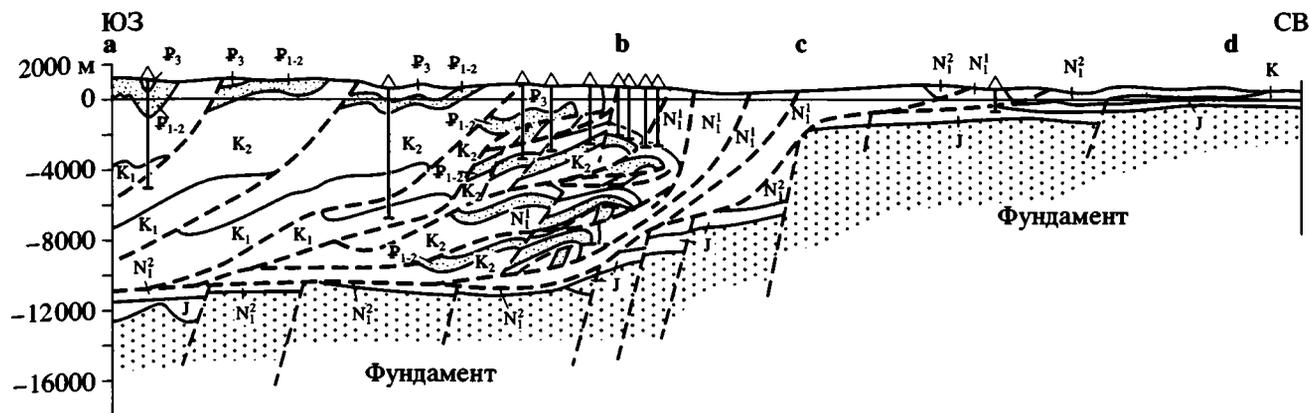


Рис. 5. Профиль через Восточные Карпаты (с изменениями по [11])
Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковые. Объяснения в тексте

Как отмечалось выше, при сохранении мощного упругого слоя в литосфере уплотнение пород в нижней коре за счет фазовых переходов способно обеспечить образование крутого склона фундамента высотой не более ~4 км. На участке *ab* фундамент погружен гораздо сильнее – на 11 км. Отсюда следует, что при надвигании Карпатского покрова в конце среднего миоцена сильный изгиб испытала не только кора, но и мантийная литосфера. Это означает, что во время надвигания покрова низкая прочность была характерна для всего литосферного слоя под Предкарпатским прогибом, так что в данной области осуществлялось локальное изостатическое равновесие.

Надвигание Карпатского покрова сопровождалось его интенсивными внутренними деформациями с образованием многочисленных узких складок и кордильер на поверхности. Локальные неоднородности рельефа были быстро сглажены эрозией, после чего на небольшой высоте ~200–400 м в позднем миоцене на покрове сформировалась поверхность выравнивания [19, 74]. Перемещение покрова толщины h_n со средней плотностью ρ_n на область, расположенную вблизи уровня моря, при сохранении плотности в нижележащей литосфере должно сопровождаться поднятием поверхности покрова до средней высоты:

$$z = [(\rho_m - \rho_n)/\rho_m]h_n. \quad (5)$$

Полагая начальную толщину Карпатского покрова $h_n = 14$ км и его плотность $\rho_n = 2600$ кг/м³, получаем высоту покрова $z = 2.7$ – 3.1 км. В действительности после сжатия Карпаты несколько миллионов лет оставались на высоте 0.2–0.4 км. Чтобы удержать кору на такой небольшой высоте, должно было произойти значительное уплотнение пород в литосфере во время сжатия коры в конце среднего миоцена. Новейшее поднятие Карпат началось около 3 млн. лет назад, и их

средняя высота достигла 1–1.5 км. Это значительно меньше высоты $z = 2.7$ – 3.1 км, полученной в предположении сохранения плотности литосферы во время ее сжатия. Поэтому наиболее вероятно, что аномально тяжелые породы присутствуют в карпатской литосфере и в современную эпоху. Чтобы определить их расположение, рассмотрим строение коры и мантии под Восточными Карпатами по данным мультидисциплинарных исследований вдоль Международного геотраверза II (рис. 6).

Как видно из рис. 6, кора под Восточными Карпатами достигает по мощности 60–65 км. Такая большая мощность характерна для гораздо более высоких гор, например, для Восточных Альп и Восточного Тянь-Шаня. В нижней части коры под Карпатами залегает слой со скоростями продольных волн $V_p = 7.5$ – 7.6 км/с и мощностью около 20 км. Такие скорости являются промежуточными между скоростями, типичными для базальтовой нижней коры (6.8–7.0 км/с) и для мантийных перидотитов (8.0–8.4 км/с). Указанные значения V_p могут быть характерны для высокотемпературной аномальной мантии с температурой $\geq 1200^\circ\text{C}$. Судя по данным магнитотеллурических зондирований, слой с $V_p = 7.5$ – 7.6 км/с в низах коры находится, однако, при умеренных температурах 600–800°C. В таких условиях крупные объемы пород в нижней коре с промежуточными V_p могут быть сложены только гранатовыми гранулитами. При $V_p = 7.5$ – 7.6 км/с их плотность близка к плотности мантии $\rho_{gl} \approx \rho_m = 3350$ кг/м³ [69].

Карпатский пакет покровов залегает на коре в области, которая до конца раннего миоцена относилась к окраине Восточно-Европейской платформы. В то время кора здесь, по-видимому, имела такое же строение, как и на прилегающей современной окраине платформы, в правой части

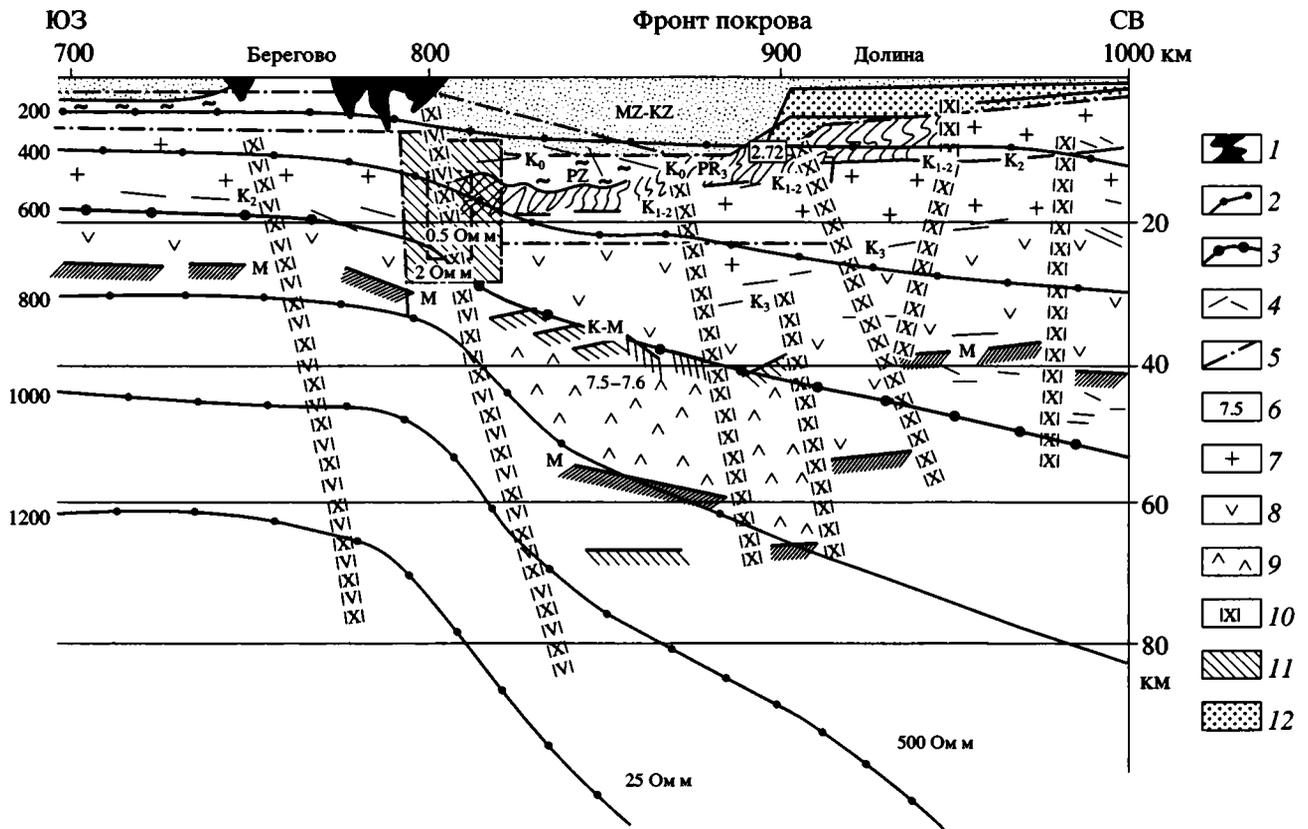


Рис. 6. Геофизическая модель Восточных Карпат вдоль Международного геотраверса II (с изменениями по [12])

1 – неогеновые вулканиты; 2 – изотермы, °С; 3 – точка Кюри для магнетита; 4 – отражающие площадки в коре и верхней мантии; 5 – сейсмические границы в коре; 6 – среднепластовые скорости преломленных волн, км/с; 7 – гранитный слой; 8 – базальтовый слой; 9 – переходный слой со скоростями продольных волн, промежуточными между их значениями, характерными для коры и мантии; 10 – главные разломы; 11 – тело с аномально высокой электропроводностью; 12 – деформированный платформенный осадочный чехол верхнего палеозоя и деформированные метаморфические породы верхнего протерозоя – нижнего палеозоя (?). K_0 – подошва палеозоя, K_{1-2} – кровля кристаллической коры; K_2 , K_3 – раздел Конрада, $K-M$ – кровля слоя с промежуточными скоростями, M – раздел Мохо

профиля рис. 6. В последней области породы с промежуточными значениями V_p отсутствуют, а в нижней части коры залегает базальтовый слой мощностью ~20 км. Отсюда можно сделать вывод, что тяжелые гранатовые гранулиты в нижней коре под Карпатами образовались из габбро во время преобразования платформы в складчатый пояс. Это произошло в среднем миоцене, во время быстрых погружений коры, сформировавших Предкарпатский прогиб на окраине Восточно-Европейской платформы, а также во время последующего надвигания на этот прогиб мощного тектонического покрова. В обе указанные эпохи, судя по интенсивным деформациям литосферы, ее прочность была резко понижена.

Большие добавочные напряжения действуют в литосфере на основной части площади континентов [73]. Тем не менее западная окраина Восточно-Европейской платформы, сформировавшаяся в байкальскую, а местами в каледонскую эпохи

[9, 27], вплоть до среднего миоцена оставалась стабильной по отношению к большим горизонтальным деформациям. Расширение Карпатского складчатого пояса на эту область произошло только после того, как прочность литосферного слоя в ней оказалась резко пониженной под влиянием глубинных процессов. Такая же ситуация была характерна и для Уральского складчатого пояса [38]. В данной области сначала происходили быстрые погружения континентальной коры, во время которых литосфера теряла свою высокую прочность. Затем ослабленные зоны вовлекались в сильное сжатие, которое не сопровождалось значительными погружениями перед фронтом покрова. Это означает, что сжатие литосферного слоя на Урале также происходило в те эпохи, когда он был резко ослаблен.

Образование в нижней коре складчатых поясов тяжелых гранатовых гранулитов предопределяет возможность дальнейшего горообразования [3, 38, 40]. Попадая после сжатия на большую

глубину, эти породы постепенно прогреваются, и с повышением температуры они попадают в поле стабильности менее плотных фаций. В сухих условиях, из-за крайне низкой скорости метаморфизма, тяжелые породы в нижней части утолщенной коры сохраняются метастабильными сотни миллионов лет и более. При новом поступлении в нижнюю кору поверхностно активного флюида гранатовые гранулиты испытывают быстрый метаморфизм с разуплотнением, что сопровождается образованием поднятия на поверхности. Так, например, если слой тяжелых пород мощностью 20 км в нижней коре Восточных Карпат (см. рис. 6) испытает в будущем разуплотнение на 10%, то это приведет к дополнительному поднятию коры на 2.2 км. В эпохи складчатости в низах коры могут формироваться также крупные массы эклогитов. При размягчении мантийной литосферы под действием поверхностно активного флюида эклогиты отрываются от коры и погружаются в мантию, что также сопровождается поднятием. Таким образом, горообразование в складчатых поясах оказывается следствием инфильтрации в литосферу флюидов из астеносферы.

РАСТЯЖЕНИЕ РАЗМЯГЧЕННОЙ ЛИТОСФЕРЫ В РИФТОВЫХ ЗОНАХ

В таких областях происходит сильное растяжение литосферы с образованием крупных сбросов. Растяжение начинается после того, как растягивающая сила превысит предел прочности литосферы. Растягивающие напряжения действуют во многих континентальных областях, и, скорее всего, это имело место и в геологическом прошлом. Тем не менее в каждую отдельную эпоху сильное растяжение проявлялось лишь на ~1% площади континентов. Как отмечалось, на холодных платформах прочность литосферы на растяжение имеет очень высокие значения $\Sigma_{\text{пр}} \approx (1.5-2) \times 10^{13}$ н/м. В областях с высоким тепловым потоком, где кора и мантия сильно прогреты, прочность литосферы резко понижается. Сильное растяжение в новейшую эпоху имело место лишь в Провинции Бассейнов и Хребтов, в Восточно-Африканской рифтовой зоне и в Паннонском бассейне [3]. Все эти области в настоящее время характеризуются высокими тепловыми потоками. С другой стороны, значительное растяжение с образованием крупных сбросов в прошлом неоднократно происходило на холодных платформах [3]. Так, в позднем девоне, после долгого периода спокойного развития, эти явления имели место в Днепровско-Припятском грабене на Сарматском кристаллическом щите. В новейшее время умеренное растяжение с образованием сбросов проявилось в грабене Танганьика на Африканской платформе и в Байкальском грабене на окраине Сибирской платформы. Это показывает,

что для проявления сильного растяжения, помимо растягивающих напряжений, характерных для обширных областей, необходимо сильное размягчение литосферного слоя, которое проявляется лишь в отдельных регионах.

Для понимания природы рифтогенеза необходимо учесть два важных обстоятельства. Крупные сбросы в указанных структурах формировались в эпохи быстрых погружений коры с образованием глубоководных или относительно глубоководных впадин. Как показано на примерах Западно-Кубанского и Предкарпатского прогибов, такие погружения сопровождаются резким размягчением литосферы, на что указывает появление крутых склонов фундамента. Такие же структуры формировались и в указанных выше рифтовых впадинах. Рассмотрим, например, Байкальский грабен. На его южную и среднюю части в раннекаледонское время с юго-востока был надвинут тектонический покров, что указывает на временное размягчение литосферы [14]. За прошедшие с тех пор ~450 млн. лет здесь должна была восстановиться высокая прочность литосферы. На северном Байкале рифейская литосфера сохраняла высокую прочность и осталась недеформированной. В новейшую эпоху на Байкале имело место погружение коры амплитудой до ~5 км. Его скорость была особенно высокой в плиоцен-четвертичное время. Погружение сопровождалось образованием системы крутых сбросов на северо-западном борту Байкала (рис. 7), на основании чего эту структуру относят к рифтовым впадинам. В то же время на противоположном, юго-восточном, борту впадины сформировались крутые флексуры, что указывает на резкое размягчение литосферы. Их ширина АВ составляет 15 км на профиле *a*, CD = 26 км на профиле *b* и EF = 18 км на профиле *v*. На профиле *a* имеет место чистый изгиб литосферы. Флексуры на профилях *b* и *v* осложнены сбросами. Эти разрывные деформации обеспечивают, однако, лишь 10–15% общего погружения, основная часть которого обусловлена крутым изгибом литосферы. Для ширины флексур $L = 15-26$ км из соотношения (1) находим чрезвычайно низкую эффективную упругую толщину литосферы $T_e \sim 2-4$ км.

Такое же строение характерно и для многих других грабенов, например, для Днепровского грабена, бассейна Паренти на склоне Бискайского залива, грабена Фен-Вей в Северном Китае, полуграбена Баодин в Восточном Китае и Танганьикского рифта в Африке [3]. Все эти структуры с одной стороны ограничены крутыми сбросами, а с другой стороны в них существуют крутые склоны, осложненные сбросами, которые вносят лишь небольшой вклад в общее погружение коры. Таким образом, рифтогенез с расколом коры крупными сбросами также обычно проявляется в условиях резкого понижения прочности литосферы.

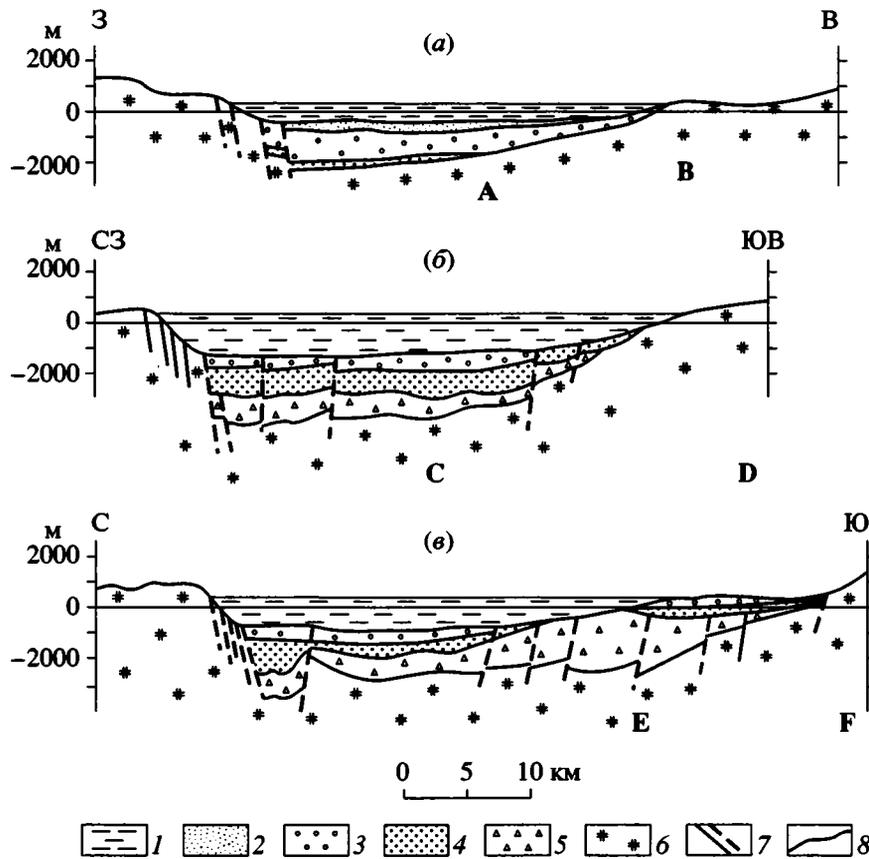


Рис. 7. Схематические геологические разрезы через Байкальский рифт (с изменениями по [25]): а – через Северный Байкал, б – через среднюю часть впадины, в – через Южный Байкал

1 – вода; 2 – пески среднего и верхнего плейстоцена; 3, 4 – моласса, сформировавшаяся в эпоху быстрого новейшего погружения в раннем плейстоцене (3) и в позднем плиоцене (4); 5 – мелководные и континентальные отложения миоцена – нижнего плиоцена; 6 – кристаллическое основание; 7 – разломы; 8 – границы, проведенные по данным непрерывного сейсмического профилирования

НОВЕЙШИЕ ПОДНЯТИЯ КОРЫ НА КОНТИНЕНТАХ КАК СЛЕДСТВИЕ ЗАМЕЩЕНИЯ АСТЕНОСФЕРЫ РАЗМЯГЧЕННОЙ МАНТИЙНОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Большинство современных горных сооружений и высоких плато сформировались в новейшее время в результате быстрых восходящих движений земной коры [19, 20, 26]. Таким поднятиям предшествовал период относительной стабильности длительностью 100–150 млн. лет, который продолжался в одних местах с юры, а в других – с начала мела. В разных областях начало новейших поднятий относится к эпохам от эоцена до раннего миоцена, в большинстве случаев – к позднему олигоцену. Основная часть поднятий осуществилась за последние 3–5 млн. лет, когда их скорость резко возросла. Так, на рубеже плиоцена и плейстоцена Памир и Тянь-Шань были примерно в два раза ниже, чем в настоящее время [16], а на рубеже миоцена и плиоцена Альпы представляли собой пологое поднятие высотой около 0.5 км

[3, 71]. Верхоянский хребет и хребет Черского сформировались за последние 3 млн. лет [28]; 3.5 млн. лет назад высота Тибетского плато не превышала 1 км [57], а 3/4 новейшего поднятия Южной Африки осуществились за последние 2.5 млн. лет [62].

Крупные поднятия коры чаще всего объясняют сжатием коры с ее утолщением и одновременным изостатическим поднятием [23]. В большинстве областей новейшие поднятия проявились, однако, на коре от архейского до мезозойского возраста, где они не сопровождалась значительными деформациями сжатия. Даже во многих областях, где складчатость интенсивно проявлялась в кайнозойское время, поднятие происходило после того, как сжатие коры уже в основном завершилось. Так, во время горообразования в Альпах на плиоцен-четвертичном этапе осуществилось лишь ~1% их общего сжатия [71]. В рассмотренных выше Карпатах горы средней высоты сформировались за последние 3 млн. лет [19], в то время как преобладающая часть сжатия завершилась в них к позднему миоцену.

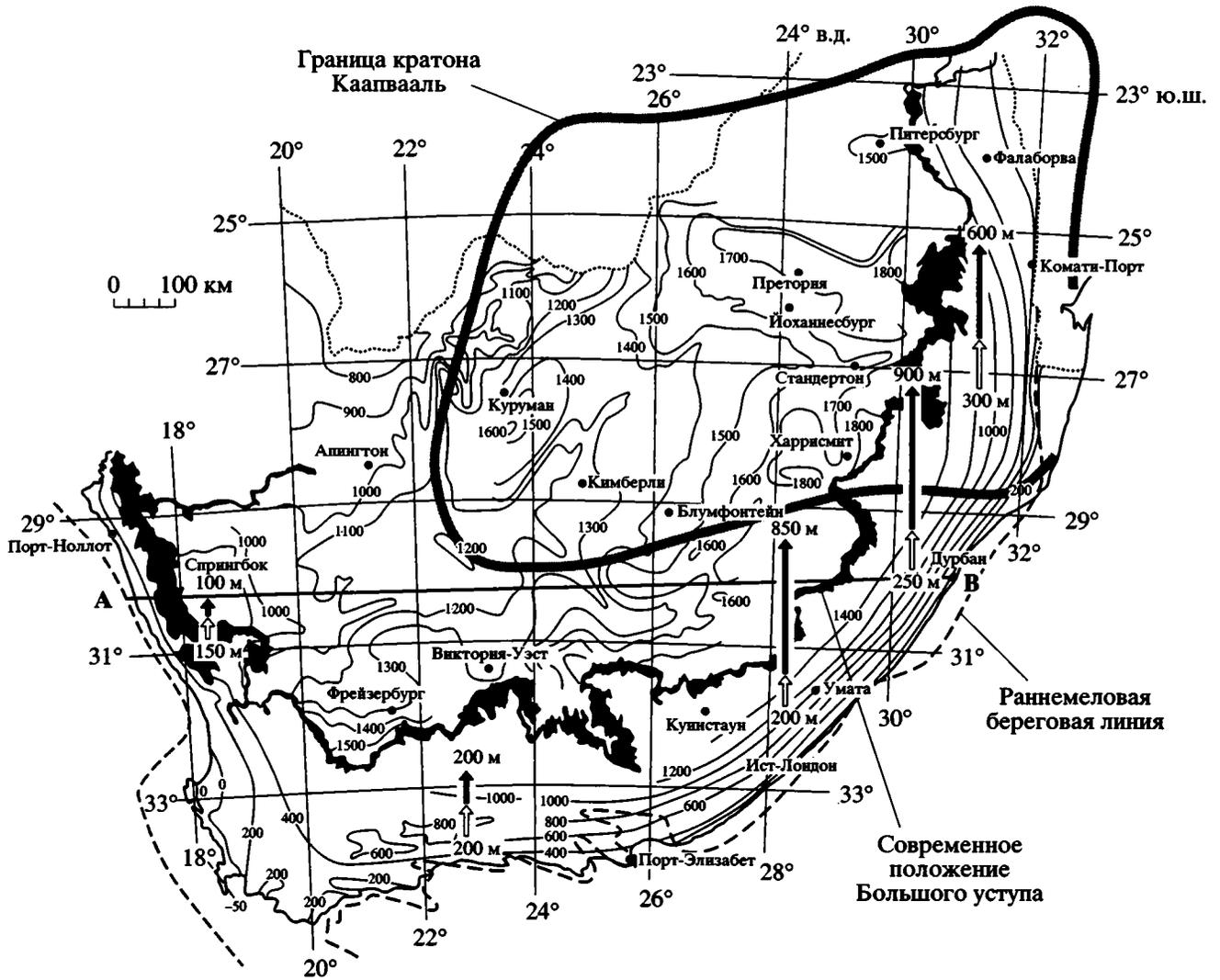


Рис. 8. Высота (в метрах) меловой–палеогеновой поверхности выравнивания в Южной Африке (с изменениями по [62])
 Белыми стрелками показана амплитуда первого импульса поднятия в конце раннего миоцена. Черные стрелки – величина второго импульса поднятия, начавшегося в позднем плиоцене

Для объяснения новейших поднятий в отсутствие сильного сжатия предлагался ряд механизмов, различных для разных областей. Сюда относятся, например, изгибание упругой литосферы при уменьшении поверхностной нагрузки за счет интенсивной поверхностной эрозии в Южной Африке [55], либо вследствие растяжения литосферного слоя в рифтовых впадинах [49]. Другая возможность – это латеральное замещение холодной мантийной литосферы горячей мантией со стороны астеносферного внедрения в Суэцком заливе [70]. Чаще всего используется механизм отрыва мантийной литосферы от коры (деламинация) с ее погружением в мантию и подходом астеносферы к подошве коры, впервые предложенный для объяснения новейшего поднятия плато Колорадо [47]. Основной вопрос, который возникает при

рассмотрении этих механизмов, – почему все они начали почти одновременно действовать в новейшее время, в то время как в течение предшествующих 100–150 млн. лет восходящие движения коры на континентах были на порядок менее интенсивными.

Механизм новейших поднятий можно проиллюстрировать на примере Южной Африки [41]. В мелу и палеогене эта область характеризовалась медленными восходящими движениями с формированием выраженной поверхности выравнивания [62]. Вблизи окраины континента существовал высокий уступ (Great escarpment), вследствие эрозии медленно отступавший внутрь области. В конце раннего миоцена в Южной Африке имел место первый импульс поднятия – от 150 м на западе до 300 м на востоке (рис. 8). В пли-

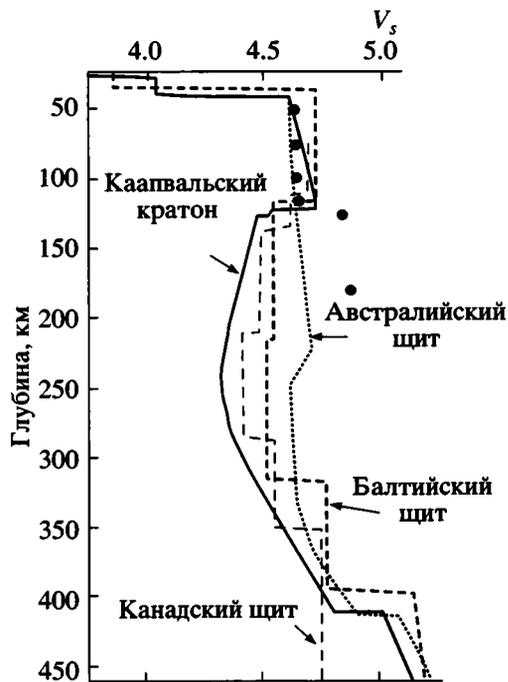


Рис. 9. Скорости поперечных упругих волн (км/с) под Каапвальским кратоном и некоторыми другими кристаллическими щитами (с изменениями по [63]) Черными кружками показана скорость поперечных волн в перидотитовых нодулях из кимберлитовых трубок на Каапвальском кратоне

оцене, около 2.5 млн. лет назад, начался новый, более мощный, импульс поднятия. Его величина возрастает от 100 м на западе до 900 м на востоке. Суммарное новейшее поднятие увеличивается от 300 м на западе до 1200 м на востоке.

Поверхностная эрозия постепенно развивалась в Южной Африке в течение ~100 млн. лет, и с ее помощью нельзя объяснить два мощных кратковременных импульса восходящих движений. Область характеризуется слабыми изостатическими аномалиями силы тяжести [54, 61]. Ее большая ширина исключает влияние изгиба слоев под влиянием больших сил, действующих вдоль литосферного слоя [37]. На основной части площади поднятие произошло на коре архейского и раннепротерозойского возраста, и заметное сжатие нигде не проявилось. В отсутствие сжатия коры поднятие требовало значительного разуплотнения пород в коре или мантии. Мантийная литосфера в Южной Африке, подстилавшая древнюю кору, имела высокую мощность, так что ее отрыв от коры привел бы к поднятию амплитудой ≥ 1 км по всей области. Сильная неравномерность поднятия с его увеличением в восточном направлении показывает, что на большей части Южной Африки произошло лишь частичное замещение мантийной литосферы.

Рассмотрим сейсмические данные по архейскому Каапвальскому кратону, где новейшее поднятие имеет наибольшую амплитуду (рис. 9). Скорости поперечных волн в мантии V_s здесь плавно увеличиваются от подошвы коры до глубины 120–130 км, где V_s скачком падает на 0.25 км/с. Пониженные значения V_s наблюдаются вплоть до глубины 400 км, где происходит скачкообразное повышение этой величины. Часто предполагается, что слой пониженных скоростей поперечных волн примерно совпадает с астеносферой — слоем пониженной вязкости в верхней мантии. В таком случае даже под областью наибольших новейших поднятий в Южной Африке кровля астеносферы расположена значительно ниже подошвы коры, и литосфера включает мантийный слой толщиной 80–90 км.

Для рассматриваемой области определены скорости поперечных волн в нодулях гранатовых перидотитов из кимберлитовых трубок, образовавшихся около 90 млн. лет назад. Как видно из рис. 9, вплоть до глубины 120–130 км эти скорости близки к современным значениям V_s , определяемым по сейсмическим данным. Ниже данного уровня скорости в нодулях значительно превышают современные скорости упругих волн — примерно на 0.5 км/с. Это, скорее всего, указывает на недавнее замещение астеносферой нижней части мантийной литосферы, что и обусловило новейшее поднятие Южной Африки. Расчеты показывают, что для обеспечения наблюдаемого поднятия Каапвальского кратона астеносфера должна была заместить нижнюю часть мантийной литосферы толщиной около 100 км [41]. О подъеме астеносферы под Южной Африкой свидетельствуют и существование горячих источников, а также трещинное излияние базальтов в прошлом веке (Partridge, частное сообщение).

Во многих областях мантийная литосфера, более холодная, чем астеносфера, имеет и более высокую плотность. Благодаря своей высокой вязкости она, однако, обычно не отрывается от коры и не погружается в мантию за геологическое время. Такая ситуация была характерна для Южной Африки в мелу и палеогене, когда эта область оставалась относительно стабильной в течение ~100 млн. лет. Два коротких импульса поднятия, в конце раннего миоцена и в плиоцене — плейстоцене, свидетельствуют о быстром замещении астеносферой нижней части мантийной литосферы, для чего было необходимо размягчение последней с понижением вязкости по крайней мере на четыре порядка величины. Быстрые новейшие поднятия, не сопровождавшиеся существенным сжатием коры, проявились во многих континентальных областях — в Центральной и Северо-Восточной Азии, в ряде районов Восточной Сибири, на западе Северной и Южной Америки, на большей части площади Африки и в других областях.

Это означает, что размягчение мантийной литосферы с ее полным или частичным замещением астеносферой имело место на значительной части площади континентов. Как показывают оценки, в результате были разрушены несколько десятков процентов общего объема мантийной литосферы. Это наиболее мощное явление в континентальной литосфере.

Для размягчения литосферы был необходим подъем к ней мантийных плюмов, содержащих поверхностно активный флюид [41]. Подъем плюмов, по-видимому, происходил в тех областях, где в настоящее время в астеносфере наблюдаются сильно пониженные скорости упругих волн [65], а на поверхности проявляется интенсивная тектоническая активность, в ряде мест сопровождающаяся магматизмом. В таких областях часто происходило полное замещение мантийной литосферы астеносферой с подъемом последней к разделу Мохо, как, например, на Восточном Тянь-Шане [66]. Замещение астеносферой мантийной литосферы большой мощности может обычно обеспечить поднятия коры лишь примерно до двух километров. Образование более крупных поднятий требует перехода гранатовых гранулитов в нижней коре в менее плотные пироксеновые гранулиты или же отрыва от коры и погружения в астеносферу тяжелых эклогитов [3, 38].

Из областей внедрения в астеносферу крупных плюмов их вещество быстро растекалось вдоль подошвы астеносферы под прилегающие платформы. Амплитуда поднятий различалась по площади в зависимости от объема поступившего в литосферу флюида и мощности ее размягченной нижней части, замещенной менее плотной астеносферой. При относительно небольшом объеме флюида происходило размягчение лишь нижней части мощной мантийной литосферы, что сопровождалось образованием поднятий умеренной высоты, как в Восточной Сибири и на большей части Африки. Сильная неравномерность по площади поднятий в этих областях несовместима с отрывом – деламинацией от коры всей мантийной литосферы.

ДИСКУССИЯ И ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

В настоящей работе мы подробно рассмотрели образование лишь одной крупной флексуры (см. рис. 2), что указывает на временное резкое размягчение литосферного слоя. Такие структуры достаточно многочисленны [43] (см. также рис. 1). Это означает, что на протяжении эволюции континентальной коры размягчение литосферы проявлялось в широких масштабах. Здесь приведено также по одному примеру влияния размягчения литосферы на формирование складчатого пояса на континентальной коре (Восточные Карпаты), рифтовой впадины (Байкал), а также

на быстрое образование крупного поднятия без сильного сжатия корового слоя (Южная Африка). Как показывают многочисленные примеры, сильному сжатию континентальной литосферы в складчатых поясах обычно предшествовали быстрые погружения коры, с которыми было связано резкое размягчение литосферы. Это имело место в Альпийско-Гималайском складчатом поясе [3, 4], на Урале, в Аппалачах, в Скандинавских каледонидах [6, 38] и в Верхояно-Колымском складчатом поясе [5]. Судя по тому, что большая по площади часть земной коры континентов представлена складчатыми поясами, выходящими на поверхность или перекрытыми осадками [32], сильное размягчение в различные эпохи испытала основная часть континентальной коры.

Одновременно с быстрыми погружениями происходило также растяжение литосферы с образованием рифтовых впадин: Днепровско-Припятской, Танганьикской, Фен-Вей в Северном Китае, Паренти на склоне Бискайского залива, а также грабенов Северного моря. Крупные новейшие поднятия коры без ее значительного сжатия проявились на Тибетском плато, на Китайском Лессовом плато, в Монголии и Забайкалье, в хребтах Верхоянском и Черского, на Ангольском, Восточно-Африканском и Эфиопском плато, в Андах, Северо-Американских Кордильерах и во многих других областях [26, 41, 57 и др.]. Быстрые высокоамплитудные поднятия коры имели место и в более ранние геологические эпохи [17].

Эти данные позволяют сформулировать следующую простую модель. В обычных условиях континентальная литосфера обладает высокой прочностью, которая значительно превосходит силы, действующие в данном слое. В результате литосферные плиты дрейфуют на большие расстояния, не испытывая значительных горизонтальных деформаций на большей части своей площади. В отдельные эпохи в некоторых областях к подошве литосферы поступают мантийные плюмы, содержащие поверхностно активный флюид. Проникая в литосферу, флюид резко снижает ее прочность. При этом протяженные ослабленные области под влиянием сходящихся движений разделяемых ими литосферных блоков испытывают сильное сжатие. Таким образом формируются те части складчатых поясов, которые включают сильно сжатую кору континентального типа. Расходящиеся движения блоков приводят к растяжению расположенных между ними ослабленных областей с образованием рифтовых впадин. Вдоль ослабленных областей возможны также сдвиговые перемещения блоков. Размягченные области, испытывающие большие горизонтальные деформации, превращаются в активные границы между континентальными частями литосферных плит.

Сильно размягченные области остаются недеформированными, если большие смещения разделяемых ими блоков невозможны. Это характерно, в частности, для изометричных впадин, таких, как Прикаспийская депрессия, которые не могут быть сжаты или растянуты под влиянием сходящихся или расходящихся движений плит.

Проникновение поверхностно активного флюида в нижнюю кору часто приводит к быстрому метаморфизму в породах основного состава с их уплотнением. Одновременно на поверхности происходит погружение коры с образованием глубоких осадочных бассейнов. Поэтому сильное размягчение литосферы обычно возникает во время быстрых погружений.

В ряде областей мантийная литосфера имеет более высокую плотность по сравнению с ниже лежащей астеносферой. При поступлении в мантийную литосферу поверхностно активного флюида из мантийных плюмов этот слой испытывает резкое размягчение и быстро замещается менее плотной астеносферой. В результате на поверхности возникают крупные поднятия. В эпохи подъема из мантии многочисленных плюмов под разными континентами крупные поднятия охватывают большую площадь, как это имело место на новейшем этапе. В результате формируются высокие плато типа Тибетского, Андийского, Ангольского и Южно-Африканского, а во многих складчатых поясах горные хребты образуются без существенного сжатия коры, как это имело место в Альпах, на Карпатах и в Верхоянье.

Таким образом, инфильтрация поверхностно активных флюидов в литосферу из астеносферы с размягчением литосферного слоя оказывается тем спусковым механизмом, который позволяет проявляться главным видам тектонических движений на континентах. Размягчение литосферы обеспечивает возможность ее сильного сжатия в складчатых поясах и растяжения в рифтовых зонах. Уплотнение пород основного состава в нижней коре за счет метаморфизма при инфильтрации флюида приводит к быстрым погружениям коры с образованием глубоких осадочных бассейнов. Замещение астеносферой более плотной мантийной литосферы, испытывавшей сильное размягчение, сопровождается образованием горных хребтов и высоких плато. Высота этих структур увеличивается при разуплотнении гранатовых гранулитов в нижней коре и при отрыве и погружении в астеносферу тяжелых эклогитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Амашукели Т.А., Архипов А.Л., Волкодав Б.Л., Путевская Т.В.* Майкопские клиноформы на северном склоне Индоло-Кубанского прогиба по данным сейсмического профилирования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 5. С. 34–37.
2. *Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.
3. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
4. *Артюшков Е.В., Безр М.А.* О роли вертикальных движений в образовании прогибов на континентальной коре в складчатых поясах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 9. С. 25–52.
5. *Артюшков Е.В., Безр М.А.* Механизм погружений континентальной коры в складчатых поясах северного обрамления Тихого океана. 1. Верхояно-Колымская складчатая система // Тихоокеан. геология. 1984. № 1. С. 10–21.
6. *Артюшков Е.В., Безр М.А.* Образование глубоких прогибов на континентальной коре Урала, Аппалачей и Скандинавских каледонид в результате фазового перехода базальта в эклогит // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 2. С. 3–20.
7. *Артюшков Е.В., Мернер Н.-А.* Быстрое образование крутых флексур под осадочными бассейнами – указание на временную потерю прочности литосферного слоя // Докл. РАН. 1997. Т. 356. № 3. С. 382–386.
8. Атлас: Идентификация геологических особенностей и прогноз неантиклинальных ловушек по сейсмическим данным / Ред. А.Г. Авербух, Г.Н. Гогоненков, И.А. Клигер и др. М.: ЦГЭ, 1991. 124 с.
9. Атлас: Материалы по направлению геолого-разведочных работ на нефть и газ в Карпатском регионе. Киев: ГКП ЦГЭ МИНГЕО УССР, 1977. 8 листов.
10. *Баранов Г.И., Белов А.А., Дотдугев С.И.* Региональные примеры тектонически расслоенных аккреционных систем. Большой Кавказ // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования / Ред. Ю.М. Пушаровский, В.Г. Трифонов. М.: Наука, 1990. С. 196–214.
11. Геологическая карта Украинских Карпат и прилегающих прогибов. 1 : 200000. Львов: УкрНИГРИ, 1977. 6 листов.
12. Геофизические исследования литосферы / Ред. А.В. Чекунов. Киев: Наукова думка, 1993. 156 с.
13. Глубинное строение территории СССР / Ред. В.В. Белоусов, Н.И. Павленкова, Г.Н. Квятковская. М.: Наука, 1981. 224 с.
14. *Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Мордвинова В.В., Туртанов Е.Х., Мазукабзов А.М.* Надвиги в южной части Восточной Сибири и в Центральной Монголии (геологическая интерпретация геофизических данных по профилю Братск–Иркутск–Улан-Батор–Ундуршил) // Тектоника неогена: Общие и региональные аспекты. Т. 1. М.: Геос, 2001. С. 248–252.
15. *Копп М.Л., Щерба И.Г.* Кавказский бассейн в палеогене // Геотектоника. № 2. 1998. С. 29–50.
16. *Крестников В.Н.* История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 179 с.
17. *Леонов Ю.Г.* Тектоническая природа девонского орогенеза. М.: Недра, 1976. 193 с.
18. *Ломизе М.Г.* Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983. 194 с.

19. Лукина Н.В. Рельеф горных поясов юга СССР как индикатор неотектонических вертикальных и горизонтальных движений // Геодинамика внутриплитных областей / Ред. Н.А. Логачев. Новосибирск: Наука, 1990. С. 84–90.
20. Макаров В.И. Новейшие орогены, их структура и геодинамика. М.: ГИН АН СССР, 1990. 57 с.
21. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
22. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 356 с.
23. Миясиро А., Аки К., Шенгер А.Дж. Орогенез. М.: Мир, 1985. 286 с.
24. Непрочнов Ю.П., Маловицкий Я.П., Белорук Я.П., Гаркаленко И.А. Разрезы коры по данным сейсмического зондирования // Земная кора и история развития Черного моря / Ред. Ю.Д. Буланже. М.: Наука, 1975. С. 284–289.
25. Николаев В.Г., Ванякин Л.А., Калинин В.В., Милановский В.Е. Строение осадочного чехла озера Байкал // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 2. С. 48–58.
26. Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 392 с.
27. Обоснование направлений поиска нефти и газа в глубоко залегающих горизонтах Украинских Карпат / Ред. В.В. Глушко, С.С. Круглов. Киев. Наукова думка, 1977. 175 с.
28. Региональная неотектоника Сибири / Ред. Н.А. Логачев, С.И. Шерман. Новосибирск: Наука, 1983. 120 с.
29. Структурная карта поверхности фундамента платформенных территорий СССР. Масштаб 1 : 5000000 / Гл. ред. В.В. Семенович, Л.И. Ровнин, Н.В. Неволин и др. М.: Министерство геологии СССР, Министрство Геологии РСФСР, 1982.
30. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 216 с.
31. Хаин В.Е. Тектоника Кавказа: текущие проблемы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69. Вып. 5. С. 3–10.
32. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 605 с.
33. Циммер В.А. О природе глубинных границ раздела в Прикаспийской депрессии // Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований / Ред. В.Б. Сологуб, А.В. Чекунов. Киев: Наукова думка, 1977. С. 302–306.
34. Шерба И.Г. Этапы и фазы кайнозойского развития Альпийской области. М.: Наука, 1993. 231 с.
35. Adamia Sh., Lordkipanidze M., Beridze M. et al. Paleogeography of the Ukrainian Carpathians, the Crimea and the Caucasus // Evolution of the Northern Margin of Tethys. / Eds. J. Racus, J. Dercourt, J. Nairn. Mem. Soc. Geol. France. Nouvelle Ser. 1990. Vol. 154 (№ III, pt. 1). 1990. P. 123–146.
36. Artyushkov E.V. Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities // J. Geophys. Res. 1973. Vol. 78. P. 7675–7708.
37. Artyushkov E.V. Can the Earth's crust be in a state of isostasy // J. Geophys. Res. 1974. Vol. 79. P. 741–752.
38. Artyushkov E.V., Baer M.A., Chekhovich P.A., Mörner N.-A. The Southern Urals. Decoupled evolution of the thrust belt and its foreland: a consequence of metamorphism and lithospheric weakening // Tectonophysics. 2000. Vol. 320. P. 271–310.
39. Artyushkov E.V., Baer M.A., Letnikov F.A., Ruzhich V.V. On the mechanism of graben formation // Tectonophysics. 1991. Vol. 197. P. 95–115.
40. Artyushkov E.V., Baer M.A., Mörner N.-A. The East Carpathians; indications for phase transitions, lithospheric failure and decoupled evolution of thrust belt and its foreland // Tectonophysics. 1996. Vol. 262. P. 101–132.
41. Artyushkov E.V., Hofmann A. The Neotectonic crustal uplift on the continents and its possible mechanisms. The case of Southern Africa // Surveys in Geophysics. 1998. Vol. 15. P. 515–544.
42. Artyushkov E.V., Mörner N.-A. Steep bending of continental lithosphere without its stretching or plate collision: an indication for lithospheric failure // Terra Nova. 1998. Vol. 10. P. 101–105.
43. Artyushkov E.V., Mörner N.-A., Tarling D. The cause of loss of lithospheric rigidity in areas far from plate tectonic activity // Geophys. J. Intern. 2000. Vol. 143. P. 752–776.
44. Austrheim H. Eclogitization of the lower crustal granulites by fluid migration through shear zones // Earth and Planet. Sci. Lett. 1987. Vol. 81. P. 221–232.
45. Austrheim H. Influence of fluid and deformation on metamorphism of the deep crust and consequences for the geodynamics of collision zones // When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-Pressure Rocks / Eds. B.R. Hacker, J.G. Liou. Dordrecht: Kluwer, 1998. P. 297–323.
46. Baird D.J., Knapp J.H., Steer D.N. et al. Upper-mantle reflectivity beneath the Williston basin, phase-change Moho, and the origin of intracratonic basins // Geology. 1995. Vol. 23. P. 421–434.
47. Bird P. Continental delamination and the Colorado Plateau // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 87. P. 7561–7571.
48. Burov E.B., Diament M. The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: What does it really mean // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100. P. 3905–3927.
49. Cherie J., Lucazeau F., Daigniers M., Vilotte J.P. Large uplift of rift flanks: A genetic link with lithospheric rigidity // Earth and Planet. Sci. Lett. 1992. Vol. 112. P. 195–211.
50. Christensen N.I., Mooney W.D. Seismic velocity structure of the continental crust: A global view // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100. P. 9761–9788.
51. Dunbar J.A., Sawyer D.S. How preexisting weaknesses control the style of continental breakup // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. P. 7278–7292.
52. Eclogite Facies Rocks / Ed. D.A. Carswell. Glasgow: Blackie, 1990. 396 p.
53. Harper J.F. Mantle flow and plate motions // Geophys. J. Roy. astr. Soc. 1986. Vol. 87. P. 265–284.
54. Kaban M.K., Schwintzer P., Tekhotsky S.A. Global isostatic gravity model of the Earth // Geophys. J. Intern. 1999. Vol. 136. P. 519–536.
55. Kooi H., Beaumont C. Large-scale geomorphology: Classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface process model // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 99. P. 3361–3386.

56. *Kusznrir N.J., Marsden G., Egan S.S.* A flexural cantiliver simple-shear/pure-shear model of continental extension // *The Geometry of Normal Faults* / Eds. A.M. Roberts, G. Yielding, B. Freeman. Geol. Soc. London Spec. Publ. 1991. Vol. 56. P. 41–60.
57. *Li Jijun et al.* Uplift of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and global change. Lanzhou Univ. Press, 1995. 207 c.
58. *McKenzie D.* Some remarks on the development of sedimentary basins // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 40. P. 25–32.
59. *McKenzie D.P., Parker R.L.* The North Pacific: An example of tectonics on a sphere // *Nature.* 1967. Vol. 216. P. 1276–1280.
60. *McNutt M.K., Diament M., Kogan M.G.* Variations of elastic plate thickness at continental thrust belts // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. P. 8825–8838.
61. *Panasjuk S.V., Hager B.H.* Models of isostatic and dynamic topography, geoid anomalies, and the uncertainty // *J. Geophys. Res.* 2000. Vol. 105. P. 28199–28209.
62. *Partridge T.C., Maud R.R.* Geomorphic evolution of southern Africa since the Mesozoic // *S. Afr. Jour. Geol.* 1987. Vol. 90. P. 179–208.
63. *Qiu X., Priestley K., McKenzie D.* Average lithospheric structure of southern Africa // *Geophys. J. Int.* 1996. Vol. 127. P. 563–587.
64. *Quinlan G.M., Beaumont C.* Appalachian thrusting, lithospheric flexure and the Paleozoic stratigraphy of the eastern Interior of North America // *Canad. J. Earth Sci.* 1984. Vol. 21. P. 973–996.
65. *Ritsema J., van Heijst H.* New seismic model of the upper mantle beneath Africa // *Geology.* 2000. Vol. 28. P. 63–66.
66. *Roecker S.W., Sabitova T.M., Vinnik L.P. et al.* Three-dimensional elastic wave velocity structure of the western and central Tien Shan. // *J. Geophys. Res.* 1993. Vol. 98. P. 15779–15795.
67. *Roure F., Roca E., Sassi W.* The Neogene evolution of the outer Carpathian flysch units (Poland, Ukraine and Romania): kinematics of a foreland/fault-and-thrust belt system // *Sediment. Geol.* 1993. Vol. 86. P. 177–201.
68. *Royden L.H.* The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries // *Tectonics.* 1993. Vol. 12. P. 303–325.
69. *Sobolev S.V., Babeiko A.Yu.* Modeling of mineralogical composition, density and elastic wave velocities in anhydrous magmatic rocks // *Surveys in Geophysics.* 1994. Vol. 15. P. 515–544.
70. *Steckler M.S.* Uplift and extension of the Gulf of Suez: indications of induced mantle convection // *Nature.* 1985. Vol. 317. P. 135–139.
71. *Synthetic Structural-Kinematic Map of Italy. 1 : 2000000.* Roma: Stabilimento L. Salomone, 1989.
72. *Wernicke B.* Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Canad. J. Earth Sci.* 1985. Vol. 22. P. 108–125.
73. *Zoback M.L.* First- and second order patterns of stresses in the lithosphere: the World stress map project // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97. P. 11703–11728.
74. *Zuchiewicz W.* Neotectonics versus gravity and crustal thickness: a case study of the Polish Flysch Carpathians // *Tectonophysics.* 1989. Vol. 163. P. 277–284.

Рецензенты: Е.Е. Милановский,
Н.В. Короновский

Sharp Continental Lithosphere Weakening as a Precondition for Fast and Large-Scale Tectonic Motions

E. V. Artyushkov

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

Abstract—The plate tectonics concept is based upon a presumption of a high rigidity of the Earth's lithosphere. The forces acting within the lithosphere are rather weak and, therefore, the internal parts of lithospheric plates remain undistorted for long periods of time despite their great horizontal motions. It is generally accepted that the lithosphere loses its strength only at the boundaries between plates where they undergo large-scale compression, tension, or shear inelastic deformations. However, an abrupt weakening of the lithosphere also takes place from time to time in intraplate regions. The formation of large basement flexures in sedimentary basins, which is impossible above a thick solid lithosphere, indicates this. The lithosphere softening results from an infiltration of small volumes of surface-active fluids into it from mantle plumes as well as from fast metamorphism of basic rocks in the lower crust due to a catalytic action of the infiltrated fluid. Large-scale deformations occur in lithospheric blocks that are separated by weakened regions due to the impact of horizontal displacements. As the result of this action, these intraplate regions turn into active boundaries between plates. A collision of blocks gives rise to a strong compression of such weakened continental lithosphere, which is subsequently incorporated into fold belts. A mutual moving away of such blocks calls forth a lithospheric extension accompanied by rift basin formation. In a number of regions, the weakening of the lithosphere has resulted in its replacement with a lighter asthenosphere. This gave rise to fast Recent uplifts of the Earth's crust, which resulted in formation of many large mountain regions and high plateaus. Metamorphism of the lower crust rocks, that resulted from a supply of fluids and accompanied by an increase in their density, lead to a fast subsidence of the crust. Thus, the infiltration of volatile matter from the asthenosphere into the lithosphere is precisely the factor that gives rise to the principal types of fast tectonic displacements on the continents.

УДК 551.243(571.5)

РОИ МАФИЧЕСКИХ ДАЕК АРХЕЯ КАК ИНДИКАТОРЫ ОСОБЕННОСТЕЙ ПЛЮМ-ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА РАННЕЙ ЗЕМЛИ (НА ПРИМЕРЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

© 2003 г. М. З. Глуховский, В. М. Моралев

Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва

119108, Москва, Старомонетный пер., 22, Россия

Поступила в редакцию 21.05.2002 г.

На основании анализа геофизических, структурно-геологических и петрогеохимических данных выдвигается предположение о существовании на Сибирской платформе двух гигантских радиальных роев мафических даек: раннеархейского – Суннагинского и позднеархейского – Хатангского. Показывается их связь с центрами магматической активности, являющимися производными мантийных плюмов, так же, как и эндербитовые купола, с которыми эти дайковые рои находятся в структурном парагенезе. Предлагаются модели тектонической эволюции дайковых роев, принадлежащих к разным типам тектоно-магматических систем: интрануклеарной (Суннагинский рой) и “сшивающей” группу разновозрастных и тектонически неоднородных нуклеаров в единый древнейший супертеррейн (Хатангский рой). Обе эти системы являются индикаторами эндогенных процессов, свойственных плюм-тектоническому режиму ранней Земли.

ВВЕДЕНИЕ

Рои мафических даек Земли, многие из которых отличаются гигантскими размерами, давно привлекали внимание исследователей. Как оказалось, дайки основного состава, образующие рои, являются не только индикаторами геодинамических обстановок растяжения, но и определяют центры мантийных плюмов, с которыми они были связаны. Это стало особенно ясным после того, как на Венере было выявлено 118 подобных радиальных систем разломов, рифтов и дайковых роев, которые находятся в парагенезе с овоидными структурами – коронами, венцами и супервенцами, являющимися, в свою очередь, производными горячих точек или плюмов [46, 51, 57, 63]. Возможно, что и в пределах докембрийских кратонов Земли могли сохраниться подобные же гигантские радиальные рои мафических даек, типичные для ранней плюм-тектонической стадии развития планет земной группы [46], с возрастом значительно более древним, чем известные до сих пор дайковые рои Канадского щита: Абитиби (1100 млн. лет), Маккензи (1270 млн. лет), Унгава (2450–2490 млн. лет) и Матчеван (2470 млн. лет) [46]. И действительно, проведенный анализ геолого-геофизических материалов по восточной части Сибирской платформы показал, что здесь можно выделить два радиальных рои мафических даек архейского возраста: Суннагинский и Хатангский. Настоящее исследование посвящено описанию геологического строения этих роев и выявлению их места и роли в процессах тектонической эволюции раннего докембрия Сибирского

кратона. Оно опирается как на собственные материалы авторов, так и на данные литературных источников. В основу геотектонических построений положена нуклеарная концепция строения фундаментов древних платформ, согласно которой формирование древней континентальной коры осуществлялось в режиме тектоники плюмов в пределах субэкваториального горячего пояса ранней Земли [3, 7]. Возникшие в результате этого сиалические ядра (нуклеары), разделенные межнуклеарными пространствами с базитовой или частично эндербит-базитовой корой, впоследствии объединились в крупные континентальные массы, как это видно на примере нуклеарной структуры фундамента Сибирской платформы (рис. 1, 2).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РОЕВ МАФИЧЕСКИХ ДАЕК

Суннагинский рой раннеархейских мафических даек выделен давно [4, 49]. Он связан с одноименным эндербитовым куполом, расположенным в центральной гранулит-гнейсовой области Алдано-Станового нуклеара (Алданский щит) (см. рис. 2), которая отличается тем, что здесь сохранились структуры наиболее ранних этапов формирования континентальной коры, названные эндербитовыми куполами [4, 6, 19, 49]. Эти купола образованы породами раннеархейских инфра- и супракрустальных комплексов. Первые встречаются в ядрах куполов, а породы супракрустальных гнейсовых серий облекают эти ядра, за-

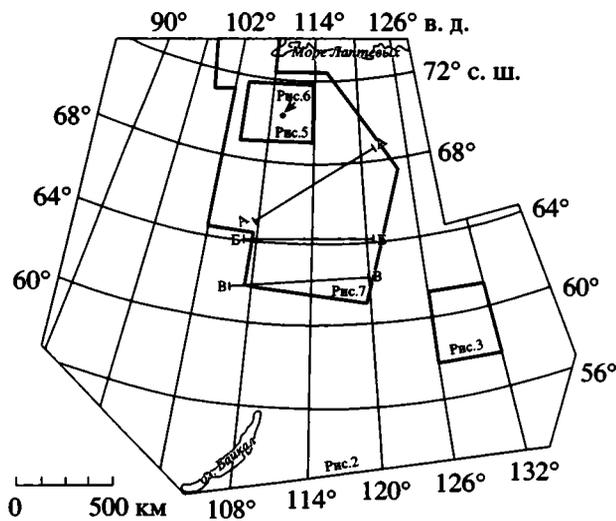


Рис. 1. Картограмма текстовых рисунков

нимая межкупольные пространства. Породы инфракристалльного комплекса представлены низкокалиевыми эндробитами с многочисленными включениями метабазитов. Возраст таких эндробитов – 3.5–3.6 млрд. лет [20, 59]. Эта эндробит-базитовая ассоциация пород рассматривается как реликтовая, отражающая состав эмбриональной континентальной коры. Она встречается исключительно в виде фрагментов среди замещающих ее эндробитов нормальной и повышенной щелочности (чарнокитов) завершающего этапа купольного тектогенеза – 3.2–3.1 млрд. лет [6, 20, 36].

Важнейшими компонентами эндробитовых куполов, кроме эндробитов двух генераций, являются метабазиты двух разновидностей. Первая относится к реликтам базитовой протокоры, которые встречаются в виде меланократовых включений в эндробитах ранней генерации, а вторая – это метабазиты, которые слагают мощные

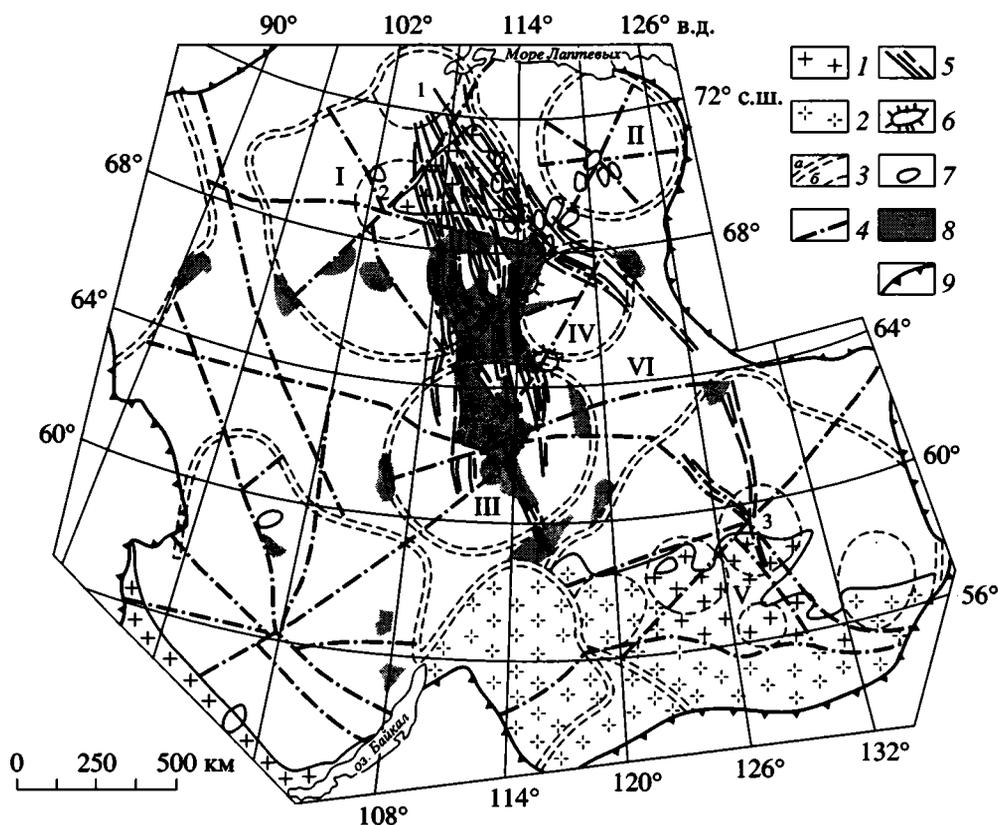


Рис. 2. Схематическая карта нуклеарной тектоники фундамента Сибирской платформы, расположения роев мафических даек архея, палеозойских кимберлитовых полей и участков с аномально высокими показателями V_p на границе кора–мантия

1 – нерасчлененные раннедокембрийские комплексы на щитах и других выступах фундамента Сибирской платформы; 2 – то же, переработанные в процессах раннепротерозойского термотектогенеза и фанерозойской коллизии; 3 – условные границы: а – нуклеаров, б – крупных кольцевых (купольных) структур; 4 – разломы; 5 – рои мафических даек; 6, 7 – кимберлитовые поля: 6 – алмазоносные и 7 – неалмазоносные; 8 – проекция на земную поверхность зоны с аномально высокими показателями V_p на границе кора–мантия по [34]; 9 – граница Сибирской платформы.

Наименование нуклеарных структур, упоминающихся в тексте. Нуклеары: I – Хета-Оленекский, II – Оленекский, III – Вилюйский, IV – Тюнгский, V – Алдано-Становой. VI – Вилюйская интернуклеарная область.

Крупные кольцевые структуры (эндробитовые купола): 1 – Хатангская, 2 – Котуйканская, 3 – Суннагинская. Наименование кимберлитовых полей см. на рис. 7

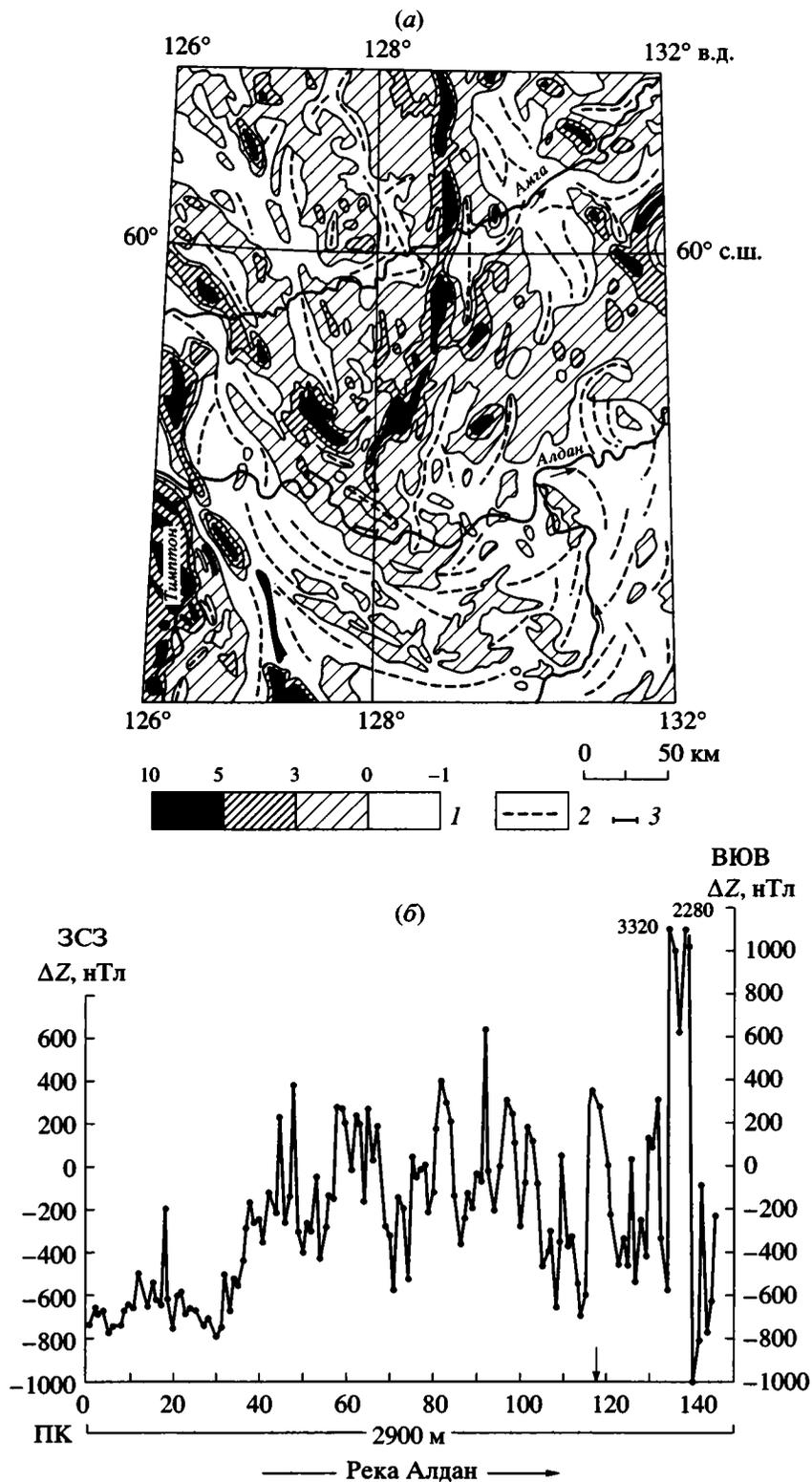


Рис. 3. Карта аномального магнитного поля района Суннагинского купола по [11, 12] с упрощениями (а) и магнитометрический профиль (левый борт долины р. Алдан, против устья р. Суннагин) (б)

1 – шкала интенсивности магнитного поля от 0 до 1000 и более и от 0 до -100 и менее нТл; 2 – оси отрицательных магнитных аномалий; 3 – линия профиля. Стрелка на профиле указывает место против устья р. Суннагин

Средние содержания главных петрогенных (в %) и редкоземельных (в г/т) элементов в метабазитах инфракрустального комплекса и мафических даек Алданского и Анабарского щитов, а также из ксенолитов в кимберлитах

Компоненты	А			Б		
	1 (8)	2 (6)	3 (1)	4 (8)	5 (2)	6 (2)
SiO ₂	45.99	48.97	51.90	48.83	48.64	49.06
TiO ₂	0.85	1.27	0.40	0.92	2.08	1.26
Al ₂ O ₃	14.21	14.63	14.65	15.90	16.05	13.96
FeO ¹	12.80	12.87	8.93	12.34	14.96	12.20
MnO	0.18	0.23	0.18	0.20	0.23	0.16
MgO	10.38	7.63	10.60	8.46	5.86	8.24
CaO	11.73	11.51	8.71	9.08	8.5	10.09
Na ₂ O	2.48	2.11	2.02	2.81	2.27	2.43
K ₂ O	0.96	0.42	0.71	0.99	1.40	0.94
La	8.60	6.84	11.61	17.00	25.50	20.69
Ce	18.33	14.64	23.59	38.00	48.50	50.73
Nd	16.10	9.37	13.95	22.00	23.50	30.51
Sm	2.60	3.74	3.02	4.96	6.25	6.57
Eu	0.61	0.83	1.72	0.80	1.80	1.33
Gd	2.78	3.80	2.60	4.13	6.1	6.05
Er	1.45	2.72	1.25	1.94	0.50	2.90
Yb	1.22	2.23	1.31	1.66	2.90	2.83
(La/Yb) _N	4.71	2.05	5.42	6.84	5.88	4.89

¹ – Все железо в форме FeO.

Метабазиты, относимые : А – к инфракрустальному комплексу и Б – к мафическим дайкам. 1, 4 – Алданский щит, Суннагинский купол; 2, 5 – Анабарский щит [33]; 3, 6 – ксенолиты из трубок “Обнаженная” и “Удачная” [32]. В скобках количество анализов.

(от первых десятков до сотен метров) силлы среди супракрустальных образований, а также дайки. Последние выявлены в пределах Суннагинского купола, где они трассируют радиальные разломы этой овоидной структуры (см. рис. 2). Дайки метаморфизованы и дислоцированы, поскольку они внедрялись перед заключительным этапом купольного тектогенеза. Судя по этим геологическим соотношениям, мафические дайки и силлы, так же, как и образования супракрустального комплекса, должны быть моложе эндербитов первой генерации (3.6 млрд. лет), но древнее эндербитов второй генерации (3.2 млрд. лет). Подтверждением этому могут служить данные об уран-свинцовом изохронном возрасте метабазитов со следами наложной гранитизации, равном 3.46 млрд. лет (р. Курульга, приток р. Олекмы) [1]. Эти метабазиты секутся мафическими дайками следующего поколения. Характерной чертой последних является то, что они, так же, как и более ранние мафические образования, метаморфизо-

ваны в гранулитовой фации и по внешним признакам не отличимы от них. Считают, что эти гранулитовые дайки являются синметаморфическими, так как внедрялись в еще горячие вмещающие породы [9]. Отметим, что многофазные серии мафических даек типичны для древних кратонов. Примером могут служить четыре фазы (от 3.6 до 3.0 млрд. лет) даек Амералик купола Исуа в Юго-Западной Гренландии [42, 48].

Суннагинский купол и находящийся с ним в структурном парагенезе радиальный рой мафических даек отражены в аномальном магнитном поле даже в той части структуры, которая погребена под платформенным чехлом (рис. 3). Особенно контрастно выделяются две положительные линейные аномалии, расходящиеся от центра купола и протягивающиеся в северном и северо-восточном направлениях на 200 и 500 км соответственно. Видно также, что эти дайковые суброи трассируют и радиальные разломы Алдано-Станового нуклеара (см. рис. 2). Вместе с тем к югу от этой двулучевой системы магнитных аномалий, в долине р. Алдан и вдоль русла его правого притока – р. Суннагин, встречены многочисленные выходы меланократовых пироксен-плаггиоклазовых часто амфиболсодержащих кристаллических сланцев массивной и неясно выраженной полосчатой текстуры, залегающих среди более поздних эндербитов в виде тел самой разнообразной формы. Одни из них сохранили первичную конфигурацию даек, часто будинированных, другие слагают протяженные, выклинивающиеся по простиранию субмеридиональные полосы шириной от нескольких сантиметров до первых метров, что вообще типично для архейских даек [42, 48, 49]. Для более убедительного подтверждения существования третьего южного луча, или суброя, Суннагинского дайкового роя вдоль долины р. Алдан (против устья р. Суннагин) был пройден магнитометрический профиль длиной 2900 м, пересекающий предполагаемую ось южного суброя (см. рис. 3). В итоге оказалось, что максимальные величины вертикального вектора напряженности магнитного поля в осевой зоне на протяжении 1000 м колеблются от 600 до 2280–3320 нТл при наличии частых и резких отрицательных пиков, достигающих –600 нТл. Вне этой резко переменной зоны магнитных аномалий напряженность магнитного поля на таком же пилообразном графике падает и колеблется от 300 до –1000 нТл.

Таким образом, можно заключить, что Суннагинский рой мафических даек характеризуется трехлучевым строением (с редуцированным южным суброем) с точкой расхождения суброев в центре купола, что соответствует третьему морфологическому типу геометрической классификации гигантских радиальных дайковых роев [46].

К одной из проблем, касающихся выделения мафических даек архея, помимо установления морфологических и геофизических критериев, относится их петрогеохимическая идентификация. Дело в том, что мафические дайки ни по минеральному составу, ни по внешнему облику практически неотличимы от меланократовых пород из включений инфракрустального комплекса [4, 49]. Однако петрогеохимические различия между ними весьма заметны. Так, дайки Суннагинского купола отличаются от метабазитов инфракрустального комплекса меньшими содержаниями магния и кальция, обогащены титаном и незначительно щелочами при переменном количестве кремнезема (таблица). Отчетливое различие между этими метабазитами наблюдается при анализе содержаний в них редкоземельных элементов. Так, для метабазитов инфракрустального комплекса типичны относительно низкие концентрации РЗЭ и небольшая степень их дифференциации. Среднее отношение $(La/Yb)_N = 4.71$. В сравнении с ними метабазиты даек обогащены РЗЭ цериевой группы более чем в 2 раза и степень их дифференциации выше – $(La/Yb)_N = 6.8$ (см. таблицу и рис. 9). По всей видимости, родоначальная магма метабазитов инфракрустального комплекса, судя по характеру распределения РЗЭ, выплавлялась при более высокой степени частичного плавления первичной неистощенной мантии по сравнению с условиями выплавления магм, родоначальных для более поздних даек и силлов. Различие в спектрах распределения элементов цериевой группы между сравниваемыми комплексами пород хорошо видны на диаграмме $(La/Sm)_N-Sm_N$ (рис. 4), поскольку на отношения La/Sm практически не влияют ни характер вторичных изменений, ни прогрессивное плавление, ни условия кристаллизации и они являются хорошим контролем обеднения мантии [43]. Как видно на диаграмме, точки составов метабазитов инфракрустального комплекса и даек распадаются на два поля. Оба они оказались вне полей базальтов архейских зеленокаменных поясов и современных срединно-океанических хребтов. Это свидетельствует о действительно низкой деплетированности мантии на стадии формирования даек разной генерации Суннагинского купола, отличающихся по содержанию РЗЭ цериевой группы, что, вероятно, связано с разными условиями магмогенерации.

Хатангский рой позднеархейских мафических даек выделяется впервые. Ранее протяженные пластообразные тела метабазитов рассматривались как компоненты стратифицированной дальдин-верхнеанабарской серии. Поэтому остановимся на характеристике этих метабазитов и ассоциирующих с ними пород более подробно с привлечением геолого-структурных, изотопно-геохронологических, петрогеохимических, геофизи-

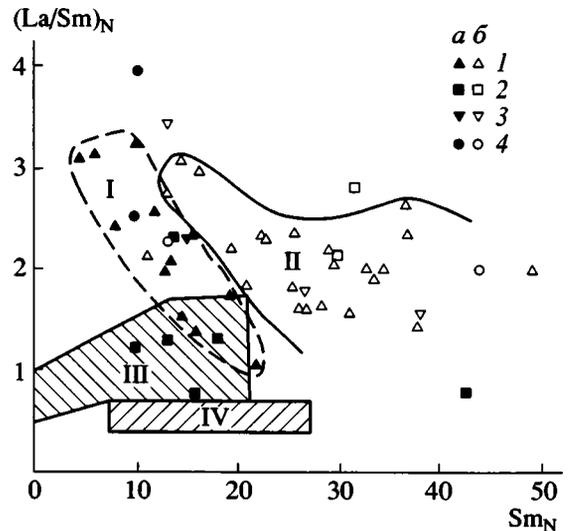


Рис. 4. Диаграмма $(La/Sm)_N-Sm_N$ для метабазитов Алданского, Анабарского щитов, ксенолитов метабазитов и эклогитов из кимберлитовых трубок 1–3 – метабазиты: 1 – Алданского, 2 – Анабарского щитов и 3 – из ксенолитов трубок “Обнаженная” и “Удачная” [32]; 4 – эклогиты [32, 37], для 1–4: а – относящиеся к инфракрустальным комплексам, б – к дайкам и их аналогам. Выделены поля: I – метабазитов инфракрустального комплекса и II – мафических даек Алданского щита по [49]; III – базальтов зеленокаменных поясов и IV – базальтов СОХ по [43]

ческих данных и сравнительного анализа по этим показателям с аналогичными структурно-вещественными комплексами Алданского щита и Суннагинским роем мафических даек в частности.

Хатангский рой начинается в 200 км к северо-западу от Анабарского щита, являющегося обнаженным северо-восточным сектором Хета-Оленекского нуклеара, протягивается в юго-восточном направлении, пересекая его границу, а также Виллойский и Тюнгский нуклеары (см. рис. 2). Ширина этого роя в самом начале не превышает 200 км, тогда как в его конце она достигает 800 км при общей протяженности до 1000–1100 км. Обнаженная часть роя длиной 250–275 км и шириной 160–250 км вскрывается на Анабарском щите, в строении которого принимают участие архейские эндербиты, чарнокиты, метабазиты, породы супракрустальной гнейсовой серии и подчиненные им раннепротерозойские анортозиты и гранитоиды (рис. 5). Как и на Алданском щите, здесь можно выделить эндербиты двух генераций. К первой относятся низкокальциевые разновидности этих пород с U–Pb изохронным возрастом по циркону – 3.32 млрд. лет. Вторая генерация – это эндербиты нормальной щелочности и чарнокиты, предельный возраст которых, определенный тем же методом по метаморфогенному циркону, оценивается в 2.76 млрд. лет [24, 25]. По всем петрогеохимическим показателям эти гранитоиды двух

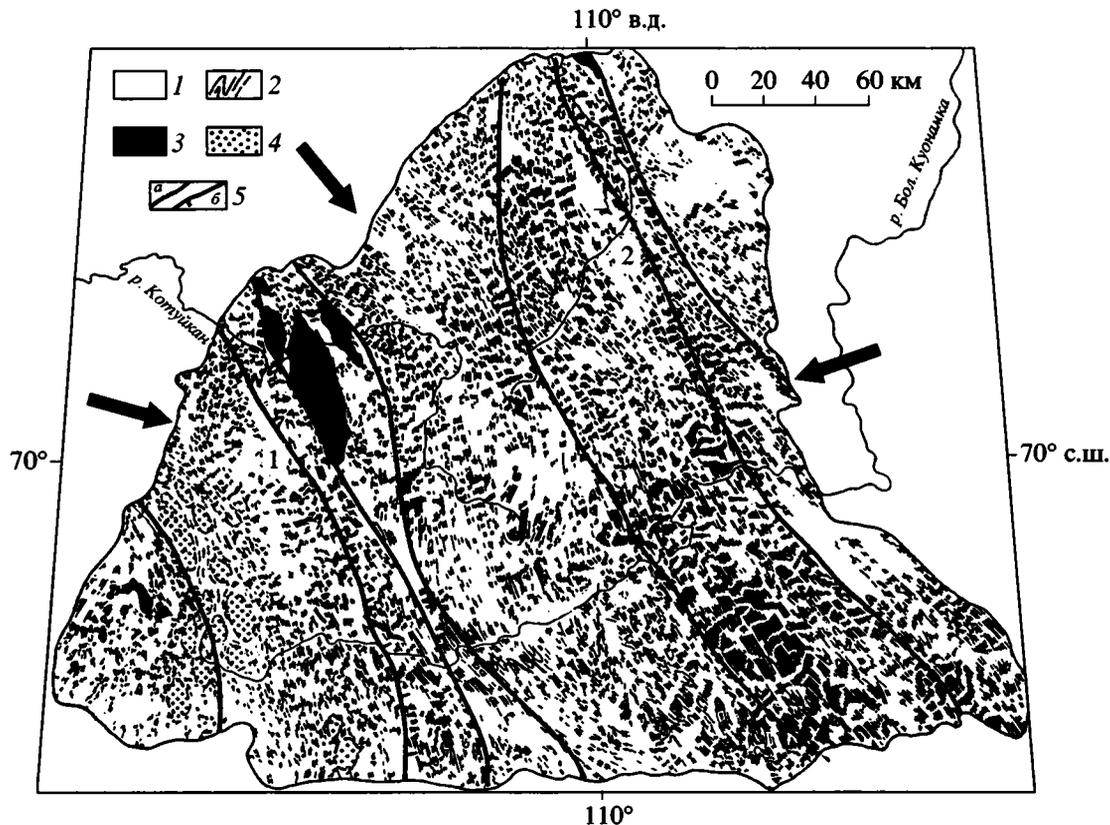


Рис. 5. Структурная карта Анабарского щита

1 – платформенный чехол; 2 – структурные линии нерасчлененного позднеархейского гранулитогнейсового комплекса по Л.И. Шахотько [23]; 3 – раннепротерозойские анортозиты; 4 – ядра эндербитовых куполов по [16]; 5 – главные тектонические зоны (а), в том числе ограничивающих полосу высокобарического метаморфизма (б). Стрелки указывают направление двустороннего бокового сжатия и продольного пластического сдвига. Наименование тектонических зон, упоминающихся в тексте: 1 – Маганская и 2 – Билляхская

генераций и аляскитовые граниты завершающей фазы гранитообразования, так же, как и аналогичные по составу и внешнему облику раннеархейские гранитоиды Алданского щита, относятся к породам серии ТТГ, или “серым гнейсам” [4].

Низкокальциевые эндербиты насыщены меланократовыми включениями метабазитов с возрастом 3.35 млрд. лет (U–Pb изохронный метод по цирконам) [25], вместе с которыми они входят в состав инфракрустального комплекса. Эта наиболее древняя эндербит-базитовая ассоциация пород сохранилась только в реликтах среди замещающих ее эндербитов второй генерации и чарнокитов. Породы супракрустальной гнейсовой серии (метаморфизованные в гранулитовой фации осадочные породы, превращенные в разнообразные глиноземистые гнейсы, кварциты, мраморы и кальцифиры) и ассоциирующие с ними метабазиты слагают узкие клинья и протяженные (до первых километров) крутопадающие полосы шириной до нескольких сотен метров, зажатые между эндербитами, образуя так называемый “полосчатый комплекс” [27] (рис. 6). Метабазиты в

этих клиньях и полосах имеют форму пластообразных тел, которые и рассматриваются как мафические дайки разной мощности (от первых до нескольких десятков и более метров), отчетливо дешифрируемые на аэрофотоснимках [23]. Они часто будинированы и встречаются также среди гранитоидов второй генерации в виде меланократовых включений, сохраняющих иногда первоначальную удлиненную форму даек. Эти метабазиты по внешним признакам практически не отличимы от основных пород инфракрустального комплекса. Поэтому, как и в случае с метабазитами двух разновидностей Суннагинского купола, одним из инструментов их разделения служит сравнительный петрогеохимический анализ (см. таблицу). Метабазиты инфракрустального комплекса Анабарского щита по сравнению с метабазитами, которые рассматриваются как представители дайковой серии, так же, как и на Алданском щите, обогащены магнием и кальцием, при меньших количествах титана, глинозема и щелочей, особенно калия. Метабазиты, относящиеся к мафическим дайкам, в сравнении с метабазитами более

ранней генерации также обогащены РЗЭ цериевой группы, даже в большей степени, чем на Алданском щите, – в 2–4 раза. Они отличаются большей дифференцированностью РЗЭ: $(La/Yb)_N = 5.88$ против 2.05 (см. рис. 9). На диаграмме $(La/Sm)_N - Sm_N$ фигуративные точки сравниваемых разновидностей пород располагаются в тех же полях, что и соответствующие метабазиты Алданского щита, или вблизи них (см. рис. 4).

Если опираться на вполне корректные данные изотопной геохронологии эндербитов ранней и поздней генерации, то формирование супракrustальной гнейсовой серии пород и ассоциирующих с ней мафических даек должно укладываться в интервал времени между этими двумя этапами гранитообразования: от 3.32 до 2.76 млрд. лет. Это подтверждается значениями Sm–Nd-изохронного возраста метабазитов – 3.1 млрд лет [33], а также Sm–Nd-модельного возраста пород супракrustальной гнейсовой серии, колеблющегося по разным данным в интервале от 3.09 до 2.85 млрд. лет [10, 25]. Отметим при этом присутствие на Анабарском щите (так же, как и на Алданском) мафических даек более позднего поколения, которые секут структуры гетерогенного “полосчатого комплекса” и метаморфизованы в условиях гранулитовой фации (см. рис. 6) [27].

В тектоническом отношении Анабарский щит, в пределах которого локализуется часть Хатангского дайкового роя, может быть разделен на три области: юго-западную, ограниченную Маганской тектонической зоной, северную и южную с условной границей между ними по линии семидесятой параллели (см. рис. 5). Юго-западная область – это часть крупной Котуйканской кольцевой структуры, хорошо видимой на снимках из космоса [3] и отчетливо выраженной в аномальном магнитном поле (рис. 7, см. рис. 2). В том ее секторе, который обнажается на Анабарском щите, располагается широкая полоса куполов, ориентированная согласно дуговому линеamentу Котуйканской кольцевой структуры. Ядра куполов образованы эндербитами и чарнокитами и окаймлены супракrustальной гнейсовой серией [16]. Эта область располагается на западном фланге Хатангского роя мафических даек и относится к районам, где региональный метаморфизм гранулитовой фации осуществлялся в условиях умеренных давлений (7–8.5 кбар) и температур (800–850°C) [2].

В пределах северной тектонической области Анабарского щита господствуют структуры со строго линейной северо-западной ориентировкой “полосчатого комплекса”, отличающегося крутыми наклонами плоскостей кристаллизационной сланцеватости к северо-востоку.

В южной тектонической области эти линейные структуры сочетаются со складками самой

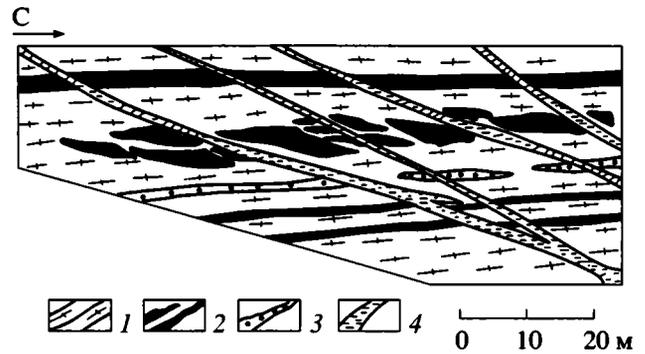


Рис. 6. Строение полосчатого комплекса Анабарского щита по [27] с изменениями

1 – нерасчлененная ассоциация эндербитов с меланократовыми включениями метабазитов; 2 – метабазиты (пироксен-плагноклазовые кристаллические сланцы иногда с амфиболом, реже амфиболиты), интерпретируемые как дайки первой генерации; 3 – кварциты супракrustального комплекса; 4 – мафические дайки второй генерации

разнообразной формы, многие из которых характеризуются острыми замками и вертикальными осями [23]. В строении этих реоморфических складок принимают участие все комплексы метаморфических образований, включая и рассматриваемый комплекс мафических даек.

Большая часть северной и южной тектонических областей относится к полосе максимальной концентрации мафических даек, ограниченной с запада дуговым линеamentом Котуйканской кольцевой структуры (Маганская тектоническая зона), а с северо-востока – Билляхской тектонической зоной. Именно в этой полосе развиты породы, метаморфизованные в гранулитовой фации высоких давлений (до 8–10 кбар) и температур (850–950°C) [2]. Отметим, что восточнее этой высокобарической полосы, за Билляхской тектонической зоной, развиты породы, метаморфизованные в условиях относительно низких давлений (6.0–7.5 кбар) и умеренных температур (750–830°C) [2].

Анализируя особенности тектоники Анабарского щита, можно предположить, что формирование Котуйканской кольцевой структуры было связано с позднеархейскими процессами купольного тектогенеза, аналогичными тем, что протекали в раннем архее на Алданском щите. Поэтому Котуйканскую структуру можно рассматривать как сложный многокупольный гранитогнейсовый овал.

Формирование латерально неоднородной линейно-складчатой структуры с роем мафических даек на остальной части Анабарского щита было связано с иными механизмами тектогенеза – инъективно-компрессионными или транспрессионными [14], которые осуществлялись в условиях

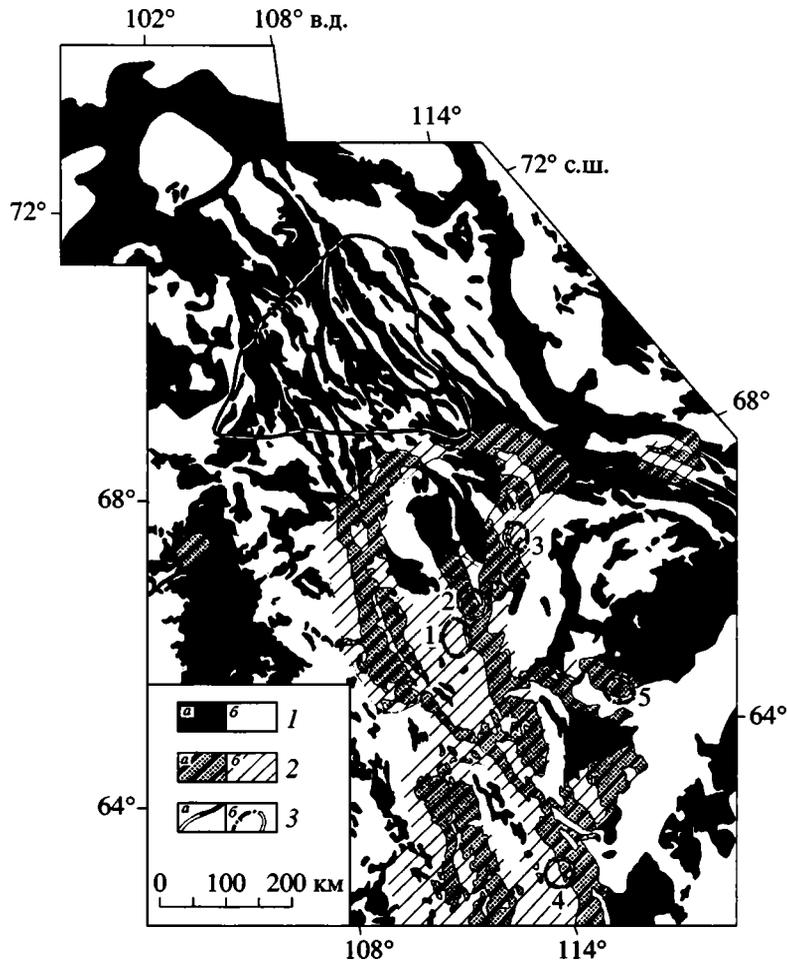


Рис. 7. Карта аномального магнитного поля восточной части Сибирской платформы с проекцией на земную поверхность зоны с аномально высокими скоростями V_p на границе кора-мантия (с упрощениями по [11, 12, 34])

1 – интенсивность аномального магнитного поля: *a* – от 0 до 1000 и *b* – от 0 до –1000 нТл; *2* – то же, совмещенное с проекцией на земную поверхность зоны с аномально высокими скоростями V_p на границе кора-мантия; *3* – границы: *a* – Анабарского щита и *b* – алмазоносных кимберлитовых полей: 1 – Алакитского, 2 – Далдынского, 3 – Верхнемунского, 4 – Малоботубинского, 5 – Накынского

двустороннего бокового сжатия и продольного пластического сдвига по модели [17].

Вероятно, что с этими же механизмами трансформации было связано зарождение пяти долгоживущих согласных зон крупномасштабных пластических сдвигов, которые трассируются широкими полосами бластомилонитов, диафторитов амфиболитовой фации и контролируют размещение раннепротерозойских массивов автономных анортозитов и ассоциирующих с ними мангеритов [23] (см. рис. 5).

Метабазиты Хатангского дайкового роя характеризуются высокой магнитной восприимчивостью от 26×10^{-3} до 38×10^{-3} СИ, в отличие от ассоциирующих с ними лейкократовых эндрбитов, а также диафторитов и мигматитов крупных тектонических зон с магнитной восприимчивостью не более 0.28×10^{-3} СИ [2]. Все это предподре-

делило резкоградиентное линейное аномальное магнитное поле как в границах Анабарского щита, так и далеко за его пределами (см. рис. 7). Таким образом, по особенностям строения этого полосового магнитного поля можно судить не только о структуре Хатангского роя мафических даек, но и о его соотношениях с другими тектоническими элементами фундамента. На карте аномального магнитного поля видно, что этот рой начинается в 200 км к северо-западу от Анабарского щита у края Хатангской кольцевой структуры диаметром около 300 км. Эта структура входит в систему Хета-Оленекского нуклеара (см. рис. 2). Она отличается концентрически-кольцевой зональностью аномального магнитного поля с отрицательными (до –300 нТл) значениями интенсивности полного вектора во внутренней части и положительными (до 300 и более, местами до

700 нТл) значениями этого вектора во внешней широкой зоне (см. рис. 7). Подобные изометричные магнитные аномалии на Алданском щите связаны с разновеликими эндербитовыми куполами [4, 6, 49], которые интерпретируются как производные древних мантийных струй или плюмов. Поэтому Хатангскую кольцевую структуру также можно рассматривать как отражение в магнитном поле погребенного сиалического купола, являющегося производным такого плюма. Сжатый пучок положительных магнитных линейных аномалий, характерный для Анабарского щита, за его пределами меняет свою структуру. Узкие линейные аномалии сливаются в более широкие полосы, которые еще далее к юго-востоку, за границей Хета-Оленекского нуклеара, расходятся в виде веера, образуя три ветви, каждая из которых соответствует крупным суброям Хатангского роя (см. рис 2, 7). Крайний северо-восточный суброй обтекает кольцевую структуру Тюнгского нуклеара, отчетливо выраженную в аномальном магнитном поле; центральный широкий суброй пролегает между краями Тюнгского и Вилюйского нуклеаров; крайний юго-западный суброй траассирует систему радиальных линейных аномалий Вилюйского нуклеара. Заканчивается Хатангский рой у северо-западной границы Вилюйской синеклизы или одноименной межнуклеарной области, разделяющей нуклеары: Алданостановой от Вилюйского и Тюнгского [3].

О том, что положительные полосовые магнитные аномалии вне границ Анабарского щита также связаны с мафическими дайками, свидетельствуют ксенолиты из кимберлитов тех полей, которые располагаются непосредственно в зонах этих аномалий. Так, в трубке “Удачная” (Алакитское кимберлитовое поле) на долю метабазитов разной степени метаморфизма (от амфиболитовой до гранулитовой фаций) приходится по разным оценкам от 35 до 75% всех коровых ксенолитов. Остальные ксенолиты представлены эндербитами, чарнокитами и образованиями супракрystalного комплекса [28, 31]. Отметим, что среди метабазитов из ксенолитов трубок “Удачная” и “Обнаженная” выделяются две разновидности, одна из которых по петрогеохимическим характеристикам может быть отнесена к породам инфракрystalного, а вторая – дайкового комплексов (см. таблицу и рис. 4, 9). В конце роя среди верхнекоровых ксенолитов трубки “Мир” (Малоботубинское поле) “резко доминируют амфиболиты и амфиболсодержащие лейкократовые гнейсы” [28, с. 474], причем на долю метабазитов приходится 16% коровых включений. В Накынском поле (трубка “Нюрбинская”) количество метабазитов достигает 9% от общего числа коровых ксенолитов, представленных, кроме метабазитов, гранитогнейсами и в меньшей степени тер-

ригенными породами, метаморфизованными, как и метабазиты, в амфиболитовой фации [26].

Sm-Nd-модельный возраст амфиболитов трубки “Мир” равен 3012 млн. лет, а амфибол-биотитовых гнейсов из ксенолитов и из керна скважин от 2989 до 2565 млн. лет [21, 29, 30]. Поскольку эти цифры могут отражать смешанные величины, вследствие контаминации родительских магм сиалических пород веществом более древней континентальной коры [21], то фактический возраст амфиболитов и ассоциирующих с ними гранитоидов должен быть несколько моложе этих значений, предположительно 2.9 и 2.6 млрд. лет. Интересно подчеркнуть, что такая метабазит-гранитоидная ассоциация пород позднеархейского возраста в конце Хатангского роя напоминает близкую по составу и возрасту ассоциацию гранит-зеленокаменных поясов Алданского щита.

Обратимся далее к анализу особенностей глубинного строения той полосы Хатангского роя мафических даек, которая находится на продолжении центральной высокобарической зоны Анабарского щита, с максимальным развитием транс-прессивных структур, и простирается в юго-восточном направлении до конца роя (см. рис. 2, 7). В этой широкой (от 200 до 400 км) и протяженной (до 800 км) полосе, которая начинается примерно в 150 км от южного края Анабарского щита, на границе кора-мантия были выявлены аномальные граничные скорости продольных сейсмических волн (V_p) от 8.3 до 9.0 км/с. Кроме этого, здесь установлены внутрикоровые границы, отделяющие верхнюю кору с пластовыми скоростями $V_p = 6.2-6.45$ км/с от нижней коры с $V_p = 6.9-6.5$ км/с [34]. На поперечных и продольных глубинных профилях этой полосы видны инверсионные соотношения между границами Мохо и нижней коры (рис. 8, см. рис. 1, а также [34, рис. 8]). В результате этого образуются раздувы и пережимы нижней коры как в поперечном, так и в продольном сечении. Аномальный высокоскоростной слой, как правило, располагается в придонной части раздувов нижней коры. Наибольший раздув нижнекорового слоя (до 42–45 км), равно как и максимальная мощность консолидированной коры (до 60 км) фиксируются в месте сочленения Хета-Оленекского и Вилюйского нуклеаров (см. рис. 8, а). В 200–250 и в 400–500 км южнее эти мощности уменьшаются, достигая в раздувах 15–20 и 45–48 км (см. рис. 8, б), а также 12–15 и 40–45 км (см. рис. 8, в) соответственно.

Таким образом, в морфологическом отношении нижнекоровый слой в рассматриваемой полосе Хатангского роя мафических даек представляет собой согласную с простираемостью роя систему, состоящую из двух продольных валов, разделенных пережимами. Мощность и тех, и

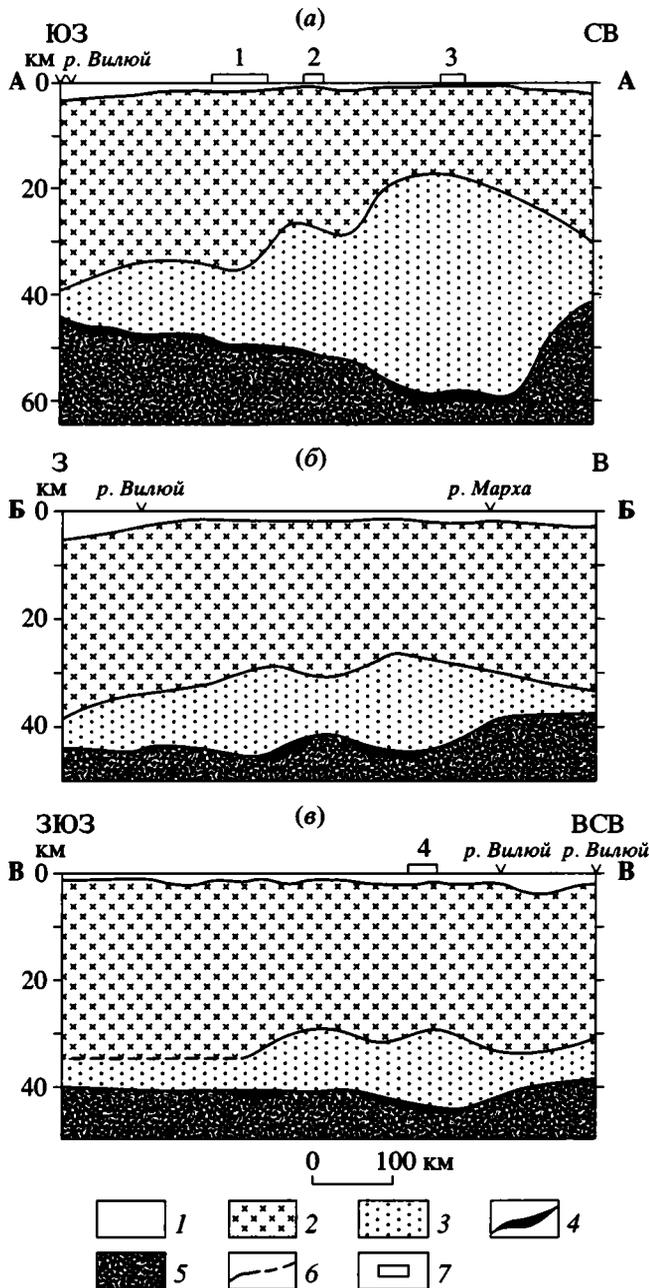


Рис. 8. Строение земной коры Сибирской платформы в южной части Хатангского роя мафических даек по профилям: А–А (а), Б–Б (б) и В–В (е). Расположение профилей см. на рис. 1 (исходные данные по [34])

1 – платформенный чехол; 2, 3 – консолидированная земная кора: 2 – верхняя и 3 – нижняя; 4 – слой с аномально высокими показателями V_p от 8.3 до 9.0 км/с; 5 – верхняя мантия; 6 – внутрикоровая граница; 7 – положение алмазоносных кимберлитовых полей (нумерация в соответствии с рис. 7)

других постепенно уменьшается в южном направлении, т.е. к концу роя.

В связи с вышеизложенным несомненный интерес вызывает проблема валового состава ни-

жней коры. Если судить по пластовым скоростям V_p , а также по составу ксенолитов из диатрем, он должен соответствовать породам гранулит-базитовой и ультрабазитовой ассоциаций [28, 50]. Если опираться на представления о достаточно высоком положении астеносферного слоя в раннем докембрии, т.е. о сравнительно небольшой мощности литосферы этого времени [44, 58, 66], то теоретически этот слой должен состоять из продуктов архейской магмогенерации, находящихся в разной пропорции. Это могут быть: шпинелевые лерцолиты как реликты первичной мантии; перидотиты и дуниты как рститы, оставшиеся после экстракции из этой мантии коровых компонентов; пироксениты, эклогиты, эклогитоподобные породы и метабазиты гранулитовой фации как метаморфизованные коровые компоненты – представители дифференцированной магматической серии, которые остались на глубине в виде остаточной жидкости; эклогитовые рститы, оставшиеся после процессов частичного плавления первичной базитовой коры и формирования материнских магм для низкокальциевых эндербитов и анортозитов; гроспидиты как метаморфизованные аналоги анортозитов. Это в целом гармонирует с выводами о природе глубинных ксенолитов из диатрем, которые основаны на материалах изотопно-геохимических исследований [22, 31, 32, 38, 40, 41, 52, 55, 56, 58, 65, 67], и о докембрийском возрасте эклогитов из кимберлитов Якутии. По данным изотопной геохронологии возраст эклогитов трубки “Удачная” оказался равным 2.9 и 2.57 млрд. лет (Re–Os и Pb–Pb методы [52, 61]; перидотитов трубок “Удачная” и “Мир” – 3.1 и 3.3 млрд. лет (Re–Os метод) [61, 62]; алмазов из эклогитов трубки “Удачная” – 3.1–3.5 млрд. лет (сульфидные включения в алмазах, Re–Os и Nd-модельный методы) [60, 64].

Еще одним аргументом, свидетельствующим в пользу высказанной выше идеи, может служить сравнение спектров распределения РЗЭ в метабазитах и метаультрабазитах ксенолитов из кимберлитов и кайнозойских базальтов Сибирской платформы, с одной стороны, и в близких по составу породах Алданского и Анабарского щитов – с другой (рис. 9). Видно, что эклогиты и пироксениты из ксенолитов кимберлитовых трубок по этому показателю не могут отождествляться с веществом верхней мантии, так как они по содержанию РЗЭ резко отличаются от шпинелевых лерцолитов из нодулей кайнозойских базальтов Токкинского Становика – представителей недеплетированной и деплетированной мантии [13]. Чрезвычайно широкий спектр распределения РЗЭ в эклогитах и пироксенитах говорит об их полигенетической природе. Так, многие эклогиты вполне сопоставимы и с метабазитами инфракрустальных комплексов обоих щитов, и с породами, слагающими мафические дайки. Обращает на себя внимание

разделение поля составов пироксенитов на две ветви. Нижняя ветвь с показателями дифференциации $(La/Yb)_N = 1.83-7.14$ соответствует характеру распределения РЗЭ в раннеархейских коматитах Алданского щита [6]; верхняя ветвь с $(La/Yb)_N = 1.14-1.83$ расположена ниже поля эклогитов, но субпараллельна ему. Такое распределение спектров РЗЭ основных и ультраосновных пород обычно для расслоенных интрузивов, прошедших стадию магматической дифференциации. Один из образцов эклогитов из ксенолитов трубки “Удачная” – № 9/83 [32], с низкой степенью дифференциации $(La/Yb)_N = 1.04$ и высоким Sm/Nd отношением (0.34 против 0.21–0.28 в других эклогитах), может рассматриваться как рестит, так как эти показатели типичны для остаточной фракции после отделения от нее расплава [47]. Это хорошо видно на диаграмме распределения РЗЭ в предполагаемой парагенетической триаде: исходный толеит (метабазиты инфракрустального комплекса Алданского и Анабарского щитов) – тоналит (низкокальциевые эндербиты обоих щитов) и эклогитовый рестит, что чрезвычайно близко к теоретической модели частичного плавления исходного толеита [39] (см. рис. 9, в). При этом видно, что на Алданском щите степень частичного плавления базитовой протокоры в раннем архее была чуть выше, чем в позднем архее на Анабарском [4].

Идея о высоком положении астеносферного слоя в раннем докембрии и о том, что в настоящее время он представлен высокометаморфизованной полигенетической ассоциацией пород ультрабазит-базитового состава (включая и алмазоносные разновидности) нижней коры [58], вступает в противоречие с другим мнением о том, что породы с ультравысокобарическими минеральными парагенезисами могли формироваться исключительно на глубинах более 120 км, если считать литостатическую нагрузку как единственный источник давления (40 и более кбар). Поэтому и полагают, что уже в архее мощность “килевидной”

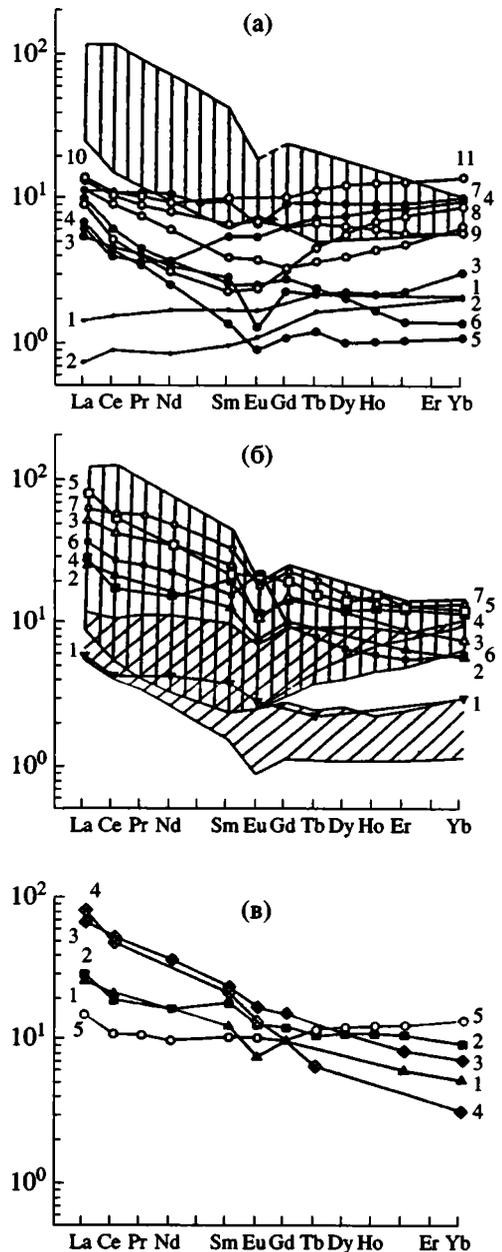


Рис. 9. Нормированные по хондриту содержания РЗЭ: а – в глубинных ксенолитах из кимберлитовых трубок Якутии и кайнозойских базальтов Токкинского Становика; б – в метаультрабазитах и метабазитах Алданского и Анабарского щитов, в пироксенитах и эклогитах из ксенолитов кимберлитовых трубок Якутии; в – в метабазитах инфракрустального комплекса, в низкокальциевых эндербитах Алданского и Анабарского щитов и в реститовых эклогитах из ксенолитов трубки “Удачная”

а: 1, 2 – шпинелевые лерцолиты из нодулей кайнозойских базальтов как представители: 1 – примитивной неизменной и 2 – деплетированной мантии [13]; 3–7 – пироксениты из ксенолитов кимберлитовых трубок “Удачная” и “Обнаженная” [32]; 8–11 – эклогиты из ксенолитов тех же трубок [32]. Заштриховано поле эклогитов из кимберлитовой трубки “Мир” [37];

б: 1–3 – породы Алданского щита: 1 – метаультрабазиты Гонамского эндербитового купола, 2 – метабазиты инфракрустального комплекса и 3 – мафические дайки Суннагинского эндербитового купола; 4, 5 – метабазиты Анабарского щита: 4 – инфракрустального комплекса и 5 – мафических даек первой генерации (интерпретация данных [33]); 6, 7 – метабазиты из ксенолитов трубок: 6 – “Обнаженная” и 7 – “Удачная” [32]. Выделены поля: эклогитов из ксенолитов трубок “Удачная”, “Обнаженная” и “Мир” (прямая штриховка) и пироксенитов из ксенолитов первых двух трубок по [32, 37] (косая штриховка);

в: 1, 2 – метабазиты инфракрустального комплекса Алданского (1) и Анабарского (2) щитов; 3, 4 – низкокальциевые эндербиты тех же щитов соответственно (средние составы); 5 – реститовый эклогит из ксенолитов трубки “Удачная” (обр. 9/83 [32])

литосферы кратонов достигала 150–200 км [18, 53]. Однако это противоречие снимается, если связывать природу сверхвысокого давления не столько с литостатической нагрузкой, сколько с ее комбинацией с преобладающими тектоническими факторами, речь о которых пойдет ниже, при рассмотрении модели тектонической эволюции Хатангского роя мафических даек.

В заключение характеристики этого дайкового роя отметим ряд особенностей его геологического и глубинного строения. Первое – Хатангский рой находится в структурном парагенезе с сиалическим куполом, который интерпретируется как след древнего мантийного плюма, и начинается в его краевой зоне, что отвечает второму морфологическому типу геометрической классификации гигантских дайковых роев на Земле и планетах земной группы [46]. Второе – увеличение ширины магнитных полосовых положительных аномалий к югу от границ Хета-Оленекского нуклеара может свидетельствовать о перестройке внутренней структуры роя и переходе от системы рассеянных параллельных даек в его начале к структурам типа “дайка в дайке”, которые и отражаются соответствующей шириной аномалий. Третье – омоложение радиологического возраста даек и ассоциирующих с ними гранитоидов от начала роя (3.1 и 2.8 млрд. лет соответственно) к его концу (предположительно 2.9 и 2.6 млрд. лет) и снижение в том же направлении степени метаморфизма этих пород от гранулитовой до амфиболитовой фации. Четвертое – парагенетическая связь комплекса пород Хатангского роя, состоящего из мафических даек и ассоциирующих с ними гранитоидов, с древнейшей региональной системой “стесненных сдвиговых зон”, в которых возможна реализация условий ультравысокобарического метаморфизма в ходе глубинного сдвигового течения и сопровождающего его трения [35] и как следствие этого совмещение с этим роем полосы глубинных морфологических и скоростных неоднородностей консолидированной коры.

СООТНОШЕНИЕ РОЕВ МАФИЧЕСКИХ ДАЕК АРХЕЯ С НУКЛЕАРНЫМИ СТРУКТУРАМИ ФУНДАМЕНТА И ИХ МЕСТО И РОЛЬ В ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ДРЕВНЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Как видно из вышеизложенного, Суннагинский и Хатангский рои мафических даек имеют разный возраст: первый рой – раннеархейский, второй – позднеархейский.

Суннагинский рой парагенетически связан с одноименным эндербитовым куполом, расположенным в центре гранулитогнейсовой области Алдано-Станового нуклеара. Поэтому его суброи

трассируют и радиальные разломы не только купола, но и всего сиалического ядра (см. рис 2).

Место мафических даек в трехэтапной тектонической эволюции Суннагинского купола было выявлено ранее [4, 19]. На первом этапе (3.6–3.5 млрд. лет) в режиме многоячейстой мантийной конвекции началось формирование эмбриональной континентальной коры и зародышей эндербитовых куполов. Оно осуществлялось в условиях хаотического скучивания фрагментов первичной базитовой коры между центрами мантийных плюмов в нисходящих термофлюидных потоках с выплавлением низкокальциевых эндербитов. Во второй, промежуточный, этап в неориентированных бассейнах седиментации происходило накопление осадочных толщ, а на глубине – перестройка системы многоячейстой конвекции в условиях термостатирующего влияния двуслойной экранирующей системы, состоящей из нижнего слоя эмбриональной континентальной коры и перекрывающего его осадочного чехла. В результате этого в головах мантийных потоков формировались очаги основных магм и осуществлялось их внедрение в верхние горизонты коры как в виде даек по радиальным разломам развивающихся куполов, так и силлов в осадочные толщи, которые перекрывали и окаймляли эти ядра. Это были предвестники последующего фронта мощного термофлюидного потока, под влиянием которого произошло частичное плавление эмбриональной континентальной коры и формирование эндербитов нормальной и повышенной щелочности третьего, завершающего, этапа купольного тектогенеза (3.2–3.1 млрд. лет). С этим этапом связаны гранулитовый метаморфизм всего комплекса пород, участвующих в строении эндербитовых куполов, и соответствующих деформаций супракрупного комплекса вместе с мафическими силлами в окаймлении куполов и мафических даек в ядрах некоторых из них (рис. 10).

Суннагинский рой мафических даек не выходит за пределы Алдано-Станового нуклеара и, судя по его отраженности в магнитном поле, сохранился, поскольку все последующие геологические события разворачивались в пределах южного подковообразного сегмента нуклеара, охватывающего Олекмо-Витимскую, Джугджуро-Становую и Батомгскую области. Имеется в виду развитие позднеархейских гранит-зеленокаменных поясов, раннепротерозойских протоплатформенных прогибов и процессов раннепротерозойского термотектогенеза с анортозитами и гранитами типа рапакиви на завершающей стадии становления континентальной коры Алдано-Станового нуклеара (2.0–1.7 млрд. лет) [3, 8].

Хатангский рой мафических даек по сравнению с Суннагинским относится к другому морфологическому типу. Он зародился в краевой части

мантийного плюма, расположенного в системе Хета-Оленекского нуклеара, и, простираясь далеко за его пределы, пересекает Вилюйский и Тюнгский нуклеары (см. рис. 2). Поэтому, чтобы определить место и роль Хатангского роа мафических даек в тектонической эволюции древней континентальной коры Сибирской платформы, необходимо обратиться, в первую очередь, к сравнительному анализу этих сиалических ядер.

Анализ состава пород из керна скважин, достигших фундамента в пределах Вилюйского нуклеара, позволил в свое время сопоставить структурно-вещественные комплексы этого сиалического ядра с раннеархейскими образованиями Алданского щита [3]. Этому выводу не противоречат и данные Nd изотопной систематики пород фундамента из керна скважин и из ксенолитов диатрем [29]. Граниты, гранитогнейсы и гнейсы фундамента можно разделить на четыре группы по показателю Nd модельного возраста: раннеархейскую – 3451–3247 млн. лет, позднеархейскую – 3071–2879 млн. лет, раннепротерозойскую – 2673–2617 и 2193 млн. лет. Несмотря на то, что эти цифры отражают, скорее всего, смешанные значения возраста пород и их протолита, они тем не менее свидетельствуют о признаках раннеархейского этапа формирования первой континентальной коры. Иными словами, Вилюйский нуклеар по сравнению с Хета-Оленекским является более древней структурой, которая по времени своего зарождения и развития синхронна с Алдано-Становым нуклеаром. Аналогичный вывод можно сделать и в отношении Тюнгского нуклеара на основании подобных же изотопно-геохронологических данных [29]. Тектоника этих погребенных оvoidных террейнов в деталях не раскрыта. Предполагается, что Вилюйский нуклеар имеет концентрически-кольцевое строение, которое подчеркивается радиальными разломами и дуговыми системами линеаментов, хорошо видных на космических снимках. Четко выраженная кольцевая зональность аномального магнитного поля Тюнгского нуклеара позволяет интерпретировать его как отражение крупного сиалического купола с радиальной и дуговой системами разломов [3].

Из всего вышеизложенного становится очевидным, что Хатангский роа мафических даек “сшивает” оvoidные террейны с разной историей развития, стилем тектоники и возрастом первичной континентальной коры: позднеархейский Хета-Оленекский – с преимущественно трансpressивными структурами с раннеархейскими – Вилюйским и Тюнгским, характеризующимися купольной тектоникой. Из всего этого вытекает вывод о том, что аккреция этих сиалических ядер в единый континентальный массив, или Анабаро-Вилюйский супертеррейн, произошла в позднем архее и одним

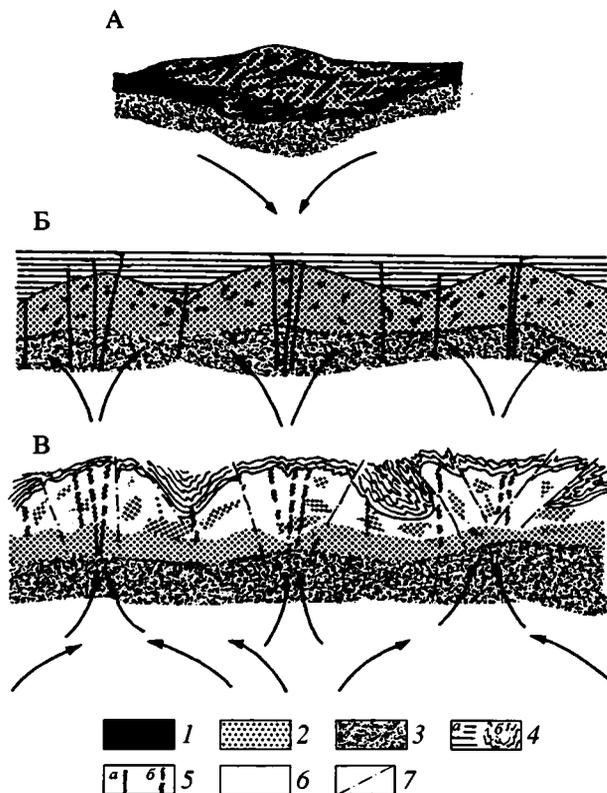


Рис. 10. Модель тектонической эволюции эндербитовых куполов гранулито-гнейсовой области Алданского щита: А, Б, В – этапы купольного тектогенеза: А – начальный (3,6–3,5 млрд. лет), Б – промежуточный (3,4 млрд. лет) и В – завершающий (3,2–3,1 млрд. лет)

1 – первичная базитовая кора; 2 – низкокальциевые эндербиты начального этапа купольного тектогенеза; 3 – нижняя кора; 4 – вулканогенно-осадочные образования супракустального комплекса: а – до и б – после заключительного этапа купольного тектогенеза; 5 – мафические дайки и силлы; а – до и б – после заключительного этапа купольного тектогенеза; 6 – эндербиты нормальной и повышенной щелочности завершающего этапа купольного тектогенеза; 7 – радиальные разломы.

Стрелки указывают направление термофлюидных потоков

из показателей этого процесса является Хатангский роа мафических даек.

По отношению к этому супертеррейну Алдано-Становой нуклеар с его центральным Суннагинским роа мафических даек является абсолютно чужеродным оvoidным блоком континентальной коры, что особенно видно при сравнительной характеристике Алданского и Анабарского щитов, относящихся к разным сиалическим ядрам. Основные различия заключаются в следующем: во-первых, это асинхронность процессов корообразования, особенно на начальной стадии становления первой (эмбриональной) континентальной коры (на Алданском щите этот процесс начался на 200–300 млн. лет раньше, чем на Анабарском);

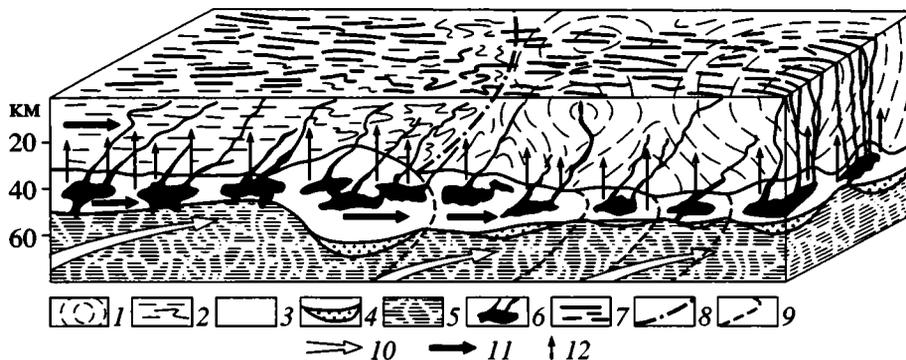


Рис. 11. Идеализированная модель формирования Хатангского роя мафических даек

1, 2 – верхняя пластина континентальной коры: 1 – раннеархейская с ареально-купольным стилем тектоники (Виллюйский нуклеар), 2 – позднеархейская с линейным транспрессивным стилем тектоники (Анабарский сегмент Хета-Оленекского нуклеара); 3, 4 – нижнекоревая пластина с частью, обладающей высокой пластичностью (3), и линзами высокоплотных (высокобарических) пород на границе кора–мантия (4); 5 – слой верхней мантии, подвергшийся процессам частичного плавления; 6 – промежуточные очаги и подводные каналы магм, родоначальных для мафических даек; 7 – позднеархейские мафические дайки; 8, 9 – границы: 8 – “мягкой” коллизии сиалических ядер (террейнов), 9 – условные, дискретного продвижения (пропагации) фронта частичного плавления материала верхней мантии и нижней коры; 10–12 – направления действия сил: 10 – субгоризонтального мантийного потока, исходящего из краевой зоны Хатангского плюма, 11 – регионального продольного тектонического течения реологически стратифицированной континентальной коры, 12 – термофлюидного потока, с которым связаны процессы частичного плавления материала верхнекоревой континентальной пластины и формирования позднеархейских гранитоидов, ассоциирующих с мафическими дайками

во-вторых, это разный стиль тектоники разновозрастных гранулитогнейсовых областей – раннеархейский ареально-купольный на Алданском щите и позднеархейский транспрессивный в комбинации с купольным – на Анабарском; в-третьих, эти щиты характеризуются разными показателями геохимической барьерной метки древней континентальной коры и степенью частичного плавления базитовой протокоры при выплавлении эндербитов первой генерации [4, 5] – свидетельство того, что континентальная кора Алдано-Станового и Хета-Оленекского нуклеаров, частями которых являются Алданский и Анабарский щиты, формировалась из разных очагов латерально неоднородной мантии и в различных температурных режимах; в-четвертых, это гетерогенное строение Алданского щита, где широким развитием пользуются структурно-вещественные комплексы, слагающие раннеархейскую гранулитогнейсовую и позднеархейскую гранит-зеленокаменную области, при этом время формирования последней совпадает со временем образования на Анабарском щите совсем другой гранулитогнейсовой парагенетической ассоциации пород – мафических даек и эндербитов нормальной щелочности и чарнокитов.

Принадлежность Алдано-Станового нуклеара и Анабаро-Виллюйского супертеррейна к чужеродным тектоническим блокам подтверждается данными последних палинпастических реконструкций [54], которые свидетельствуют о том, что эти континентальные сегменты будущего Сибирского кратона находились в зоне экватора на значительном удалении один от другого, скорее всего,

до раннего протерозоя. Об этом свидетельствует одновременное (около 2.0 млрд. лет) проявление процессов термотектогенеза на Алданском и Анабарском щитах с анортозитами и связанными с ними гранитоидами.

Анализ данных по геологическому и глубинному строению позднеархейского Хатангского роя мафических даек и его соотношениям с нуклеарными структурами фундамента Сибирской платформы позволяет выдвинуть версию его тектонической эволюции в соответствии с моделями реологически стратифицированной и тектонически расслоенной литосферы [15] или “плавления корового языка” [45] и, таким образом, определить его место и роль в геологической истории древней континентальной коры.

Согласно этой версии (рис. 11), “коровый язык”, исходящий из Хатангского мантийного плюма, разделялся на две парагенетически связанные между собой пластины – нижнекоревую, мафитовую, и верхнекоревую, сиалическую, с разными реологическими свойствами. Нижнекоревая пластина, которая располагалась ближе к горизонтальному мантийному термофлюидному потоку, подверглась частичному плавлению в гораздо большей степени, чем верхнекоревая. По сравнению с последней она, благодаря своему составу, обладала более низкой вязкостью и, отсюда, большей способностью к тектоническому течению. Анализ морфологии нижнекорового слоя (см. рис. 8) позволяет думать, что его горизонтальное тектоническое течение осуществлялось последовательно и импульсивно (дискретно) в сторону движения мантийных потоков. Ближе к

центру мантийного плюма (Анабарский щит) энергия этих потоков была достаточной для частичного плавления верхней мантии и нижних горизонтов эмбриональной континентальной коры. Это привело к последовательному формированию сначала узких рифтогенных структур, вмещающих породы супракрустальной гнейсовой серии, затем близкому по времени внедрению мафических даек (продуктов частичного плавления верхней мантии) и уже, вслед за этим, выплавлению эндербитов нормальной щелочности и чарнокитов (за счет частичного плавления материала нижнего и верхнего горизонтов континентальной коры). Благодаря этим процессам верхнекоревая пластина, передвигающаяся на “спине” нижнекорового слоя, увеличивалась в объеме и испытывала сопротивление как со стороны синхронно развивающегося многокупольного Котуйканского гранитогнейсового овала на западном фланге, так и со стороны относительно стабильного восточного блока, где располагался Оленекский нуклеар (см. рис. 2). Так можно объяснить природу продольного тектонического течения и боковых напряжений, в результате которых были сформированы структуры транспрессии, сопряженные с полосой высокобарического метаморфизма Анабарского щита.

По всей видимости, фронт первого импульса частичного плавления и тектонического течения нижнекорового слоя располагался на стыке двух овоидных террейнов: развивающегося Хета-Оленекского и более древнего консолидированного – Вилюйского. Именно здесь, на коллизии порого сопротивления, произошло максимальное нагнетание вещества нижней коры и раздув нижнекорового слоя до 42–45 км и, соответственно, всей континентальной коры до 60 км. Далее в сторону Вилюйского нуклеара можно выделить еще четыре последовательных фронта продвижения, или пропагации, мантийно-нижнекорового плавления. Об этом можно судить по количеству раздувов и пережимов нижнекорового слоя и континентальной коры в целом (см. рис. 8). Не исключено, что в ходе движения нижнекоревой пластины, сопровождавшегося трением материала, могли возникнуть условия сверхвысокого давления с образованием высокоплотных пород [35], которые накапливались в придонной части нижнекоровой пластины (см. рис. 11).

Внедрение даек в пределах Вилюйского нуклеара контролировалось системами радиальных и дуговых разломов этого овоидного террейна в условиях уже относительно холодной и хрупкой верхней коры. Это могло способствовать формированию магматических структур типа “дайка в дайке”, а сами дайки и ассоциирующие с ними гранитоиды оказались изофациальны амфиболитовой ступени метаморфизма.

Естественно, что при таком импульсивном горизонтальном перемещении фронта частичного

плавления верхней мантии и нижней коры и пропагации дайкового роя возраст даек и ассоциирующих с ними гранитоидов в начале роя оказался более древним, чем в конце. Если судить по этой разнице в 100–150 млн. лет, то средняя скорость продвижения роя по латерали может быть оценена в 6–10 км/млн. лет, хотя на отдельных импульсивных отрезках она могла быть и выше. В ходе длительного развития Хатангского дайкового роя в отдельных местах могли формироваться очаги магм, материнских для мафических даек второй генерации, а затем и для анортозитов и связанных с ними мангеритов, что вполне гармонирует с моделью тектонической эволюции “корового языка” [45]. Оказалось, что возраст образования таких очагов для анортозитов Анабарского щита (2.7–2.6 млрд. лет) [25], массивы которых располагаются в зоне влияния дайкового роя, совпадает со временем внедрения даек и ассоциирующих с ними гранитоидов в конце роя. По всей видимости, полная консолидация роя произошла после процессов раннепротерозойского термотектогенеза, показателем которых являются автономные анортозиты, внедрившиеся по зонам крупных разломов на рубеже 2.18 млрд. лет [25].

Предложенная модель транспорта реологически подвижной сиалической пластины на “спине” частично расплавленного нижнекорового базитового слоя с его разбуханием на стыке двух сиалических ядер-террейнов может рассматриваться как проявление одной из особенностей архейской тектоники “мягких плит”, когда по латерали осуществлялось импульсивное выжимание, или инжекция, горячего и частично расплавленного нижнекорового слоя под относительно более холодную и прочную верхнекоревую пластину под воздействием горизонтально направленного высокотемпературного потока, обеспечивающего, таким образом, неоднородное реологическое состояние тектонически расслоенной докембрийской литосферы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ вышеизложенного материала позволяет сформулировать следующие основные выводы.

Раннеархейский Суннагинский и позднеархейский Хатангский гигантские радиальные рои мафических даек являются наиболее древними тектоно-магматическими системами подобного типа из всех известных на Земле. Они парагенетически связаны с кольцевыми структурами (сиалическими куполами), которые, в свою очередь, рассматриваются как геологические производные мантийных плюмов или горячих точек. Трехлучевой пучок даек Суннагинского роя, исходящий из центра мантийного плюма, не выходит за пределы Алдано-Станового нуклеара, являясь, по существу, интрануклеарным роєм. Хатангский рой

зародился в краевой части мантийного плюма, входящего в систему Хета-Оленекского нуклеара, и простирается далеко за его границы.

Во всех случаях мафические дайки являются предвестниками последующих процессов гранитообразования, связанных или с заключительными этапами купольного тектогенеза (Суннагинский рой), или трансpressивной тектоники (Хатангский рой).

Такие особенности строения Хатангского роя мафических даек и ассоциирующих с ними гранитоидов, как: парагенетическая связь с реологическими трансpressивными структурами верхней коры в начале роя; центробежная тенденция уменьшения степени метаморфизма и омоложения базит-гранитоидной ассоциации пород; глубинные морфологические и скоростные неоднородности, могут быть описаны моделью реологически стратифицированной и тектонически расслоенной литосферы [15] или плавления "корового языка" [45], которая реализовывалась в режиме тектоники плюмов. Модель транспорта верхнекоревой сиалической пластины на "спине" частично расплавленного нижнекорового базитового слоя демонстрирует одну из особенностей архейской тектоники "мягких плит" при аккреции овоидных сиалических террейнов (нуклеаров). В результате этого в позднем архее и был сформирован крупный континентальный массив, или Анабаро-Виллюйский супертеррейн, состоящий из системы разновозрастных сиалических ядер (террейнов), "сшитых" Хатангским роем мафических даек. По отношению к этому гетерогенному континентальному массиву Алдано-Становой нуклеар с раннеархейским роем мафических даек и позднеархейскими гранит-зеленокаменными поясами может рассматриваться как совсем чужеродный террейн, что и подтверждается палеогеографическими реконструкциями [54].

Как следствие процессов формирования Хатангского роя мафических даек в крупной системе сдвигов в ходе аккреции разнородных сиалических ядер выдвигается версия о возможной реализации в нижнекоровом слое условий избыточного тектонического давления и термофлюидного режима, благоприятных для образования эклогитов и других высокобарических пород. Эти породы, благодаря своей высокой плотности, отлагались в придонной части глубинного тектонического потока, дискретно продвигавшегося от центра мантийного плюма в сторону его периферии со средней скоростью 6–10 км/млн. лет.

Таким образом, установленные особенности геологического строения и тектонической эволюции гигантских радиальных роев мафических даек архея Сибирской платформы позволяют рассматривать их в качестве индикаторов некоторых процессов, свойственных плюм-тектоническому режиму, господствовавшему на ранней стадии развития Земли.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ. Проект № 01-05-64268.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

1. Бибикина Е.В., Грачева Т.В., Другова Г.М. и др. U–Pb возраст гранулитов курультинского комплекса (Алданский щит) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. С. 949–952.
2. Вишневецкий А.Н. Метаморфические комплексы Анабарского кристаллического щита. Л.: Недра, 1978. 213 с.
3. Глуховский М.З. Геологическая эволюция фундамента древних платформ (нуклеарная концепция). М.: Наука, 1990. 215 с.
4. Глуховский М.З., Моралев В.М. Тектоника плюмов раннего докембрия на примере эволюции Суннагинского эндербитового купола (Алданский щит) // Геотектоника. 1996. № 6. С. 81–93.
5. Глуховский М.З., Моралев В.М. Тектоническое значение барьерной геохимической метки древней континентальной коры // Геотектоника. 1997. № 5. С. 3–17.
6. Глуховский М.З., Моралев В.М. Гонамский эндербитовый купол Алданского щита – реконструкция тектонической эволюции // Геотектоника. 2001. № 5. С. 10–25.
7. Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И. Горный пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 6. С. 3–15.
8. Глуховский М.З., Моралев В.М., Суханов М.К. Тектоническое положение раннепротерозойских анортозитов и гранитоидов Алданского щита и зональность процессов термотектогенеза // Геотектоника. 1993. № 3. С. 69–81.
9. Другова Г.М., Верхало-Узкий В.Н., Бережная Н.Г., Морозов Н.Е. Мафические дайки "гранулитового" типа в докембрии Алданского щита и их петрогенетическое значение // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 2. С. 455–459.
10. Злобин В.Л., Журавлев Д.З., Розен О.М. Sm-Nd модельный возраст метакристаллическо-гнейсовой формации Анабарского гранулитового комплекса западной части Анабарского щита, Полярная Сибирь // Докл. РАН. 1999. Т. 368. № 1. С. 95–98.
11. Карта аномального магнитного поля (ΔТ)а России, сопредельных государств (в границах бывшего СССР) и прилегающих акваторий. Эпоха 1964, 5 г. Масштаб 1 : 5000000. Гл. ред. Т.П. Литвинова. Санкт-Петербург. Картфабрика ВСЕГЕИ, 2000.
12. Карта аномального магнитного поля (ΔТ)а территории СССР (континентальная часть и некоторые прилегающие территории). Масштаб 1 : 2500000. 1974 / Отв. ред. З.А. Макарова. М.: Изд-во ВНИО "Аэрогеология", 1977.
13. Когарко Л.Н., Соловьева Л.В., Семенова В.Г. и др. Состав верхней мантии южного обрамления Алданского щита (Токинский Становик) // Геохимия. 1987. № 12. С. 1722–1730.
14. Леонов М.Г. Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997. № 3. С. 3–20.
15. Лобковский Л.И. Геодинамика реологически стратифицированной и тектонически расслоенной ли-

- тосферы и концепция двухъярусной тектоники плит // Тектоническая расчлененность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 27–42.
16. Лутц Б.Г. Окаймленные купола серых гнейсов Анабарского массива и Алданского щита // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 2. С. 27–38.
 17. Миллер Ю.В. Послойное и субпослойное течение пород и его роль в структурообразовании // Геотектоника. 1982. № 6. С. 88–96.
 18. Минц М.В. Параметры состояния литосферы и тектоника плит в архее // Геотектоника. 1999. № 6. С. 45–58.
 19. Моралев В.М., Глуховский М.З. Архейская и раннепротерозойская тектоника // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 50–90.
 20. Морозова И.М., Другова Г.М., Богомолов Е.С. и др. Изотопно-геохронологические доказательства раннедокембрийской истории Алдано-Олекминского региона // Изотопная геология и геохронология. М.: Наука, 1990. С. 7–22.
 21. Неймарк Л.М., Немчин А.А., Розен О.М. и др. Sm-Nd изотопные системы в нижнекоровых ксенолитах из кимберлитов Якутии // Докл. РАН. 1992. Т. 327. № 3. С. 374–378.
 22. Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Бойд Ф.Р. и др. Мегакристаллические пироповые перидотиты в литосфере Сибирской платформы: минералогия, геохимические особенности и проблема происхождения // Геология и геофизика. 1993. № 1. С. 71–84.
 23. Розен О.М., Андреев В.П., Белов А.Н. и др. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. М.: Наука, 1988. 253 с.
 24. Розен О.М., Бибикина Е.В., Журавлев Д.З. Ранняя кора Анабарского щита, возраст и модели формирования // Ранняя кора: ее состав и возраст. М.: Наука, 1991. С. 199–224.
 25. Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К., Бибикина Е.В., Злобин В.Л. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 163–180.
 26. Розен О.М., Серенко В.П., Специус З.В. и др. Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре Сибирского кратона, особенности состава верхней и нижней коры // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 1. С. 3–26.
 27. Розен О.М., Сычкина О.Ф. Дайки субщелочных метабазитов в архейском гранулитовом комплексе Анабарского щита // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 1. С. 192–196.
 28. Серенко В.П., Специус З.В. Петрохимическая модель земной коры в области проявления кимберлитового магматизма Якутии // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 2. С. 471–476.
 29. Смелов А.П., Ковач В.П., Габьшев В.Д. и др. Тектоническое строение и возраст фундамента восточной части Северо-Азиатского кратона // Отечество. геология. 1998. № 6. С. 6–10.
 30. Смелов А.П., Ковач В.П., Котов А.Б. Строение фундамента восточной части Сибирской платформы и первые результаты Nd изотопной систематики коровых пород // Геологическое строение и полезные ископаемые Республики Саха (Якутия). Мат. конференции. Якутск: Институт геол. наук СО РАН, 1997. С. 6–8.
 31. Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В. и др. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск: Наука, 1994. 256 с.
 32. Соловьева Л.В., Горнова М.А., Ложкин В.И. Редкие земли в ксенолитах пироксенитов, эколгитов и базитовых гранулитов из кимберлитовых трубок “Удачная” и “Обнаженная”, Якутия // Докл. РАН. 2000. Т. 373. № 4. С. 532–535.
 33. Спиридонов В.Г., Карпенко С.Ф., Ляликов А.В. Sm-Nd возраст и геохимия гранулитов центральной части Анабарского щита // Геохимия. 1993. № 10. С. 1412–1427.
 34. Суворов В.Д., Юрин Ю.А., Тимшишин К.В. и др. Структура и эволюция земной коры и верхов мантии в Якутской кимберлитовой провинции по сейсмическим данным // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 2. С. 486–493.
 35. Чиков Б.М. Сдвиговое и стресс-структурообразование в литосфере: разновидности, механизмы, условия (обзор проблемы) // Геология и геофизика. 1992. № 9. С. 3–39.
 36. Шемякин В.М., Глебовицкий В.А., Бережная Н.Г. и др. О возрасте древнейших образований Сутамского блока (Алданский гранулитогнейсовый ареал) // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 4. С. 526–529.
 37. Щеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Наука, 1985. 324 с.
 38. Agashev A.M., Watanabe T., Kuligin S.S. et al. Sr-Nd isotopes in the garnet-pyroxenite xenoliths from Siberian kimberlites: a new insight into lithospheric mantle // Seventh Intern. kimberlite Conf. Cape Town. April. 1998. P. 11–13.
 39. Arth V.G. Some trace element in trondhjemites—their implication to magma genesis and paleotectonic setting // Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Amsterdam: Elsevier, 1979. P. 123–132.
 40. 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 Intern. Kimberlite Conf. Cape Town. April. 1998. P. 52–54.
 41. Bulanova G.P., Shelkov D. Nature of eclogitic diamonds from Yakutia kimberlites: evidence from isotopic composition and sulphide inclusion chemistry // Seventh Intern. Kimberlite Conf. Cape Town. April. 1998. P. 116–118.
 42. Chadwick B. Field Relations, Petrography and Geochemistry of Archean Amphibolite Dykes and Malene supracrustal Amphibolites, Northwest Buksfejorden, Southern West Greenland // Precam. Res. 1981. Vol. 14. № 3–4. P. 221–259.
 43. Condie K.C. Archean Greenstone Belts. Amsterdam: Elsevier, 1979. 234 p.
 44. Cook F.A., Turcotte D.L. Parameterized convection and the thermal evolution of the Earth // Tectonophysics. 1981. Vol. 75. № 1–2. P. 1–17.
 45. Duchesne J.C., Liégeois H.P., Vander Auwera J., Longhi J. The crustal tongue melting model and the origin of massive anorthosites // Terra Nova. 1999. № 11. P. 100–105.

46. Ernst R.E., Grosfisty E.B., Mege D. Giant Dike Swarms: Earth, Venus and Mars // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2001. Vol. 29. P. 489–534.
47. Faure G. Principles of Isotope Geology, 2nd Edition. N.Y.: J. Wiley and Sons, 1986. 608 p.
48. Gill R.C.O., Bridgwater D. Early Archaean basic magmatism in West Greenland: the geochemistry of the Ameralik dykes // *Journ. Petrol.* 1979. Vol. 20. Pt. 4. P. 695–726.
49. Glukhovskiy M.Z., Moralev V.M. Archean Metabasites of the Sunnagin Dome, Aldan Shield: Petrochemistry and Origin // *Intern. Geol. Rev.* 1994. Vol. 35. № 8. P. 739–757.
50. Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Is the continental Moho the crust–muntle boundary? // *Geology.* 1987. Vol. 15. № 3. P. 241–244.
51. Head J.W., Grumpler L.S. Venus geology and tectonics. Hot Spot and crustal spreading models and questions for Magellan mission // *Nature.* 1990. Vol. 306. P. 525–533.
52. Jacob D.E., Foley S.F. Evidence for Archean ocean crust with low high field strength element signature from diamondiferous eclogite xenoliths // *Lithos.* 1999. Vol. 48. P. 317–336.
53. Kerr R. The continental plates are getting thicker // *Science.* 1986. Vol. 232. № 4753. P. 933–934.
54. Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Cogne J.-P. Palaeomagnetic study of Vendian and Early Cambrian rocks of South Siberia and Central Mongolia: was the Siberian platform assembled at this time // *Precam. Res.* 2001. Vol. 110. № 1–2. P. 61–92.
55. McGregor J.D., Carter J.L. The chemistry of clinopyroxenes and garnets of eclogite and peridotite xenoliths from the Robert Victor Mine, South Africa // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1970. № 3. P. 391–397.
56. McGregor J.D., Manton W.I. Roberts Victor Eclogites: Ancient Oceanic Crust // *Jorn. of Geoph. Res.* 1986. Vol. 91. № B 14. P. 14.063–14.079.
57. McKenzie D., McKenzie J.M. Dike Emplacement on Venus and on Earth // *Journ. of the Geoph. Res.* 1992. Vol. 97. 3 E IO. P. 15977–15990.
58. 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.
59. Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadagaard H., Smelov A.P. The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the Mid-Proterozoic // *Precam. Res.* 1992. Vol. 54. № 2–4. P. 195–210.
60. Pearson D.G., Shirey S.B., Bulanova G.P. et al. Re-Os isotope measurements of single sulfide inclusion in Siberian diamond and its nitrogen aggregation systematics // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1999. Vol. 63. № 5. P. 703–711.
61. Pearson D.G., Shirey S.B., Carlson R.W., Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Shimizu N. Re-Os, Sm-Nd and Rb-Sr isotope evidence for Archean Lithospheric mantle beneath the Siberian craton modified by multistage metasomatism // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. Vol. 59. № 5. P. 959–977.
62. 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 Archaean tectonics // *Nature.* 1995. Vol. 374. № 6524. P. 711–713.
63. Phillips R.J., Grimm R.E., Malin M.C. Hot spot evolution and Global Tectonics of Venus // *Science.* 1991. Vol. 252. № 5006. P. 651–658.
64. Richardson S.H. Latter-day origin of diamonds of eclogitic paragenesis // *Nature.* 1986. Vol. 322. № 6080. P. 623–626.
65. Snyder G.A., Taylor L.A., Beard B.L. et al. The diamond-bearing Mir eclogites, Yakutia: Nd and Sr isotopic evidence for continental crustal input in an Archaean oceanic environment // *Seventh Intern. Kimberlite Conf. Cape Town.* 1998. P. 826–828.
66. Tarling D.H. Lithosphere evolution and changing tectonic regimes // *Journ. Geol. Soc.* 1980. Vol. 137. № 4. P. 459–467.
67. Wittenberg A., Mengel K., Sobolev N.V. Kyanite-Eclogites from Siberia—Influenced by Kimberlitic Melt // *V.M. Goldschmid Conf.* 1996. Heidelberg, Germany. *Journ. of Conf. Abstr.* Vol. 1. Cambridge Publ., 1996. P. 681.

Рецензенты: В.И. Коваленко, В.Е. Хаин

Archean Mafic Dike Swarms as the Indicators of the Specific Features of the Early Earth's Plume Tectonic Regime (with Reference to the Siberian Craton)

M. Z. Glukhovskii and V. M. Moralev

Institute of the Lithosphere of Marginal Seas, Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 22, Moscow, 119108 Russia

Abstract—Two giant radial dike swarms, the Sunnagin of Early Archean and the Khatanga of Late Archean age, have been inferred to exist on the basis of geophysical, structural, and petrogeochemical data. Their relationship with igneous activity centers, which are derivative from mantle plumes as well as the enderbite domes that are structurally associated with these dike swarms, is demonstrated. Structural evolution models are proposed for the dike swarms of different tectonomagmatic systems, intranuclear (Sunnagin swarm) and the dikes that stitch up a group of nuclears into a single ancient superterrane (Khatanga swarm). Both systems are the indicators of endogenic processes characteristic of the early Earth's plume tectonic regime.

УДК 551.203+552.31(470.5)

ПЛАТИНОНОСНЫЙ ПОЯС УРАЛА И ТАГИЛЬСКАЯ ПАЛЕОДУГА: СООТНОШЕНИЯ МАГМАТИЗМА И ГЕОДИНАМИКИ

© 2003 г. Р. Г. Язева, В. В. Бочкарев

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, 620151, Почтовый пер., 7

Поступила в редакцию 24.05.2001 г.

Зональные дунит-клинопироксенит-габбровые массивы Платиноносного пояса Урала залегают автотонно в пределах аккреционной призмы ордовикско-силурийской островодужной системы. Становление массивов происходило над палеозоной субдукции, но вне ее главного магматического пояса (барьерной зоны). Судя по данным изотопных датировок, формирование их могло быть неодновременным и в разных сегментах Тагильской палеодуги приходилось на юную или развитую стадии ее эволюции. По геохимическим признакам наиболее распространенные малокальциевые субофитовые габбро-нориты и амфибол-пироксеновые габбро совмещают черты самых примитивных островодужных толеитов (Zr, Hf, U, Th, LREE), толеитов рифтовых зон на активных континентальных окраинах (P_2O_5 , TiO_2) и редких адакитовых магм (Al_2O_3 , Sr, Y). Требованиям к эффузивным комагматам габброидов Платиноносного пояса (единство времени, пространства и химизма) не удовлетворяют породы ни одной из вулканических формаций, слагающих Тагильскую палеодугу. Сходные парагенетические ассоциации дунитов и клинопироксенитов, габбро-норитов и адакитовых гранитоидов, океанических толеитов и палингенных риолитов присутствуют в аккреционных призмах на тихоокеанском побережье Алеутских островов, Аляски, Калифорнии, Японии и т.д. Предполагаемый механизм формирования цепи базит-гипербазитовых массивов Платиноносного пояса связывается с субдукцией сейсмичного хребта (зоны активного спрединга), т.е. с функционированием “окна в плите” под аккреционной призмой и основанием мантийного клина, на фронте палеодуги. Аномальная обстановка высокого теплового потока, невозможность свободного раздвига при появлении кровли над зоной спрединга и продолжающийся астеносферный апвеллинг способны создать условия для принудительного выдавливания пластичного мантийного вещества в новообразованную кору преддужья (“горячая тектоника”), для локального плавления гидратированной океанической плиты и осадков аккреционной призмы, для фракционирования и гибридизма гетерогенных магм. Линейный характер цепи массивов и асинхронность их внедрения объясняется прерывистым скольжением тройной точки желоб-сейсмичный хребет-желоб вдоль конвергентной границы. При обычной субдукции холодной, литифицированной океанической литосферной плиты (для Урала – девонская активная окраина) подобный аномальный магматизм в преддужье отсутствует.

ВВЕДЕНИЕ

Платиноносный пояс Урала (цепь зональных габбро-гипербазитовых массивов, протяженностью около 1000 км) привлекает внимание исследователей уже около 100 лет. Интерес к слагающей его дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации заметно возрос в последние годы, во многом благодаря появлению современных аналитических данных, на основе которых детально рассмотрены минералогия, геохимия главных породных комплексов и P-T условия их формирования [6, 12, 18, 21, 24, 26, 29]. Несмотря на возросший поток информации о вещественном составе дунитов, клинопироксенитов и широкого спектра габброидов, спорных вопросов их генезиса остается немало. К числу дискуссионных проблем по-прежнему относятся геодинамический режим становления протяженной цепи массивов и характер их пространственно-генетических связей с магматическими породами Тагильской островодужной системы. Часть ведущих исследователей-петро-

логов считает габбро и гипербазиты пояса континентальными рифтогенными образованиями, производными континентальных толеитовых магм [8, 24, 26], другая часть доказывает их принадлежность (частично или полностью) к надсубдукционным, островодужным сериям [6, 11, 29].

Цепь массивов Платиноносной ассоциации расположена в восточном висячем боку Главного Уральского разлома, разделяющего комплексы пассивной окраины и допалеозойские сиалические блоки (на западе) и Тагильский сегмент ордовикско-силурийской островодужной системы на востоке (рис. 1). “Граничная” геологическая позиция объективно создает некоторую неопределенность ее трактовки. Сторонники континентальной рифтогенной природы пояса считают, что сближение цепи его массивов и островной палеодуги произошло после их формирования, при коллизионных процессах. Вопросы комагматизма интрузивных пород ассоциации с островодужными вулканитами в такой интерпретации не воз-

никают. Сторонники надсубдукционной природы дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации допускают возможность ее комагматизма с вулканическими породами Тагильской островодужной системы, но в качестве родственных называются

такие разные серии, как островодужная толеитовая [11], калиевая известково-щелочная [7, 29] и К-Na субщелочная [18].

Не претендуя на решение петрологических проблем дунит-клинопироксенитового и габброидного комплексов Платиноносной ассоциации, мы полагаем, что часть спорных вопросов может быть решена, если проанализировать, насколько ее субофитовые габброиды (габбро-нориты, пироксен-амфиболовые габбро), интрузивная природа которых признается большинством исследователей, и гранитоиды вписываются в формационный ряд вулканических пород зрелой Тагильской палеодуги в качестве возможных комагматизма и каково их место в структуре и геодинамической истории данной надсубдукционной системы.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МАССИВОВ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА В НАДСУБДУКЦИОННОЙ СИСТЕМЕ РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ

Формационный ряд вулканических пород Тагильского сегмента ордовикско-силурийской островодужной системы Урала включает, как известно, кабанский бимодальный комплекс с островодужными толеитами позднего ордовика (или его аналоги – кировградский, валенторский, шемурский и др.), павдинский андезит-дацитовый комплекс лландовери – раннего венлока (К-Na известково-щелочная формация), именовский базальт-андезито-базальтовый комплекс позднего венлока – лудлова (калиевая известково-щелочная формация), гороблагодатский шошонит-базальтовый комплекс позднего лудлова – пржидолия и туринский шошонит-латитовый комплекс пржидолия – лохкова. Первые два комплекса отвечают юной стадии эволюции палеодуги, именовский – развитой, гороблагодатский и туринский шошонитсодержащие – зрелой стадии ее развития [15, 31]. Каждая из перечисленных формаций сопровождалась гипабиссальными ин-

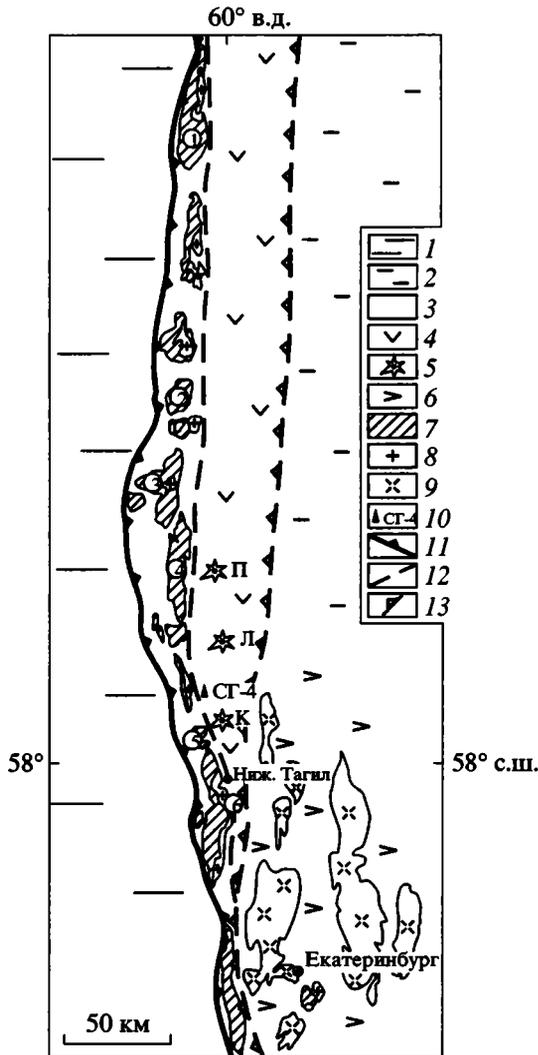


Рис. 1. Схема расположения массивов Платиноносного пояса в палеоструктуре Тагильского сегмента ордовикско-силурийской островной дуги

1 – рифейско-нижнеордовикские комплексы центральноуральских микроконтинентов и осадочные отложения пассивной окраины палеозойского океана; 2 – раздробленный край казахстанид под отложениями раннекаменноугольного краевого пояса и мезо-кайнозойскими осадками Западно-Сибирской низменности; 3 – аккреционная призма ордовикско-силурийской островодужной системы: пара- и ортосланцы, фтаниты, кремни, аргиллит-песчаники и туффиты, амфиболиты по толеитам MORB- и IA-типов, серпентинитовый меланж, габбро и гарибургиты Салатимского пояса; 4 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы островной дуги, толеитовые (O_2), известково-щелочные (S_{1l-v} , S_{1v-S_2ld}) и калиевые субщелочные (S_{2ld-p} , S_{2p-D_2l}); 5 – упоминающиеся в тексте интрузивно-вулканические центры барьерной зоны: К – Кушвинский, Л – Липовско-Калугинский, П – Павдинский; 6 – Салдинско-Мурзинский и Зауральский микроконтиненты под ретрошарьяжами девонских островодужных комплексов; 7 – дуниты, клинопироксениты и габброиды Платиноносного пояса, в том числе упоминающиеся в тексте массивы (цифры в кружках): 1 – Чистопский, 2 – Кумбинский, 3 – Кытлымский, 4 – Павдинский, 5 – Волковский, 6 – Нижнетагильский; 8 – гранитоиды Платиноносного пояса; 9 – гранитоиды окраинно-континентального пояса S_1-P_1 (тоналит-гранодиоритовая формация); 10 – местоположение Уральской сверхглубокой скважины СТ-4; 11 – Главный Уральский разлом (надвиг), ограничивающий аккреционную призму палеодуги на западе; 12 – Западно-Тагильская система сдвига-надвигов – сатура фронтального бассейна в структуре палеодуги; 13 – Серовско-Маукский разлом (надвиг) – сатура тылового бассейна ордовикско-силурийской островодужной системы

трузивными комагматами, локализованными в единых центрах с околожерловыми эффузивными фациями: Павдинском, Липовско-Калугинском, Кушвинском и других, которые являются реликтами барьерной зоны палеодуги (см. рис. 1).

Накопление полного ряда толеитовых, известково-щелочных и субщелочных вулканических пород произошло геологически быстро, за 30–35 млн. лет (как в современных Фиджийской и Малой Антилльской дугах), и связывается с низкоскоростной субдукцией юной, еще не остывшей океанической литосферы [32]. Считается установленным, что первые продукты океанического спрединга появились в конце раннего ордовика (в арениге), в среднем и позднем ордовике [9, 19], а режим активной окраины и палеодуга возникли в позднем ордовике–раннем силуре (ашгилий–лландовери), т.е. вскоре после начала спрединга, и существовали одновременно с ним.

Массивы Платиноносного пояса, по геологическим данным, формировались в послеордовикское время, так как ороговикованные и амфиболитизированные островодужные толеиты (дайки, лавы – аналоги кабанского комплекса) присутствуют в термальном ореоле, окружающем массивы. Их верхняя возрастная граница на юге Тагильской мегазоны определяется поздним силуром, временем внедрения плагиогранитоидов – комагматов павдинского андезито-дацитового комплекса [30], хотя интрузивный характер соотношений островодужных гранитоидов с габброидами Платиноносного пояса, судя по наблюдениям в более северных разрезах Тагильского сегмента палеодуги (Павдинском, Кушвинском), вызывает сомнения. Вполне вероятно, что их сближение произошло при более позднем тектоническом скупивании, так как гранитоиды вблизи контакта разгнейсованы и милонитизированы.

Данные абсолютной геохронологии немногочисленны, но они могут свидетельствовать о скользящем возрасте становления массивов. Изохронные датировки габбро-норитов Кумбинского массива по монофракциям отвечают интервалу 428 ± 15 млн. лет, возраст флогопитов из роговиков вокруг Кытлымского массива определен в 424 ± 3 млн. лет, а для габбро более северного Чистопского массива – 419 ± 12 млн. лет [23, 33]. Из этого следует, что изохронный возраст кумбинских габбро и кытлымских роговиков соответствует пику проявления павдинского андезито-дацитового вулканизма юной дуги и времени накопления его удаленных фаций – “флишоидной толщи”, которая в разрезе Уральской сверхглубокой скважины (СГ-4) датирована конодонтами как граница лландовери–венлока [10]. Абсолютный возраст чистопских габбро может соответствовать более высокому стратиграфическому уровню – середине лудлова, т.е. границе именновского ан-

дезито-базальтового и гороблагодатского базальт-шошонитового комплексов (началу зрелой стадии развития палеодуги). С учетом погрешностей изотопного анализа можно предполагать, что формирование массивов Платиноносного пояса было неодновременным и происходило как на юной, так и на развитой стадии эволюции палеодуги, а вывод о возрастной корреляции габброидов с базальтами именновского комплекса [9, 29] справедлив лишь для частного случая.

Рассматривая пространственно-временные отношения массивов Платиноносного пояса и распространенных поблизости продуктов проявления континентального рифтогенеза, необходимо напомнить, что жильные и эффузивные континентальные толеиты (колпаковский, саранхапнерский, польинский комплексы и их аналоги), примыкающие с запада к Главному Уральскому разлому, датированы ранним ордовиком [17, 20], т.е. их возрастной разрыв со временем становления габбро слишком велик для комагматов.

В мегаструктуре Тагильской палеодуги, в системе желоб–аккреционная призма–фронтальный бассейн–барьерная зона–задуговой бассейн–форланд геологическим окружением массивов Платиноносного пояса являются породы аккреционной призмы. Для островодужных систем с низкими скоростями субдукции, к которым мы относим и Тагильскую палеодугу, аккреционная призма – это очень удаленное преддужье, так как новообразованная океаническая плита при поддвиге долго сохраняет “плаучесть”, т.е. пологий наклон. Магматический пояс в подобных ситуациях отделен от желоба фронтальным бассейном и обширным аккреционным комплексом (до 150 км шириной) [48].

Судя по современным островодужным системам, для состава аккреционных призм характерно чередование тонких тектонических пластин, чешуй, клиньев абиссальных осадков (кремней, фтанитов), сорванных с погружающейся океанической плиты, островодужных турбидитов удаленных фаций и фрагментов 2-го и 3-го слоев океанической литосферы (толеитов MORB-типа, офиолитовых габброидов и гарцбургитов), особенно многочисленных при малой мощности первого слоя. Аккреционная призма пассивно приподнимается снизу за счет поддвига клиньев более молодого возраста, в результате чего в ней формируется обратная тектоническая стратификация. Этот же механизм способствует эксгумации глубинных метаморфических пород – продуктов субдукционного процесса (глаукофановых сланцев, гранатовых амфиболитов и т.д.) [41].

Цепь массивов Платиноносного пояса сконцентрирована в пределах протяженного блока, имеющего тектонические ограничения: относительно пологий Главный Уральский разлом на за-

паде и субвертикальный Западно-Тагильский (Кабанский) разлом на востоке (см. рис. 1). Ширина этого клиновидного блока в современной структуре Уральского орогена колеблется от первых сотен метров до 30–40 км, и она, безусловно, уменьшена за счет эрозии. В нижней его части, в тысячем боку наклоненного к востоку Главного Уральского разлома, расположена выдержанная по простиранию полоса (толща) тонколистоватых серицит-хлоритовых и глаукофансодержащих сланцев, кварцитосланцев по кремнистым, углеродисто-кремнистым осадкам, фтанитам, кварцевым алевритопесчаникам шириной до 4 км. Возраст литологически однотипных пород в разных пластинах толщи, по данным Г.А. Петрова и В.Н. Пучкова [17], отвечает среднему–позднему ордовику и раннему девону (ложкову). Парасланцы, названные этими авторами “зоной смятия Главного надвига”, вмещают чешуи серпентинитового меланжа и офиолиты Салатимского пояса. Восточнее и выше по разрезу, непосредственно в обрамлении массивов Платиноносной ассоциации, преобладают пластины амфиболитизированных толеитов MORB-типа, островодужных толеитов (преимущественно в дайково-силловой фации), амфиболитизированных офиолитовых габброидов. В редких фтанитах и кремнях по конодонтам установлен средне-позднеордовикский возраст аккретированных эффузивов и абиссальных осадков. На юге Тагильского сегмента палеодуги и на широте СГ-4 эти породы объединены в выйскую и мариинскую свиты, севернее, в районе Чистопского массива и далее на Приполярном и Полярном Урале, – в лагортинский комплекс, нижне- и верхнешемурскую, грубешорскую свиты [17, 19]. Продукты океанического и островодужного толеитового магматизма, высоко- и низкотитанистые, соответственно, многократно чередуются как вкрест простирания блока, так и в разных генерациях даек, но в целом объем островодужных разностей, аналогичных по составу и возрасту породам кабанского комплекса, начинающим формационный ряд вулканитов Тагильского сегмента палеодуги, нарастает на восток, по направлению к магматическому поясу барьерной зоны.

Фрагменты барьерной зоны, сохранившиеся в осевой части Тагильского сегмента палеодуги, и клиновидный блок пара- и ортосланцев, вмещающий цепь массивов Платиноносного пояса (аккреционная призма), разделены выходами островодужных толеитовых лав с прослоями кремней позднего ордовика (колчеданосный бимодальный кабанский комплекс и его аналоги) и перекрывающей их “флишоидной толщи”. Эта толща, сложенная тонкообломочными турбидитами, кремнями, фтанитами, риолитовой пирокластикой и туффидами, включает лишь единичные лавовые потоки андезитов и андезибазальтов и синхронна с околосреднеордовикскими эффузивами павдинского ком-

плекса (граница лландовери и венлока), представляя его удаленные фации. Мощность флишоидной толщи, по данным СГ-4, превышает 2 км [27]. Накопление подобных довольно глубоководных, но мощных осадков заставляет предполагать значительные размеры фронтального бассейна, что является характерной чертой низкоскоростных островодужных систем [48]. По всей вероятности, изначально горизонтальное расстояние между полосой массивов Платиноносного пояса и магматическими породами барьерной зоны палеодуги было достаточно большим. В аналогичной ситуации (восточные Алеуты и Юго-Восточная Аляска) прослеженная на расстоянии 350 миль цепь массивов дунит-клинопироксенит-габбровой формации, сходной с уральской [21, 29, 40, 50], локализована в аккреционной призме в 50 км от активного желоба, тогда как главный пояс андезитовых и андезибазальтовых вулканов отделен от желоба амагматичным интервалом преддужья шириной более 300 км [34, 43].

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГАББРОИДОВ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА И БАЗАЛЬТОИДОВ ТАГИЛЬСКОЙ ПАЛЕОДУГИ

Проблема комагматизма интрузивных образований и вулканических пород не решается без сравнительного анализа их химического состава, а в данном случае – без сопоставления особенностей химизма интрузивных габброидов Платиноносного пояса и разнообразных базальтоидов, входящих в состав аккреционной призмы (рамы массивов) и в островодужный ряд формаций, от толеитовой до калиевой субщелочной. Для геохимической характеристики габброидов были использованы новейшие опубликованные данные [18, 21, 24, 26, 29]. Химизм базальтов ордовикско-силурийской островной дуги охарактеризован на основе авторских материалов [3, 31], которые были дополнены за счет обширной аналитической базы, полученной при изучении керна СГ-4 и околосреднеордовикского пространства [5, 15, 16, 22].

Состав габбро-норитов, несмотря на отмечаемую многими исследователями структурную однородность, в разных массивах и разных участках одного массива варьирует в довольно широких пределах от малокалиевых разностей, наиболее распространенных в Чистопском, Нижнетагильском и других массивах, до нормально калиевых (Кумбинский) и К-Na субщелочных (Волковский, юго-западная часть Чистопского, юг Нижнетагильского массива). Для всех габбро-норитов характерно низкое содержание кремнезема (40–49%), высокая железистость ($FeO/MgO > 2$), высокое содержание глинозема (18–21%) и стронция (500–1500 г/т).

На диаграмме А. Миясиро [46] (рис. 2) видно, что в эволюции состава габброидов четко прояв-

лена толеитовая тенденция, т.е. рост железо-магниевого отношения с увеличением содержания кремнезема. Тренд состава габбро-норитов близок к тренду N-T-MORB толеитов выйского, марийского комплексов (O_2) и их аналогов, но существенно отличается от тренда островодужных толеитов кабанского и других бимодальных позднеордовикских серий, обладающих более низким уровнем железистости при равном содержании кремнезема.

По соотношению титана и фосфора, позволяющему отличать надсубдукционные магматические породы от внутриплитных и рифтогенных (океанических, континентальных), тренд состава габброидов Платиноносного пояса расположен в поле надсубдукционных образований (рис. 3), но, в отличие от известково-щелочных и калиевых субщелочных серий (павдинский, именновский, туринский комплексы), габброиды богаче титаном, а содержание P_2O_5 в них может превышать 1.5% (волковский тип габбро). Эти черты сближают их с надсубдукционными магматитами зон растяжения на активных окраинах (провинция Бассейнов и Хребтов на западе США и Мексики), в том числе и уральскими, представителями которых могут служить раннекаменноугольный березовский комплекс континентальных толеитов на Южном Урале и среднедевонская гавайит-муджиритовая серия люльинского комплекса – на Приполярном [3].

Известная диаграмма Дж. Пирса (Ti-Zr) [47] преследует ту же цель – диагностику надсубдукционных и рифтогенных (океанических) вулканитов (рис. 4). На ней наглядно разделяются тренд нарастающей титанистости, объединяющий островодужные, океанические и континентальные толеиты (кабанский, выйский, саранхапнерский комплексы, соответственно), и изотитанистый тренд известково-щелочных, субщелочных собственно островодужных серий (павдинский, именновский, туринский комплексы). Состав габбро-норитов и амфибол-пироксеновых габбро Платиноносного пояса в этих координатах (см. рис. 4) со всей очевидностью отличен от состава базальтов, образовавшихся на развитой и зрелой стадиях эволюции Тагильской палеодуги. Низкое содержание циркония в габбро, составляющее в среднем 20–25 г/т, соответствует самым примитивным островодужным толеитам, т.е. выплавкам из максимально деплетированного источника, но тенденция к накоплению титана в наиболее железистых и обогащенных фосфором разностях сближает габброиды с океаническими толеитами. Столь же anomalно низкими являются в них содержания гафния (0.5–0.9 г/т в габбро против 2.3–3.5 в базальтах именновского комплекса), урана (0.01–0.05 г/т против 1.3) и тория (0.01–0.14 г/т против 3), близкие к концентрациям в самых деплетированных островодужных толеитах. Низкое содержа-

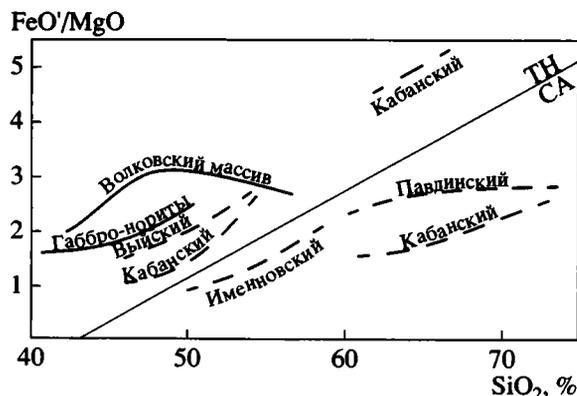


Рис. 2. Диаграмма FeO/MgO–SiO₂ для габброидов Платиноносного пояса и вулканических комплексов Тагильской палеодуги

TH и CA – поля толеитовых и известково-щелочных серий соответственно [46]. Сплошными линиями показаны вариации состава габбро-норитов Кумбинского, Кытлымского [26] и Волковского [18] массивов; пунктирными – вулканитов Тагильской палеодуги и ее аккреционной призмы (выйский, кабанский, павдинский, именновский комплексы). В кабанском комплексе (O_3) часть умереннокислых эффузивов и базальтоидов имеют известково-щелочные характеристики

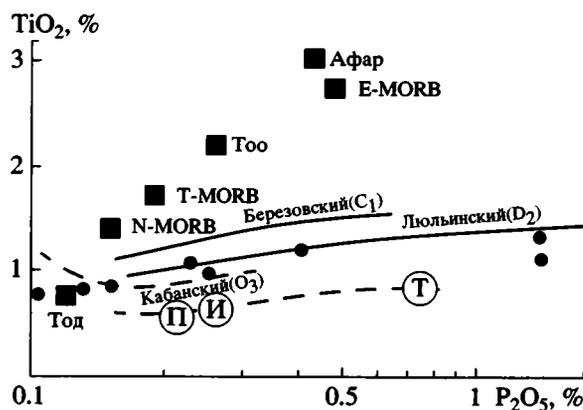


Рис. 3. Диаграмма TiO₂–P₂O₅ для базальтов различных геодинамических обстановок

Квадратами обозначены средние составы толеитов островных дуг (Тод) [14], срединно-океанических хребтов (N-MORB, T-MORB, E-MORB) [1], океанических островов (Тоо) [14] и обстановок, переходных от континентального рифтогенеза к океаническому спредингу (Афар) [2]. Сплошными линиями обозначены тренды состава базальтов из рифтогенных комплексов активной окраины: березовский (C_1) – синколлизонные (дуга-континент) толеиты, Южный Урал; люльинский (D_2) – гавайиты, муджириты зон растяжения в тылу девонского краевого пояса, Приполярный Урал [3]. Пунктирными линиями показаны тренды состава островодужных базальтоидов в структуре Тагильской палеодуги, в том числе: кабанского комплекса O_3 (островодужные толеиты), П – павдинского комплекса S_1I-v (K-Na известково-щелочные базальты), И – именновского комплекса S_1v-S_2Id (калиевые известково-щелочные базальты), Т – туринского субщелочного комплекса S_2p-D_1I (абсарокиты, шошониты). Залитыми кружками показан состав габбро-норитов и пироксен-амфиболовых габбро Платиноносного пояса Урала [18, 26]

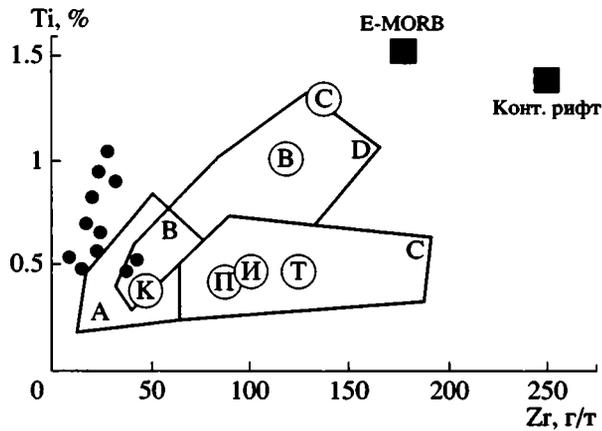


Рис. 4. Диаграмма Ti-Zr для базальтов различных геодинамических обстановок

Оконтурированы поля: А – низкокальциевых толеитов островных дуг, С – известково-щелочных и субщелочных базальтоидов островных дуг, D – океанических базальтов, В – поле перекрывающихся составов [47]. Квадратами показаны средние составы обогащенных толеитов срединно-океанических хребтов (E-MORB) [1] и толеитов континентальных рифтов (Конт. рифт) [14]. Буквами в кружках показаны средние составы базальтоидов Тагильской палеодуги и ее окружения, в том числе упоминающиеся в тексте: К – кабанский, П – павдинский, И – именновский, Т – туринский, В – выйский и маринский, С – саранхапнерский комплексы. Залитыми кружками показан состав габбро-норитов и пироксен-амфиболовых габбро Платиноносного пояса Урала [18, 26]

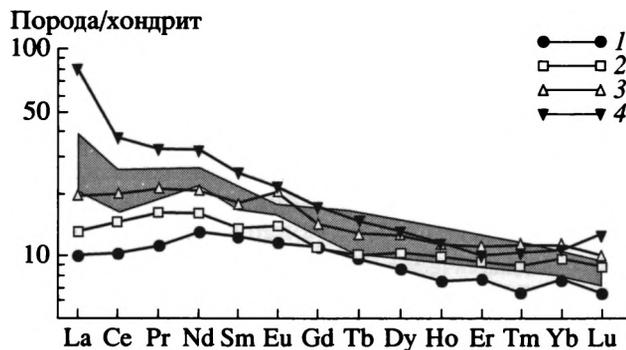


Рис. 5. Нормированное по хондриту содержание РЗЭ в габброидах Платиноносного пояса [26] и островодужных толеитах кабанского комплекса [15]

1 – габбро-норит Кытлымского массива; 2 – пироксен-амфиболовое габбро Нижнетагильского массива; 3 – амфиболовое габбро того же массива; 4 – биотитсодержащий габбро-норит Кумбинского массива. Заштриховано поле состава островодужных толеитов кабанского комплекса (O_3)

ние ниобия в габбро (0.5–10 г/т, в среднем – 3.5) свойственно всем надсубдукционным магматитам, в том числе и тагильским островодужным.

Многочисленные определения РЗЭ в габброидах Платиноносного пояса, во вмещающих их ам-

фиболитизированных метадиабазах аккреционной призмы [18, 26, 29] и в базальтах собственно островодужного разреза СГ-4 [5, 15, 16] подтверждают своеобразие химизма габброидов. Заметное обогащение LREE, которое явилось одним из главных аргументов при доказательстве комагматизма габбро-норитов и калиевых известково-щелочных базальтов именновского комплекса [9, 29], свойственно лишь довольно редким нормально калиевым ортоклаз- и биотитсодержащим разновидностям габбро Кумбинского, Волковского и других массивов. Сходное обогащение LREE свойственно, кстати, не только эффузивам именновского комплекса, но и субщелочным базальтоидам гороблагодатского и туринского комплексов, поэтому общее содержание и распределение РЗЭ в габбро и базальтоидах в данном случае не может являться однозначным доказательством их комагматизма. Наиболее распространенные малокальциевые габбро-нориты с низким общим содержанием щелочей обладают “плоскими” спектрами РЗЭ и близки к кабанским, т.е. островодужным толеитам юной стадии развития Тагильской палеодуги (рис. 5). Среди вмещающих массивы амфиболитизированных метадиабазов по данным РЗЭ уверенно выделяются серии даек и силлов, близких по химизму к MORB-типу, но более поздних в возрастном отношении, чем низкотитанистые островодужные толеиты и офиолитовые метагаббро [17, 26, 29].

Несмотря на сходство с примитивными толеитами по целому ряду геохимических характеристик, габбро-нориты и пироксен-амфиболовые габбро Платиноносного пояса не могут считаться их прямыми аналогами, являясь высокостронциевыми (за редкими исключениями) и высокоглиноземистыми породами. На диаграмме К. Конди [36] (рис. 6) точки их состава образуют дискретную группу, не совпадающую ни с полями океанических и островодужных толеитов ордовика Тагильской зоны, ни с полями известково-щелочных и субщелочных островодужных вулканических пород силура.

Сходные характеристики по рубидию и стронцию (вне стандартного ряда формаций), необычно высокие содержания глинозема и низкие – иттрия и иттербия в современных островных дугах имеют только адакиты – магнезиальные андезитодациты и гранитоиды, локализованные в преддуге, вне вулканического фронта. Формирование адакитовых магм, а также сопутствующих им габброидов и базальтов MORB-типа связывается со специфическими обстановками субдукции горячей океанической литосферы вблизи тройных точек желоб–сейсмичный хребет–желоб [37, 38, 43, 44]. В связи с этим необходимо отметить, что гранитоиды, ассоциирующие с габбро-норитами, как в зональных массивах пояса (Кытлымский, Кумбинский, Качканарский), так и в редких габ-

бро-анортозитовых мигматитах (юг Нижнетагильского массива), обладают всеми характерными чертами адакитов и резко отличны от обычных островодужных образований Западно- и Восточно-Тагильской зон. Гранитоиды Платиноносного пояса, так же, как и габброиды, подразделяются на практически бескальциевую и малокальциевую группы, но все являются высокостронциевыми (более 1000 г/т), обладают характерными для адакитов аномально низким содержанием Y (менее 10 г/т), Zr (менее 40 г/т) и высокой концентрацией глинозема (обычно $Al_2O_3 > 20\%$). По петрологическим оценкам, формирование их происходило в условиях высокого водного давления [30], что в совокупности с перечисленными характеристиками полностью соответствует особенностям адакитовых магм.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изложенные выше геологические данные позволяют заключить, что габброиды Платиноносного пояса (и дунит-клинопироксенитовые зональные массивы) внедрялись в аккреционную призму Тагильской палеодуги на юной и развитой стадиях ее эволюции. После них формировались, по-видимому, только калиевые субщелочные (шошонитовые) магматиты зрелой стадии. По геохимическим признакам габбро-нориты совмещают в себе черты примитивных островодужных толеитов (Zr, Hf, U, Th), толеитов активных континентальных окраин (P, Ti) и редких адакитовых магм (Al_2O_3 , Sr, Y). С неоднозначностью геологической позиции (формирование над зоной субдукции, но вне магматического пояса дуги) и специфичностью химизма габброидов (и всей Платиноносной ассоциации габбро-гипербазитов) объективно связана нерешенность проблемы о возможных эффузивных комагматах, связанных с габбро единством времени, места и химизма. Уверенный ответ отсутствует, несмотря на многолетнюю историю исследований этого уральского объекта.

Островодужные толеиты кабанского бимодального комплекса и предшествующие им океанические толеиты в пакетах выйской, мариинской "свит" и их аналогов присутствуют среди пород окружения массивов дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации, но они изливались в ордовике, т.е. являются более ранними образованиями, аккретированными и рассланцованными до внедрения габброидов. Несмотря на определенную общность их химизма (высокозарядные элементы, значительная часть спектров РЗЭ и т.д.), такие яркие черты, как высокие содержания стронция и глинозема в габбро и ассоциирующих с ними гранитоидах, не позволяют говорить о прямом их родстве с инициальными островодужными и предостроводужными (океаническими) базитовыми вулканитами.

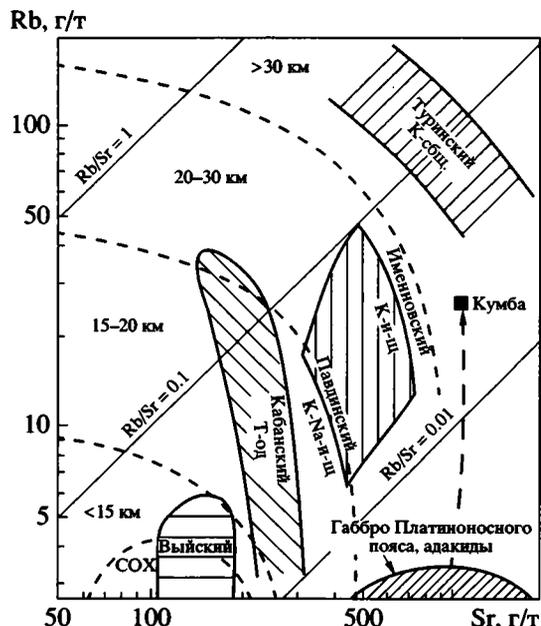


Рис. 6. Диаграмма Rb-Sr для габброидов Платиноносного пояса [18, 26] и вулканических комплексов Тагильской палеодуги

Цифрами в километрах обозначена эмпирическая мощность коры для современных вулканических серий [36], буквами показаны вулканические серии: калиевая субщелочная (К-сбщ), калиевая известково-щелочная (К-и-щ), К-На известково-щелочная (К-На-и-щ) и толеитовая островных дуг (Т-од)

Павдинский андезито-дацитовый комплекс (поздний лландовери-начало венлока) в своих стратотипических разрезах начинался с больших по объему масс кремнекислых эксплозий, сменявшихся андезитовым и гибридным андезито-дацитовым вулканизмом. Порфировые базальты в виде субвулканических даек и пирокластических толщ завершали его накопление [31]. Подобная антидромная тенденция не просматривается в образованиях Платиноносного пояса, несмотря на совпадение по времени формирования части массивов с павдинскими островодужными вулканитами.

Калиевые известково-щелочные базальты именовского комплекса (поздний венлок-лудлов) чаще других называются как возможные комагматы габбро-норитов Платиноносного пояса [7, 9, 28-30]. В числе доказательств приводятся данные о возрасте, о наличии ортоклаз- и биотит-содержащих разностей габбро, о сходстве спектров РЗЭ и составе пироксенов. Однако по возрасту часть габбро-норитов коррелируется с породами предшествующей андезито-дацитовой формации (с павдинским комплексом или флишоидной толщей района СГ-4). Спектры РЗЭ габбро чаще сходны с таковыми базальтов кабанского комплекса (O₃), т.е. островодужных толеитов (см. рис. 5). Обогащение LREE, отмеченное для кали-

евых габбро-норитов Кумбинского массива, имеют не только базальты именовского комплекса, но и калиевые базальтоиды гороблагодатского и туринского комплексов зрелой стадии эволюции Тагильской палеодуги [3, 15].

Доказательством комагматизма платиноносной ассоциации с породами именовского комплекса В.Р. Шмелев [28] считает однотипность эволюции состава клинопироксенов из “габброидных” пироксенов и из базальтов верхней части разреза СГ-4, описанных Л.В. Сазоновой с соавторами [25]. Однако лавы так называемой верхней толщи (интервал 0–430 м), с которыми идет сравнение, являются чужеродными для известково-щелочного именовского комплекса и в последних работах тех же авторов отнесены к рифтогенной постостроводужной толеитовой серии [15]. С нашей точки зрения, петрологически они близки толеитам березовского комплекса (С₁) на Южном Урале, которые связываются с пассивным рифтингом при коллизии островная дуга-континент [4]. Подтверждено вместе с тем, что состав клинопироксенов из пироксенов и габбро Тагильской группы массивов пояса сходен с составом клинопироксенов аляскинской дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации [28]. Сходство этих объектов по многим параметрам, в том числе и по минеральному составу, было отмечено еще в 60–70-х годах канадскими геологами Х. Тэйлором и Т. Ирвином [40, 50], которые ввели в употребление термин “урало-алаянский тип зональных гипербазитовых массивов” – своего рода генотип автохтонных базит-гипербазитовых образований аккреционной призм, противопоставляемый океаническим офиолитам (альпийно-типпной ассоциации), платформенным и расслоенным интрузиям [40, 49].

Известно, что по химизму интрузивные и комагматические им вулканические породы не являются полными аналогами. Породы интрузивных фаций, благодаря становлению в закрытых камерах, более дифференцированы, больше подвержены влиянию ассимиляционных процессов. Они в целом богаче кремнеземом, калием и другими литофильными элементами, чем эффузивные аналоги, хотя эти различия и не выходят за рамки индикаторных петрохимических серий – толеитовых, известково-щелочных, субщелочных и т.д. В случае с базальтами именовского комплекса и габбро Платиноносного пояса соотношения перечисленных компонентов прямо противоположны наблюдаемым в комагматах. Базальтоиды систематически богаче кремнеземом (51–54%), по сравнению с габбро (40–50% SiO₂), богаче щелочами (K, Na), Rb и LREE. Особенно показательны различия в концентрации U и Th (сотые доли г/т в габбро и 1.3–3.5 г/т в базальтах), а также Zr, Hf, Y, содержание которых в базальтах типичны для калиевых известково-щелочных серий развитых и

зрелых островных дуг, а в габброидах соответствуют самым примитивным островодужным толеитам. Требованиям к интрузивным комагматам базальтов именовского комплекса (единство времени, пространства и химизма) вполне удовлетворяют габбро, габбро-долериты, габбро-диориты и сиенитоиды северорудничного и других комплексов венлока-лудлова [13], залегающие в пределах сохранившихся фрагментов барьерной зоны Тагильской палеодуги.

Таким образом, габбро-нориты Платиноносного пояса являются специфическими интрузивными образованиями преддужья и не имеют эффузивных комагматов в известном формационном ряду магматитов Тагильской палеодуги.

Аналоги дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Платиноносного пояса, включая ассоциирующие с ними гранитоиды адакитового типа, а также часть субокеанических и островодужных толеитов в обрамлении массивов, в современных аккреционных призмах островных дуг связываются с субдукцией юной (менее 10 млн. лет) океанической литосферы и непосредственно сейсмичных хребтов, т.е. зон активного океанического спрединга [35, 37, 39, 42, 43, 45]. Предполагается, что естественным следствием погружения подобной зоны раздвига в желоб, под аккреционную призму, должна быть мощная термальная аномалия (ее действие сравнивают с эффектом “паяльной лампы”), а также – высокотемпературный метаморфизм амфиболитовой фации и частичное плавление как осадков аккреционной призм, так и базальтов гидратированной океанической литосферной плиты. Расходящееся “окно в плите”, заполняемое горячим астеносферным материалом и толеитовой магмой, судя по современным обстановкам, может существовать под аккреционной призмой и мантийным клином лишь на ограниченном расстоянии от желоба (до 80 км). На больших глубинах оно, по-видимому, теряет жесткие ограничения и термальный эффект снижается.

Механизм формирования базит-гипербазитовых адакитосодержащих ассоциаций урало-алаянского типа в аккреционных призмах, вблизи тройных точек желоб-зона спрединга-желоб можно представить следующим образом. Появление кровли над зоной спрединга жестко ограничивает возможности свободного раздвига океанической литосферы, но над восходящей ветвью мантийной конвективной ячейки продолжается подъем астеносферного материала. В такой аномальной ситуации появляются условия для выдавливания глубинного пластичного вещества на высокие уровни, в новообразованную кору преддужья (“горячая тектоника” в терминологии А.А. Ефимова [6]). В отличие от срединно-океанических хребтов, магмы из перекрытой зоны

раздвига не изливаются на океаническое дно, а образуют силлы и рои даек среди осадочных пород призм и аккрецированных офиолитов, находящихся в ней. Химизм исходной толеитовой магмы N-MORB- (или E-MORB) типа в условиях закрытой системы быстро эволюционирует за счет ее фракционирования, ассимиляционных процессов и гибридизма с анатектическими выплавками. Действительно, на тихоокеанском побережье Японии и Аляски в подобных ситуациях присутствуют широкий спектр габброидов (полосчатые оливковые, амфиболовые, габбро-нориты), габбро-диориты, а также анортозиты и плагиогранитоиды [37, 42, 45]. Переплавление деплетированного и гидратированного источника (субдуцированной океанической литосферной плиты) объясняет крайне низкую концентрацию высоkozарядных Zr и Hf, щелочей, U и Th. Аномально высокое содержание Sr, дефицит Y и тяжелых REE и в габброидах, и адакитовых магмах позволяют предполагать участие амфибола и граната как остаточных минералов и селективное плавление плагиоклаза, т.е. эклогитовую природу субстрата. Поддвиг горячей океанической литосферы и ее ранняя дегидратация не только не вызывают охлаждение перекрывающего мантийного клина, как это обычно происходит при стандартном течении субдукции, а, напротив, активизируют конвекцию в нем и способствуют взаимодействию поднимающихся магм с мантийным материалом. Подобным взаимодействием объясняют базификацию (обогащение Mg, Cr, Ni) адакитовых расплавов в преддужье и появление высокониобиевых магнезиальных базальтов [44].

Наличие флогопита в дунитах, ортоклаза и биотита в габброидах, субщелочной характер габбро волковоского типа, безусловно, свидетельствуют об участии недеплетированного (или обогащенного) мантийного вещества в их генезисе [24, 26]. Однако мы считаем, что отнесение всей ассоциации к производным субконтинентальной литосферной мантии, к продуктам континентального рифтогенеза вступает в противоречие с наблюдаемым дефицитом высоkozарядных элементов (Nb, Zr и др.), типичным для надсубдукционных обстановок. Локальное повышение содержания калия, фосфора, LREE в изолированных габброидных массивах или их краевых частях возможно за счет ассимиляции осадочных пород рамы. Известно, что абиссальные осадки, слагающие значительную долю в объеме аккреционных призм, являются концентраторами калия и фосфора, что и подтвердил еще раз анализ метapelитов, вмещающих Тагильский массив [29].

Формирование в преддужье не одиночного центра, а протяженной цепи дунит-клинопироксенит-габбровых и гранитоидных массивов аляскинского типа предполагает прерывистое скольжение точки тройного сочленения желоб-сей-

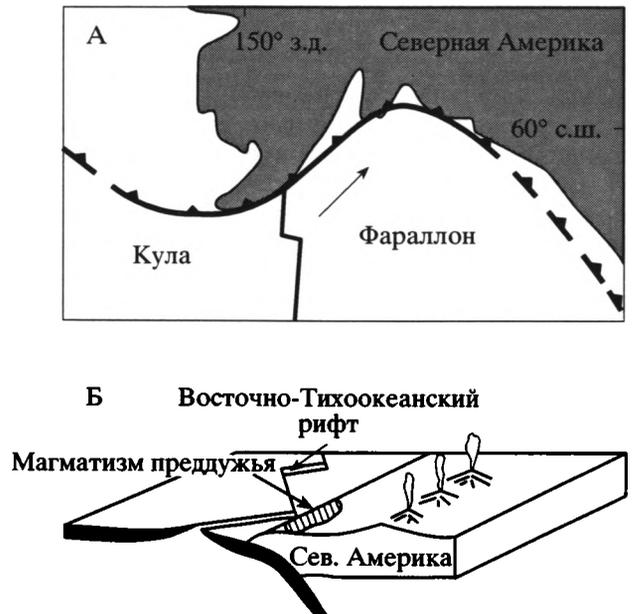


Рис. 7. Предполагаемые механизмы формирования цепи магматических центров в аккреционных призмах на фронте активных окраин: А – восточная часть Алеутской островной дуги и Южная Аляска [43]: односторонняя тройная точка желоб-сейсмичный хребет-желоб прерывисто смещается к востоку при субдукции Тихоокеанской плиты под континент Северной Америки. Зона спрединга Кула-Фараллон ориентирована перпендикулярно желобу. Стрелкой показано направление субдукции; Б – тихоокеанское побережье Калифорнии, преддужье магматического пояса Сьерра-Невада [35]: локальная миграция серия тройных точек желоб-сейсмичный хребет-желоб, когда зона спрединга ориентирована вдоль конвергентной границы

мичный хребет-желоб вдоль сегмента активной окраины (рис. 7, А). Для субперпендикулярной к желобу зоны спрединга подобная ситуация получила название “тектоники типа застежки-молнии” (zipper tectonics) [39]. Она описана для южной Аляски-восточных Алеут, где поперечный к желобу океанический хребет Кула-Фараллон в течение кайнозоя смещался к востоку, что подтверждено последовательным омоложением базитовых массивов и адакитовых гранитоидов с запада на восток [43].

К уральской ситуации, по-видимому, ближе вариант, предполагаемый для Западной Калифорнии, – субдукция сейсмичного хребта, расположенного параллельно желобу (см. рис. 7, Б). В этом случае под аккреционную призму и преддужье погружаются изолированные сегменты протяженной зоны спрединга, разделенные амагматичными трансформами. Магматизм в преддужье проявляется над “пунктирными” участками раздвига, “окнами” в погружающейся плите. Возраст новообразованных магматитов в этом случае также должен варьировать вдоль желоба, но менее за-

кономерно, и их формирование на протяженных отрезках может быть синхронным.

Связь зональных массивов дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации (и адакитовых гранитоидов) с субдукцией горячей новообразованной океанической литосферы косвенно подтверждается отсутствием подобных образований в аккреционной призме девонской (Магнитогорской) островодужной системы на Южном и Среднем Урале. Состав и возраст аккрецированных осадков и офиолитов в преддужье последней свидетельствует о субдукции древней океанической литосферы (ордовик–ранний силур). К девону она стала холодной и более тяжелой, чем в период ее формирования, поэтому скорость субдукции возросла, и магматизм конвергентной окраины развивался стандартно, без аномалий в преддужье [32].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Зональные дунит-клинопироксенит-габбровые массивы Платиноносного пояса Урала залегают автохтонно в пределах аккреционной призмы ордовикско-силурийской островодужной системы, в окружении средне-позднеордовикских пара- и ортосланцев, амфиболитов, абиссальных алевро-пелитов, фтанитов, кремней, толеитов океанического и островодужного типов. Становление массивов происходило над палеозоной субдукции, но вне ее главного магматического пояса (барьерной зоны). Судя по данным изотопных датировок, формирование их могло быть неодновременным и в разных сегментах Тагильской палеодуги приходилось на юную или развитую стадии ее эволюции.

По геохимическим признакам наиболее распространенные малокалийевые субофитовые габбро-нориты и амфибол-пироксеновые габбро совмещают черты самых примитивных островодужных толеитов (Zr, Hf, U, Th, LREE), толеитов рифтовых зон на активных континентальных окраинах (P_2O_5 , TiO_2) и редких адакитовых магм (Al_2O_3 , Sr, Y).

Требованиям к эффузивным комагматам габброидов Платиноносного пояса (единство времени, пространства и химизма) не удовлетворяют породы ни одной из вулканических формаций, слагающих Тагильскую палеодугу. Возможно, что с формированием дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации парагенетически связана часть толеитовых даек и силлов MORB-типа, внедрившихся в аккреционную призму перед “выдавливанием” массивов пояса, но после островодужных толеитов. Сходные парагенетические ассоциации дунитов и клинопироксенитов, габбро-норитов и адакитовых гранитоидов, океанических толеитов и палингенных риолитов присутствуют в аккреционных призмах на тихоокеанском

побережье Алеутских островов, Аляски, Калифорнии, Японии и т.д.

Предполагаемый механизм формирования цепи зональных базит-гипербазитовых массивов Платиноносного пояса связывается с субдукцией сейсмичного хребта (зоны активного спрединга), т.е. с функционированием “окна в плите” под аккреционной призмой и основанием мантийного клина, на фронте палеодуги. Аномальная обстановка высокого теплового потока, невозможность свободного раздвига при появлении кровли над зоной спрединга и продолжающийся астеносферный апвеллинг способны создать условия для принудительного выдавливания пластичного мантийного вещества в новообразованную кору преддужья (“горячая тектоника”), для локального плавления гидратированной океанической плиты и осадков аккреционной призмы, для фракционирования и гибридизма гетерогенных магм. Линейный характер цепи массивов и асинхронность их внедрения объясняются прерывистым скольжением тройной точки желоб–сейсмичный хребет–желоб вдоль конвергентной границы. При обычной субдукции холодной, литифицированной океанической литосферной плиты (для Урала – девонская активная окраина) подобный аномальный магматизм в преддужье отсутствует.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абакумова Л.Н., Березнер О.С., Гусев Г.С. и др. Изучение офиолитовых комплексов при геологическом картировании. М.: Роскомнедра, 1994. 254 с.
2. Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеевков В.В. Эволюция базальтового вулканизма Красноярского региона. Новосибирск: Наука, 1985. 192 с.
3. Бочкарев В.В., Язева Р.Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 256 с.
4. Бочкарев В.В., Язева Р.Г. Коллизия островной дуги и континента – индикаторные магматические формации варисцид Урала // Геотектоника. 2001. № 1. С. 73–83.
5. Гурбанов А.Г., Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В. и др. Петрогенезис и возраст вулканических образований именной свиты в разрезе Уральской сверхглубокой скважины по изотопным и геохимическим данным (инт. 0–4617 м) // Результаты бурения и исследований Уральской сверхглубокой скважины (СГ-4). Вып. 5. Ярославль: Недра, 1999. С. 132–168.
6. Ефимов А.А. Платиноносный пояс Урала: тектоно-метаморфическая история древней глубинной зоны, записанная в ее фрагментах // Отечественная геология. 1999. № 3. С. 31–39.
7. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 355 с.
8. Ефимов А.А., Ефимова Л.П., Маггов В.И. Тектоника Платиноносного пояса Урала: соотношение ве-

- ществленных комплексов и механизм формирования структуры // Геотектоника. 1993. № 3. С. 34–46.
9. *Иванов К.С.* Основные черты геологической истории и строения Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 252 с.
 10. *Иванов К.С., Абдуазимова З.М., Каретин Ю.С., Карстен Л.А.* Биостратиграфическое обоснование возраста вулканогенных толщ по разрезу Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 // Уральская сверхглубокая скважина (инт. 0–4008 м). Вып. 1. Ярославль: Недра, 1992. С. 175–183.
 11. *Иванов К.С., Шмелев В.Р.* Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // Докл. РАН. 1996. Т. 347. № 5. С. 649–652.
 12. *Иванов О.К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: УрГУ, 1997. 488 с.
 13. Корреляция магматических комплексов Среднего Урала / Рапопорт М.С., Смирнов В.Н. Свердловск: УрО Ан СССР, 1991. 76 с.
 14. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
 15. *Наркисова В.В., Носова А.А., Сазонова Л.В. и др.* Петрохимические и минералогические особенности вулканитов южной части Тагильской палеодуги (Средний Урал) // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 32–50.
 16. *Носова А.А., Сазонова Л.В., Наркисова В.В. и др.* Петрология известково-щелочных вулканитов павдинского комплекса Тагильского прогиба по данным изучения зональных клинопироксенов (по материалам Уральской сверхглубокой скважины) // Петрология. 2000. Т. 8. № 2. С. 182–198.
 17. *Петров Г.А., Пучков В.Н.* Главный уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника. 1994. № 1. С. 25–37.
 18. *Полтавец Ю.А., Нечкин Г.С., Полтавец З.И., Клевцов Е.И.* Петро-геохимические особенности габброидов Волковского массива (Средний Урал) // Ежегодник-1998 Ин-та геологии и геохимии. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 122–128.
 19. *Пучков В.Н.* Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. № 3. С. 18–33.
 20. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
 21. *Пушкарев Е.В.* Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296 с.
 22. *Розен О.М., Бибилова Е.В., Викентьев И.В. и др.* Тагильская синформа: фрагмент энсиматической островной дуги силурийского палеоокеана (по данным геохимического и изотопного исследований керн Уральской скважины СГ-4 в интервале 0–4232 м) // Результаты бурения и исследований Уральской сверхглубокой скважины (СГ-4). Вып. 5. Ярославль: Недра, 1999. С. 113–132.
 23. *Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Шмелев В.Р., Лепихина О.П.* К проблеме изотопного датирования Платиноносного пояса Урала: первые Sm-Nd данные // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь: ПГУ, 1997. С. 66–68.
 24. *Савельева Г.Н., Перцев А.Н., Астраханцев О.В. и др.* Структура и динамика становления плутона Кытлым на Северном Урале // Геотектоника. 1999. № 2. С. 36–60.
 25. *Сазонова Л.В., Носова А.А., Наркисова В.В. и др.* Клинопироксены из вулканогенных пород Тагильского прогиба (по материалам Уральской сверхглубокой скважины) // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 523–540.
 26. *Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В. и др.* Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // Геохимия. 1999. № 4. С. 352–370.
 27. *Шахторина Л.Н.* Геологический разрез скважины СГ-4 // Уральская сверхглубокая скважина (инт. 0–4008 м). Вып. 1. Ярославль: Недра, 1992. С. 49–59.
 28. *Шмелев В.Р.* К особенностям минерального состава кальциевых гипербазитов Платиноносного пояса Урала // Ежегодник-1999 Ин-та геологии и геохимии. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 161–165.
 29. *Шмелев В.Р., Седлер И., Борг Г.* К вопросу о природе геологического окружения Платиноносного пояса Урала // Ежегодник-1998 Ин-та геологии и геохимии. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 146–150.
 30. *Эвгеосинклиналильные габбро-гранитоидные серии / Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородин Н.С. и др.* М.: Наука, 1984. 264 с.
 31. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. № 6. С. 32–44.
 32. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Сейсмофокальные палеозоны в геологической истории Урала // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 105–120.
 33. *Bosch D., Krasnobayev A.A., Efimov A.A. et al.* Early Silurian ages for the gabbroic section of the mafic-ultramafic zone from the Urals Platinum Belt // Terra Nova. 1997. Vol. 9. Abstract Supplement № 1. P. 122.
 34. *Burns L.E.* The Border Ranges ultramafic and mafic complex, south-central Alaska: cumulate fractionates of island-arc volcanics // Can. J. Earth Sci. 1985. Vol. 22. № 7. P. 1020–1038.
 35. *Cole R.B., Basu A.R.* Nd-Sm isotopic geochemistry and tectonics of ridge subduction and middle Cenozoic volcanism in western California // Geol. Soc. Amer. Bull. 1995. Vol. 107. № 2. P. 167–179.
 36. *Condie K.C.* Archean magmatism and crustal thickness // Geol. Soc. Amer. Bull. 1979. Vol. 84. № 9. P. 2981–2992.
 37. *DeLong S.E., Schwarz W.M., Anderson R.N.* Thermal effects of ridge subduction // Earth Planet. Sci. Lett. 1979. Vol. 44. № 2. P. 239–246.
 38. *Drummond M.S., Defant M.J.* A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 95. № B13. P. 21503–21521.
 39. *Hurst R.W.* Petrogenesis of the Conejo volcanic suite, southern California: evidence for mid-ocean ridge –

- continental margin interactions // *Geology*. 1982. Vol. 10. № 5. P. 267–272.
40. Irvine T.N. Petrology of the Duke Island ultramafic complex, Southeastern Alaska // *Geol. Soc. Amer. Inc. Memoir* 138. 1974. 176 p.
 41. Karig D.E., Sharman G.F. Subduction and accretion in trenches // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1975. Vol. 8. № 12. P. 377–389.
 42. Maeda J., Kagami H. Interaction of a spreading ridge and an accretionary prism: implications from MORB magmatism in the Hidaka magmatic zone, Hokkaido, Japan // *Geology*. 1996. Vol. 24. № 1. P. 31–35.
 43. Marshak R.S., Karig D.E. Triple junctions as a cause for anomalously near-trench igneous activity between the trench and volcanic arc // *Geology*. 1977. Vol. 5. № 4. P. 233–236.
 44. Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Achaean granitoids // *Lithos*. 1999. Vol. 46. P. 411–429.
 45. Miyake Y. MORB-like tholeiites formed within the Miocene forearc basin, South-west Japan // *Lithos*. 1985. Vol. 18. № 1. P. 23–34.
 46. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arc and active continental margins // *Amer. J. Sci.* 1974. Vol. 274. № 2. P. 321–355.
 47. Pearce J.A., Cann J.K. Tectonic setting of basic volcanic rocks determining using trace elements analyses // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1973. Vol. 19. № 2. P. 290–300.
 48. Scholl D.W., Huene R., Vallier T.L., Howell D.G. Sedimentary masses and concepts about tectonic processes at underthrust ocean margins // *Geology*. 1980. Vol. 8. № 12. P. 564–568.
 49. Snoko A.W., Quick J.E., Bowman H.R. Bear Mountain igneous complex, Klamath Mountains, California: an ultrabasic to silicic calc-alkaline suite // *J. Petrol.* 1981. Vol. 22. № 4. P. 501–552.
 50. Taylor H.P., Jr. The zoned ultramafic complexes of southeastern Alaska // *Ultramafic and related rocks* / Ed. Wyllie P.J. New York–London–Sydney: J. Wiley and Sons, Inc. 1967. P. 97–121.

Рецензенты: Г.Н. Савельева, А.Л. Книппер

Ural Platinum-Bearing Belt and Tagil Palearc: Magmatism and Geodynamic Relations

R. G. Yazeva and V. V. Bochkarev

*Institute of Geology and Geochemistry, Ural Division, Russian Academy of Sciences,
Pochtovyi per. 7, Ekaterinburg, 620151 Russia*

Abstract—The zoned dunite-clinopyroxenite-gabbro massifs of the Platinonosnyi Belt of the Urals occur in an autochthonous manner in the accretion prism of the Ordovician-Silurian island-arc system. The massifs were formed above a subduction paleozone, yet outside of its main igneous rock belt (barrier zone). As follows from isotopic datings, the massifs might have formed in different periods of time in different segments of the Tagil paleoarc, either during the early or later (more mature) phase of its evolution. As follows from the geochemical data available, the most widely developed low-K subophitic gabbro norite and amphibole-pyroxene gabbro bear the features of the most primitive island-arc tholeiite (Zr, Hf, U, Th, LREE), rift-zone tholeiites from active continental margins (P₂O₅, TiO₂) and rare adakite magmas (Al₂O₃, Sr, Y). None of the volcanic rocks composing the Tagil paleoarc satisfies the requirements imposed upon the volcanic rocks that had been derived from the same magma at the same time in the same area. Similar paragenetic associations of dunite and clinopyroxenite, gabbro-norite and adakite granitoids, oceanic tholeiite and palingenetic rhyolite are known from the accretion prisms of the Pacific coasts of the Aleutian Islands, Alaska, California, Japan, and other regions. The mechanism of the formation of a chain of the basic-ultrabasic massifs of the Platinonosnyi Belt is inferred to be associated with the subduction of a seismic ridge (active spreading zone), that is, with the functioning of “a window in the plate” under the accretion prism and the mantle-wedge base at the front of a paleoarc. The abnormal high-heat flow environment, the spreading impeded by a roof above the spreading zone, and the still continuing asthenosphere upwelling were able to create conditions favorable for the forced squeezing of the plastic mantle material into the newly formed forearc crust (“hot tectonics”), for the local melting of the hydrated oceanic plate and accretion-prism sediments, and for the fractionation and hybridism of heterogenic magma. The linear pattern of the chain of the massifs and their asynchronous intrusion can be explained by the intermittent sliding of a trench-seismic ridge-trench triple point along the convergent boundary. During the common subduction of a cold lithified oceanic plate (Devonian active margin in the case of the Ural region), such anomalous magmatism does not take place in the for-arc region.

УДК 551.24(265)

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ТОНГА-НОВОГЕБРИДСКОГО РЕГИОНА ПО ДАННЫМ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ

© 2003 г. В. Ю. Колобов, И. Ю. Кулаков, Ю. В. Тикунев

Институт геологии СО РАН, Новосибирск, 630090, просп. Академика Коптюга, 3

Поступила в редакцию 15.01.2001 г.

На основе сейсмотомографических исследований, базирующихся на инверсной телесеismicкой схеме и согласованных с результатами батиметрических, спутниково-гравиметрических, геодезических, сейсмологических и магнитометрических измерений и с данными по петрологии, геохимии, геологии, стратиграфии и тектонике главных морфоструктур Тонга-Новогейбридского региона, предложена геодинамическая модель развития области сочленения Австралийской и Тихоокеанской плит и показана связь тектоники региона со структурой конвективных течений в верхней мантии. Установлено, что вблизи желоба Витязя регистрируются плоские области с повышенными скоростями Р-волн, полого падающие в юго-западном направлении и, вероятно, являющиеся остаточными фрагментами слэба Тихоокеанской плиты, которая до смены полярности субдуцировала под Австралийскую плиту. Смещение зоны субдукции от основания хребта Лау-Корвилл на восток в районе желоба Тонга-Кермадек также нашло отражение в морфологии субдуцируемого слэба Тихоокеанской плиты. Результаты сейсмотомографии показывают, что области наиболее современного вулканизма Тонга-Новогейбридского региона связаны с восходящими потоками разогретых разуплотненных мантийных масс, выдавливаемых погружающимися “холодными” слэбами. Данные изотопной геохронологии по индикаторным магматическим комплексам наряду с оценками глубины проникновения слэба Австралийской плиты в верхнюю мантию свидетельствуют о том, что субдукция вдоль Северного и Южного Новогейбридских желобов началась относительно недавно, на рубеже раннего плиоцена (4–4.5 млн. лет тому назад).

ВВЕДЕНИЕ

Граница конвергенции Австралийской и Тихоокеанской плит в Тонга-Новогейбридском регионе имеет сложную конфигурацию. В этом районе неоднократно, начиная с эоцена, менялось как пространственное положение границы плит, так и полярность ее зон субдукции [5, 9, 14]. В настоящее время граница Австралийской и Тихоокеанской плит проходит по Северному и Южному Новогейбридским желобам, разломным зонам Хантер и Фиджи и желобу Тонга (рис. 1). Сложность современной структуры Тонга-Новогейбридского региона обусловлена одновременным развитием на относительно небольшой площади геодинамических обстановок сжатия (зоны субдукции Тонга и Вануату) и растяжения (области спрединга в задуговых бассейнах Северо-Фиджийском и Лау).

Обобщение и анализ результатов батиметрических, спутниково-гравиметрических, геодезических, сейсмологических и магнитометрических измерений [7, 8, 22, 28–30, 34, 37, 40, 41] и данных по петрологии, геохимии, геологии, стратиграфии и тектонике главных морфоструктур Тонга-Новогейбридского региона [6, 11, 13, 16–19, 21, 23, 31, 32, 39] послужили основой для построения тектонических и геодинамических моделей эволюции области сочленения Австралийской и Тихоокеан-

ской плит [5, 9, 35]. Для лучшего понимания механизмов и движущих сил процессов, протекающих в литосфере Тонга-Новогейбридского региона на конвергентной границе Австралийской и Тихоокеанской плит, и построения корректной модели ее эволюции необходимо получить сведения о глубинном строении, характере и направлениях тепловых и гравитационных течений в верхней мантии Земли под этим регионом. Для этих целей мы воспользовались результатами сейсмической томографии, которые не только дают представление о характере мантийных неоднородностей под исследуемым регионом, а также, учитывая масштабность и скорости мантийных процессов, сохраняют “запись” геологических событий, произошедших миллионы лет тому назад.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТОНГА-НОВОГЕБРИДСКОГО РЕГИОНА

Современная структура Тонга-Новогейбридского региона, направления и скорости движения отдельных его блоков определились сравнительно недавно, а сложившийся к настоящему времени план геотектонического строения заложен в конце плиоцена [5, 9, 13, 17]. До этого времени ос-

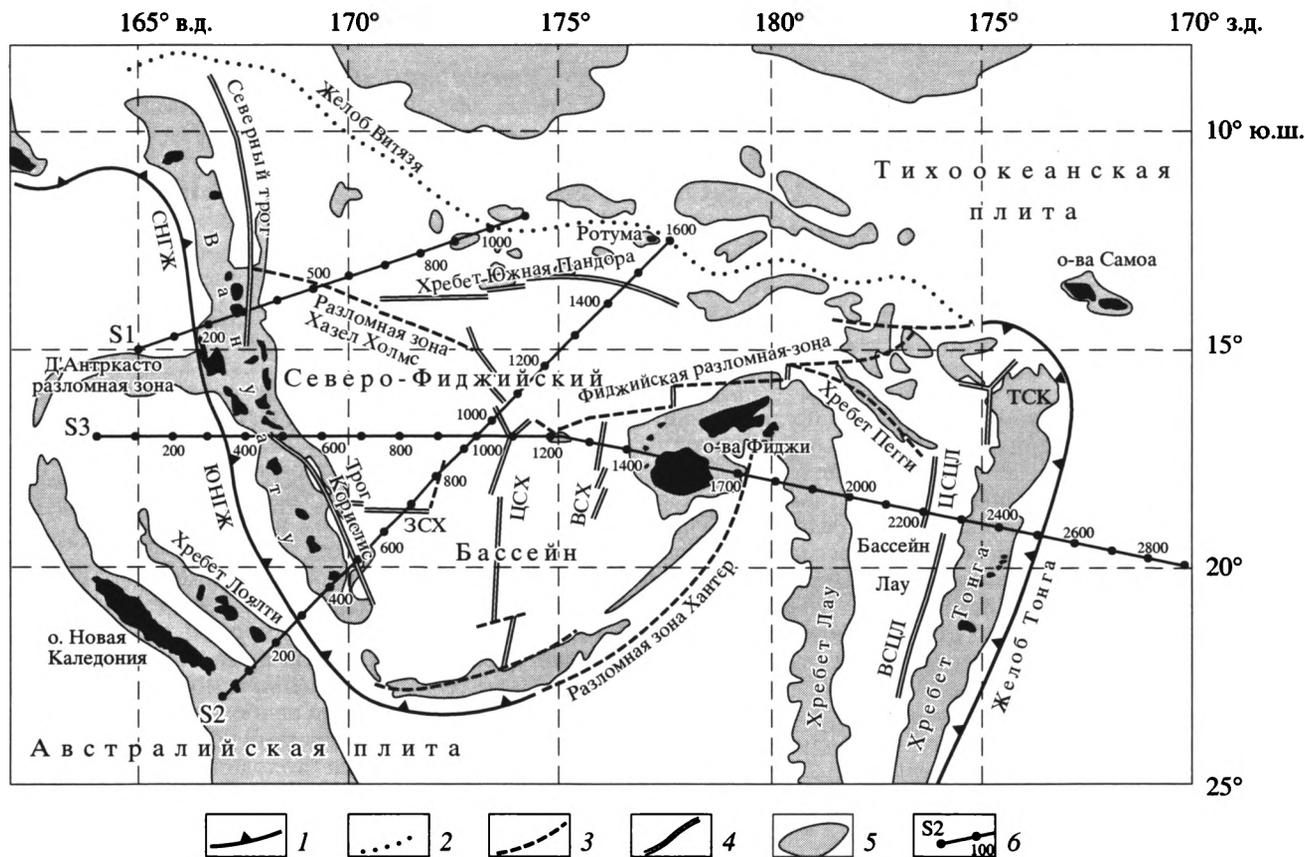


Рис. 1. Тектоническая схема Тонга-Новогребридского региона. Составлена с использованием материалов [10, 35]

1 – современные глубоководные желоба; 2 – палеожелоб Витязя; 3 – разломы; 4 – рифтовые зоны; 5 – поднятия; 6 – линии сейсмографических сечений с отметками расстояния в километрах.

Желоба: СНГЖ – Северный Новогребридский, ЮНГЖ – Южный Новогребридский, срединговые хребты: ЗСХ – Западный, ЦСХ – Центральный, ВСХ – Восточный; ТСК – тройное сочленение Клингс; срединговые центры Лай: ВСЦЛ – Восточный, ЦСЦЛ – Центральный.

трова Санта-Круз, Вануату (Торрес, Санто, Малакула, Пентекост, Маево и Эфате), Фиджи (Вити Леву, Вануа Леву) и группа островов в северной части хребта Лай были частью Австралийской плиты и представляли собой фрагменты одной и той же островной дуги. Тихоокеанская плита при этом субдуцировала под Австралийскую в западном направлении вдоль желобов Витязя и Тонга, составлявших тогда единую систему. Она стала активно развиваться с конца олигоцена, после периода относительно невысокой вулканической активности [9, 11, 18, 32]. Осадочные толщи раннего и среднего олигоцена, представленные турбидитами, калькаренидами, глубоководными илами, редкими прослоями вулканических пеплов и эффузивов, по характеристикам близких к базальтам внутриостроводужных бассейнов, сохраняют общие черты во всем регионе.

В позднем олигоцене на палеогеновой океанической коре вдоль внешней границы Индо-Австралийской плиты началось образование системы островных дуг. Островодужная геодинамическая

обстановка, в результате которой сформировался набор магматических серий от островодужной толеитовой до известково-щелочной, отмечена в западном поясе Вануату и в западной части Фиджи [9]. В конце среднего миоцена развивается дифференцированная габбро-трондьемитовая серия. В это время преобладает активная блоковая тектоника, в мелководных условиях накапливаются толщи вулканокластических туфов и граувакк. Толеитовый магматизм задуговых бассейнов, сопровождавшийся излияниями базальтов, обогащенных литофильными элементами, проявился между подводным плато Уэст-Торрес и островами западного пояса (Торрес, Эспириту Санто, Малекула). Анализ набора магматических комплексов и их петрогеохимических характеристик показывает, что эту древнюю островную дугу можно отнести к категории зрелых [9, 11, 18, 32].

Примерно на рубеже миоцена и плиоцена произошла смена полярности движений в районе желоба Витязя и началось заложение и раскрытие зон спрединга, вследствие чего сформировался

Северо-Фиджийский бассейн. Встречные движения вдоль желоба Витязя прекратились, а к юго-западу от него возникла зона субдукции с обратным направлением погружения, вдоль которой к настоящему времени развилась островодужная система Вануату [5, 9]. В связи с перестройкой зоны субдукции имело место временное прекращение вулканической активности и накопление известняков, перемежающихся с тefрогенными отложениями, что подтверждается результатами глубоководного бурения [13]. Андезитовая линия от Западного пояса островной дуги Вануату сместилась ближе к желобу Витязя, что привело к развитию соответствующего вулканизма в Восточном поясе.

Палеомагнитные измерения показывают, что с начала формирования островной дуги Вануату и раскрытия Северо-Фиджийского бассейна произошел разворот Фиджийской плиты против часовой стрелки почти на 90° , а Вануату – примерно на $30\text{--}40^\circ$ по часовой стрелке [17, 31]. Раскрытие Северо-Фиджийского бассейна связано, главным образом, с двумя спрединговыми центрами. Центральный спрединговый хребет начинается у хребта Южная Пандора, проходит через центральную часть бассейна далее на юг до сочленения с разломной зоной Хантер. В точке к западу от острова Фиджи (17° ю.ш.; 174° в.д.) он меняет направление на юго-юго-западное и, смыкаясь с Фиджийской разломной зоной, вдоль которой происходят сдвиговые движения блоков, образует тройное сочленение типа рифт–рифт–разлом. Восточный спрединговый хребет расположен примерно в 100 км к западу от архипелага Фиджи; как и Центральный спрединговый хребет, он разбит разломами на сегменты, однако протяженность этих сегментов, да и самого хребта, значительно меньше (см. рис. 1).

Раскрытие спрединговых центров в бассейне Лау, согласно данным изотопной геохронологии и аэромагнитных измерений, началось позже, чем в Северо-Фиджийском бассейне, около 3 млн. лет тому назад [19, 21, 31]. Одновременный спрединг океанической литосферы в двух задуговых бассейнах – Северо-Фиджийском и Лау – привел к деструкции желоба Витязь (к югу от 12° ю.ш. и до сочленения с желобом Тонга), развитию Фиджийской разломной зоны, а также к смещению оси желоба Тонга (на широте 16° ю.ш.) более чем на 500 км к востоку [30, 42]. В описанном выше сценарии геодинамической эволюции Тонга-Новогребридского региона остается спорным вопрос о времени последней инверсии зоны субдукции и раскрытия задугового Северо-Фиджийского бассейна. Диапазон оценок начала наступления этого события по данным разных исследователей варьирует от 11–13 до 3.5 млн. лет [13, 17, 19, 20, 25, 30].

Высокие скорости спрединга в Лау и Северо-Фиджийском задуговых бассейнах, вычисленные по данным GPS, обуславливают высокие скоро-

сти конвергенции Австралийской и Тихоокеанской плит вдоль обеих зон субдукции, маркируемых желобом Тонга (на востоке) и Северным и Южным Новогребридскими желобами (на западе). При этом необходимо отметить, что вариации скоростей вдоль обоих желобов весьма значительны, причем в обоих случаях с приближением к экватору их величина заметно возрастает. Вдоль желоба Тонга скорость конвергенции плит варьирует от 16 см/год на юге (22° ю.ш.) до 24 см/год на севере (16° ю.ш.) при скоростях спрединга в бассейне Лау на тех же широтах – 8 и 16 см/год [7, 35, 42].

Реальная скорость субдукции Тихоокеанской плиты под островную дугу Тонга, получаемая путем вычитания спрединговой составляющей из общей скорости конвергенции, везде одинакова и составляет 8 см/год. В зоне субдукции Вануату скорости конвергенции плит варьируют от 15–17 см/год в Северном Новогребридском желобе до 10–12 см/год в Южном. В центральной части островной дуги Вануату в районе сочленения разломной зоны Д'Антркасто с Западным поясом дуги скорости сближения плит резко падает и составляет всего 4–5 см/год [8, 35, 41]. Оценки реальных скоростей субдукции Австралийской плиты под островную дугу Вануату, выполненные так же, как для района Тонга, показывают, что на всем протяжении границы плит вдоль Новогребридских желобов они довольно однородны и составляют примерно 8–10 см/год.

Низкие скорости конвергенции в центральной части островной дуги Вануату в районе сочленения с разломной зоной Д'Антркасто, вероятно, связаны с тем, что в этом районе кора Австралийской плиты мощнее по сравнению с южным участком бассейна Кораллового моря [36]. Выступающие над поверхностью океанического дна подводные горы и гайоты хребта Д'Антркасто затрудняют процесс пододвигания этого блока под островную дугу Вануату. В результате коллизии происходит воздымание фронтальной дуги (острова Санто и Малакула, Западный пояс) и сжатие в ее тыловой части [12].

МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ

Метод сейсмической томографии был применен для изучения трехмерных сейсмических неоднородностей в верхней мантии под Тонга-Новогребридским регионом в интервале глубин от 75–100 до 650 км. Была использована так называемая инверсная телесеismicкая схема [26], основная идея которой состоит в использовании информации о землетрясениях, расположенных внутри изучаемой области, зарегистрированных станциями мировой сейсмологической сети. Благодаря этой схеме стало возможным изучать глубинное строение под сейсмически активными областями, не используя данные региональных сейсмологи-

ческих сетей. В настоящей работе использовались данные с более чем 2000 станций мировой сейсмологической сети из каталога Мирового Сейсмологического Центра. Всего было задействовано около 800000 времен пробега лучей Р-волн с эпицентрными расстояниями от 20° до 91° более чем от 20000 мелкофокусных (менее 50 км) землетрясений.

Процедура обработки времен пробега и расчета полезных невязок подробно описана в [26]. Томографическая инверсия базируется на так называемом узловом способе параметризации [27], идея которого состоит в определении скоростных параметров в узлах трехмерной сетки, построенной внутри изучаемого объема. Скоростное распределение между узлами аппроксимируется простым законом (постоянный градиент скорости, медленности или др.). Узлы внутри изучаемой области распределяются неравномерно, в соответствии с плотностью лучей, на базе которых осуществляется инверсия. Данная идея позволяет наиболее оптимальным образом использовать имеющуюся информацию и существенно повысить устойчивость алгоритма к шуму во входных данных.

Томографическая инверсия осуществляется не по всей области, а по отдельным фрагментам, покрывающим всю изучаемую территорию с существенным взаимным перекрытием. Это, с одной стороны, позволяет получать детальные картины путем обращения сравнительно малых матриц, с другой – дает возможность для дополнительного тестирования путем сравнения результатов в областях перекрытия. К тому же телесеismicкое приближение работает наилучшим образом, если отношение латерального размера изучаемой области к вертикальному не превышает 1.4–1.8. В противном случае влияние нижнемантийных аномалий будет более существенным. Картины, полученные в различных фрагментах, складываются и усредняются. В данной работе рассмотрено пять фрагментов, расположенных вдоль максимального распределения сейсмичности. В каждом фрагменте сетка базировалась на семи уровнях (50, 150, 250, 350, 450, 550, 650 км). На каждом уровне устанавливалось по 60 узлов. Эти узлы соединялись один с другим триангуляционной сеткой. Результаты томографической инверсии для Тонга-Новогейбридского региона (рис. 2) выполнены для горизонтального сечения на глу-

бине 150 км и для трех вертикальных сечений, положение которых указано как на данном рисунке, так и на рис. 1. Серыми тонами (без штриховки) показаны положительные аномалии Р-скоростей, которые обычно интерпретируются как более холодные области. Наряду с сейсмическими аномалиями, на вертикальных сечениях показаны также положения гипоцентров глубоких землетрясений, расположенных в непосредственной близости к плоскости сечения (± 50 км).

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ

Совместное рассмотрение положений гипоцентров землетрясений и сейсмических аномалий на вертикальных сечениях позволяет сделать ряд важных выводов о глубинном строении и геодинамическом развитии Тонга-Новогейбридского региона. На рис. 2, иллюстрирующем картину сейсмических неоднородностей в верхней мантии на глубине 150 км и по трем вертикальным сечениям в интервале глубин 75–650 км, на фоне сейсмических аномалий показана возможная реконструкция современного состояния основных тектонических элементов литосферы и направлений конвективных течений в верхней мантии под изучаемым регионом.

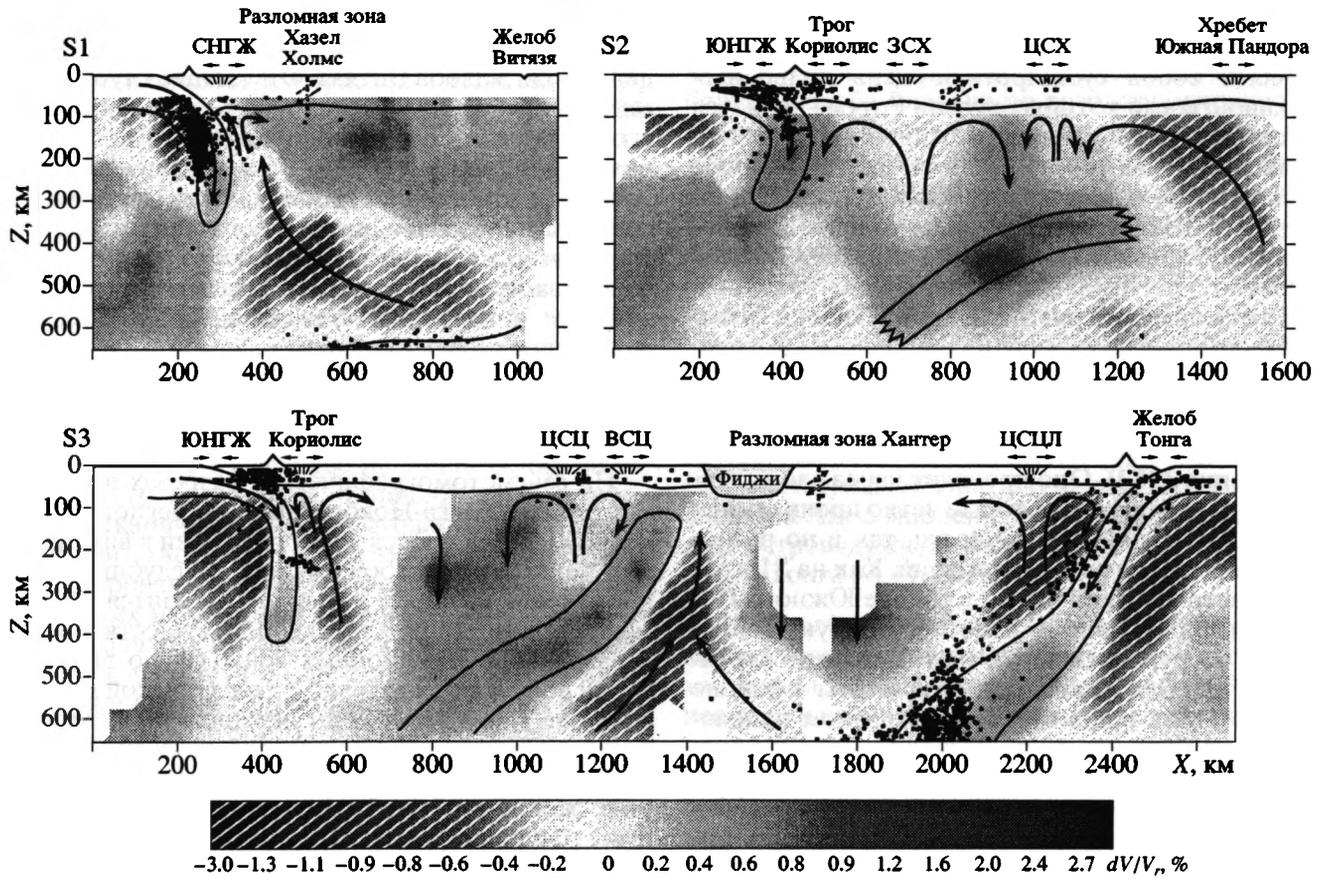
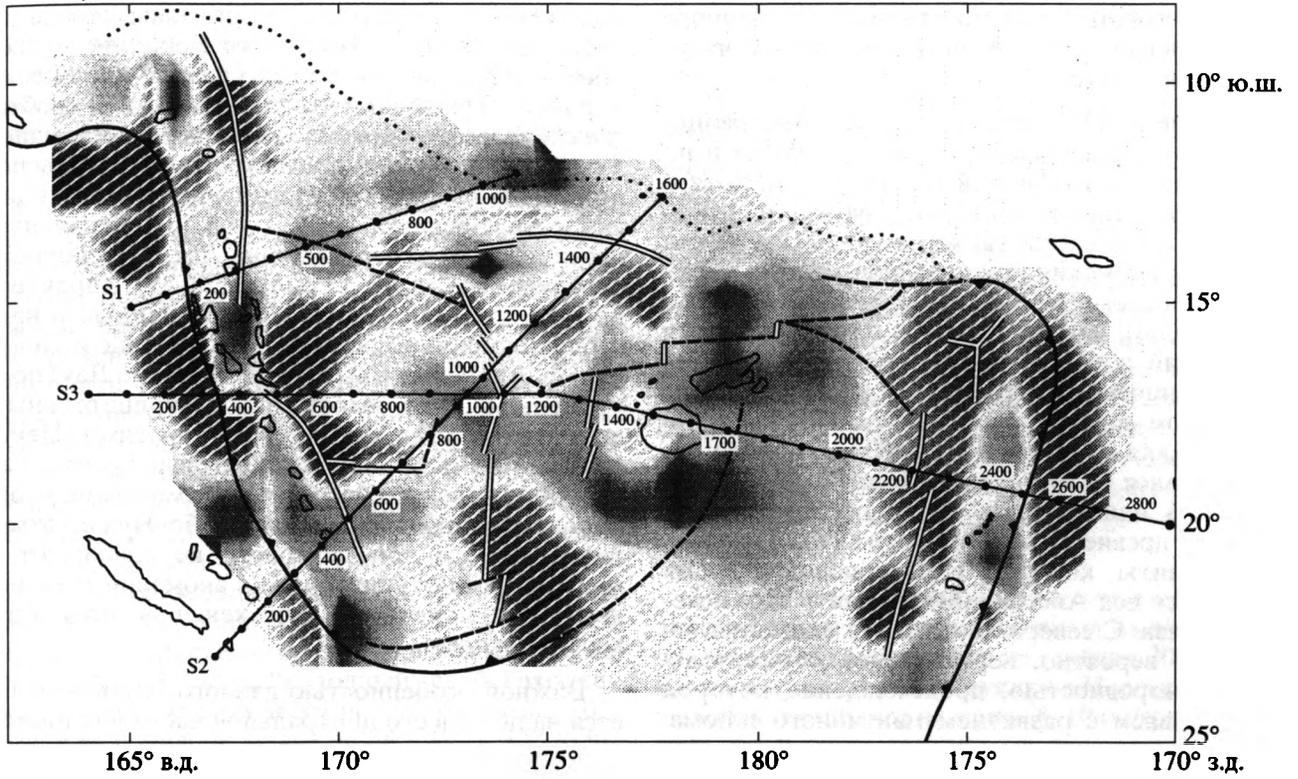
Сечение 1 (S1). На данном сечении в районе Северного Новогейбридского желоба явно прослеживается положение слэба Австралийской плиты, который погружается до глубины 300 км. Сейсмичность и конфигурация положительной аномалии говорит о том, что с глубины около 100 км этот слэб погружается почти вертикально. К востоку от островной дуги Вануату непосредственно под Северным трогом наблюдается слабая отрицательная сейсмическая аномалия. На глубине 200–250 км она соединяется с верхнемантийной аномалией и может быть проинтерпретирована в качестве восходящего потока, индуцированного нисходящим слэбом Австралийской плиты. Этот поток может быть причиной спрединга океанической литосферы, установленного в настоящее время в северном трогом по данным GPS [35]. Цепочка глубокофокусных землетрясений (более 600 км), прослеживающаяся в нижней части S1 между 400 и 900 км по профилю, маркирует нижнюю границу обширной отрицательной аномалии, достигающей мощности 200–250 км.

Рис. 2. Результаты томографической инверсии для Тонга-Новогейбридского региона: для горизонтального сечения на глубине 150 км (вверху) и для трех вертикальных сечений в интервале глубин от 50–100 км до 650 км (внизу)

На вертикальных сечениях точками показано положение гипоцентров землетрясений, расположенных в непосредственной близости к плоскости сечения (± 50 км). Стрелками отмечены предполагаемые направления верхнемантийных тепломассопотоков.

Z – глубина в километрах. X – расстояние от начальной точки сечения в километрах. Другие условные обозначения см. на рис. 1

Глубина 150 км



Вполне вероятно, что эти землетрясения представляют собой верхнюю границу остаточного фрагмента слэба Тихоокеанской плиты, субдуцирующего в западном направлении.

Сечение 2 (S2). Положение слэба Австралийской плиты прослеживается по аномалиям и по распределению глубинной сейсмичности, хотя и не столь отчетливо, как на S1. Глубина погружения слэба оценивается также около 300 км. Отрицательная аномалия под западной частью Северо-Фиджийского бассейна (в районе 600–800 км по профилю), вероятно, как и на S1, отражает восходящий поток, который провоцирует спрединг океанической литосферы в трог Кориолис и Западном спрединговом хребте. Положительная аномалия на глубине 400–600 км, полого погружающаяся на юго-запад в направлении Австралийской плиты, нами интерпретируется как фрагмент древнего (остаточного) слэба Тихоокеанской плиты, который в домиоценовое время погружался под Австралийскую плиту вдоль желоба Витязя. С северо-востока эта аномалия ограничена, вероятно, вертикальной отрицательной неоднородностью, происхождение которой мы связываем с развитием мантийного плюма. Это предположение кажется вполне обоснованным, поскольку западное окончание хребта Южная Пандора в районе сочленения с желобом Витязя (окончание профиля по сечению S2) представляет собой субширотную цепь подводных вулканов, среди которых вулкан Ротума является классическим представителем щитовых вулканов гавайского типа [44]. Базальты, драгированные со склонов вулканов хребта Южная Пандора, по составу близки к субщелочным толеитовым базальтам Гавайского плюма [38]. Поэтому вполне вероятно, что излияние субщелочных базальтовых лав в пределах хребта Южная Пандора связано с формированием мантийного плюма, сыгравшего роль в разрушении древней зоны субдукции, проходившей в домиоценовое время вдоль желоба Витязя.

Сечение 3 (S3). Оно проходит через две активные зоны субдукции, которые четко проявляются как по глубинной сейсмичности, так и по расположению сейсмических аномалий. Как на S1 и S2, слэб Австралийской плиты в районе Южного Новогейбридского желоба имеет восточную полярность и погружается почти вертикально до глубины 400 км. Слэб Тихоокеанской плиты в районе желоба Тонга ориентирован в западном направлении и погружается в верхнюю мантию под углом 45°. На томографических моделях Р. ван дер Хилста [43] в переходной зоне между верхней и нижней мантией на глубине 400–700 км он принимает субгоризонтальное положение, а затем продолжает погружение в нижнюю мантию и прослеживается вплоть до глубины 1000–1400 км.

На S3 между зонами активной субдукции расположено как минимум четыре зоны спрединга океанической литосферы: трог Кориолис со скоростью спрединга 3–6 см/год, тройное сочленение в районе Центрального спредингового хребта, где скорость раздвижения литосферы превышает 5 см/год, Восточный спрединговый хребет, расположенный к западу от острова Фиджи и имеющий скорости спрединга 4–5.5 см/год, и Центральный спрединговый центр бассейна Лау, где скорость спрединга достигает 13 см/год [28, 35]. Характерно, что зоны спрединга, расположенные в надсубдукционной области (трог Кориолис и Центральный спрединговый центр бассейна Лау) приурочены к ярко выраженным отрицательным аномалиям, тогда как под двумя другими (Центральный и Восточный спрединговые хребты Северо-Фиджийского бассейна) сейсмические неоднородности проявлены очень слабо. Нужно отметить, что оси зон спрединга не совпадают с максимумами отрицательных аномалий и не находят существенного отражения в структуре верхней мантии.

Важной особенностью данного сечения является наличие в его центральной части наклонной положительной аномалии. Ее можно проинтерпретировать как след древнего слэба Тихоокеанской плиты, оторвавшегося от зоны субдукции, проходившей вплоть до рубежа миоцена и плиоцена вдоль желоба Витязя. Отсутствие глубинной сейсмичности в этом остаточном слэбе связано с его пассивностью и низкой скоростью погружения (примерно 1 см/год). Яркая отрицательная аномалия, прослеживающаяся вдоль восточной границы палеослэба, может быть проинтерпретирована как область подъема более разогретого вещества из нижней мантии, выдавленного в результате погружения значительных холодных масс в зоне субдукции Тонга.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На сейсмотомографических разрезах верхней мантии под Тонга-Новогейбридским регионом отчетливо фиксируются зоны субдукции в виде границ “холодных” слэбов (см. рис. 2), глубина проникновения которых в мантию находится в прямой зависимости от длительности существования и развития субдукционных зон. Так, по данным Р. ван дер Хилста [43] слэб Тихоокеанской плиты в районе Тонга пересекает верхнюю мантию, переходную зону и заканчивается в нижней мантии на глубинах 1000–1400 км. Учитывая конфигурацию “холодного” слэба и оценки реальной скорости субдукции (около 8 см/год), получаем, что субдукция в желобе Тонга продолжается уже более 30–35 млн. лет. Наши оценки о начале субдукционного процесса в желобе Тонга около 35 млн.

лет тому назад согласуются с данными [14], свидетельствующими о том, что граница конвергенции Австралийской и Тихоокеанской плит в эоцене проходила в районе Новой Каледонии и островов Лоялти. Вероятно, на рубеже эоцена и олигоцена произошла инверсия полярности и смещение зоны субдукции в районе желобов Витязь и Тонга.

Интересным и важным для понимания процессов, происходивших в океанской литосфере в регионе Тонга, является изгиб и выполаживание субдуцирующего слэба на глубине 400–700 км в нижней мантии и переходной зоне [43]. Ширина субгоризонтального фрагмента слэба Тихоокеанской плиты находится в прямом соответствии со скоростями конвергенции плит, увеличивающимися с приближением к экватору [7, 42], и с амплитудой смещения оси желоба к востоку от предполагаемого его положения в миоценовое время [5, 17, 30, 31]. На томографических моделях Р. ван дер Хилста [43] отчетливо видно, что угол наклона погружающегося слэба Тихоокеанской плиты вдоль оси зоны субдукции Тонга-Кермадек (с юга на север) существенно меняется. В желобе Кермадек на 36° ю.ш. “холодный” слэб Тихоокеанской плиты погружается под углом около 70°, тогда как в желобе Тонга на 24°, 19° и 17° ю.ш. угол погружения слэба составляет соответственно 55°, 45° и 40°.

Приведенные выше наблюдения согласуются с представлениями Д. Карига [24] и Дж. Жилия [19] о том, что в миоцене субдукция Тихоокеанской плиты под Австралийскую произошла вдоль подножия восточного склона хребта Лау-Корвилл, который в настоящее время представляет собой “остаточную островную дугу” (“remnant arc”), а на рубеже миоцена и плиоцена произошло смещение зоны субдукции к востоку в район, близкий к современному положению желоба Тонга. Этот эпизод геодинамической эволюции в зоне субдукции Тонга подтверждается геохронологическими данными [19, 20]. В период между 5 и 6 млн. лет тому назад на островах Фиджи произошла смена известково-щелочного андезитодацитового магматизма, типичного для островных вулканических дуг, на субщелочной (шошонитовый), характерный для тыловых частей зрелых островных дуг. В группе островов Лау, расположенных на северном окончании одноименного хребта ближе к оси палеожелоба, миоценовые андезиты и дациты (9–6 млн. лет) сменились высокоглиноземистыми толеитовыми базальтами и андезибазальтами, возраст которых 3.9–3.4 млн. лет.

За эпизодом смещения зоны субдукции в восточном направлении одновременно с формированием островной дуги Тонга началось заложение и быстрое раскрытие задуговых спрединговых центров в бассейне Лау. Высокие скорости конвергенции на границе Австралийской и Тихоокеан-

ской плит и дальнейшее смещение этой границы на восток обусловлены, прежде всего, высокими скоростями спрединга в бассейне Лау, достигающими в северной его части значений 16–24 см/год [7]. По нашему мнению, все особенности морфологии субдуцирующего слэба в верхней мантии коррелируются с геологическими событиями, происходившими в литосфере региона Тонга в кайнозойское время. В таком случае фрагмент слэба в нижней мантии отвечает олигоцен-миоценовому этапу субдукции вдоль подножия хребта Лау-Корвилл, субгоризонтальный участок на границе нижней мантии и переходной зоны соответствует по времени эпизоду смещения зоны субдукции в район желоба Тонга на рубеже миоцена и плиоцена, а последний отрезок слэба Тихоокеанской плиты в верхней мантии, протяженностью около 500 км, отвечает периоду развития субдукции в желобе Тонга с плиоцена до настоящего времени.

На всех сечениях рис. 2 видно, что слэб Австралийской плиты под островной дугой Вануату заканчивается в верхней мантии на глубине 300–400 км. Поскольку скорость субдукции в Новогейбридских желобах составляет не менее 8–10 см/год, получается, что в этом регионе она началась не ранее 4–4.5 млн. лет тому назад, что согласуется с геологическими наблюдениями. Отсутствие осадочных отложений в осевой зоне Новогейбридских желобов и симметричное расположение на обоих бортах желоба близких по возрасту однотипных вулканических пород [1, 4] свидетельствуют о незначительных масштабах смещения блоков океанической литосферы на конвергентной границе и, следовательно, о ее молодом возрасте. Более того, из основания обоих бортов Северного Новогейбридского желоба драгированы шошониты с возрастом 5.3–5.8 млн. лет [2, 3], что говорит о том, что еще в позднем миоцене этот район представлял собой тыловую часть зрелой островной дуги. Сходство состава калиевых субщелочных пород Северного Новогейбридского желоба и позднемiocеновых шошонитов островов Фиджи [21] подтверждает гипотезу о том, что Вануату, Фиджи и Лау в миоцене представляли собой единую островодужную систему вдоль желобов Витязь и Тонга [9, 11, 18, 32].

Наклонная аномалия в верхней мантии и переходной зоне с высокими сейсмическими скоростями, расположенная в центральной части S3 западнее островов Фиджи (см. рис. 2), интерпретирована нами как палеослэб, маркирующий древнюю границу конвергенции Тихоокеанской и Австралийской плит, проходившей в доплиоценовое время вдоль желобов Витязь и Тонга. Менее отчетливо этот палеослэб виден на S2, верхняя часть которого разрушена тепловой аномалией мантийного плюма, развивающегося в северо-вос-

точной части Северо-Фиджийского бассейна (см. рис. 2). Отсутствие сейсмичности в этом палеослабе свидетельствует о низких скоростях его погружения в мантию. В настоящее время палеослаб Тихоокеанской плиты выполняет роль жесткого теплового экрана, вдоль нижней границы которого происходит подъем более горячего вещества из переходной зоны и нижней мантии. Без "толкающей" силы Тихоокеанской плиты, а лишь под действием отрицательной плавучести скорость его погружения, вероятно, не превышает первых сантиметров в год. В результате верхняя часть палеослаба с момента его отрыва могла погрузиться на глубину не более 50 км. За это же время в результате интенсивного задугового спрединга в Северо-Фиджийском бассейне и сдвига блоков океанической литосферы вдоль Фиджийской разломной зоны произошло значительное смещение бывшей зоны субдукции Тихоокеанской плиты (желоба Витязь) в северо-восточном направлении и ее деструкция (к югу от 12° ю.ш. и до сочленения с зоной субдукции Тонга).

Быстрое раскрытие Северо-Фиджийского и Лау задуговых бассейнов обусловлено большим количеством центров рифтогенеза (см. рис. 1) и высокими скоростями спрединга в них [28, 35]. Отчетливо выделяются три группы центров. Первая связана с отрицательными сейсмическими аномалиями в верхней мантии под островными дугами ("термальные диапиры", по Д. Каригу [25]). Наиболее ярко связь сейсмических аномалий и спрединговых центров видна на S3 рис. 2. Наблюдается отчетливая корреляция между интенсивностью "термальных диапиров", вулканизмом и скоростями спрединга. Так, мощная отрицательная сейсмическая аномалия в зоне субдукции Тонга является источником не только активного островодужного базальт-андезитового вулканизма (IAB) в дуге Тонга, но и обеспечивает интенсивный базальтовый вулканизм задуговых бассейнов (BABB) в спрединговых центрах бассейна Лау и высокие скорости задугового спрединга – до 16–24 см/год [7]. Верхняя мантия под островной дугой Вануату сейсмически неоднородна. Достаточно интенсивная отрицательная аномалия расположена под центральной частью дуги (между 15° и 19° ю.ш.). Именно с этой частью дуги связан активный современный вулканизм на островах Амбрим, Лопеви, Эпи, Тонгоа [13]. Центры задугового спрединга, расположенные к северу и югу от этой аномалии над участками мантии с высокими сейсмическими скоростями, представлены амагматичными трогами (Северный трог и трог Кориолис), и скорости спрединга в них не превышают 6–8 см/год [10, 28, 35].

Спрединговые центры второй группы приурочены к центральной части Северо-Фиджийского бассейна (Западный, Центральный и Восточный

спрединговые центры). В отличие от первой группы они характеризуются более низкими скоростями спрединга, от 2 до 5–8 см/год [28, 35], и интенсивными подводными излияниями BABB [16, 23, 38, 39]. Именно благодаря устойчивому развитию этих центров на протяжении последних 5 млн. лет сформировалась современная структура Северо-Фиджийского бассейна. Пространственно спрединговые центры данной группы приурочены к слабо выраженным отрицательным сейсмическим аномалиям в верхней мантии (см. рис. 2). Однако на данный момент мы не располагаем достаточной информацией, чтобы дать адекватное объяснение природы этих сейсмических аномалий в верхней мантии, даже с позиции современных моделей мантийной конвекции [15]. Суть проблемы состоит в том, что, как правило, под этими аномалиями расположены остаточные слэбы древней зоны субдукции Тихоокеанской плиты, которые играют роль экрана, препятствующего притоку более разогретого вещества из переходной зоны и нижней мантии (см. рис. 2).

К третьей группе спрединговых центров относится хребет Южная Пандора. Главное его отличие заключается в том, что он характеризуется очень низкими скоростями спрединга (до 1.5 см/год) [35] и субщелочным базальтовым вулканизмом, типичным для мантийных плюмов [38, 44]. В целом рифтовые зоны Тонга-Новогвбридского региона, за исключением третьей группы, характеризуются высокими скоростями спрединга. Результаты палеомагнитных реконструкций свидетельствуют о том, что в раннем плиоцене желоба Витязь и Тонга располагались западнее относительно их современного положения [5, 17, 30, 31]. Можно предположить, что, несмотря на серьезное противодействие, обусловленное общим движением Тихоокеанской плиты на запад, за счет раскрытия задуговых бассейнов происходило смещение осевых зон желобов Витязь и Тонга, соответственно, в северо-восточном и восточном направлениях. Это означает, что зоны спрединга в Тонга-Новогвбридском регионе в большинстве своем имеют активную природу.

Заметим, что, несмотря на определенную пространственную приуроченность всех групп спрединговых центров Тонга-Новогвбридского региона к отрицательным сейсмическим аномалиям в верхней мантии, очень редко оси рифтов совпадают с максимумами этих аномалий. Чаще всего они расположены на границах областей с высокими и низкими сейсмическими скоростями. Более детальная корреляция зон спрединга с аномалиями под океанической литосферой затруднена из-за того, что используемая в данной работе инверсная телесеismicкая схема дает корректные результаты только начиная с глубин 75–100 км [26].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современный структурный облик Тонга-Новогейбридского региона сформировался в результате одновременного действия на относительно небольшой площади двух геодинамических режимов: субдукции на конвергентной границе плит и спрединга в задуговых бассейнах, которые, в свою очередь, обусловлены процессами конвективного теплообмена в астеносфере и верхней мантии. Однако, как видно из приведенных выше геологических и геофизических данных, этот процесс не является однонаправленным. В частности, смещение зоны субдукции от основания хребта Лау-Корвилл далее на восток в район современного расположения желоба Тонга привело к значительному изменению морфологии субдуцируемого слэба Тихоокеанской плиты в зоне перехода между верхней и нижней мантией. Инверсия и смещение зоны субдукции в районе Новогейбридских желобов вызвали деструкцию конвективных ячеек в верхней мантии и переходной зоне под Северо-Фиджийским бассейном. Немалую роль в этом сыграл палеослэб Тихоокеанской плиты и мантийный плюм хребта Южная Пандора (см. рис. 2).

На основе выполненных сейсмотомографических исследований можно констатировать, что под Северо-Фиджийским бассейном процесс теплообмена имеет нестационарный режим и охватывает всю верхнюю мантию в интервале глубин от 100 до 600 км. На рис. 2 стрелками показаны предполагаемые направления движения верхнемантийных тепломассопотоков. Видно, что конвективные ячейки в верхней мантии имеют разные размеры, а мощная отрицательная сейсмическая аномалия в центральной части S3, вероятнее всего, связана с подъемом вещества непосредственно из нижней мантии, выдавливаемого вверх под действием холодных слэбов. Данные по геохимии вулканизма спрединговых центров в бассейнах Северо-Фиджийском и Лау дополняют результаты томографических исследований. В большинстве своем ВАВВ рифтовых зон, особенно на пересечении с разломами, сильно обогащены литофильными, щелочными и летучими компонентами [16, 23, 38, 39], что свидетельствует о значительной роли мантии как источника базальтовых расплавов.

Наконец, результаты томографических исследований, представленные на S1–S3 рис. 2, в совокупности с палеомагнитными и изотопными геохронологическими определениями [3, 4, 17, 20], позволяют внести коррективы в общепринятый сценарий геодинамического развития Тонга-Новогейбридского региона [5, 9], согласно которому перестройка режима конвергенции Австралийской и Тихоокеанской плит в данном регионе произошла на рубеже миоцена и плиоцена около

5 млн. лет тому назад. До этого времени субдукция Тихоокеанской плиты реализовывалась с востока на запад вдоль желобов Тонга в южной части и Витязь – в северо-западной. Начиная с плиоцена, субдукция в северо-западной части приостановилась. Островная дуга Вануату вместе с раскрывающимся Северо-Фиджийским бассейном стала двигаться, как и Тихоокеанская плита, в западном направлении. Произошел перескок границы конвергенции Тихоокеанской и Австралийской плит в район современных Новогейбридских желобов. При этом образовалась зона субдукции с восточной полярностью и Австралийская плита стала погружаться под Тихоокеанскую. Согласно оценкам современных скоростей движения плит [8, 28, 35, 41] и нашим определениям глубины проникновения слэба Австралийской плиты в верхнюю мантию (не более 400 км), начало развития зоны субдукции Вануату приходится на ранний плиоцен (около 4–4.5 млн. лет тому назад). К–Аг датировки пород известково-щелочной серии Центральной гряды островной дуги Вануату показывают, что базальты и андезиты, отвечающие раннему этапу развития дуги, имеют возраст 4.1–3.9 млн. лет [4, 33]. Примерно в то же время, в раннем плиоцене, в южной части Тонга-Новогейбридского региона произошло смещение зоны субдукции на восток, в район, близкий к современному положению желоба Тонга, при этом сохранилась западная полярность зоны субдукции и, как и прежде, Тихоокеанская плита продолжала погружаться под Австралийскую.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геолого-геофизические исследования в Новогейбридском регионе. Владивосток: Изд. ДВО АН СССР, 1990. 268 с.
2. *Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Пуцин И.К., Тарарин И.А., Высоцкий С.В., Говоров Г.И., Герасимов Н.С., Коновалов Ю.И., Симаненко В.П., Дмитриев Ю.П., Паланджян С.А., Малащенко А.Н., Октябрьский Р.А., Мартынов Ю.А., Съедин В.Т., Чубаров В.М., Злобин С.К.* Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука, 1996. 444 с.
3. *Колобов В.Ю., Тикунов Ю.В., Травин А.А.* Эволюция магматизма Северного Ново-Гейбридского желоба как результат смены геодинамических режимов // Геология морей и океанов. Т. 2. Москва: Изд. ИО РАН, 1999. С. 412–413.
4. *Anan'ev V.A., Kolobov V.Yu., Travin A.V.* Shoshonitic volcanism and the model of formation of the Satna Cruz Trough // International Volcanological Congress, IAVCEI, 12–16 Sept. 1994. Abstracts. Ankara, Turkey, 1994. P. 19.
5. *Auzende J.M., Lafoy Y., Marsset B.* Recent geodynamic evolution of the North Fiji basin (Southwest Pacific) // Geology. 1988. Vol. 16. P. 925–928.
6. *Barsdell M., Smith I.E.M., Sporli K.B.* The origin of reversed geochemical zoning in the Northern New He-

- brides volcanic arc // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1982. Vol. 81. P. 148–155.
7. *Bevis M., Taylor F.W., Schutz B.E., Recy J., Isacks B.L., Helu S., Singh R., Kendrick E., Stowell J., Taylor B., Calmant S.* Geodetic observations of very rapid convergence and back-arc extension at the Tonga arc // *Nature*. 1995. Vol. 374. P. 249–251.
 8. *Calmant S., Lebellegard P., Taylor F., Bevis M., Mailard D., Recy J., Bonneau J.* Geodetic measurements of convergence across the New Hebrides subduction zone // *Geophysical Research Letters*. 1995. Vol. 22. P. 2573–2576.
 9. *Carney J.N., Macfarlane A., Mallick D.I.J.* The Vanuatu island arc: An outline of the stratigraphy, structure and petrology // *The ocean basins and margins*. New York (Plenum). 1985. Vol. 7. P. 683–718.
 10. *Charvis P., Pelletier B.* The northern New Hebrides back-arc troughs: history and relation with the North Fiji basin // *Tectonophysics*. 1989. Vol. 170. P. 259–277.
 11. *Colley H., Warden A.J.* Petrology of the New Hebrides // *Geol. Soc. of Amer. Bull.* 1974. Vol. 85. P. 1635–1646.
 12. *Collot J.-Y., Daniel J., Burne R.V.* Recent tectonics associated with the subduction / collision of the d'Entrecasteaux Zone in the central New Hebrides // *Tectonophysics*. 1985. Vol. 112. P. 325–356.
 13. *Collot J.-Y., Green H.G., Stokking L.B. et al.* Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. 1992. Vol. 134: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
 14. *Daniel J., Jouannic C., Larue B., Recy J.* Interpretation of d'Entrecasteaux zone (North of New Caledonia) // *International Symposium on Geodynamic in South-West Pacific, Noumea (New Caledonia), 27 August–2 September 1976*. Editions Technip, Paris. 1977. P. 117–124.
 15. *Dobretsov N.L., Kiryashkin A.G.* Deep-Level Geodynamics. Rotterdam, Netherlands: A.A. Balkema/Rotterdam/Brookfield, 1998. 328 p.
 16. *Eissen J.-P., Lefevre C., Maillet P., Morvan G., Nohara M.* Petrology and geochemistry of the central North Fiji Basin spreading centre (Southwest Pacific) between 16°S and 22°S // *Marine Geology*. 1991. Vol. 98. P. 201–239.
 17. *Falvey D.A.* Analysis of palaeomagnetic data from the New Hebrides // *Bulletin of Australian Society Exploration Geophysics*. 1978. Vol. 9. № 3. P. 117–123.
 18. *Gill J.B.* Geochemistry of Viti Levu, Fiji, and its evolution as an island arc // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1970. Vol. 27. P. 179–203.
 19. *Gill J.B.* Composition and age of Lau Basin and Ridge volcanic rocks: Implications for evolution of an interarc basin and remnant arc // *Geol. Soc. of Amer. Bull.* 1976. Vol. 87. P. 1384–1395.
 20. *Gill J.B., McDougall I.* Biostratigraphic and geological significance of Miocene-Pliocene volcanism in Fiji // *Nature*. 1973. Vol. 241. P. 176–180.
 21. *Gill J.B., Whelan P.* Early rifting of oceanic island arc (Fiji) produced shoshonitic to tholeiitic basalts // *Journal Geophysical Research*. 1989. Vol. 94. P. 4561–4578.
 22. *Hanus V., Vanek J.* Deep structure of the Vanuatu (New Hebrides) island arc: intermediate depth collision of subducted lithospheric plates // *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. 1983. Vol. 26. P. 133–154.
 23. *Johnson K.T.M., Sinton J.M.* Petrology, tectonic setting, and the formation of back-arc basin basalt in the North Fiji Basin // *Geologisches Jahrbuch*. 1990. Reihe D. Heft 92. P. 517–545.
 24. *Karig D.E.* Ridges and basins of the Tonga-Kermadec island arc system // *Journal Geophysical Research*. 1970. Vol. 75. P. 239–254.
 25. *Karig D.E.* Origin and development of marginal basins in the Western Pacific // *Journal Geophysical Research*. 1971. Vol. 76. P. 2542–2561.
 26. *Kulakov I.* Three-dimensional seismic structure of the upper mantle beneath the central part of the Eurasian continental // *Geophysical Journal International*. 1998. Vol. 133. P. 467–489.
 27. *Kulakov I.Yu., Tychkov S.A., Keselman S.J.* Three-dimensional structure of lateral heterogeneities in P velocities in the upper mantle of the southern margin of Siberia and its preliminary geodynamic interpretation // *Tectonophysics*. 1995. Vol. 241. P. 239–257.
 28. *Louat R., Pelletier B.* Seismotectonics and present-day relative plate motions in the New Hebrides–North Fiji Basin region // *Tectonophysics*. 1989. Vol. 167. P. 41–55.
 29. *Mammerickx J., Smith S.M., Taylor T.L., Chase T.E.* Bathymetry of the South Pacific, map. Scripps Institute of Oceanography, University of California, La Jolla. 1974.
 30. *Malahoff A., Feden R.H., Fleming H.S.* Magnetic anomalies and tectonic fabric of marginal basins north of New Zealand // *Journal Geophysical Research*. 1982. Vol. 87. P. 4109–4125.
 31. *Malahoff A., Hammond S.R., Naughton J.J., Keeling D.L., Richmond R.N.* Geophysical evidence for post-Miocene rotation of the island of Viti Levu, Fiji, and its relationship to the tectonic development of the North Fiji Basin // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 57. P. 398–414.
 32. *Mitchell A.H.G., Warden A.J.* Geological evolution of the New Hebrides island arc // *Journal of the Geological Society*. London. 1971. Vol. 127. P. 501–529.
 33. *Monjaret M.C., Bellon H., Maillet P.* Magmatism of the troughs the New Hebrides island arc (RV Jean Charcot SEAPSO 2 cruise): K-Ar geochronology and petrology // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1991. Vol. 46. P. 265–280.
 34. *Pascal G., Isacks B.L., Barazangi M., Dubois J.* Precise relocations of earthquakes and seismotectonics of the New Hebrides island arc // *Journal Geophysical Research*. 1978. Vol. 83. P. 4957–4973.
 35. *Pelletier B., Calmant S., Pillet R.* Current tectonics of the Tonga–New Hebrides region // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 164. P. 263–276.
 36. *Pontoise B., Tiffin D.* Seismic refraction results over the d'Entrecasteaux Zone west of the New Hebrides Arc // *Geodynamique*. 1986. Vol. 2. № 1. P. 109–120.
 37. *Prevot R., Roecker S.W., Isacks B.L., Chatelain J.L.* Mapping of low P wave velocity structures in the subducting plate of the Central New Hebrides, Southwest Pacific // *Journal Geophysical Research*. 1991. Vol. 96. P. 19825–19842.
 38. *Price R.C., Johnson L.E., Crawford A.J.* Basalts of the North Fiji Basin: the generation of back arc basin magmas by mixing of depleted and enriched mantle sources

- es // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1990. Vol. 105. P. 106–121.
39. Price R.C., Kroenke L.W. Tectonics and magma genesis in the northern North Fiji Basin // *Marine Geology*. 1991. Vol. 98. P. 241–258.
40. Ravenne C., Pascal G., Dubois J., Dugas F., Montadert L. Model of a young intra-oceanic arc: The New Hebrides island arc // *International Symposium on Geodynamic in South-West Pacific, Noumea (New Caledonia), 27 August–2 September 1976*. Editions Technip, Paris, 1977. P. 63–78.
41. Taylor F.W., Bevis M.G., Schutz B.E., Kuang D., Recy J., Calmant S., Charley D., Regnier M., Perin B., Jackson M., Reichenfeld C. Geodetic measurements of convergence at the New Hebrides island arc fragmentation caused by an impinging aseismic ridge // *Geology*. 1995. Vol. 23. P. 1011–1014.
42. Turner S., Hawkesworth C. Constraints on flux rates and mantle dynamics beneath island arcs from Tonga–Kermadec lava geochemistry // *Nature*. 1997. Vol. 389. P. 568–573.
43. van der Hilst R. Complex morphology of subducted lithosphere in the mantle beneath the Tonga trench // *Nature*. 1995. Vol. 374. P. 154–157.
44. Woodhall D. Geology of Rotuma // *Mineral Resources Department. Fiji. Bulletin*. 1986. Vol. 8.

Рецензенты: А.А. Моссаковский,
Н.А. Богданов

Deep Structure and Geodynamic Evolution of the Tonga-New Hebrides Region from Seismic Tomography Data

V. Yu. Kolobov, I. Yu. Kulakov, and Yu. V. Tikunov

*Institute of Geology, Siberian Division, Russian Academy of Sciences,
pr. Akademika Koptyuga 3, Novosibirsk, 630090 Russia*

Abstract—Using the results of seismic-tomography research based on an inverse teleseismic model and correlated with the results of bathymetric, satellite-gravity, geodetic, seismological, and magnetic measurements, and also with the data available for the petrology, geochemistry, geology, stratigraphy, and tectonics of the major morphostructures from the Tonga-New Hebrides region, a geodynamic model is offered for the region of junction between the Australian and Pacific plates. It is shown that the tectonics of the region is associated with the structure of convection flows in the mantle. Flat regions with high P wave velocities have been recorded near the Vityaz Trench, which dip gently in the SW direction and seem to be the residual fragments of some slab of the Pacific plate which had been subducted under the Australian plate prior to a change in its polarity. The displacement of the subduction zone from the base of the Lau-Corville Ridge eastward into the region of the Tonga-Kermadec Trench had been imprinted in the morphology of the down-going slab of the Pacific plate. The results of seismic tomography show that the regions of most active volcanic activity in the Tonga-New Hebrides region are connected with the ascending flows of low-density mantle masses displaced by the down-going “cold” slabs. The isotope geochronology data available for the indicator igneous rocks, along with the data available for the penetration depth of the Australian plate slab into the upper mantle suggest that the subduction along the North and South New Hebrides troughs began relatively recently, at the boundary of the Early Pliocene (4–4.5 Ma).

КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ ГРУЗИИ

© 2003 г. И. В. Бондырев

Институт географии им. Вахушти Багратиони АН Грузии, Тбилиси, 380093, ул. Хоштария, 30
Поступила в редакцию 03.09.2001 г.

Анализируются особенности пространственного размещения, узлы концентрации и т.д., выявленные при дешифрировании космофотоснимков (а в ряде случаев – геофизическими методами) кольцевых, овальных и спиральных структур Грузии. Установлена определенная корреляция между отдельными морфоструктурами, их геологическим строением, особенностями тектоники и рудоносностью. Предложена сводная карта пространственного размещения кольцевых структур Грузии, а также карты отдельных, наиболее интересных районов или наиболее типичных кольцевых структур. Детально рассмотрены выраженность в рельефе, связь с оруденением, возможный генезис некоторых региональных и локальных кольцевых структур, а также вопрос об использовании кольцевых структур Грузии в качестве одного из поисковых критериев.

ВВЕДЕНИЕ

В имеющейся на сегодня довольно многочисленной литературе по космическим методам исследования [11, 12, 26] и проблемам пространственного размещения [18, 21, 25, 29, 32, 33], выраженности в рельефе и геологическом строении [1, 5, 20, 24, 27], а также генезисе различных кольцевых структур планеты [8, 14, 15, 21, 22, 23, 31] территория Грузии оставалась сравнительно малоизвестным регионом. Это обусловлено, с одной стороны, малодоступностью имеющейся литературы о кольцевых структурах Грузии [2, 3, 7, 19, 34, 35, 38], а с другой – отсутствием широкого интереса к этой проблеме.

Впервые кольцевые структуры на территории Грузии были описаны в 1974 г. [10]. Затем в течение целого ряда лет основная работа по данной проблематике осуществлялась в аэрогеологической партии “Грузгеологии” под руководством Р.И. Торозова [34–36]. За последние 10–15 лет были изучены кольцевые структуры Верхней Сванетии [16, 17], Болнисского района [13], Абхазии [2, 7, 35], Рача-Лечхуми [6, 7], бассейна р. Дзеджора [2], Джавахетии [7, 37], Сомхитского хребта [7] и др.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Накопленный материал позволяет охарактеризовать в общих чертах кольцевые структуры Грузии, их выраженность в рельефе, геологическом строении, связь их с оруденением, а также, в ряде случаев, их генезис.

На территории Грузии можно достаточно четко выделить более 15 региональных и свыше 160 локальных и местных кольцевых структур (рис. 1). Анализ пространственного размещения кольцевых структур позволил выделить несколько основных узлов их концентрации: Абхазский, Рача-Лечхумский, Дзеджорский, Кахетинский

(с Северо-Восточным и Иорским участками), Мирзаанский, Южно-Грузинский и Аджарский¹.

Следует отметить, что различные типы кольцевых структур по-разному выражены в рельефе, геологическом строении или геофизических полях. Проблема же генезиса кольцевых структур до сих пор остается дискуссионной [6, 7].

Как отмечает А.С. Балуев, с увеличением диаметра кольцевых структур “...падает достоверность определения их происхождения и, начиная с определенного размера (150–270 км), эти структуры уже с трудом поддаются генетической интерпретации” [26, стр. 75]. В данной работе мы не рассматриваем кольцевые структуры, диаметр которых превышает 100 км, однако определение генезиса большинства из них представляет собой крайне сложную и неоднозначную задачу. По мнению Р.И. Торозова [36], все разнообразие кольцевых структур Грузии по особенностям генезиса можно свести к следующим пяти типам: пликативные, дизъюнктивные, интрузивные, вулканические и экзодинамические. Однако, за исключением вулканогенных кольцевых структур, вряд ли можно однозначно решить эту проблему.

Среди отмеченных выше региональных кольцевых структур выделяется 12, довольно четко выраженных в рельефе в виде отдельных морфоструктур, диаметром от 20 до 80 км. Это такие образования, как Чиатурско-Дзирульская кольцевая структура (антиклинорно-горстовый платообразный массив) – I² (см. рис. 1), Южно-Грузинская (сводное поднятие) – II, Центрально-Иорская (плоскогорье, образованное пенепленизированной антиклиналью) – III, Эршутская (вулканиче-

¹ Примечательно, что эти узлы довольно хорошо коррелируются с ареалами распространения и локализацией поселений палеолитического человека, ставя перед нами проблему, требующую специального изучения [39, 40].

² Данные номера соответствуют номерам на рис. 1.

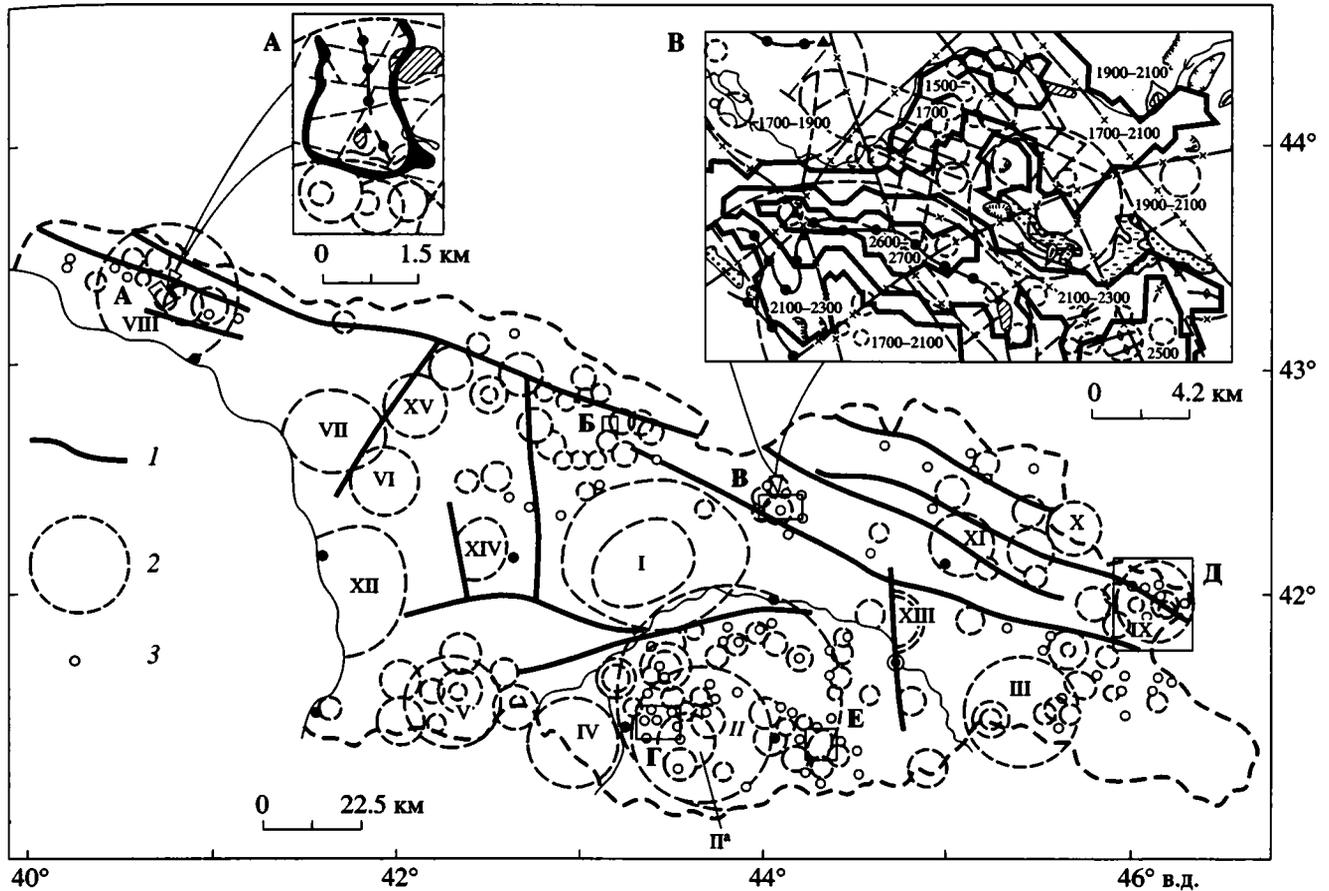


Рис. 1. Кольцевые структуры Грузии

I–XV – региональные кольцевые структуры: I – Чнатурско-Дзирулская; II – Южно-Грузинская (II^a – Джавахетская); III – Центрально-Иорская; IV – Эршутская; V – Хулойская; VI – Одишская; VII – Окумская; VIII – Абхазская; IX – Кахетинская (Лагодехская); X – Дидойская; XI – Ахметская; XII – Колхидская; XIII – Казбегская; XIV – Кутаисская (Цкуалтубская); XV – Ингурская.

Участки: А – Аапстанский; Б – Чорди-Кваиссинский. Участки: В – Лухумисцальский; Г – Джавахетский; Д – Лагодехский, Е – Поладаурско-Маднеульский (1 – линейные тектонические нарушения (крупные); 2 – региональные и 3 – локальные кольцевые структуры. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.).

Условные обозначения к врезкам см. на рис. 2. Более подробное описание врезок дается в тексте

ское нагорье) – IV, Одишская (синклиорное плато) – VI, Окумская (синклиорный массив) – VII, Абхазская (надвиговый массив) – VIII, Ахметская (складчатый массив ?) – XI.

Из региональных кольцевых структур, приуроченных к отрицательным формам земной поверхности, следует отметить Дидойскую (X) и Хулойскую (V) котловины, Колхидскую (депресссионная низменность) – XII.

Не удалось найти соответствующее отражение в рельефе и геологическом строении для таких кольцевых структур, как Кахетинская (IX), Кутаисская (XIV), Ингурская (XV) и др.

В табл. 1 приведены основные характеристики наиболее изученных кольцевых структур Грузии.

ВЫРАЖЕННОСТЬ В РЕЛЬЕФЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ

На рис. 1 имеются врезки, отражающие особенности локальных и местных кольцевых структур

отдельных участков территории страны. Так, на врезке А изображен фрагмент Абхазской кольцевой структуры и ряд более мелких структур-сателлитов и показана их связь с рудоносностью (барит-полиметаллическими) жильными телами.

Другим не менее показательным участком является бассейн р. Джджора. Здесь особый интерес представляют Эрцойская и Дагверульская кольцевые структуры (участок Б). В центральной части этих структур расположены более мелкие кольцевые структуры, приуроченные к узлам пересечения региональных разломов диагонального и субширотного простирания, осложненных сетью оперяющих разломов и зон трещиноватости.

Эрцойская кольцевая структура, диаметром 8.7 км, представляет собой грабен-синклиналиную депрессию, искромсанную разломами до степени “разбитой тарелки” и сложенную верхнеюрскими доломитизированными известняками, а в центральной части – глинистыми песчаниками,

Взаимосвязь выявленных кольцевых структур Грузии с геологическим строением, тектоникой, рудоносностью и их выраженность в рельефе

Номер на схеме	Название	Диаметр, км	Геологическое строение	Тектоническая структура	Выраженность в рельефе	Рудный район или участок и основные рудоносные формации
I	Чиатурско-Дзирульская	60–80 (30–40)	Палеозойские гранитоиды, известняки и мергели мела, неогеновые песчаники и конгломераты	Грузинская глыба	Верхнеимеретинский сводово-горстовый массив и Дзирульское денудационное плато	Центрально-Имеретинский рудный район (марганцевая, пегматитовая и редкометалльная)
II	Южно-Грузинская	80–95	Андезито-дацитовые лавы неоген-четвертичной эпохи, реже – песчаники палеогена	Сводовое поднятие	Южно-Грузинское вулканическое нагорье и основная часть Триалетского хребта	Болнисский рудный район (медно-барит-полиметаллическая), Арджванский рудный район (золотоносная барит-полиметаллическая)
III	Центрально-Иорская	40	Конгломераты и песчаники неогена, отложения майкопской серии	Покровная антиклиналь	Западный блок Иорского плоскогорья	Безрудная
IV	Эрушетская	35–40	Неоген-четвертичные эффузивы	Сводовое поднятие	Эрушетское нагорье	Безрудная
V	Хулойская	40–42	Андезиты, конгломераты, туфопесчаники эоцена	Аспиндзская антиклиналь	Хулойская котловина	Аджарский рудный район (меднополиметаллическая)
VI	Одишская	30	Известняки, мергели и конгломераты мела–палеогена	Сводовое поднятие	Одишское блоково-синклинальное наклонное плато	Безрудная
VII	Окумская	30–45	Известняки, мергели и глинистые песчаники мела–палеогена	Зона складок и надвигов сев. крыла Самурзканской антиклинали	Известняковые массивы центральной части Абхазско-Мегрельской грядовой возвышенности	Ткварчельский рудный район (угольная)
VIII	Абхазская	45–55	Известняки и порфириды юры–мела	Гагрская зона надвига	Бзыбский массив	Абхазский рудный район (ртутная, барито-свинцово-цинковая и редкометалльная)
IX	Лагодехская	30	Глинистые сланцы, мергели и песчаники юры	Лагодехский блок эвгеосинклинали Южного склона	Не выражена в рельефе	Кахетинский рудный район (медно-пирротиновая и колчедано-полиметаллическая)
X	Дидойская	20	Глинистые сланцы юры	Зона надвигов на восточное погружение антиклинория Главного водораздела	Дидойская котловина	Тушетско-Дидойский рудный узел (медно-пирротиновая)
XI	Ахметская	25	Известняки, мергели и песчаники юры–мела	Зона контакта Алазанской зоны погружения и зоны карбонатного флиша	Не выражена в рельефе	Кахетинский рудный район (медно-пирротиновая, колчедано-полиметаллическая)
XII	Колхидская	20–30	Четвертичные отложения	Рионский грабен	Чаладидский участок Колхидской низменности	Причерноморский рудный район (магнетитовые пески)

брекчиями и конгломератами верхнего эоцена. Юго-западная часть кольцевой структуры занята заболоченной Эрцойской котловиной. По-видимому, образование Эрцойской кольцевой структуры связано каким-то образом с блоковыми поднятиями, имевшими место на неотектонической стадии развития рельефа Кавказа [30], которые обусловили наличие сравнительно стабильного блока Палео-Эрцойской котловины, зажатого с северо-запада и юго-востока более мобильными и приподнятыми блоками. Об этом свидетельствуют и выходы среднеюрских гранитоидов, выведенных на поверхность и вскрытых эрозией на северном продолжении Эрцойской синклинали, к северу от массива Валь-хох.

Иная картина наблюдается при анализе Дагверульской кольцевой структуры. Структура, размером 6.5×8.4 км, диагонально делится на две почти равные части зоной регионального надвига, в котором на поверхность выходят морские отложения сармата. Примечательно, что в пределах данной кольцевой структуры оси складок затушевываются, позволяя предполагать сравнительно молодой (постнеогеновый) возраст данной структуры. Небольшая местная кольцевая структура, расположенная южнее Дагверульской, имеет четко выраженный литологический характер и сложена пресноводными глинами и конгломератами, несогласно залегающими на верхнесарматских морских отложениях. В рельефе Дагверульская кольцевая структура выражена слабо, хотя довольно хорошо прослеживается по особенностям гидросети. Некоторые местные кольцевые структуры, сложенные так называемыми “рифогенными” известняками (например, Квайса-хохская), имеют, по-видимому, биогенное происхождение.

Интересна кольцевая структура долины р. Лухумисцкали (см. рис. 2 и вырезку В на рис. 1). Своеобразный рельеф долины совпадает с общим планом оро- и гидрографии Рача-Лечхумского региона. Ярko выраженная антеценденная долина р. Лухумисцкали пререзает не только породы сравнительно молодого Лухумского взброс-сдвига, но и толщу Сакауру-Лухумской антиклинали, сложенную юрскими песчаниками и глинистыми сланцами. Если учесть, что протяженных субмеридиональных тектонических нарушений здесь не выявлено, то, по-видимому, есть основания считать, что формирование рельефа этой территории связано с крупной локальной Квацixe-Зопхитской кольцевой структурой (см. рис. 2), ответственной как за формирование трассы речной долины, так и за наличие резкого уступа в рельефе, отвесно обрывающегося к западу, образуя своеобразную куэстообразную форму водораздела рек Лухумисцкали и Сакаура.

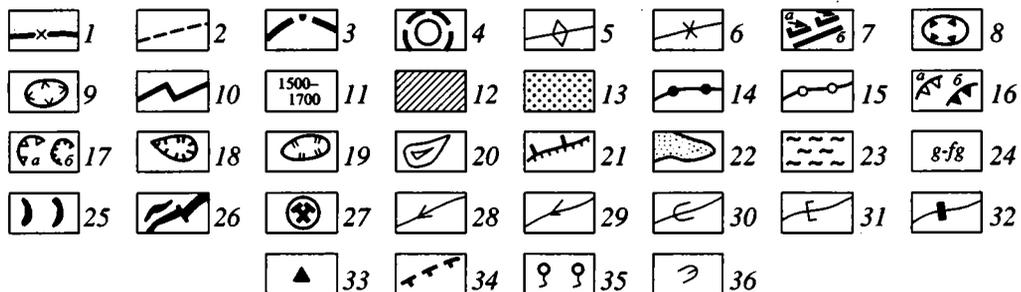
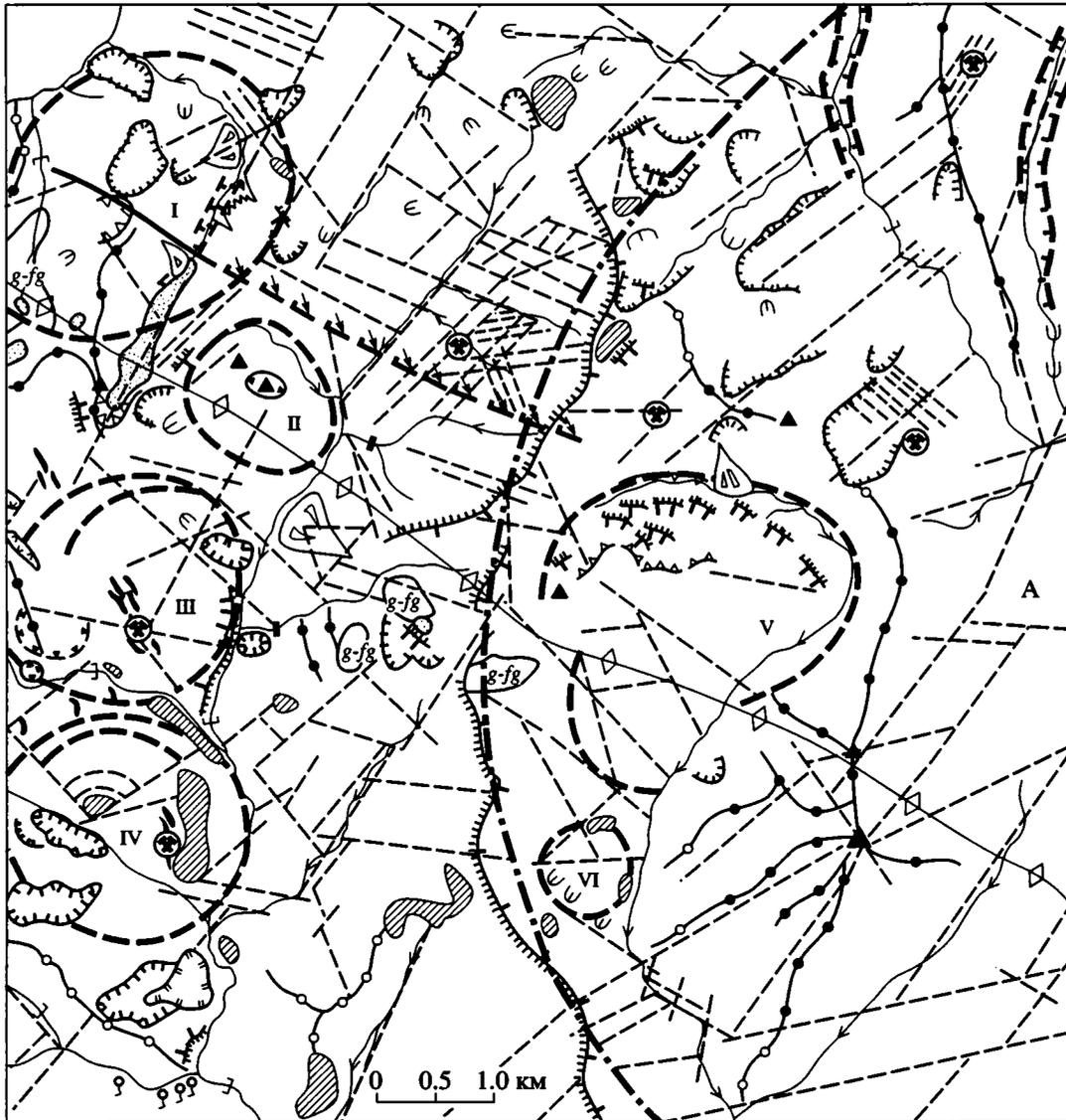
Помимо Квацixe-Зопхитской кольцевой структуры размером 8.5×10 км, здесь выявлено несколько более мелких структур: Леписцверская,

Дидмосахвевская, Каджианская, Латашурская и др. Диаметр этих структур колеблется от 2.0 до 4.2 км. Детальное изучение этих участков показало, что в центре или же в пределах контура этих кольцевых структур фиксируются либо четко выраженные штокообразные тела (Дидмосахвевская кольцевая структура, сложенная мраморизированными известняками), либо резкие выступы рельефа (Каджианская кольцевая структура), образованные диабазовыми телами позднеюрского возраста. Все это позволяет предположить, что в основе генезиса этих кольцевых структур могут лежать не вскрытые эрозией интрузивные тела. Следует отметить, что контур выраженной на космофотоснимках Квацixe-Зопхитской кольцевой структуры представляет собой зону шириной 0.5–1.2 км, вдоль которой размещаются гидротермальные рудные месторождения с шагом 2–5 км от осевой части этой зоны, отображенной на рис. 2 в виде внешнего контура Квацixe-Зопхитской кольцевой структуры.

В других регионах Грузии, за исключением Южной Грузии, Кельского плато и Яглуджской кольцевой структуры (грядовая возвышенность к северу от Цаласкурской равнины, образованная вскрытым ядром брахиантиклинали), кольцевые структуры (Дебединская, Цхалтубская, Ходжали-Эгрисская и многие др.) почти не поддаются генетической идентификации.

Так, в пределах Лагодехской кольцевой структуры (рис. 3, см. участок Д на рис. 1), охватывающей восточный сегмент Кахетинского Кавкасион (от Главного водораздела до долины р. Алазани), выявлено более 15 кольцевых структур диаметром от 1 до 12 км: Аванисхевская, Шорохевская, Байсубанская, Мазымчайская и др. [6, 35]. Некоторые из этих структур представляют собой сложные образования. Так, Аванисхевская кольцевая структура представлена вложенными формами диаметром 4 и 12.2 км. Лагодехская и Байсубанская кольцевые структуры похожи на своеобразные спирали, аналогичные так называемым “вихревым структурам” [28]. Все эти структуры практически не выражены ни в рельефе, ни в геологическом строении. Исключение составляет Мшвидобанская кольцевая структура, внутри контура которой наблюдаются единственные в данном районе выходы пород верхней юры (глины, песчаники), вскрытые речной эрозией. Генезис этих форм до сих пор остается невыясненным.

Гораздо более четко выражен генезис кольцевых структур Южно-Грузинского вулканического нагорья. Практически все они имеют вулканогенное происхождение и представляют собой конусы, кальдеры, центры извержения лав и т.д., что хорошо видно на геологической карте западной части Джавахетского нагорья (рис. 4). Согласно Г.И. Худякову и др. [37], самая крупная из них Джавахетская кольцевая структура (см. рис. 1)



является кольцевой вулcano-тектонической депрессией. Однако из предложенной этими авторами схемы глубинного строения этой структуры (рис. 5) такой вывод не вытекает. Более того, из рисунка видно, что структура имеет ярко выраженный сводовый характер, а расположенная в ее центральной части котловина Параванского озера образовалась в результате подпора застывшими лавовыми потоками речных долин и пере-

стройки гидросети региона, а не опускания поверхности по линиям разломов, что подтверждается данными полевых исследований.

Несколько иного мнения придерживается Н.П. Гамкредидзе [13], который считает, что магматогенные центральнокольцевые структуры фиксируются в результате экзогенных и эндогенных геодинамических процессов, реализующихся в растяжении и сжатии земной коры. Им выделя-

Рис. 2. Структурно-геоморфологическая карта бассейна р. Лухумисцкали

1 – региональные разломы; 2 – линии тектонических нарушений и зон трещиноватости; 3 – региональные кольцевые структуры; 4 – локальные и местные кольцевые структуры; 5 – ось антиклинали; 6 – ось синклинали; 7 – взбросо-сдвиг (а), глубинный разлом (б), фиксируемый по геофизическим данным; 8 – штокообразная форма; 9 – подножья отдельно стоящих массивов; 10 – границы структурных блоков; 11 – отметки высотных уровней; 12 – выровненные поверхности; 13 – плоские межгорные долины; 14, 15 – гребни водоразделов: 14 – острые зубчатые, 15 – округлые плавные; 16 – небольшие уступы в рельефе: эрозионные (а) и денудационные (б); 17 – цирки (а), кары (б); 18 – живые и 19 – стабилизировавшиеся оползни; 20 – конусы выноса пролювиального материала; 21 – куэсты, 22 – современные ледники; 23 – заболоченные депрессии; 24 – ледниковые и флювиогляциальные отложения; 25 – конечные морены; 26 – рудоносные дайки; 27 – месторождения и рудопроявления; 28–31 – речные долины: 28 – V-образная симметричная, 29 – V-образная асимметричная, 30 – U-образная, 31 – корытообразная; 32 – водопады, 33 – отдельные вершины; 34 – боковая морена; 35 – выходы подземных вод (минеральные источники); 36 – осывы.

Нелинейные морфоструктуры: местные: I – Низутицверский антиклинально-надвиговый массив, испытавший незначительное сводовое поднятие с активным развитием оползневых и селевых процессов, II – Дидмосахвевский сводовый массив с присводовым штокообразным участком, сложенным мраморизованными известняками, III – Каджиданский приподнятый овално-блоковый участок водораздела рек Каджиани и Безымянной, с многочисленными выходами диабазовых и диабаз-порфировых даек, IV – Латашурский приподнятый овалный блок водораздела рек Латашурисцкали и Каджиани, с выровненными поверхностями и выходами диабазовых даек и жильных тел, V – Саламгруманский инверсионный овалный массив, приуроченный к замку антиклинали на контакте будзгорской и саглольской подсвит (свита геске) нижнего мела, VI – кольцевой фрагмент плоской приводораздельной поверхности Квацше-Квацхе, в зоне выклинивания ноцарульской свиты; региональные: А – Будзгорский овално-приподнятый блок Шодского хребта, обрывающийся на западе к долине р. Лухумисцкали резким Саламгруманским уступом, а на востоке переходящий в Зопхитский участок долины р. Риони

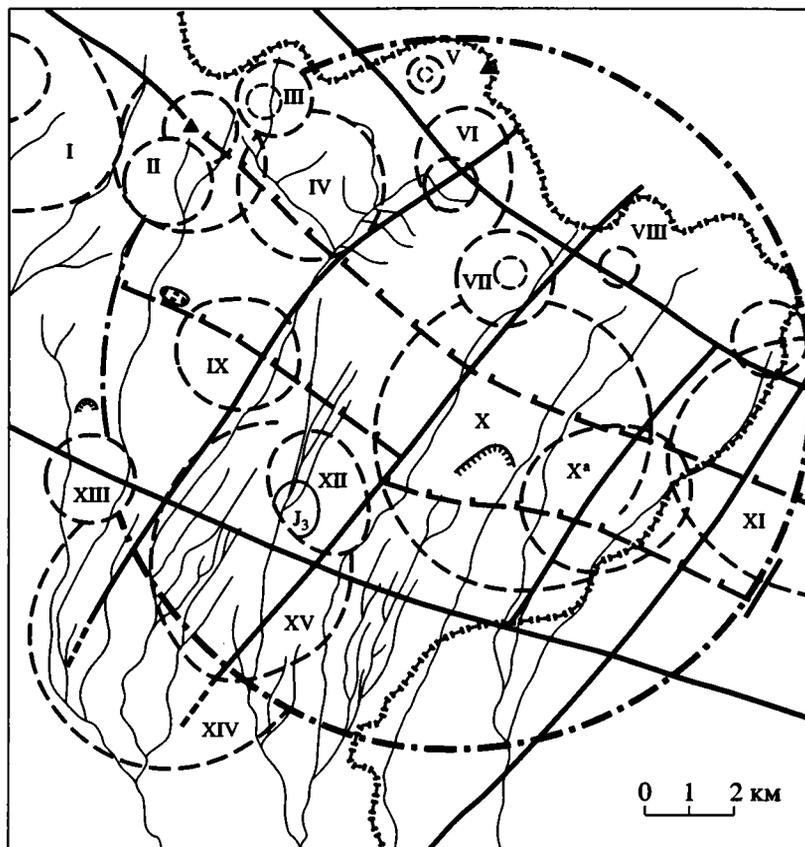


Рис. 3. Северо-восточный (Лагодехский) участок Кахетинского узла кольцевых структур

I–XV – кольцевые структуры: I – Аванисхевская, II – Шорохевская, III – Вантляшенская, IV – Чаласаладорская, V – Верхнекабальская, VI – Кабальская, VII – Байтубанская, VIII – Шромисхевская, IX – Ганджалская, X – Лагодехская, X^a – Водопадная, XI – Мазымчайская, XII – Мшвидобанская, XIII – Земоболквская, XIV – Апенская, XV – Вардисубанская.

Условные обозначения см. на рис. 2

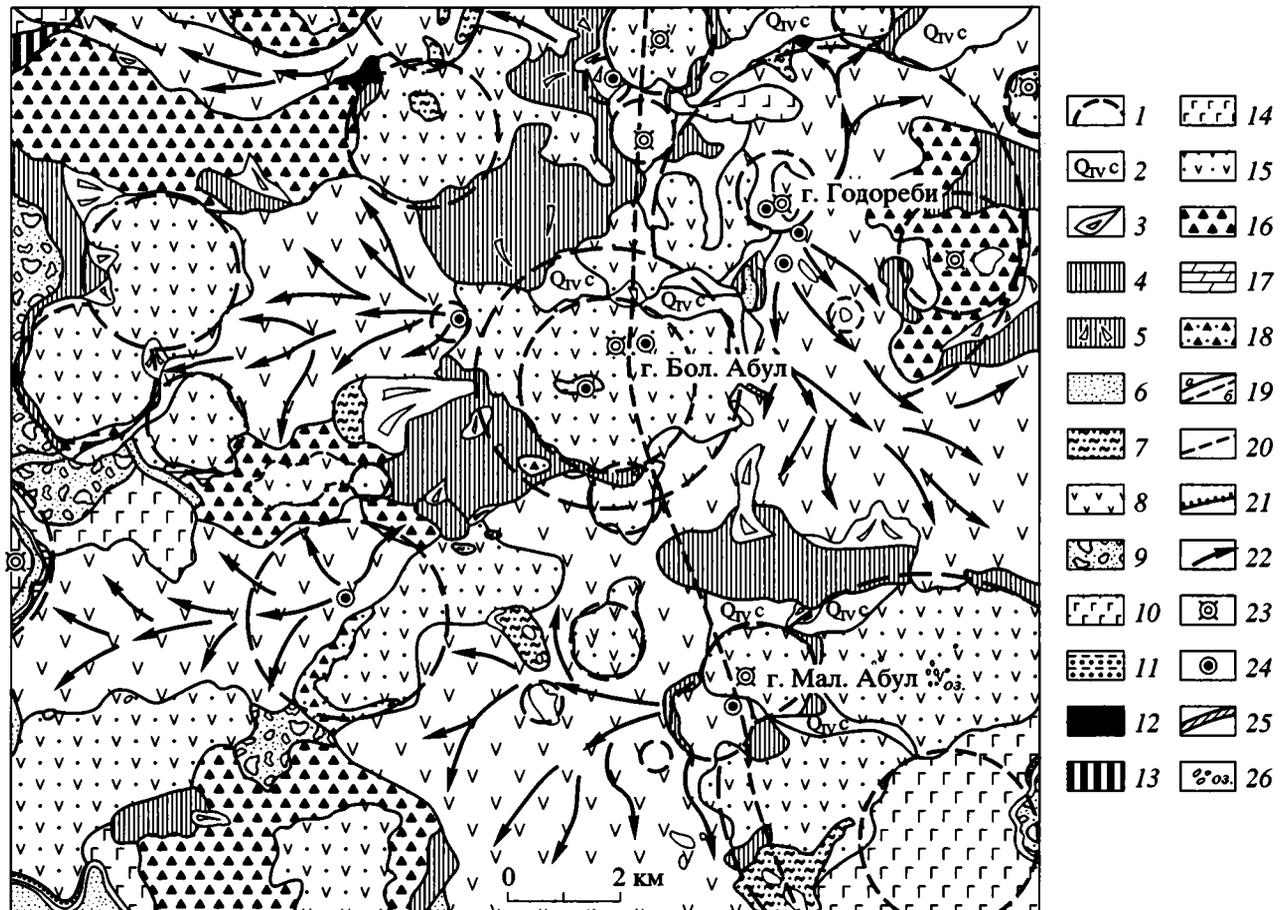


Рис. 4. Геологическая схема и кольцевые структуры западной части Джавахетского нагорья

1 – кольцевые структуры; 2 – колювиальные отложения (каменные моря и чингилы); 3–6 – отложения: 3 – пролювиальные, 4 – делювиальные, 5 – делювиально-пролювиальные, 6 – пойменные (галечники и глины); 7 – озерные глины; 8 – черные смолянокремнистые стекловидные андезиты и андезито-дациты; 9 – плейстоценовые озерно-аллювиальные отложения; 10 – серые порфиристые оливиновые долериты; 11 – плейстоцен-плиоценовые озерные глины; 12 – позднеплейстоценовые андезиты; 13 – позднеплиоценовые туфы; 14 – позднеплиоценовые долериты, андезито-базальты и их брекчии; 15 – раннеплиоценовые андезиты и андезито-дациты; 16 – позднемиоценовые брекчии и туфы; 17 – верхнеэоценовые глины, песчаники и мергели; 18 – среднеэоценовые андезитовые порфиры, лавовые и туфогенные брекчии и туфопесчаники; 19 – границы между стратиграфическими (а) и литологическими (б) комплексами; 20 – линии тектонических нарушений; 21 – несогласная литолого-стратиграфическая граница; 22 – направления течения лавовых покровов; 23, 24 – центры вулканов: 23 – миоценовых–плиоценовых, 24 – четвертичных; 25 – зона измененных пород; 26 – мелкие озера на поверхности лавовых потоков

ются два типа магматогенных кольцевых структур: необращенного и обращенного класса. Первые представлены шлаковыми конусами, куполовидными экструзиями, стратовулканами и субвулканическими структурами. Вторые – образуются в результате проседания первичного конуса вследствие опускания магматического очага, приводящего к проседанию, обрушиванию или кальдерообразованию. При этом геофизическими критериями для выявления магматогенных кольцевых структур служат: а) наличие изометрических замкнутых локальных аномалий Δg и ΔT , б) наличие кольцевых и радиальных градиентных зон Δg , нарушение корреляции ΔT , в) изменения характера гравимагнитных полей, указывающие на наличие дугообразных субинтрузивных тел, даек, силлов и

др., г) изменение сейсмического волнового поля по периметру кольцевых структур и т.д. Проведенные этим автором геофизические исследования территории Южной Грузии [13] позволили установить, что Абул-Самсарская вулканическая структура кольцевого типа четко выражена не только в рельефе и геологическом строении, но и подчеркивается характером гравитационного поля. Крупная аномалия Буге, отражающая в общем виде морфоструктуру Абул-Самсарского хребта (вулканической горной цепи), имеет обратный знак. Локальные минимумы этой аномалии соответствуют узлам концентрации вулканических конусов (т.е. малых и локальных кольцевых структур). Подножье хребта характеризуется наличием зоны высокого градиента гравитацион-

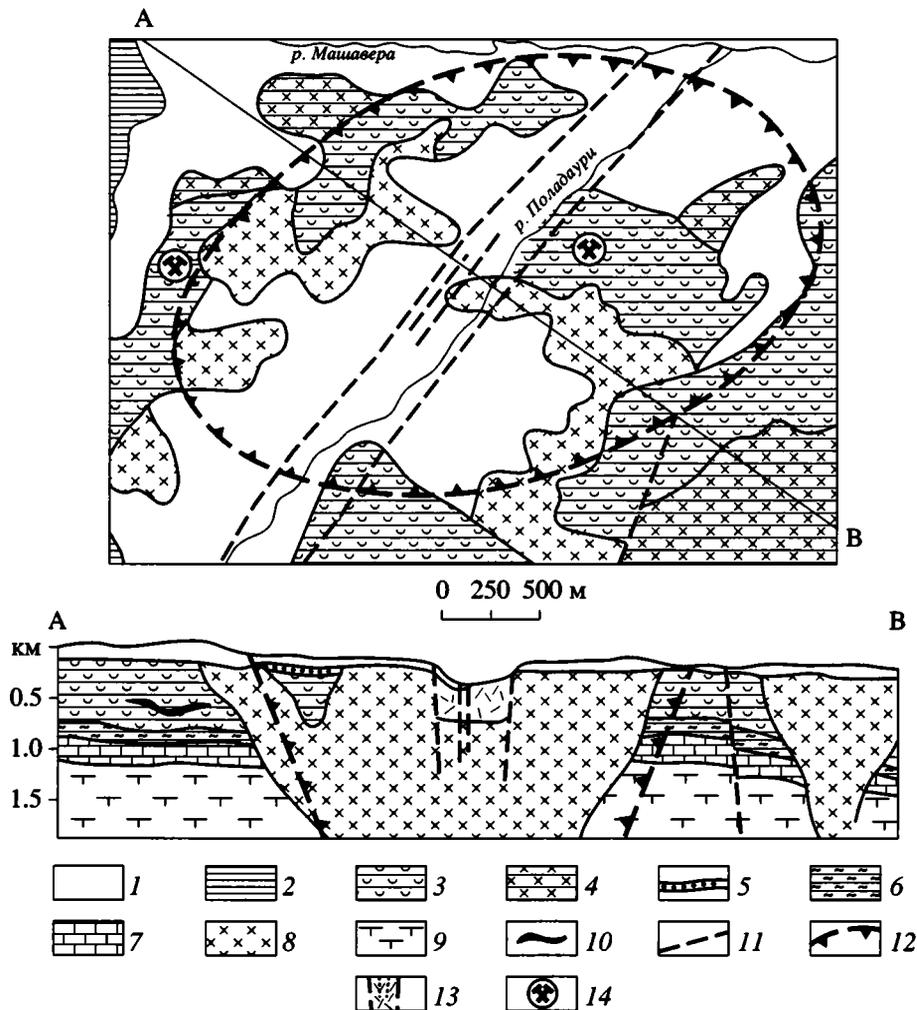


Рис. 6. Поладаурская очаговая овальная структура. Составлена с использованием материалов В.В. Панцулая

1 – нерасчлененные неоген-четвертичные аллювиально-пролювиально-делювиальные отложения; 2 – вулканогенно-осадочные породы мела (базальты, андезиты, дациты, риолиты и др.); 3–5 – верхнемеловые отложения: 3 – туфы, лавовые потоки, 4 – риолиты и дациты, 5 – прослой гравелитов, песчаников и алевролитов; 6–8 – толщи мела: 6 – карбонатная (известняки, мергели), 7 – вулканогенная (туфы, туфобрекчии, вулканолитовые песчаники), 8 – гипабиссальные гранодиорит-порфиры позднего мела; 9 – метаморфические сланцы доюрского фундамента; 10 – зона оруденения; 11 – глубинные разломы; 12 – синвулканические разломы, образующие кольцевую (овальную) структуру; 13 – трог проседания; 14 – рудные месторождения

толит. Слагающие эту структуру породы, по-видимому, насыщались гидротермальными растворами именно из этого очага (см. рис. 1, врезка А, Г).

Из локальных структур Южной Грузии наиболее представительна Поладаурская овальная структура размером 6.5×4 км, расположенная у слияния рек Поладаури и Машавера. Кольцевая структура образована синвулканическими разломами и трещинами по контуру древнего (предположительно мелового) вулкана (рис. 6, см. рис. 1, участок Е). Район расположен в тектонически сравнительно спокойном, на протяжении неотектонического этапа, блоке. Это обусловило длительную пенеппенизацию, снивелировавшую рельеф и полностью уничтожившую вулканический

конус. При этом древние структуры довольно хорошо сохранились под слоем неоген-четвертичных аллювиально-пролювиально-делювиальных отложений. В центральной части палеовулкана, осложненной вторичными тектоническими трещинами диагонального простирания, происходили наиболее сильные изменения структуры и цельности породы, что привело к их большей раздробленности и сносу, образованию своеобразной троговой формы, по которой происходило оседание и вынос материала. В центре и на окружности кольцевой структуры расположены медное (Цителсопельское) и медно-барит-полиметаллическое (Квемо-Болнисское) месторождения, генетически связанные с данной структурой.

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ

В целом на всей территории Грузии отмечается определенная закономерность в пространственной связи кольцевых структур, морфоструктур, особенностей тектонического строения и рудоносности (см. табл. 1). Консолидация большого числа локальных и местных кольцевых структур в виде отдельных скоплений или групп на небольших участках окружности региональных кольцевых структур, сопровождаемая субширотными и меридиональными разломами, представляет собой важный рудоконтролирующий признак.

Рудоносными являются лишь локальные или местные кольцевые структуры, расположенные на линии долгоживущих разломов. Выявление узлов пересечения отдельных морфоструктур, субширотных разломов и локальных кольцевых структур в местах с наиболее сложной конфигурацией границ структурных блоков является одним из перспективных поисковых критериев.

Наряду с рудоносными, отмечаются и стерильные на оруденение кольцевые структуры (см. табл. 1). Поиски корреляционных связей кольцевых структур с оруденением на территории Грузии требуют дальнейших исследований. На данном этапе можно делать лишь предварительные выводы, которые тем не менее свидетельствуют о высокой перспективности этих исследований.

Следует отметить, что одним из важных аспектов данной проблемы является анализ конкретных условий формирования рудных тел на основе учета блоковой тектоники, который невозможно осуществить без палеогеографических реконструкций и анализа палеотектоники перспективных площадей. Это, в первую очередь, восстановление истории формирования кольцевых морфоструктур. Кроме того, немаловажное значение имеет выявление роли эрозионного среза как показателя скорости геодинамических процессов, с одной стороны, и сохранности рудных тел и горизонтов – с другой. Важно также оценить взаимодействие линейных и кольцевых структур, которое приводит иногда к образованию уникальных геологических объектов, не имеющих аналогов. В качестве примера можно привести так называемую “Аппиевую дорогу”, расположенную в пределах одного из периферийных колец Абхазской кольцевой структуры, представляющую собой залегающую среди слоев массивных известняков и вытянувшуюся на 0,56 км полосу вертикально вздыбленных плит гидротермально измененного известняка, разбитого трещинами [8]. По-видимому, это результат своеобразного сочетания тектонических подвижек, особенностей геологического строения и действия экзодинамических процессов [4, 7].

Автор выражает благодарность Ю.К. Бахтадзе, ознакомившемуся с рукописью статьи и сделавшему ценные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Балуев А.С.* Кольцевые структуры в южной части Мозамбикского пояса и их роль в размещении пегматитовых месторождений // Изв. вузов. Сер. геология и разведка. 1989. № 2. С. 3–13.
2. *Бондырев И.В.* Возможности применения морфоструктурного анализа при проведении поисково-разведочных работ (на примере Квайсинского рудного поля) // ЭИ. Сер. геология. Тбилиси: ГрузНИИТИ, 1986. № 3. 4 с.
3. *Бондырев И.В.* Опыт применения структурно-геоморфологических методов при поисках полезных ископаемых в Абхазском рудном районе // Актуальные вопросы наук о Земле / Ред. И.В. Бондырев. Тбилиси: Изд-во ТГУ, 1986. С. 44–46.
4. *Бондырев И.В.* “Аппиева дорога” в Абхазских Альпах // Природа Грузии (Сакартвелос бунеба). 1989. № 2. С. 11–12 (на груз. яз.).
5. *Бондырев И.В.* Кольцевые структуры Мозамбика и вопросы их классификации // Геоморфологическое строение и развитие зон перехода от континентов к океанам. Владивосток: ТИГ ДНЦ АН СССР, 1989. С. 110.
6. *Бондырев И.В.* Аэрокосмические исследования и проблема кольцевых структур. Тбилиси: Техинформ, 1991. 73 с.
7. *Бондырев И.В.* Новый взгляд на некоторые проблемы геоморфологии Грузии. Тбилиси: ИГ АН Грузии, Полиграф, 2000. 72 с.
8. *Бондырев И.В., Бахтадзе Ю.К.* О возможности нахождения гидротермальных рудоносных структур постмелового возраста в Западной Грузии // ИЛ. Сер. геология. Тбилиси: ГрузНИИТИ, 1989. № 8. 4 с.
9. *Бондырев И.В., Бондырев Ив.И.* Уникальное геологическое явление в горах Грузии // Мецниереба да текника. 1989. № 9. С. 17–19 (на груз. яз.).
10. *Брусничкина Н.А., Гусев Н.А.* Возможности изучения глубинного строения Западной Грузии по данным дешифрирования космических снимков // Исследования природной среды космическими средствами. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1974. С. 43–50.
11. *Брюханов В.Н., Коген В.С., Натанов Л.М., Ставцев А.Л., Яблонская Н.А.* Роль кольцевых структур и линеаментов, фиксированных из космоса, в локализации оруденения в складчатых поясах и областях тектоно-магматической активизации // Тез. докладов Международного симпозиума МАГРМ (Тбилиси, 6–12 октября 1982 г.). Тбилиси, 1982. С. 155–156.
12. *Бызова С.Л., Копп М.Л., Кудрин Н.Н. и др.* Дешифрирование тектонических линеаментов на космических снимках Кавказа // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. 1973. № 3. С. 51–61.
13. *Гамкрелидзе Н.П.* Геологическое строение, магматизм и металлогения Юго-Восточной Грузии по геофизическим данным. Тбилиси: Изд-во ТГУ, 1991. 340 с.
14. *Глуховский М.В.* Кольцевые структуры юго-востока Сибири и их возможная природа // Геотектоника. 1978. № 4. С. 50–63.
15. *Глуховский М.В., Кац Я.Г., Моралев В.М.* О нуклеарах континентов мира // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. 1983. № 8. С. 14–19.

16. Гоциридзе Г.Г. К вопросу возникновения некоторых кольцевых структур на территории Грузии // Тез. докл. Респуб. науч. сессии аспирант. и молод. спец. "География и современность". Тбилиси: ИГ АН Грузии, 1994. С. 23 (на груз. яз.).
17. Гоциридзе Г.Г. Исследования геодинамических процессов дистанционными методами (на примере Верхней Сванетии), Дис. ... канд. географ. наук. Тбилиси: ТГУ, 1995. 165 с.
18. Давиденко И.В., Зубков В.А. Минерагенические зоны и кольцевые структуры Африки // Обзорная информация. Сер. геология и разведка. М.: ВИЭМС, 1981. 38 с.
19. Джanelидзе Т.В., Панцулая В.В., Бондырев И.В. Перспективы системного анализа рудоносных структур и методы поиска минерального сырья // ОИ. Сер. геология. Тбилиси: ГрузНИИНТИ, 1990. 48 с.
20. Ежов Б.В. Морфоструктуры центрального типа // Морфоструктурные исследования. М.: Наука, 1985. С. 111–123.
21. Ежов Б.В., Худяков Г.И. Морфотектоника геодинамических систем центрального типа (новая глобальная концепция). Владивосток: ДНЦ АН СССР, 1984. 128 с.
22. Зейлик В.С. О происхождении дугообразных и кольцевых структур на Земле и других планетах (ударно-взрывная тектоника). М.: Геоинформ, 1978. 55 с.
23. Кац Я.Г., Козлов В.В., Полетаев А.И., Сулиди-Кондратьев Е.Д. Кольцевые структуры Земли: миф или реальность. М.: Наука, 1989. 188 с.
24. Козлов В.В. Кольцевые структуры // Т. 3. Горная энциклопедия. М.: Сов. энцикл., 1987. С. 66–67.
25. Космофотогеологическая карта линейных и кольцевых структур территории СССР. Масштаб 1 : 5000000 / Ред. А.Д. Щеглов. М.: Аэрогеология, 1979.
26. Космогеология СССР. М.: Недра, 1987. 240 с.
27. Кузнецов О.Л., Муравьев В.В. Физико-геологическая природа концентрически-зональных объектов дистанционного зондирования // Обзорная информация. Сер. геология и разведка. М.: ВИЭМС, 1986. 40 с.
28. Ли Сигуан. Вихревые структуры и другие проблемы, относящиеся к сочетанию геотектонических систем северо-западного Китая. М.: Гостеолтехиздат, 1958. 130 с.
29. Лукина Н.В., Караханян А.С., Сенин Б.В. и др. Линейные и кольцевые структуры Крымско-Кавказской области // Космическая информация в геологии. М.: Наука, 1983. С. 195–207.
30. Маруашвили Л.И. Геоморфология Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1971. 610 с.
31. Полетаев А.И. Кольцевые структуры Земли (по сейсмическим данным) // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. 1983. № 8. С. 159–161.
32. Попова Г.В. Кольцевые и линейные морфоструктуры Казахской складчатой страны. Алма-Ата: Наука, 1966. 12 с.
33. Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-геоморфологического анализа. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 110 с.
34. Торозов Р.И. Опыт структурной интерпретации кольцевых аномалий фотоизображений Грузии // Тез. докл. Всесоюз. совещ. "Кольцевые структуры и морфоструктуры – теоретические и прикладные аспекты". Владивосток: ТИГ ДНЦ АН СССР, 1991. С. 45.
35. Торозов Р.И., Бондырев И.В. Опыт применения дистанционных методов исследования геологического строения Грузии // ОИ. Сер. Геология. Тбилиси: ГрузНИИНТИ, 1984. 36 с.
36. Торозов Р.И., Злоказова Г.А. Опыт интерпретации космофотогеологических объектов Грузии // ЭИ. Сер. геология. Тбилиси: ГрузНИИНТИ, 1981. № 3. 4 с.
37. Худяков Г.И., Ежов Б.В., Табидзе Д.Д., Тигишвили Л.А. Морфоструктура Джавахетского нагорья (Южная Грузия) // Геоморфология. 1991. № 1. С. 96–102.
38. Bondyrev I.V. Recherches géomorphologiques en Géorgie et au Mozambique // La géographie en Géorgie / Edit. J.-K. Richar et N. Berutchachvili. Paris: ORSTOM, 1998. P. 32–43.
39. Bondyrev I.V. The Spatial Differentiation of the Earth-crust Energetic Parameters and Geography of Ancient Civilization // Bull. of Georgian Acad. Sci. Vol. 159. № 3. P. 445–448.
40. Bondyrev I.V. Energetical Junction in the Earth's Crust and Their Influence on the Landscapes and Included Sociums // Mat. I Georgia-Germany physical-geographical Workshop. Tbilisi: State Univer., 2000. P. 43–45.

Рецензенты: А.И. Суворов, Е.Е. Милановский

Ring Structures in Georgia

I. V. Bondyrev

Bagrioni Geographical Institute, Academy of Sciences of Georgia, ul. Khoshtariya 30, Tbilisi, 380093 Georgia

Abstract—The specific features of the spatial distribution, concentration areas, and other features of various ring, ovoid, and spiral structures in Georgia as detected on satellite images (and in some cases, from geophysical data) are analyzed. A certain correlation was found to exist between various morphostructures, their geologic structure, structural features, and mineralization. A composite ring structures location map and the maps of the most interesting regions or the most typical ring structures are proposed. The topographic expression, relationships with mineral deposits, and possible genesis of some regional and local ring structures are discussed in detail along with the problem of using ring structures in Georgia as a mineral prospecting criterion.

МОРАЛЕВ ВАЛЕРИЙ МИХАЙЛОВИЧ (к 75-летию со дня рождения)



1 января 2003 года исполнилось 75 лет доктору геолого-минералогических наук, Заслуженному деятелю науки Российской Федерации Валерию Михайловичу Моралеву – крупному ученому, посвятившему многие годы исследованию тектонической эволюции ранних стадий развития Земли, проблемам докембрийской металлогении и разработке теоретических основ обработки и использования космической информации для решения геологических задач.

После окончания с отличием Московского геолого-разведочного института им. С. Орджоникидзе В.М. Моралев работал на производстве, занимаясь геологической съемкой масштаба 1 : 200000 в Тувинской экспедиции ВАГТа в качестве геолога и начальника партии, а затем в Алданской экспедиции в качестве главного геолога (1957–1965 гг.). Позднее (1965–1972 гг.) он занимался изучением геологии и полезных ископаемых стран Среднего Востока и Южной Азии. Сначала он возглавил геолого-съемочные работы в Северном Афганистане, а затем полевые исследования докембрия Южной Индии в должности эксперта ООН.

С 1972 по 1978 год В.М. Моралев, занимая должность главного геолога научно-производственного объединения “Аэрогеология”, руководил разработкой и совершенствованием методов геологической съемки с помощью аэрокосмической информации для повышения эффективности региональных геологических исследований в различных районах страны. Одновременно он углубленно занимался проблемами эволюции процессов формирования континентальной литосферы на ранних этапах развития Земли, а также общими вопросами геотектоники и металлогении. Все эти научные направления исследований были продолжены В.М. Моралевым после перехода его в 1978 году в Институт литосферы АН СССР, где он подготовил и успешно защитил докторскую диссертацию, посвященную ранним этапам эволюции континентальной литосферы. В этом институте (ныне Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН) он, занимая пост заместителя директора, одновременно возглавлял лаборатории Геологии Земли из космоса, а затем Структурного анализа. В настоящее вре-

мя В.М. Моралев является научным советником ИЛ РАН.

К основным научным достижениям В.М. Моралева, несомненно, относится разработка схемы стратиграфического расчленения докембрия и установление основных черт тектонической структуры Сангиленского массива, где в результате была выделена железорудная провинция и выявлены месторождения асбеста и талька в гипербазитах Южно-Тувинского массива. Большое значение имели результаты исследований структурно-вещественных комплексов (в основном метабазитов) и тектоники Алданского щита и его обрамления, а также структурных закономерностей размещения ультраосновных–щелочных пород с редкометалльными карбонатитами, которые в совокупности с данными, полученными в результате работ в Южной Индии, легли в основу докторской диссертации В.М. Моралева. К числу выдающихся научных трудов В.М. Моралева принадлежит серия работ по тектонике докембрия Индийской платформы, а также по геологии и рудоносности докембрия Мира. К этой серии относятся три монографии и две карты масштаба 1 : 15 000 000, составленные в соавторстве с другими исследователями: “Геологическая карта докембрия континентов” и “Карта рудоносности докембрия континентов”, являющиеся крупными научными обобщениями, а также монография, посвященная вопросам металлогении и тектоники плит. В последние годы В.М. Моралевым разрабатывается концепция тектоники плюмов на ранних стадиях развития континентальной литосферы, тесно связанная с проблемой сиалических ядер древней континентальной коры и их роли в последующей геологической истории Земли – заложении и развитии рифтогенных структур, контролирующих проявления внутриплитного магматизма, в том числе мафических даек и кимберлитов. Он также является одним из руководителей научного направления исследований по разработ-

ке новых методов математического анализа ли-неamentных сетей (их фрактальных и скейлинговых свойств), выявляемых на космических снимках, с целью их корреляции с неотектонической активностью и оценкой сейсмической опасности.

В.М. Моралев автор 350 опубликованных научных трудов, в число которых входит 10 монографий. Научная деятельность В.М. Моралева широко известна за рубежом, где издан ряд его работ.

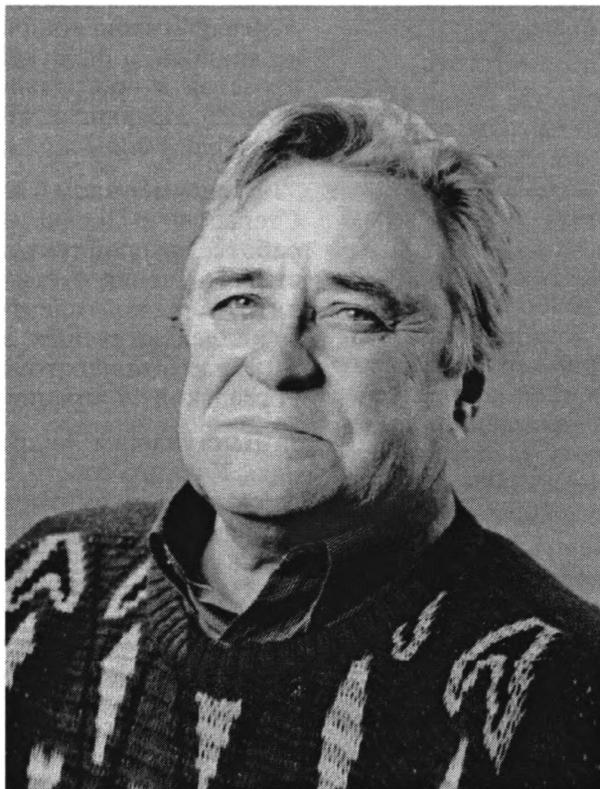
Научно-организационная деятельность В.М. Моралева выходит далеко за рамки ИЛ РАН. В 1984 г. он руководит секцией С.18 на 27-ой сессии МГК в Москве и полевой экскурсией на Алданском щите. Он член редколлегий научных журналов: “Исследование Земли из космоса” (1980–1991 гг.), “Известия ВУЗов. Геология и разведка”, “Геотектоника”, входит в состав специализированных научных советов ИЛ РАН и МГГРУ. В.М. Моралев воспитал ряд учеников, успешно защитивших кандидатские диссертации. Научно-производственная деятельность В.М. Моралева отмечена рядом государственных наград, в том числе орденом “Знак Почета” за участие в разработке программ научных экспериментов на космической станции “Салют-6”.

Выдающиеся способности В.М. Моралева как ученого-исследователя сочетаются с такими его качествами, как исключительная доброжелательность и тактичность в отношении не только к соратникам по работе, но и к оппонентам, чем он заслужил глубокое уважение всех, кто его знает.

Коллектив редколлегии журнала “Геотектоника” и присоединившиеся к нему коллеги по работе и друзья поздравляют В.М. Моралева с юбилейной датой и желают ему здоровья и новых творческих успехов.

Редколлегия журнала “Геотектоника”

К 70-ЛЕТИЮ АНДРЕЯ СТЕПАНОВИЧА ПЕРФИЛЬЕВА



10 ноября 2002 г. Андрею Степановичу Перфильеву, крупнейшему геологу-тектонисту, профессору, доктору геолого-минералогических наук, исполнилось 70 лет. Вся его научная деятельность связана с Геологическим институтом АН СССР, впоследствии РАН, в который он поступил в 1955 г. сразу после окончания Геологического факультета Московского Государственного университета, в котором он прошел через всю иерархию научных должностей от младшего научного сотрудника до главного научного сотрудника и стал одним из наиболее ярких представителей созданной академиком Н.С. Шатским тектонической школы. С учителями, среди которых в первую очередь следует отметить А.В. Пейве, А.Л. Яншина, М.В. Муратова, Ю.М. Пуцаровского, Н.А. Штрейса, А.С. Перфильеву очень повезло. Но все же его главным учителем, под непосредственным руководством которого Андрей Степанович начинал исследования геологии и тектоники Урала, был один из самых выдающихся отечественных тектонистов Н.П. Херасков, прививший своему ученику такие черты ученого,

как неординарность мышления, широта кругозора, стремление к проникновению в смежные области геологической науки, в частности в металлогению, петрологию, океанологию.

Как крупный и одаренный тектонист Андрей Степанович вырос на уральской геологии. Обе его диссертации, кандидатская и докторская, были посвящены тектонике Урала. Его докторская диссертация, опубликованная в 1979 г. под названием “Формирование земной коры Уральской геосинклинали”, заключает синтез с мобилистских позиций тектонического развития этого складчатого пояса, не потерявший своего значения до настоящего времени.

Начиная с середины 60-х годов объектом научных исследований Андрея Степановича стали палеозойские складчатые сооружения Центрально-Азиатского складчатого пояса на территории Монголии и Средней Азии. Особенно много им было сделано по изучению геологии и тектоники Монгольской народной республики, что нашло отражение на изданной в 1977 г. Тектонической

карте Монгольской Народной Республики масштаба 1 : 1500000, в составлении, редактировании и разработке новых принципов легенды которой он принимал самое активное участие, а также в сопровождающих эту карту нескольких коллективных монографий.

За совокупность работ по тектонике складчатых сооружений Урала и Центральной Азии Президиум АН СССР присудил Андрею Степановичу Перфильеву премию имени Н.С. Шатского.

После этого в научном творчестве Андрея Степановича наступил период глобальных тектонических обобщений, связанный с составлением коллективом тектонистов Геологического института под руководством А.В. Пейве новой Тектонической карты Северной Евразии масштаба 1 : 5000000, изданной в 1980 г. Он являлся членом редколлегии этой карты и был одним из наиболее активных разработчиков ее легенды, основанной на совершенно новых для тектонических карт принципах стадийности формирования земной коры континентов и соответственно предполагающих выделение на карте вещественных комплексов океанической, переходной и континентальной стадий этого сложного тектонического процесса.

С начала 90-х годов А.С. Перфильев резко меняет объект своих научных исследований и начинает заниматься тектоникой дна Атлантического океана. Этому предшествовало его участие в геологических экспедициях в Исландию, результатом которых стала изданная под его редакцией монография о магматизме и геодинамике этого ключевого в научном плане внутриокеанического острова. После этого он участвовал в шести рейсах НИС “Академик Страхов”, в процессе которых были исследованы важнейшие структуры Центральной Атлантики (разломные зоны Зеленого мыса, Вима, Сьерра-Леоне, Романш), а также в районе тройного сочленения Буве в Южной

Атлантике. Как тектониста, его в первую очередь интересовало отражение морфологии морского дна в структуре и геодинамике океанической коры. Результаты этих исследований изложены в ряде статей, написанных по инициативе и при его активном участии, в которых было впервые показано, что разлом Романш представляет собой геодинамически неустойчивую систему, менявшую свою конфигурацию в пространстве и во времени, и были описаны такие явления, как перескок и проградация рифта, “сухой” и диффузный спрединг и, что особенно интересно, надвиги в океанической коре.

Важным этапом в научном творчестве Андрея Степановича Перфильева было его участие в разработке группой тектонистов Геологического института учения о тектонической расслоенности литосферы континентов и океанов. За эту работу коллектив ученых, включая А.С. Перфильева, в 1995 г. был удостоен Государственной премии Российской Федерации.

Выступления Андрея Степановича на заседаниях Ученого совета Геологического института, на различных семинарах и коллоквиумах, а также на редколлегии журнала “Геотектоника” всегда очень содержательны, остры по мысли и интересны. За свою творческую жизнь им опубликовано более 120 научных работ, в том числе ряд крупных монографий. В 1993 г. он был избран действительным членом Российской академии естественных наук.

Редколлегия журнала “Геотектоника” поздравляет Андрея Степановича со славным юбилеем и желает ему здоровья и новых творческих успехов.

Редколлегия журнала “Геотектоника”

Сдано в набор 10.12.2002 г.

Подписано к печати 03.02.2003 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 14.0

Усл. кр.-отт. 4.7 тыс.

Уч.-изд. л. 13.9

Бум. л. 7.0

Тираж 326 экз.

Зак. 7028

Свидетельство о регистрации № 0110282 от 8.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации
Учредители: Российская академия наук,
Геологический институт (ГИН) РАН

Адрес издателя: 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90

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



Журналы, издаваемые МАИК "Наука/Интерпериодика" на английском языке

- | | |
|---|---|
| Acoustical Physics | Molecular Biology |
| Applied Biochemistry and Microbiology | Oceanology |
| Astronomy Letters | Optics and Spectroscopy |
| Astronomy Reports | Paleontological Journal |
| Automation and Remote Control | Pattern Recognition and Image Analysis |
| Biochemistry (Moscow) | Petroleum Chemistry |
| Biology Bulletin | Petrology |
| Biophysics | Physics of Atomic Nuclei |
| Colloid Journal | Physics of Particles and Nuclei |
| Computational Mathematics and Mathematical Physics | Physics of the Solid State |
| Cosmic Research | Plasma Physics Reports |
| Crystallography Reports | Polymer Science, Series A |
| Differential Equations | Polymer Science, Series B |
| Doklady Biochemistry and Biophysics | Polymer Science, Series C |
| Doklady Biological Sciences | Problems of Information Transmission |
| Doklady Chemistry | Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics |
| Doklady Earth Sciences | Programming and Computer Software |
| Doklady Mathematics | Protection of Metals |
| Doklady Physical Chemistry | Radiochemistry |
| Doklady Physics | Russian Journal of Applied Chemistry |
| Entomological Review | Russian Journal of Bioorganic Chemistry |
| Eurasian Soil Science | Russian Journal of Coordination Chemistry |
| Geochemistry International | Russian Journal of Developmental Biology |
| Geology of Ore Deposits | Russian Journal of Ecology |
| Geomagnetism and Aeronomy | Russian Journal of Electrochemistry |
| Geotectonics | Russian Journal of General Chemistry |
| Glass Physics and Chemistry | Russian Journal of Genetics |
| Herald of the Russian Academy of Sciences | Russian Journal of Inorganic Chemistry |
| High Energy Chemistry | Russian Journal of Marine Biology |
| High Temperature | Russian Journal of Mathematical Physics |
| Human Physiology | Russian Journal of Nondestructive Testing |
| Inorganic Materials | Russian Journal of Organic Chemistry |
| Instruments and Experimental Techniques | Russian Journal of Physical Chemistry |
| Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics | Russian Journal of Plant Physiology |
| Izvestiya, Physics of the Solid Earth | Russian Metallurgy (Metally) |
| Journal of Analytical Chemistry | Russian Microelectronics |
| Journal of Communications Technology and Electronics | Semiconductors |
| Journal of Computer and Systems Sciences International | Solar System Research |
| Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology | Stratigraphy and Geological Correlation |
| Journal of Experimental and Theoretical Physics | Studies on Russian Economic Development |
| Journal of Experimental and Theoretical Physics Letters | Technical Physics |
| Journal of Ichthyology | Technical Physics Letters |
| Kinetics and Catalysis | The Physics of Metals and Metallography |
| Laser Physics | Theoretical Foundations of Chemical Engineering |
| Lithology and Mineral Resources | Thermal Engineering |
| Microbiology | Water Resources |

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 научной и прикладной фотографии
 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 Всероссийского 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*