

К. Э. Дегтерев

ISSN 0016-853X

Номер 3

Май - Июнь 2004



ГЕОТЕКТОНИКА



<http://www.maik.ru>

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



“НАУКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 3 2004 Май–Июнь

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

*Журнал издается под руководством
Отделения наук о Земле РАН*

*Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский*

Редакционная коллегия:

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

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

Yu.M. Pushcharovsky – Editor

Editorial board

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

"Geotectonica" journal publishes articles on general and regional tectonics, structural geology, geodynamics, experimental tectonics, considers the relation of tectonics to the deep structure of the Earth, to magmatism, metamorphism, and mineral resources. There are also published reviews of scientific articles and books, information on scientific life and advertisements of scientific literature, cartographic materials and devices.
Postmaster: "Geotectonica", Geological Institute, 7 Pyzhevsky, 109017, Moscow, Russia.

*Зав. редакцией М.Н. Шуплецова
Научный редактор Н.Б. Заборовская*

*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"**

Оригинал-макет подготовлен МАИК "Наука/Интерпериодика"

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 3, 2004

Движущиеся континенты <i>Ю. М. Пуцаровский</i>	3
Тектоника Арктического океана <i>Н. А. Богданов</i>	13
Онежская мульда и Мичиганский бассейн: сравнительная геодинамика и образование внутриплитных отрицательных морфоструктур <i>М. Г. Леонов</i>	31
О взаимодействии эндогенных и экзогенных факторов в новейшей геологической истории юго-западной части Байкальской рифтовой зоны <i>В. В. Ярмолук, М. И. Кузьмин</i>	55
Глубинное строение Восточно-Баренцевской мегавпадины по данным широкоугольного глубинного сейсмического профилирования <i>Л. И. Коган, Я. П. Маловицкий, Р. Р. Мурзин</i>	79

Хроника

Никита Алексеевич Богданов (1931–2003)	95
--	----

Contents

No. 3, 2004

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

The Moving Continents <i>Yu. M. Pushcharovsky</i>	3
Tectonics of the Arctic Ocean <i>N. A. Bogdanov</i>	13
The Onega and Michigan Basins: Comparative Geodynamics and the Origin of Negative Intraplatform Morphostructures <i>M. G. Leonov</i>	31
Interaction of Endogenic and Exogenic Factors in the Recent Geological History of the Southwestern Baikal Rift Zone <i>V. V. Yarmolyuk and M. I. Kuz'min</i>	55
Deep Structure of the East Barents Megabasin: Evidence from Wide-Angle Deep Seismic Profiling <i>L. I. Kogan, Ya. P. Malovitskii, and R. R. Murzin</i>	79

Chronicle

Nikita Alekseevich Bogdanov (1931–2003)	95
---	----

Сдано в набор 09.02.2004 г.	Подписано к печати 02.04.2004 г.	Формат бумаги 60 × 88 ¹ / ₈		
Офсетная печать	Усл. печ. л. 12.0	Усл. кр.-отг. 4.0 тыс.	Уч.-изд. л. 12.1	Бум. л. 6.0
	Тираж 326 экз.	Зак. 8251		

Учредители: Российская академия наук, Геологический институт РАН

Адрес издателя: 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90
Оригинал-макет подготовлен МАИК "Наука/Интерпериодика"
Отпечатано в ППП "Типография "Наука", 121099, Москва, Шубинский пер., 6

ДВИЖУЩИЕСЯ КОНТИНЕНТЫ

© 2004 г. Ю. М. Пуцаровский

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

Поступила в редакцию 17.09.2003 г.

В предложенной работе под тектоническим углом зрения рассматривается проблема обособленного движения континентальных глыб. Данный процесс относится ко всем континентам, кроме Евразии, в отношении которой из-за ее огромных размеров и большой сложности и разнородности внутреннего строения (она включает 7 архейско-протерозойских кратонов) вопрос, вероятнее всего, должен быть решен отрицательно. Однако это не исключает движения составных частей этого материка. Обособленное движение континентов представляет разрывно-глыбовую форму тектонического течения масс горных пород. Такое течение, имеющее разные векторы и интенсивность, присуще всем геосферам, расположенным выше земного ядра. Вызывающие его энергетические очаги, согласно новому представлению о тектоносфере, охватывающей всю мантию, располагаются как на границе ядро–мантия, так и внутри мантии и земной коры. Тектоническое течение происходит в геодинамически неравновесной среде, вследствие градиентов в физических свойствах тех или иных объемов глубинного материала. Внутримантийные конвективные процессы являются формой передачи энергии от энергетического очага в окружающее пространство.

ВВЕДЕНИЕ

Все в большей степени в отечественную геологическую мысль проникает сознание того, что теория тектоники литосферных плит включает немало абстрактных моментов, далеких от реальных геологических соотношений. И уже начался поиск иных глобальных тектоно-геодинамических решений. Автор считает, что путь к этому лежит в разработках вегенеровской теории дрейфа континентов. Континенты и океаны – это основные тектонические образования Земли, имеющие ясные границы, чего нельзя сказать о литосферных плитах. Их обособление в качестве главных структурных единиц планеты следует из факта совершенно особого геологического строения, специфики геологической истории и глубинной структуры земной коры и более глубоких геосфер, что в настоящее время трудно оспаривать.

Сложнейшая проблема – механизм дрейфа континентов. Подходы здесь разные, и о них будет сказано в дальнейшем тексте. Автор имеет в виду подход к проблеме с позиций доктрины тектонического течения масс горных пород. Ее теоретические основы разработаны А.В. Пейве [10], А.В. Лукьяновым [6–8], Л.М. Расцветаевым [22], М.Г. Леоновым [3] и др. Именно А.В. Пейве было положено начало данному учению [9]. Он сделал вывод, что земная кора и верхняя мантия состоят из блоков, разграниченных не только вертикальными тектоническими поверхностями, но и горизонтальными, по которым блоки движутся по латерали. Он полагал, что автономное движение блоков, в том числе огромных по размерам, происходит в результате воздействия гравитационно-

инерционных сил планеты, меняющихся вследствие изменения угловой скорости вращения Земли. Это очень важные соображения, прямо ориентирующие на обособленное движение континентов.

Не следует думать, что геодинамические построения тектоники плит или существовавшие до ее появления должны быть напрочь откинута. Но и фетишизировать идеи, даже очень эффектные, для развития науки малополезно.

Цель автора будет достигнута, если этим исследованием будет привлечено внимание к значимости рассматриваемой проблемы, и тем более, если оно будет способствовать творческому развитию фундаментальных тектоно-геодинамических идей.

ДВИЖЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ФРАГМЕНТОВ И КОНТИНЕНТОВ

Отколотые от континентов и удаленные на разное расстояние их фрагменты хорошо известны в Атлантическом и Индийском океанах. По размерам они различны. В Атлантическом океане это Гренландия, блок о-ва Ян-Майен, Огненная Земля, выступающие в виде островов, и подводные плато: Орфен Нолл, Флемиш Кап, Рокколл, Вёринг, Галисийское, Блейк, Багамское, Сан-Паулу, Аброльос и некоторые другие. В Индийском океане – островные блоки Мадагаскар, Сейшельский, Цейлон, Тасмания и подводные возвышенности Брокен, Натуралистов, Кювье, Зенит, Эксмут и ряд других. Все они характеризуются в большей или меньшей степени утоненной

континентальной корой. Такие поднятия, как Агульяс и Кергелен, имеют частично континентальную, а частично океаническую природу. Три океанских района выделяются сгущением континентальных отторженцев: Северная Атлантика, запад и восток Индийского океана.

Наряду с очевидными отторженцами, существуют проблематики. Отторженцем, например, может оказаться поднятие Риу-Гранди в Южной Атлантике. В целом получается картина широко распространения континентальных фрагментов в Атлантическом и Индийском океанах, обособленных благодаря их горизонтальному движению. В начальную фазу происходит откол куска материкового массива, часто по модели листрики, с последующим его отодвиганием на большее или меньшее расстояние. Таким образом, имеет место процесс, обратный аккреционной тектонике, – деструкционная тектоника.

Наибольшее расстояние от материка имеют блоки Сейшельских островов (удален от Африки на 1200 км) и Брокен (отстоит от Австралии на еще большее расстояние).

Отколовшиеся массы вполне очерчены и структурно определены. Что касается механизма движения, то современная теоретическая геодинамика рассматривает его как рифтингово-спрединговый.

Опираясь на сказанное, можно перейти к более крупному явлению – дрейфу континентов. Для этого обратим внимание на размеры континентальных глыб. Наименьшую площадь среди материков имеет Австралия – 7.631 млн. км², что превышает площадь Гренландии лишь в 3.5 раза. Уже вследствие одного этого допустить дрейф Австралийского материка вполне корректно. Но площадь Антарктиды (вместе с шельфовыми ледниками и островами) 13.795 млн. км², то есть она менее чем в два раза превышает площадь Австралии. Площади Южной Америки и Северной Америки больше Австралии соответственно в 2.7 и 3.4 раза. Выделяется Африка, ее площадь 29.2 млн. км², т.е. в 3.8 раза больше Австралии, но лишь в 1.4 раза больше Северной Америки.

Представляется, что логика позволяет допустить возможность дрейфа для всех упомянутых материков. Но из этого ряда резко выпадает Евразия, имеющая площадь 53.4 млн. км². Это значительно больше 1/3 суммарной площади континентов Земли, составляя (округленно) 1/10 всей поверхности планеты.

В данном случае представить Евразию в виде целостного, направленнодвигающегося монолита весьма трудно, особенно учитывая ее сложнейшее и многообразное тектоническое строение. В то же время мобильность образующих этот континент составных частей сомнений не вызывает.

Со всем сказанным коррелируют данные гравиметрии, относящиеся к ядрам континентов – архейским кратонам [34]. Контраст между мантийными аномалиями материков составляет от +100 до –100 мГал. Положительные аномалии присущи Балтийскому щиту, Восточно-Европейской и Сибирской платформам; отрицательные – Южной Америки, Южной Африке, Индии и Западной Австралии, т.е. гондванским кратонам, претерпевшим большие горизонтальные перемещения. Авторы приходят к заключению, что различия в плотностях сходных по возрасту кратонов определяются в основном температурным фактором: под южными кратонами степень разогрева выше.

Пока еще не подсчитаны массы континентов. Поэтому ответ на вопрос, как конкретно влияет данный фактор на масштабы и скорость дрейфа, дать нельзя. Однако это влияние по законам механики неизбежно проявится. Исходя из этого, Евразия должна обладать наибольшим инерционным потенциалом. Проблема усложняется и тем, что движущие силы, находящиеся в мантии и воздействующие на верхние геосферы, неодинаковы, достигая больших значений в одних районах и проявляясь много слабее в других. Это следует из модельных построений в отношении глубинной геодинамики, базирующихся на представлениях о мантии как открытой, неравновесной энергетической системе, способной не только проводить, но и продуцировать энергию [13, 15, 21] (см. ниже). Соответственно линейной зависимости между движением континентальных глыб от какого-либо одного фактора не имеется.

Континентальную глыбу Индии, оторвавшуюся от Африки и двигающуюся к Азии, не принято называть континентом, а тем более микроконтинентом. Для микроконтинента она велика, а для континента мала, занимая площадь в два раза меньшую, чем самый малый материк – Австралия. В ее движении и причленении к Азии в современной науке сомнений практически нет. Более того, общепризнано представление о современном давлении этой глыбы на прилежащие с севера Гималаи. В плейтктонических построениях Индостан включают в так называемую Индо-Австралийскую плиту. Но это построение крайне искусственное. На примере Индийской глыбы самым отчетливым образом можно видеть обособленное движение крупной континентальной массы на большое расстояние. По имеющимся данным [37], ее корни уходят всего лишь до глубины 100 км, что значительно меньше, чем у других кратонов (см. ниже). На этой глубине и находится внутримантийная зона, по которой происходило движение блока.

Кстати, в одной из недавних публикаций [36] отмечается, что тепловой поток (35 мВт/м²) и

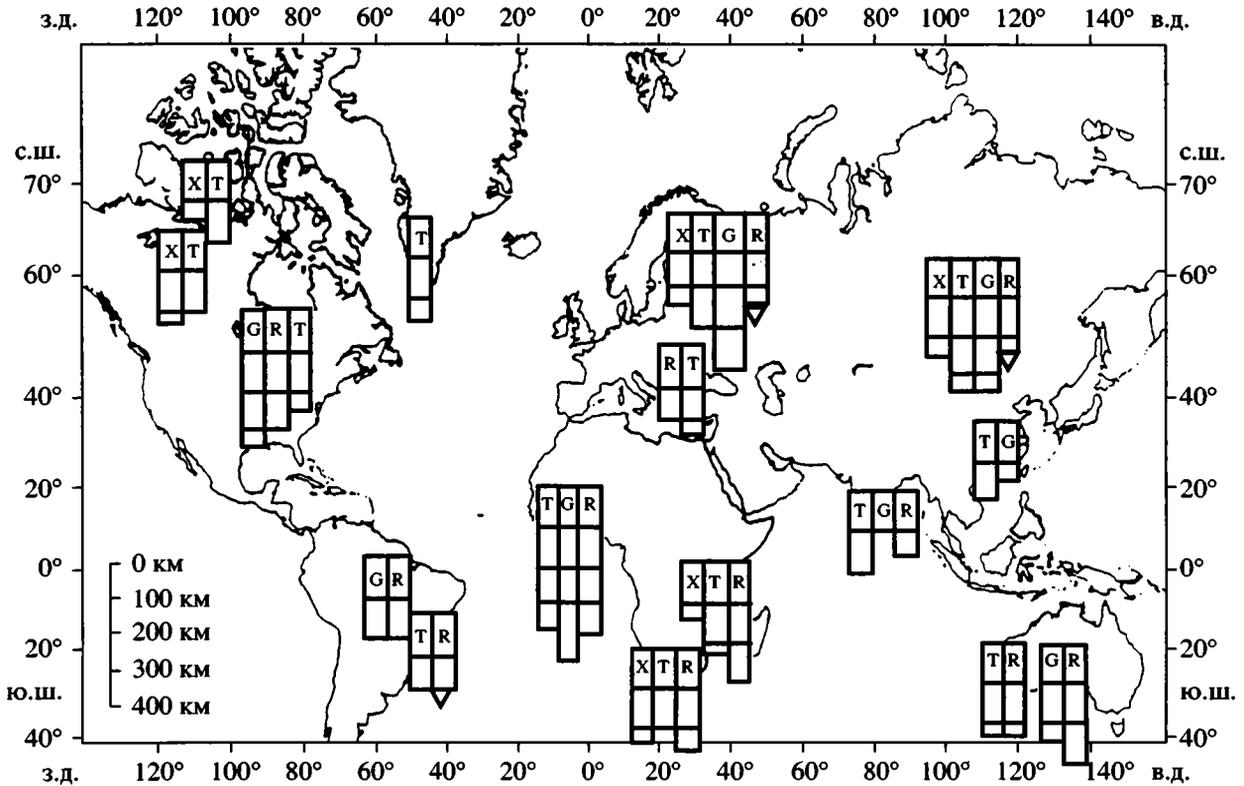


Рис. 1. Мощности литосферы кратонов [29]

T – термальные модели; X – данные ксенолитов; R – региональная сейсмическая томография; G – глобальная сейсмическая томография

средняя температура поверхности Мохо на кратонах Индии намного выше, чем на других кратонах. Надо думать, что в этом факте отражается мощнейший стресс в корневой зоне Индостана, направленный в сторону Гималаев.

Траектория движения Индостана была сложной: первоначально восточное направление впоследствии сменилось северным. В сущности, Индийский океан обозначился лишь тогда, когда Индия достаточно далеко продвинулась на север [12, 30]. Палеогеодинамические построения позволяют это событие отнести к эоценовому времени.

По поводу более ранней геодинамики в западном секторе Индийского океана в одной из последних работ [32] отмечается, что начало рифтинга между Индией и Мадагаскаром относится примерно ко времени 85 млн. лет. Около 65 млн. лет произошло излияние декканских траппов, а после этого, спустя очень небольшое время, в палеоцене от Индии отделился блок Сейшел. Показательно, что в цитируемой работе речь идет именно о движении континентальных масс, но не плит.

В тектонике литосферных плит трудным местом является разнообразие глубин корней континентов. Они существенно разные, причем различия наблюдаются не только между континента-

ми, но и внутри континентов [37]. Об этом автору уже приходилось писать [13]. Часто наблюдаемое усреднение значений глубин в данном случае далеко уводит от понимания реального механизма глубинной геодинамики. Приведем новейшие данные о мощностях литосферы кратонов [29].

На рис. 1 сопоставлены данные, полученные четырьмя методами: термическим моделированием, изучением ксенолитов, региональной сейсмотомографией и глобальной сейсмотомографией. Глобальная сейсмотомография дала следующие результаты: Балтийский кратон – 400 км, Западно-Африканский – 450 км, Северо-Американский – 350 км, Алданский – 350 км, Австралийский – 250 км, Южно-Американский – 200 км, Индийский – 100 км. Наглядно видны вариации мощностей, а тем самым и глубины корней кратонов. Что касается данных региональной сейсмотомографии, то и по ним можно видеть различие в значениях. Самые глубокие уровни, хотя и несколько различающиеся, отмечены под Балтийским и Западно-Африканским кратонами (400–450 км). Наименее глубокие – под Индостаном (100 км). Иными словами, уровни, по которым происходит движение крупных континентальных глыб, существенно различны.

Указание о том, что в Западной Африке мощность литосферы составляет 450 км, означает пересечение ее корнями твердо установленного глобального сейсмического раздела "410". Некоторые авторы допускают такое явление [33].

Отметим, что приведенные цифры о мощностях литосферы под кратонами отвечают цифрам о глубине корней под ними, указанным в работе [37]. Таким образом, между подошвой литосферы и подошвой корней континентов в смысле глубинности поставлен знак равенства.

В литературе отмечается, что корни литосферы континентов обладают высокой вязкостью [34], что указывает на оформленность и целостность этих структурных образований.

С точки зрения обособленности движения континентов, разноглубинность их корней находит простое объяснение – в разной глубине залегания зон горизонтального срыва. Подобные зоны могут быть двухъярусными и более, т.е. глубинной структуре континентов свойственна тектоническая расслоенность. Такая модель возможна в отношении движущегося обособленно континента, но она не вписывается в плиттктонические построения.

С этих позиций следует подходить и к уровням движения малых континентальных масс. Естественно, глубины таких уровней будут значительно меньше – десятки километров. Это обосновывается данными об аккреционной тектонике, включающей террейновый анализ. В специальной работе, посвященной аккреционной тектонике [23], на этот счет имеется следующее высказывание: "Согласно концепции тектонической расслоенности литосферы, в основе которой лежит принцип дифференцированного перемещения океанических и континентальных масс, движения (террейнов – Ю.П.) осуществляются на разных уровнях глубинности" [23, с. 12]. В нашем случае необходимо отметить, что в данную категорию включены и террейны-мигранты.

Наряду со всем сказанным, горизонтальные движения масс, крупных и малых, происходят внутри континентов. В настоящее время данное явление уже не нуждается в новых доказательствах. Отметим, однако, что движения эти дифференцированы как по направленности, так и по скорости. Тем самым общая картина кинематики континентальных масс оказывается весьма сложной, и мы только приближаемся к ее распознаванию. При этом континентальные массы движутся также и в вертикальном направлении.

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ В ОКЕАНСКОМ ЛОЖЕ

Океанское ложе разбито на блоки разных размеров, глубины заложения и степени мобильнос-

ти. Наиболее убедительно горизонтальные движения блоков выражены на смещении в трансформным разломам-сдвигам. Сдвиги могут достигать нескольких сотен километров, а иногда превышать тысячу километров. Среди них по векторам движения выделяются группировки левосторонних или правосторонних сдвигов. Например, в Атлантическом океане группа левосторонних субширотных сдвигов Приэкваториальной области в Южной Атлантике сменяется также большой группой правосторонних смещений. Подобные неодинаково двигающиеся массы по площадям сопоставимы с континентами.

Но обособленное движение имеют не только такие крупные массы, а и составляющие их межразломные блоки, движение которых отражает нюансы в геодинамике спредингового процесса [16].

В ряде публикаций существуют построения о движении внутриокеанических поднятий вместе с плитами, в которые они "впяны", на огромные расстояния. Чаще всего упоминается в этом смысле поднятие Онтонг-Джава, находящееся в Центральной Пацифике. Однако эмпирических данных для подобного рода построений крайне недостаточно. Все же горизонтальные движения таких поднятий, как Шатского, Хесса, Манихики и упоминавшегося Онтонг-Джава, вполне возможны. Такое заключение связано с представлением о существовании в литосфере океанского ложа областей тектонического сжатия и растяжения. В частности, упомянутые выше поднятия могут представлять собой структуры тектонического скупивания [19]. Если это действительно так, то горизонтальные движения поднятий вероятны, поскольку без горизонтальных стрессов тектонические расслоенные структуры не образуются.

СТРУКТУРНЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ДРЕЙФА КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНСКИХ ЛИТОСФЕРНЫХ МАСС

Взаимоотношения между движущимися континентальными и океанскими массами неоднотипны и подразделяются на 4 основных группы. Одна из них представлена крупными надвигами континента на океанские структуры. Таковы взаимоотношения Северной и Южной Америки с Тихим океаном. Другой тип выражен сериями листрических сбросов и цепочками периокеанических прогибов, возникших в зонах разграничения океан-континент вследствие градиента в скорости горизонтального движения континентального блока и океанских структур (геодинамическая обстановка растяжения) [11, 15]. Типовые соотношения данной группы присущи обоим сторонам Атлантического океана. Третью группу представляют структурные комплексы зон перехода океан-континент на западе Тихого океана. Это область аккреционной и отчасти деструкционной тектони-

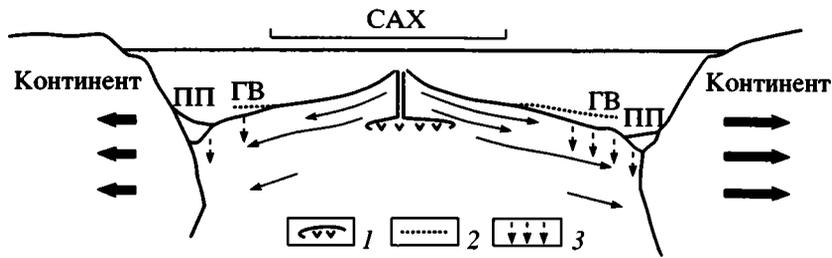


Рис. 2. Механизм образования глубоководных впадин в Атлантическом океане
 1 – магматический резервуар; 2 – расчетный уровень опускания дна по модели спрединга, 3 – прогибание дна в зоне растяжения
 Тонкие стрелки – неравномерный спрединг, жирные стрелки – разноскоростное движение континентов. Сах – Срединно-Атлантический хребет, ПП – периокеанический прогиб, ГВ – глубоководная впадина

ки [23], в целом отражающей глубинную геодинамическую экспансию Индо-Атлантического сегмента Земли в отношении Тихоокеанского. Четвертый тип представляют области рассеянных континентальных отторженцев, занимающие обширные пространства на периферии океана, как это имеет место в приафриканской и приавстралийской частях Индийского океана. При этом в первом случае отторженцы отодвигаются от материка, а во втором – отстают от движения последнего.

Движение континентов отражается в тектонике не только периферических, но и центральных областей океанского ложа. Так, однонаправленное, но неодинаковое по скорости движение континента и сопредельного блока океанского ложа (в первом случае скорость больше) вызовет образование между ними зоны растяжения и тектоническое опускание дна, что, наряду с фактором спрединга, явится другой причиной образования глубоководных океанских впадин. Такой механизм был выявлен в отношении абиссальных котловин Атлантического океана (рис. 2) [17].

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О МЕХАНИЗМЕ ДВИЖЕНИЯ КОНТИНЕНТОВ

Создатель теории дрейфа континентов А. Вегенер в своей книге в главе “Движущие силы” писал: “Теория дрейфа пока еще не имеет своего Ньютона” [1, с. 16]. Его гипотеза такова: “...силы, которые перемещают материки, являются теми же самыми силами, которые формируют крупные складчатые горные сооружения” [1, с. 171]. Но что это за силы, этот вопрос “остается еще совсем открытым, за исключением уже хорошо изученной силы, смещающей континенты от полюсов к экватору” (там же). В сопровождающих книгу “Комментариях”, написанных П.Н. Кропоткиным в 80-х гг. (всего 20 лет назад), высказывается согласие с приведенными словами Вегенера. Добавим, что А. Вегенер, кроме полюсобежных сил, придавал значение также ротационным силам.

Все основные идеи по поводу механизма дрейфа континентов, существовавшие до 80-х гг., отмечены и проанализированы в другой, также сопровождающей книгу Вегенера публикации, написанной П.С. Вороновым. Ниже кратко остановимся лишь на самых последних работах в этой области, а именно на моделях Ф.А. Летникова и В.П. Трубицина. (За рубежом, где непрерываемы идеи плейттектоники, работы о движении континентов, насколько известно автору, на данном этапе отсутствуют.)

По модели Ф.А. Летникова [5], носителем тектонической энергии, двигающей континенты, является океаническая литосфера. В силу различного состава пород, слагающих континентальные и океанические области, они отличаются по плотности: средние значения для океанической литосферы составляют 3.3 г/см³, для континентальной до поверхности Конрада 2.7 г/см³, а ниже 3.1 г/см³. Приводя необходимые расчеты *P* и *T*, автор приходит к заключению, что “на всем протяжении по латерали и на глубину до 40 км (усредненная мощность континентальной коры – Ю.П.) континентальная кора будет испытывать давление со стороны океанической литосферы” [5, с. 225]. Пограничная между ними зона будет зоной сжатия, причем тектонические стрессы будут направлены в глубь континента. Таким образом, первопричина движения континентов – избыточное давление в контактной зоне океан–континент, где возникают большие тектонические напряжения. Гигантской величины такие напряжения достигают вдоль активных континентальных окраин. Здесь происходит формирование огромных горных складчатых сооружений, мощнейшее проявление вулканизма и сейсмических процессов, образование офиолитовых аллохтонов и т.п.

В серии работ В.П. Трубицина (частично с соавторами) выполнено компьютерное и математическое моделирование движения континентов [27, 28 и др.]. В результате построена компьютерная трехмерная модель нагреваемой вязкой мантии с плавающими континентами. Принимается

идея мантийной тепловой конвекции. При такой конвекции “автоматически” возникают области пониженной (астеносфера) и повышенной (литосфера) вязкости. В эксперименте континенты плавают в вязкой мантии и под действием сил сцепления автономно движутся в сторону нисходящих охлажденных массопотоков. В связи с тем, что под континентом существуют достаточно холодные области, которые в ходе движения прилипают к континенту, толщина континентального массива увеличивается. Если континенты столкнутся, что есть следствие встречных конвективных движений, то создастся обширный экран, препятствующий выходу глубинной тепловой энергии. Последняя за длительный промежуток времени скапливается, и в результате может произойти прорыв восходящего потока энергии и раскол создавшегося укрупненного континента с последующим раздвигом его частей.

Обе рассмотренные модели по постановке проблемы и выводам определены, ясны и актуальны. Первая из них физическая, вторая компьютерная и математическая. Но имеется и третий подход – тектонический, который ниже и будет рассмотрен в основу моделирования. Идею обособленного движения континентов автор также поддерживал в своих работах и в те же годы, что и Ф.А. Летников и В.П. Трубицин [13 и др.]. Но за прошедшие годы был выполнен ряд новых разработок в отношении глубинной геодинамики, открывших перспективу подойти к модели более основательно. Один из главных выводов в этой области – распространение понятия тектоносфера на весь объем мантии, что стало предпосылкой нового глобального геодинамического поиска [14]. На этом тезисе и следует остановиться дальше в первую очередь.

ТЕКТОНОСФЕРА ЗЕМЛИ

В ряде работ автор развивал идею о внутримантийном зарождении очагов глубинной энергии, в дополнение к энергии, идущей в мантийные геосферы из земного ядра [13, 15, 21]. В конечном счете это привело к новому пониманию тектоносферы Земли, заключающемуся, как только что отмечалось выше, в том, что тектоносфера охватывает всю мантию вплоть до внешнего ядра, а не только литосферу или верхнюю мантию.

Отправным моментом в анализе явились сейсмонеоднородности, вскрытые в мантии Земли сейсмической томографией. С полной определенностью можно принять, что выявленные неоднородности отражают участки мантии, отличающиеся вязкостными свойствами. Высокоскоростные аномалии отвечают областям повышенной вязкости, низкоскоростные – пониженной. Но те и другие, в свою очередь, отражают термодинамическое состояние соответствующих мантийных обла-

стей. Мантия является открытой неравновесной системой, и различие в термодинамике между ее отдельными объемами неотвратимо вызовет в ней латеральное перемещение материала, которое в геотектонике описывается как твердопластическое тектоническое течение. Его результатом будет образование внутримантийных более или менее крупных структур тектонического скупывания (высокоскоростные аномалии), расчлененных субгоризонтальными срывами, как это имеет место в верхних геосферах. Особенно мощные кинематические процессы, преодолевая силы трения, в конечном счете могут привести систему в закритическое состояние, рождающее локальный энергетический очаг. В этом случае возникнет новообразованная внутримантийная конвективная ячейка, дающая начало новому тектоническому импульсу. Определяющими при этом являются внутримантийные тектонические срывы. Судя по распространению в мантии как крупных, так и относительно малых сейсмонеоднородностей, такое явление охватывает все образующие ее геосферы. Таким образом, тектонические движения существуют на любом глубинном уровне мантии, а отсюда и понятие “тектоносфера” должно распространяться на весь ее объем.

Энергия ядра подается в мантию неравномерно, а отсюда возникающие при этом конвективные и тектонические движения мантийного материала оказываются разноуровневыми и разномасштабными [20].

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ КОРОВЫХ И МАНТИЙНЫХ МАСС

Из приведенного ясно, что общая картина тектонических движений в мантии очень сложная. Ясно, что, чтобы подойти к проблеме сил, вызывающих движение континентов, необходимо иметь представление о тектонике всей тектоносферы. Наиболее точное определение структурообразующих процессов, происходящих в мантийных геосферах, – тектоническое течение. В зависимости от геодинамических обстановок оно может иметь разную направленность, скорость и интенсивность. Геодинамические обстановки создаются эндогенной энергией, поступающей из земного ядра или рожденной в самой мантии, а также воздействием на Землю ротационного и космических факторов. В итоге возникает картина сложного, разноглубинного, многопорядкового тектонического течения в мантийных геосферах, варьирующего от его малых форм до очень крупных и мощных, способных перемещать большие массы континентов или их части. В океанских областях тектоническое течение проявляется главным образом в форме спрединга и сопровождающих его движениях разнообразных блоков. Особенно ярко движение

блоков происходит по разломам-гигантам, как, например, в северо-восточном секторе Тихого океана. В обобщенном виде понятие тектонического течения охватывает процессы пластического, твердопластического и разрывно-глыбового перемещения масс горных пород. Такие явления хорошо документированы для земной коры. В работе Ю.Г. Леонова [4], посвященной тектонической подвижности коры платформ, показано тектоническое течение масс в горизонтальной плоскости и покровообразование в нижней коре. Допускаются при этом процессы тектонического течения и в верхней мантии. Что касается складчатых сооружений, то понятие тектоническое течение явилось ключевым в разработке учения о тектонической расслоенности литосферы [24–26]. Сам термин введен А.В. Пейве в 1967 г. [10].

Относительно литосферы А.В. Лукьянов писал: “Многопорядковость тектонического течения определяется существованием крупных, крупнейших, мелких и мельчайших блоков, пластин, чешуй, участвующих в общем течении, неоднородном как в пространстве, так и во времени. Они неодинаковы по составу и свойствам, в связи с чем объединяются как в подвижные, так и в консолидированные зоны и блоки, деформирующиеся и перемещающиеся по-разному. В этом процессе существенную роль играют жидкие фазы (растворы и расплавы), появляющиеся и исчезающие разными способами, но всегда активно влияющие на развитие системы.

Конфигурации блоков и подвижных зон не стабильны. Они развиваются во времени, стремятся к стабилизации, но, просуществовав более или менее долго, вновь разрушаются. Процесс реорганизации структуры происходит на многих уровнях литосферы. Каждый уровень влияет на соседние, в результате чего в поверхностных структурах запечатлена интерференция разноглубинных процессов тектонического течения” [8, с. 285].

Проблема объемного тектонического течения с большой обстоятельностью рассмотрена в работах М.Г. Леонова [3 и др.]. Основной механизм тектоники течения (рейдной тектоники) видится им (в пределах континентов) “в латеральном перераспределении горных масс на разных уровнях континентальной тектоносферы в неоднородном поле напряжений, вызванном как ее внутренней неоднородностью, так и приложением внешних сил” [3, с. 135].

Проблема состоит в том, насколько явление тектонического течения распространяется в глубь мантии. Приведенный выше анализ позволяет считать, что такое явление свойственно любому уровню мантии. Таков наш основной вывод.

Обратимся теперь к современным представлениям о делимости литосферы на плиты. В рабо-

тах [31, 35] их общее число возросло до 52. Из них 14 плит отнесено к категории крупных: Африканская, Антарктическая, Аравийская, Австралийская, Карибская, Кокосовая, Евразийская, Индийская, Хуан де Фука, Наска, Северо-Американская, Тихоокеанская, Филиппинского моря, Южно-Американская. К остальным 38 малым плитам отнесены: Охотская, Амурская, Янцзы, Окинава, Сунда, Бирманская, Молукского моря, Банда, Тиморская, Бёрдс Хэд, Маоки, Каролинская, Марианская, Северо-Бисмаркская, Манус, Южно-Бисмаркская, Соломонова моря, Вудларк, Ново-Гебридская, Конвей Риф, Белморел Риф, Футуна, Ниуафоу, Тонга, Кермадек, Ривера, Галлапагосская, Пасхи, Хуан-Фернандес, Панамская, Северо-Андийская, Альтиплано, Шетландская, Скотия, Сандвичева, Эгейская, Анатолийская, Сомалийская.

Данный перечень приближает нас к “фрактальной тектонике” [38 и др.], откуда переход к горизонтальным обособленным движениям континентов и других масс горных пород не столь сложен. Кстати, отметим, что в перечне крупных плит Индийская и Австралийская плиты разделены. В одной из последних работ [2] дроблению подверглась и Евразийская плита.

Выше уже упоминались виды тектонического течения: пластическое, твердопластическое и разрывно-глыбовое. Все они хорошо документированы в отношении земной коры. Но на основании особенностей деформаций пород, вынесенных из мантии; факта продолжения разрывных структур в верхнюю мантию; данных сейсморазведки о чередовании в разрезе земной коры и мантии высокоскоростных и низкоскоростных линз все упомянутые выше виды тектонического течения присущи и верхней мантии вплоть до корневых зон континентов. Последние ограничены снизу зонами тектонического срыва, фиксируемыми в модельных построениях, содержащихся в предыдущих работах автора [13, 15, 21 и др.] и о которых частично говорилось выше. Такие зоны могут находиться на любых уровнях мантии, являясь структурными разделами слагающих ее масс, испытывающих в том или ином виде тектоническое течение. Явление тектонического течения индуцируется энергетическими очагами, разбросанными в мантийных геосферах, начиная от раздела ядро–мантия. Интенсивность действия таких очагов различна – от малой до огромной, достаточной, чтобы генерировать тектонические силы и стрессы, способные расколоть континенты и привести в движение их части (гондванские материи) (рис. 3, 4). Движение этих новообразованных обособленных материковых блоков, более легких, чем сопредельные тела мантии, представляет тектоническое течение разрывно-глыбового вида. В этом процессе в большей или меньшей мере сохраняются форма и размеры

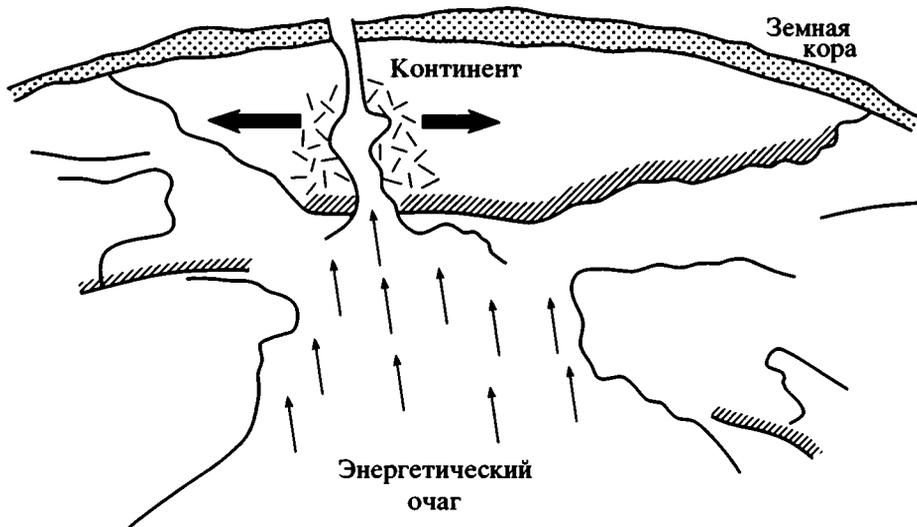


Рис. 3. Ранняя фаза движения континентов – разрывно-глыбовое тектоническое течение

Тонкие стрелки – зона концентрации энергии; косая штриховка – тектонические срывы; жирные стрелки – направления движений континентальных глыб; короткие штрихи – ослабленная внутриконтинентальная зона; кривые линии – конвективные потоки в мантии



Рис. 4. Глубинные тектоно-геодинамические соотношения континентов и рифтинговых океанов

Жирные стрелки – направления движения континентов; тонкие стрелки – тектоническое и конвективные течения; короткие штрихи – зона концентрации энергии (ЗКЭ)

глыб. Подчеркнем, что обособленность движения глыб связана с их особыми физическими и геологическими свойствами по сравнению с окружающими массами, также двигающимися, но с особыми скоростями, а возможно, и направлениями. Раскол континентов возникает в том случае, когда энергия концентрируется в зоне их корней. Но она может концентрироваться и внутри материка, результатом чего окажется отделение отторженцев меньших размеров (в том числе микроконтинентов). Глубина срыва здесь меньше, составляя в случае микроконтинентов десятки километров, против сотен километров при расколе всей материковой массы.

В связи с неравновесным энергетическим состоянием мантии энергия конкретного очага во времени может меняться, что отразится на режиме тектонического течения. Проблема пространства при движении континентов или их фрагментов решается при допущении движения блоков

или пластин в окружающей мантии. Происходит их пространственное перераспределение.

Внося ясность в соотношение процессов конвекции и тектонического течения, отметим, что конвекция является механизмом передачи энергии очага. Это явление физическое, но не тектоническое. Спрединговый процесс обязан конвекции. Именно он вызывает главное тектоническое структурообразование в океанах и морях, представляющее следствие тектонического течения коровых и мантийных масс.

Отмеченные глубинные тектоно-геодинамические процессы в реальности протекают очень сложно из-за воздействия на них нелинейных геодинамических факторов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный круг вопросов относится к числу наиболее сложных в общей тектонике. Как

полагает автор, в конечном счете он в большой мере определяет продвижение в поиске более приближенной к действительности фундаментальной тектонической теории. Геологическая, геофизическая и астрономическая эмпирика основательно документировала факты горизонтальных движений малых и крупных масс земной коры, а сейсмотомография в сочетании с данными глубинной геологии позволила перенести соответствующие представления на все геосферы мантии. Это открыло новый подход к проблеме дрейфа континентов, который рассматривается автором в рамках представлений о тектоническом течении масс горных пород. Движение континентов – это проявление тектонического течения на макроуровне. Предложенный эскиз тектоно-геодинамической модели в большой степени носит прогностический характер, но развитие данного направления кажется автору перспективным. Данный подход нуждается в дополнении геофизическими, компьютерными и математическими разработками, чтобы конечные выводы не оказались односторонними. Что касается дальнейших путей и перспектив развития глобальной тектоники, то автор посвятил этому специальную работу [18].

Автор приносит большую благодарность А.В. Лукьянову за просмотр рукописи и плодотворное обсуждение поднятых в ней вопросов. Благодарю В.Ф. Писаренко за помощь в ознакомлении с некоторыми новейшими публикациями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вегенер А. Происхождение континентов и океанов. Л.: Наука, 1984. 286 с.
2. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. 2004. № 1. С. 3–20.
3. Леонов М.Г. Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция консолидированной земной коры // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 91–154.
4. Леонов Ю.Г. Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // Геотектоника. 1997. № 4. С. 24–41.
5. Летников Ф.А. К оценке тектонических режимов на границах океанических и континентальных плит // Докл. РАН. 1997. Т. 354. № 2. С. 224–226.
6. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105–146.
7. Лукьянов А.В. Тектонические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
8. Лукьянов А.В. Нелинейные эффекты в моделях структурообразования // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 253–287.
9. Пейве А.В. Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 3. С. 36–54.
10. Пейве А.В. Разломы и тектонические движения // Геотектоника. 1967. № 5. С. 8–25.
11. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. 85 с.
12. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Индийского океана // Геотектоника. 1995. № 4. С. 73–91.
13. Пуцаровский Ю.М. Сейсмотомография, тектоника и глубинная геодинамика // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 4. С. 518–522.
14. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Земли – новое видение // Российск. журн. наук о Земле. 2000. Т. 2. № 1. С. 63–69.
15. Пуцаровский Ю.М. Тектонические феномены океанов // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 174–230.
16. Пуцаровский Ю.М. Геодинамическая неустойчивость океанского спрединга (Атлантический океан) // Геотектоника. 2003. № 4. С. 3–13.
17. Пуцаровский Ю.М. Об образовании глубоководных впадин в Атлантическом океане // Докл. РАН. 2003. Т. 389. № 6. С. 790–794.
18. Пуцаровский Ю.М. Глобальная тектоника в перспективе // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. Вып. 2. С. 3–7.
19. Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоника северо-запада Тихого океана // Геотектоника. 1981. № 1. С. 5–18.
20. Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Гетерогенность мантии и конвекция // Геотектоника. 1989. № 5. С. 3–13.
21. Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю. Геосферы мантии Земли // Геотектоника. 1999. № 1. С. 3–14.
22. Расцветаев Л.М. О некоторых актуальных проблемах структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 333–373.
23. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника (современное состояние проблемы) // Геотектоника. 2003. № 1. С. 3–18.
24. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 210 с.
25. Тектоническая расслоенность литосферы и регионально-геологические исследования / Ред. Ю.М. Пуцаровский, В.Г. Трифонов. М.: Наука, 1990. 293 с.
26. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 113 с.
27. Трубицин В.П. Роль плавающих континентов в глобальной тектонике Земли // Физика Земли. 1998. № 1. С. 3–10.
28. Трубицин В.П., Рыков В.В. Трехмерные сферические модели мантийной конвекции, дрейфа континентов, образования и распада суперконтинентов // Российск. журн. наук о Земле. 1999. Т. 1. № 2. С. 89–104.
29. Artemieva I.M., Mooney W.D. On the relations between cratonic lithosphere thickness, plate motions, and basal drag // Tectonophysics. 2002. Vol. 358. № 1–4. P. 211–231.

30. Atlas Tethys. Palaeoenvironmental maps / Eds. Dercourt J., Ricon L.E., Vrielynek B. Paris, 1993.
31. Bird P. An updated digital model of plate boundaries // *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 2003. Vol. 4. № 3. P. 1027–1079.
32. Chand S., Subrahmanyam. Rifting between India and Madagascar – mechanism and isostasy // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2003. Vol. 210. № 1–2. P. 317–332.
33. Gossler J., Kind R. Seismic evidence for very deep roots of continents // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1996. Vol. 138. № 1–4. P. 1–13.
34. Kaban M.K., Schwintzer P., Artemieva I.M., Mooney W.D. Density of the continental roots: compositional and thermal contributions // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2003. Vol. 209. № 1–2. P. 53–69.
35. Lenardic A., Moresi L.N. Some thoughts on the stability of cratonic lithosphere. Effects of buoyancy and viscosity // *Journ. of Geophys. Res. B*. 1999. Vol. 104. № 6. P. 12747–12758.
36. Pandey O.P., Agrawal P.K. Lithospheric mantle deformation beneath the Indian cratons // *Journ. of Geology*. 1999. Vol. 107. № 6. P. 683–692.
37. Polet J., Anderson D.L. Depth extent of cratons as inferred from tomographic studies // *Geology*. 1995. Vol. 23. № 3. P. 205–208.
38. Sornette D., Pisarenko V. Fractal Plate Tectonics // *Geophysical Research Letters*. 2003. Vol. 30. № 3. P. 5-1–5-5.

Рецензенты: А.В. Лукьянов,
А.А. Моссаковский

The Moving Continents

Yu. M. Pushcharovsky

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

Abstract—This paper discusses, in tectonic terms, the problem of the individual movements of continental blocks. This process pertains to the all of continents except Eurasia because of its enormous size and highly complicated and heterogeneous internal structure that includes seven Archean and Proterozoic cratons. However, this does not rule out the motions of some parts of this continent. The individual motions of continents may be regarded as a fault-block form of the tectonic flow of rock masses. This flow varies in direction and intensity and is characteristic of all geospheres residing high above the Earth's core. The energy sources driving the flow can be localized both at the core-mantle boundary and within the mantle or the crust. The tectonic flow occurs in a geodynamically nonequilibrium medium as a result of gradients in the physical properties of the deep-seated rocks. Mantle convection is a form of energy transfer from its source to the surrounding space.

ТЕКТОНИКА АРКТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

© 2004 г. **Н. А. Богданов**

*Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН,
119180, Москва, Старомонетный пер., 22*

Поступила в редакцию 03.11.2003 г.

Арктический, или Северный Ледовитый, океан занимает особое положение на нашей планете. В противоположность Южному полюсу Земли, где в самых высоких широтах располагается Антарктический континент, поднимающийся над уровнем моря на 3000 м, на Северном полюсе в симметричной точке располагается океанская котловина с глубинами порядка 3000 м. Также и в тектонической эволюции Земли в целом: предполагается, что Антарктический континент за последние 150 млн. лет практически не перемещался, а в Арктике все процессы, сформировавшие структуру этого региона, произошли именно в этот промежуток геологического времени.

Собранные в последние годы данные по батиметрии бассейна Северного Ледовитого океана, включая его обширный шельф, позволяют уточнить границы основных структурных элементов дна (рис. 1). К ним в центральной части океана относятся (с запада на восток): Евразийская впадина со средним хребтом Гаккеля, хребет Ломоносова, впадина Макарова, хребет Альфа – Менделеева и Канадская впадина. Евразийский шельф Северного Ледовитого океана по возрасту и структуре фундамента (с запада на восток) можно разделить на Баренцевоморский (Свальбардский), Карский, Лаптевский и Восточно-Сибирско-Чукотский [23, 67]. Последний включает в себя западную часть шельфа моря Бофорта. Узкая полоска шельфа прослеживается от устья р. Маккензи вдоль Канадского Арктического архипелага и севера Гренландии. Только восточный сектор Евразийского шельфа Арктики и шельф Аляски и Канады одновозрастны с сопредельной Канадской глубоководной впадиной. Западнее формирование шельфовых структур закончилось задолго до возникновения морфологических элементов центральных областей океана. Анализ строения Арктического океана начнем с Американо-Азиатского бассейна, в центре которого располагается Канадская впадина.

СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН. АМЕРАЗИЙСКИЙ БАССЕЙН

Канадская впадина

Канадская впадина представляет собой обширную котловину с корой океанского типа, протягивающуюся от полюса на юг почти на 1600 км при максимальной ширине до 1000 км. Она разделяет Чукотку, Аляску и острова Канадского Арктического архипелага (рис. 2). На севере впадина граничит с отрогами хребта Альфа–Менделеева [39, 52, 59].

В западной части впадины располагается абиссальная равнина, опущенная на 3800 м ниже уровня моря. Она вдоль крутых уступов контактирует с поднятиями и хребтами Чукотского плато. Последние представляют собой крупные террейновые останцы, выделяющиеся в центре котловины. Всю восточную половину впадины образует обширная абиссальная равнина, отделенная от Гренландии и Канадского Арктического архипелага крутым уступом континентального склона.

Дно впадины перекрыто чехлом осадков позднемелового и кайнозойского возраста, мощность которых уменьшается с востока на запад в пределах впадины от 10–12 до 6 км [37]. В разрезе земной коры впадины выделяются горизонты: верхний

(слой 1) кайнозойский со скоростями 1.8–3.6 км/с, средний (слой 2) верхнемеловой со скоростями 4.2–4.6 км/с и, наконец, нижний (слой 3) – базальтовый, нижнемеловой, со скоростями от 6.6 до 7.7 км/с. Северо-Американский континент и Канадская впадина граничат вдоль линейной гравитационной и магнитной аномалий, располагающихся над системой литрических разломов, приуроченных к континентальному уступу [54]. Можно утверждать, что характер сочленения впадины с океанской корой и континентом в Арктике подобен тем, которые устанавливаются вдоль пассивных окраин Атлантического и Индийского океанов. Вероятно, здесь также прослеживается полоса SDR. Исключение составляют только два региона – граница шельфа с Чукотским плато и хребтом Менделеева, где подобные аномалии не установлены. Это объясняется тем, что в данных регионах континентальная кора не прерывается и ее блоки прослеживаются севернее континентального уступа. Магнитное поле дна впадины спокойно. Линейные аномалии не имеют четкого выражения, за исключением осевой зоны предполагаемого спрединга, которая, по мнению А. Грантца и др. [39], прослеживается от устья р. Маккензи почти в субмеридиональном направлении. Она устанавливается в той же зоне

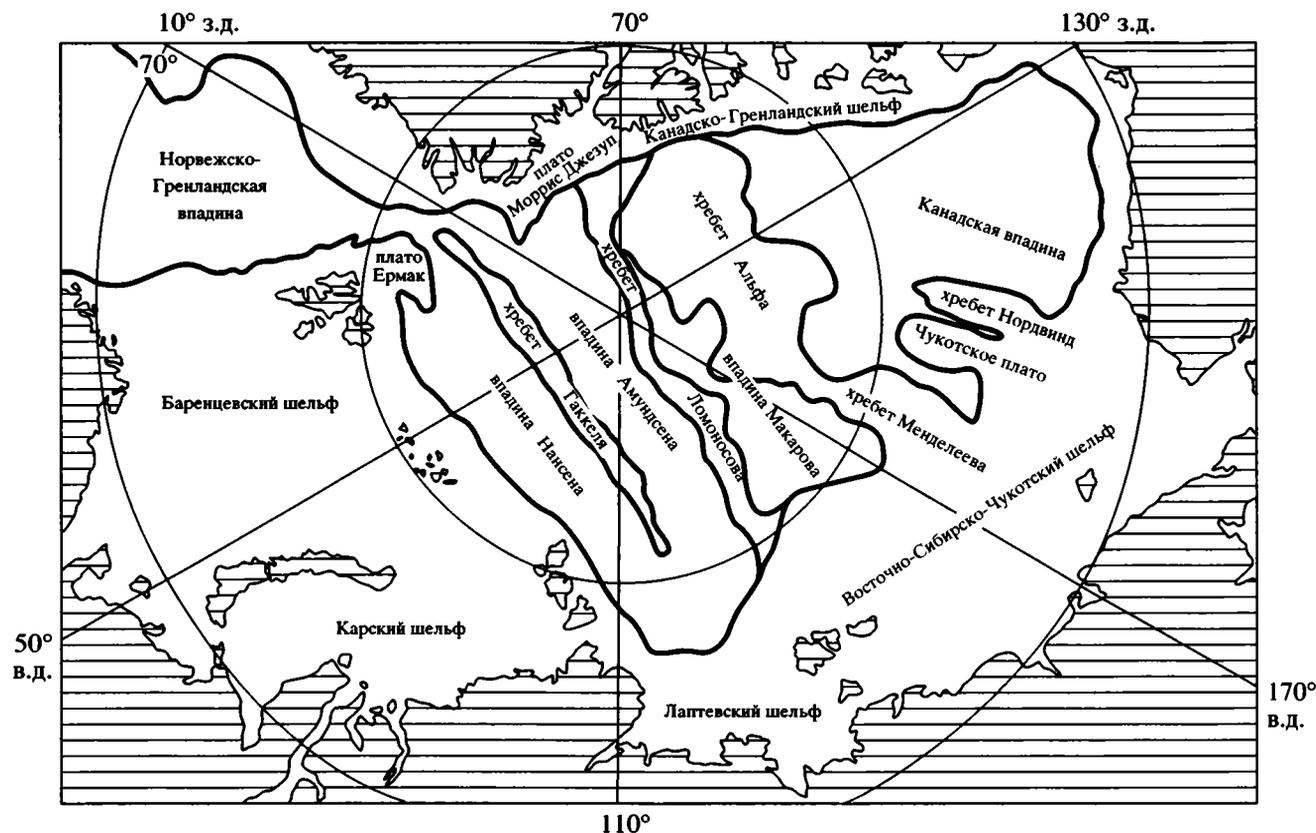


Рис. 1. Карта основных структурных элементов Арктики

и другими исследователями [46, 66]. По данным альтиметрии зона осевого рифта характеризуется пониженным гравитационным полем [51, 52, 54].

По гравиметрическим данным для Канадского бассейна в целом типично невысокое отрицательное поле с определенной асимметрией – некоторым повышением аномалий силы тяжести по направлению к Чукотскому плато и четко выраженными положительными значениями линейных аномалий подножия континентального склона.

Многие североамериканские исследователи считают, что Канадская впадина образовалась в результате ротации континентальных блоков в позднеюрское – раннемеловое время. А. Грантц с соавторами высказали предположение, что в эту геологическую эпоху в ороклине, который образует Канадская Арктика и Аляска, произошло растяжение с углом раскрытия в 66° , в результате которого Аляска и восточная Чукотка (Арктическая Аляскинская плита) переместились на запад в современное положение, полностью перекрыв юрское Южно-Анюйское море. Вдоль линии столкновения Арктической Аляскинской плиты с Северо-Восточной Азией прослеживается восточная часть Южно-Анюйской сутуры [61]. В Северо-Восточной Азии Арктическая Аляскинская плита включает прибрежные районы Чукотки,

вплоть до Певекского залива и Чаунской впадины. Однако на северо-востоке Азии Южно-Анюйская сutura протягивается и западнее этих районов, вплоть до о-ва Большой Ляховский [50]. За ним простирается сutura постепенно меняется на северо-западное и северное, огибая блок континентальной коры с островами Новосибирского архипелага. Следовательно, ротация в пределах Канадской котловины полностью не объясняет закрытие Южно-Анюйского моря и образование офиолитовой сутуры. Обширная часть океана, располагающаяся южнее и к западу от хребта Альфа–Менделеева и до хребта Ломоносова, в поздней юре и раннем мелу обладала корой океанского типа. Она образовалась в результате перемещения континентальных террейнов от Северной Америки к Евразии вдоль трансформных разломов.

Впадина Макарова

Современная впадина Макарова представляет собой реликт относительно обширного бассейна, который, возможно, простирался от осевой зоны хребта Альфа–Менделеева до котловины Амундсена в Евразийской впадине.

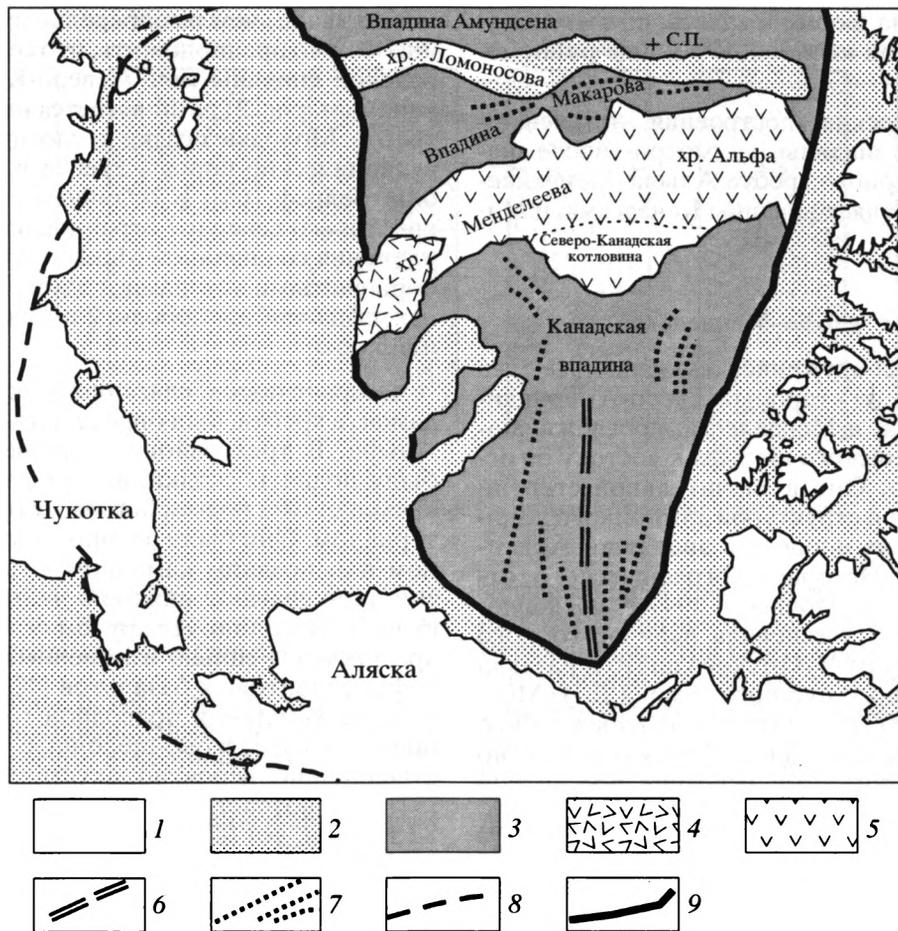


Рис. 2. Схема тектонического строения Амеразийского бассейна

1 – суша; 2 – шельф и поднятия с континентальной корой; 3 – глубоководные впадины; 4, 5 – вулканические плато: 4 – на континентальной коре, 5 – на океанической коре; 6 – предполагаемая ось спрединга; 7 – магнитные аномалии; 8 – Южно-Анжуйская сутура; 9 – положительные аномалии SDR

Орографически впадина Макарова хорошо выражена. Она расположена между хребтами Ломоносова и Альфа–Менделеева, от которых ее отделяют крутые уступы. По приближению к Евразийскому шельфу впадина расширяется до 600 км и сужается в районе моря Линкольна до нескольких десятков километров. Протяженность впадины достигает 900 км. Глубины центральной части впадины превышают 3500 м. Сейсмические исследования, проведенные в южной части впадины (котловина Подводников), показали, что она обладает корой океанического типа, мощность которой не превышает 12–15 км. Гравитационное поле района впадины относительно спокойное с отрицательными значениями порядка 10 мГал и только недалеко от берегов Гренландии становится более контрастным.

Магнитное поле этой узкой депрессии более сложное: у берегов Евразии оно спокойно, и заметные положительные аномалии устанавливаются только в ее краевых частях. Однако в узкой

зоне, вблизи Гренландии, общий спокойный фон нарушается положительными аномалиями, обусловленными сложным рельефом горстов и грабенов, которые входят в ее внутреннюю структуру. Четких, хорошо документированных линейных магнитных аномалий не установлено. Предполагается, что у полюса и на юге впадины Макарова, в районе котловины Подводников, имеются несколько (не более 5) линейных аномалий субмеридионального простираения. Возрастная датировка их остается спорной, но в целом они определяются как меловые. Эти аномалии пересекают простираение отдельных аномалий магнитного поля Канадской впадины почти под прямым углом и ориентированы параллельно магнитным максимумам хребтов Альфа–Менделеева и Ломоносова. Судя по рельефу ориентировки аномалий геофизических полей и характеру контактов с хребтом Ломоносова, впадина Макарова может быть признана отдельной океанской структурой. Вероятно, впадина Макарова имеет особую генетичес-

кую природу. Она формировалась, по-видимому, позднее Канадской котловины в конце раннемелового времени.

Палинспастические построения, объясняющие образование впадины, рассмотрим после анализа строения горного хребта Альфа–Менделеева, который разделяет впадины Канадскую и Макарова.

Хребет Альфа–Менделеева

Это горное сооружение, включающее два хребта – Альфа, со стороны Северо-Американского континента, и Менделеева, прослеживающегося от Евразийского шельфа к востоку от островов Де-Лонга. Оно в значительной степени является ключевой структурой для полного понимания мезозойских процессов эволюции Арктического океана. История географического открытия хребтов следующая: в 1949 г. дрейфующая станция СП-2 установила наличие горного поднятия к западу от Чукотского плато и назвала его в честь великого русского химика Д.И. Менделеева (1834–1907 гг.), который на рубеже 19-го и 20-го веков предложил детальную и научно обоснованную программу освоения российской Арктики и организации судоходства по Северному морскому пути. Хребет Альфа был открыт спустя 10 лет, в 1957–1958 гг., американской ледовой станцией Альфа, от которой он получил свое название [41]. В те годы не было четкого представления, соединяются ли хребты между собой или нет, поэтому для единого горного сооружения существует уже принятое в литературе двойное название.

Среди подводных хребтов Арктики хребет Альфа–Менделеева представляет собой самое крупное подводное горное сооружение, образованное тремя линейными трансарктическими горными грядками, протягивающимися от о-ва Элсмир Канадского архипелага до Евразийского континентального шельфа. Ширина хребта в среднем составляет около 450 км, а длина около 1000 км. По данным сейсмоакустики, мощность осадочного чехла в его пределах сильно меняется: в грабенах она возрастает до 2700 м и более, а на гребнях поднятий сокращается до 500 м. Общая мощность земной коры здесь достигает 30–35 км [10]. Слой 2 обладает скоростями от 5.5–6.0 км до 6.8 и слой 3 от 7.0 до 7.9 км/с. Отметим также, что слой 3, по-видимому, образованный магматическими породами, слагает до 2/3 всего разреза коры и к зонам его наибольшей мощности приурочены самые значительные гравитационные и магнитные аномалии.

На карте аномального магнитного поля Арктики хребет Альфа–Менделеева выделяется своими положительными значениями, которые за-

метно выше, чем в сопредельных структурах. По ним можно предположить, что северная часть Канадской впадины (или Северо-Канадская котловина) (см. рис. 2) располагается на южных отрогах хребта. Молодые осадки котловины перекрывают вулканические породы хребта и сглаживают общий рельеф [65]. В отличие от южного склона хребта, его северное ограничение вдоль зоны сочленения со впадиной Макарова характеризуется обрывистыми уступами и здесь, на крутых склонах, обнажаются породы 2 и 3 слоев разреза земной коры.

Возраст пород, слагающих акустический фундамент хребта, был определен в пределах хребта Альфа. В трех районах поршневыми трубками были подняты осадки, представленные черными кремнистыми илами, богатыми органическим материалом. Они были датированы поздним кампаном или поздним кампаном – маастрихтом [31]. Эти илы слагают нижнюю часть тонкослоистой осадочной толщи. На крутом склоне хребта были драгированы сильно измененные и выветренные туфы толеитовых базальтов [42, 56]. Позднее со скальных склонов подводной горы Львов были подняты известково-щелочные базальты, представляющие, вероятно, акустический фундамент [57]. Их возраст определен методом Ar^{40}/Ar^{39} в 82 ± 1 млн. лет [43], или как поздний кампан.

Природа хребта Альфа–Менделеева остается предметом научных дискуссий. При ее объяснении предполагалось, что хребет – это: 1) фрагмент континента; 2) бывшая ось спрединга; 3) зона сжатия, с развитием островодужного и субдукционного комплекса; 4) неактивный трансформный разлом; 5) подводное вулканическое плато или 6) путь горячей точки. По нашему мнению, на разных стадиях своего развития эта горная страна прошла все предполагаемые этапы тектонического процесса, за исключением стадии горячей точки [53].

Во-первых, уже упоминалось, что хребет Альфа–Менделеева не отделен от шельфа поперечной гравитационной аномалией, которая характерна для границы между структурами океанского и континентального типа. Данные сейсмического зондирования, проведенные в южной части хр. Менделеева в 2000 году [12], свидетельствуют о наличии в разрезе коры хорошо трассируемого слоя со скоростями 4.85–5.6 км/с, мощностью до 3–5 км, обычно характерного для областей, обладающих континентальной корой. К такому же выводу пришел П. Тейлор [64], который, анализируя данные по магнитному полю, установил, что над областью хребта располагается обширная положительная аномалия, подобная аномалии Гренландии. Он также пришел к выводу, что мощность земной коры в этом регионе не менее 30 км. Следовательно, можно обоснованно полагать, особен-

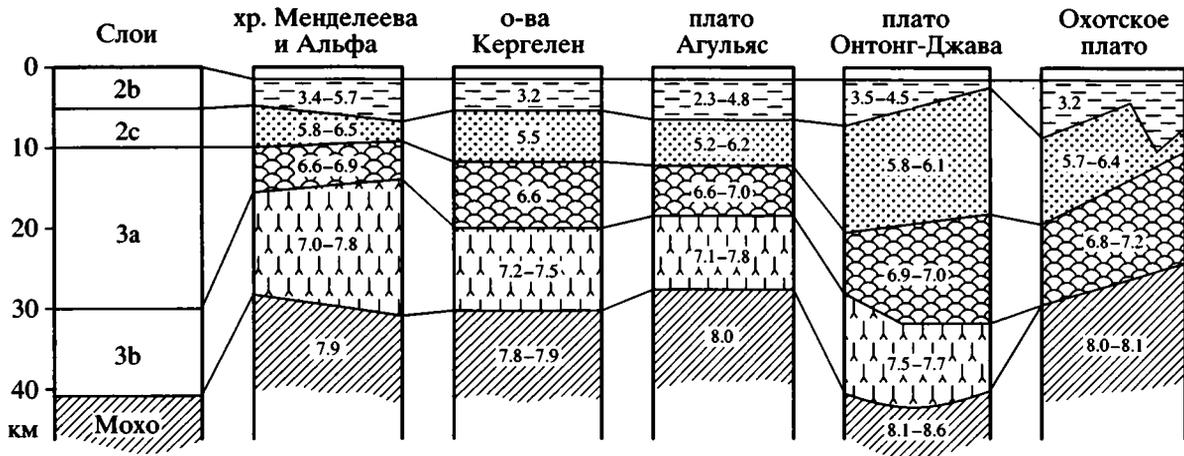


Рис. 3. Сравнение сейсмических разрезов океанских вулканических плато

но для южных отрогов хребта Менделеева, что в его основании имеются блоки с континентальной корой, как это предполагали и раньше [20].

С другой стороны, разрез коры хребта Альфа–Менделеева очень близок, даже в деталях, к разрезам коры океанских вулканических плато. По общей мощности коры, а также по увеличенной мощности 3 слоя и наличию блоков и линз континентальной коры область хребта может быть сопоставима с плато Кергелен и Агульяс (рис. 3). Сходство с ними подчеркивает также и анизотропия мантии, обычно характерная для океанских вулканических плато, которая также наблюдается под хребтом Альфа–Менделеева. Итак, хребет может представлять собой океанское вулканическое плато, заложившееся на разрозненных блоках континентальной и океанической коры, вытянутое вдоль границы раздела между впадинами Канадской и Макарова. Блоки континентальной коры, скорее всего, трассировались вдоль линии трансформного разлома, разделявшего эти котловины. Вдоль трансформы происходило левостороннее перемещение континентальных блоков (например, Новосибирского и Де-Лонга) в субмеридиональном направлении. Эти крупные террейны при столкновении с шельфом Евразии сформировали западную половину Южно-Аньюской сутуры [61]. Впадина Макарова со стороны Баренцево-морского шельфа была ограничена разломами со сдвиговой составляющей. Таким образом, эту котловину можно рассматривать как впадину типа пулл-апарт, открытие которой происходило почти одновременно с Канадской впадиной, а смещение блоков против часовой стрелки было как бы производным от ротационного раскрытия бассейна океанского типа на востоке. Отметим, что впадина пулл-апарт была шире современной котловины Макарова, по меньшей мере, вдвое. В нее входила вся акватория

западной части хребта Альфа и практически вся площадь, занятая сейчас впадиной Амундсена. Вероятно, дно этой Центрально-Арктической палеокотловины было расчленено продольными сдвигами на несколько секторов в результате растяжений и сдвиговых смещений. В апт-альбское время в центральной части котловины, возможно, существовала меридиональная ось спрединга (Н.И. Гуревич [8] предполагает даже наличие здесь центра спрединга тройного сочленения). Часть вновь возникшей океанской коры субдуцировала под океанскую кору Канадской впадины. Над зоной субдукции, протягивающейся вдоль трансформного разлома, формировалась вулканическая ремнантная дуга, перекрывавшая как океаническую, так и остатки континентальной коры. В середине позднего мела, в эпоху общей активизации вулканизма на планете, в Арктике центром и наиболее ярким проявлением его был хребет Альфа–Менделеева. Эффузивы верхнего мела распространены также в Свердрупском прогибе на севере Канады и на плато Де-Лонга на востоке Евразии. Этот этап развития хребта был сходен по многим признакам с процессами, протекающими при образовании подводного вулканического плато. Завершилось формирование акустического фундамента хребта в кампане. Видимо, тогда же на Баренцевском шельфе произошло заложение разломов, с запада ограничивших блок хребта Ломоносова.

Хребет Ломоносова

Подводный горный хребет Ломоносова представляет собой линейную структуру, ширина которой изменяется от 45 до 150 км, а длина более 800 км. Он прослеживается в средней части Арктического океана от шельфа Евразии и до Гренландии. Осевая зона хребта обладает относительно выровненной поверхностью, которая находит-

ся на глубинах от 1000 до 1500 м. Восточное ограничение хребта крутое, вероятно, контролируется листрическими сбросами, а западный склон заметно более пологий, что объясняется широким развитием здесь кайнозойских турбидитов, которые скрывают неровности рельефа [4, 40, 45].

Хребет Ломоносова на карте аномального магнитного поля выражен слабыми положительными магнитными аномалиями, параллельными общему простиранию хребта. В гравиметрическом поле хребет характеризуют также слабые положительные значения. На основании комплексных геофизических данных предполагается, что хребет Ломоносова обладает корой континентального типа, мощность которой не менее 30 км [44, 45, 67]. Верхняя часть разреза (до 50 м мощности) сложена кайнозойскими осадками, представленными пелагическими илами, преимущественно продуктами ледового разноса. Они сменяются вниз по разрезу темно-бурыми тонкослоистыми илами плейстоцена (100 м) и под ними черными и темно-коричневыми известковыми глинами со следами поверхностей оползания миоценового возраста (50 м). Верхний слой кайнозойских осадков, по данным сейсмоакустики, несогласно перекрывает слоистые толщи, обладающие сейсмическими скоростями 4,0–4,6 км/с. По возрасту этот горизонт относят к мезозою. По данным А. Гранца и др. [40], возможно, он включает весь разрез мезозоя, начиная с вулканокластических и вулканогенных образований мела, и осадочные пород широкого возрастного диапазона – от юры до карбона, на что указывают цирконы, обнаруженные в песчаниках поршневых трубками. Его мощность порядка 1500 км. Фундамент слоистого комплекса хребта, видимо, образован метаморфическими породами позднедокембрийского возраста. Таким образом, вполне правомерно предполагать, что хребет Ломоносова представляет собой линейный блок континентальной коры, отделившийся в результате спрединга от Баренцевоморского шельфа приблизительно 58 млн. лет назад в раннем палеоцене [48]. Перемещение континентального блока хребта Ломоносова по направлению на восток в Евразийском бассейне происходило вдоль сдвигов, ограничивавших континентальные шельфы. Блок хребта отделен от шельфа положительными гравитационными и магнитными максимумами. Скорость перемещения Ломоносовского террейна на восток определялась амплитудами раскрытия Евразийской котловины и спредингом в хребте Гаккеля.

ЕВРАЗИЙСКАЯ КОТЛОВИНА

Евразийский бассейн занимает западную половину глубоководной части Северного Ледовитого

океана. Он простирается от Северного полюса и хребта Ломоносова до островов архипелага Франца-Иосифа почти на 1000 км в ширину и от плато Морриса Джекзупа до шельфа моря Лаптевых на 1900 км в длину. Хотя остается много невыясненных вопросов о деталях строения и эволюции котловины, плиттэктоническую модель геологической истории можно считать наиболее общепринятой. Впервые эта модель была предложена А.М. Карасиком [14, 15]. Она предполагала наличие оси спрединга вдоль медианы срединного хребта Гаккеля. В обе стороны от хребта прослеживаются парные линейные магнитные аномалии. С двух сторон впадины у края Баренцевоморского шельфа и хребта Ломоносова установлена аномалия 24. Ближайшая к хребту аномалия 5 протягивается от шельфа моря Лаптевых на востоке и до пролива Фрама на западе.

Самая погруженная часть котловины устанавливается вдоль осевой части хребта Гаккеля, где глубины моря опускаются ниже 4000 м, тогда как в целом хребет возвышается над абиссальной равниной почти на 1000 м. Абиссаль во впадине Амундсена опущена на 4000 м ниже уровня моря, а впадина Нансена до 3200 м.

В целом рельеф в пределах впадин выровнен осадочным чехом, за исключением районов, непосредственно примыкающих к хребту Гаккеля. Здесь располагаются отдельные горные гряды, параллельные хребту, более высокие и крутые с восточной стороны. Собственно хребет Гаккеля хорошо выражен в рельефе почти на всем своем протяжении. К его осевой части приурочены центры мелко- и среднефокусных землетрясений. В самой южной части (южнее 80° с.ш.) вблизи шельфа моря Лаптевых он прослеживается только по эпицентрам землетрясений. В последние годы в осевой зоне хребта были установлены центры активного вулканизма [58].

Осадочный чехол максимальной величины достигает во впадине Амундсена, где его мощность около 2000 м выравнивает рельеф основания. Во впадине Нансена мощность кайнозойских осадков обычно колеблется от 300 до 700 м. В целом разрезы осадков в котловинах Нансена и Амундсена сопоставимы между собой [7], что подтверждает их единую генетическую природу. Они слагают верхний слой разреза океанской коры, общая мощность которой в Евразийской котловине менее 12 км. Фундамент котловины характеризуется корой типично океанского типа со средней мощностью 7–10 км. В целом Евразийская впадина представляет собой пример молодой океанской структуры, формирующейся в кайнозое [45] с медленным спредингом в осевой части. Его скорость изменялась от 1,2 до 0,5 см/год. Тектонические процессы, протекавшие в котловине, получили отражение на шельфе Евразии.

АРКТИЧЕСКИЙ ШЕЛЬФ ЕВРАЗИИ

Баренцевоморский шельф

Шельфовые области занимают 51% площади Северного Ледовитого океана, и четыре пятых из них представляют шельф Евразии. Европейскую часть арктической окраины занимают акватории Норвежского и Баренцева морей. Они охватывают обширную площадь от континентального склона Норвежского моря в Северной Атлантике на западе и до о-вов Новой Земли на востоке. Отличительной особенностью этого региона служит практически повсеместное распространение в его пределах докембрийского фундамента. Он перекрыт осадочным чехлом, включающим местами полный разрез палеозойских отложений и вулканогенно-осадочного пермско-триасового и верхнеюрско-нижнемелового комплексов. Юрские, меловые и кайнозойские осадки распространены не повсеместно. Мощность чехла неравномерна. Она значительна на западном склоне Свальбардской плиты и Нордкапском прогибе, местами превышая 10 км. Осадочный чехол в пределах сводовых поднятий заметно сокращен и достигает не более 2–4 км [2, 4, 22, 28, 30]. В целом в докембрийском основании Баренцевоморского шельфа располагаются три микроплиты: на западе – Норвежская, в центре – Свальбардская и на юго-востоке – Тимано-Печорская. Норвежская плита переместилась к Балтийскому щиту в тылу от пояса каледонид океана Япетус. Элементы последнего с океанской корой и островными дугами на юге надвинуты на край Балтийского кратона. На севере они установлены в Западном Шпицбергене, где ниже- и среднепалеозойские образования надвинуты на раннерифейские метаморфиты. Восточная граница Норвежской плиты, причленение которой к Балтийскому своду привела к полному закрытию океана Япетус, прослеживается от Свальбардского архипелага вдоль осей прогибов Ольги и Короля Карла до Нордкапского трога. В пределах последнего мощность осадочного чехла превышает 10 км. Вероятно, отрицательные структуры наследуют сутуры в кристаллическом основании (рис. 4).

Восточнее Норвежской плиты расположена Свальбардская плита с гренвиллским фундаментом [26]. В ее центральной части располагаются сводовые поднятия Центрально-Баренцевское, Адмиралтейское, Персея и Мурманское, разделенные неглубокими прогибами. Эта область характеризуется сокращенной мощностью осадочного чехла, в нижней части которого присутствуют породы карбонатного комплекса нижнего и среднего палеозоя. У северного края плиты перед континентальным склоном к востоку о-ва Свальбард располагаются острова Виктории и Земли Франца-Иосифа. Они занимают вершины подводных поднятий. В первом случае остров обра-

зован среднекаменноугольными известняками, а во втором – трапповыми покровами базальтов и андезито-базальтов, возраст которых датируется от 161 до 95 млн. лет (оксфорд – сеноман [25]). Под траппами близко к поверхности располагаются метаморфические породы фундамента [5]. Острова разделены трогом Франц-Виктория. Надо отметить, что рифтообразные прогибы и трого у северной окраины шельфа ориентированы в северо-северо-западном и северо-северо-восточном направлениях, практически перпендикулярно к континентальной окраине.

На восточной окраине Свальбардской плиты располагается самая крупная субмеридиональная структура этой части шельфа – Восточно-Баренцевский прогиб. Он прослеживается вдоль границы Свальбардской плиты с Пай-Хой-Новоземельским складчатым поясом. Прогиб на всем своем протяжении от границы с Печорской плитой на юге до Адмиралтейского поднятия на севере отличается значительной амплитудой прогибания (около 12 км) и разделен Лудловским сводом на Северо-Баренцевскую и Южно-Баренцевскую впадины. В первой из них максимальная мощность осадков достигает 15 км, а во второй – свыше 20 км. Самые значительные мощности (до 8–9 км) в Восточно-Баренцевском прогибе слагают пермские и триасовые отложения [4], накопившиеся в эпоху наиболее контрастных перемещений вдоль западного ограничения складчатого пояса. Установлено, что под Восточно-Баренцевским прогибом мощность земной коры в фундаменте под подошвой осадочного слоя сокращается до 10–14 км. В южной его части кора континентального типа отсутствует.

Вероятно, прогиб заложен вдоль сутуры, разделявшей докембрийскую плиту и раннемезозойский складчатый пояс, а линейная зона с корой океанского типа представляет собой реликт палеозойского океана, который сохранился между двумя литосферными блоками.

Южную часть Баренцевоморского шельфа занимает Печорская плита, испытавшая кратонизацию и консолидацию в байкальскую эпоху. От Балтийского щита ее отделяют на западе Кольско-Канинская моноклираль и Тимано-Канинская система покровов. Крайним северным элементом плиты служит Куренцовская ступень [24] с вертикальной амплитудой в чехле около 3–5 км. В центральной части плиты располагается Печорская впадина, в пределах которой мощность осадков составляет 5–7 км. Структура впадины осложнена серией левосторонних сдвигов. Наиболее крупные из них прослеживаются вдоль побережья. Во впадине, по сравнению с континентальной областью, заметно возрастает мощность отложений перми и триаса. Они слагают пологие валы и широкие депрессии северо-запад-

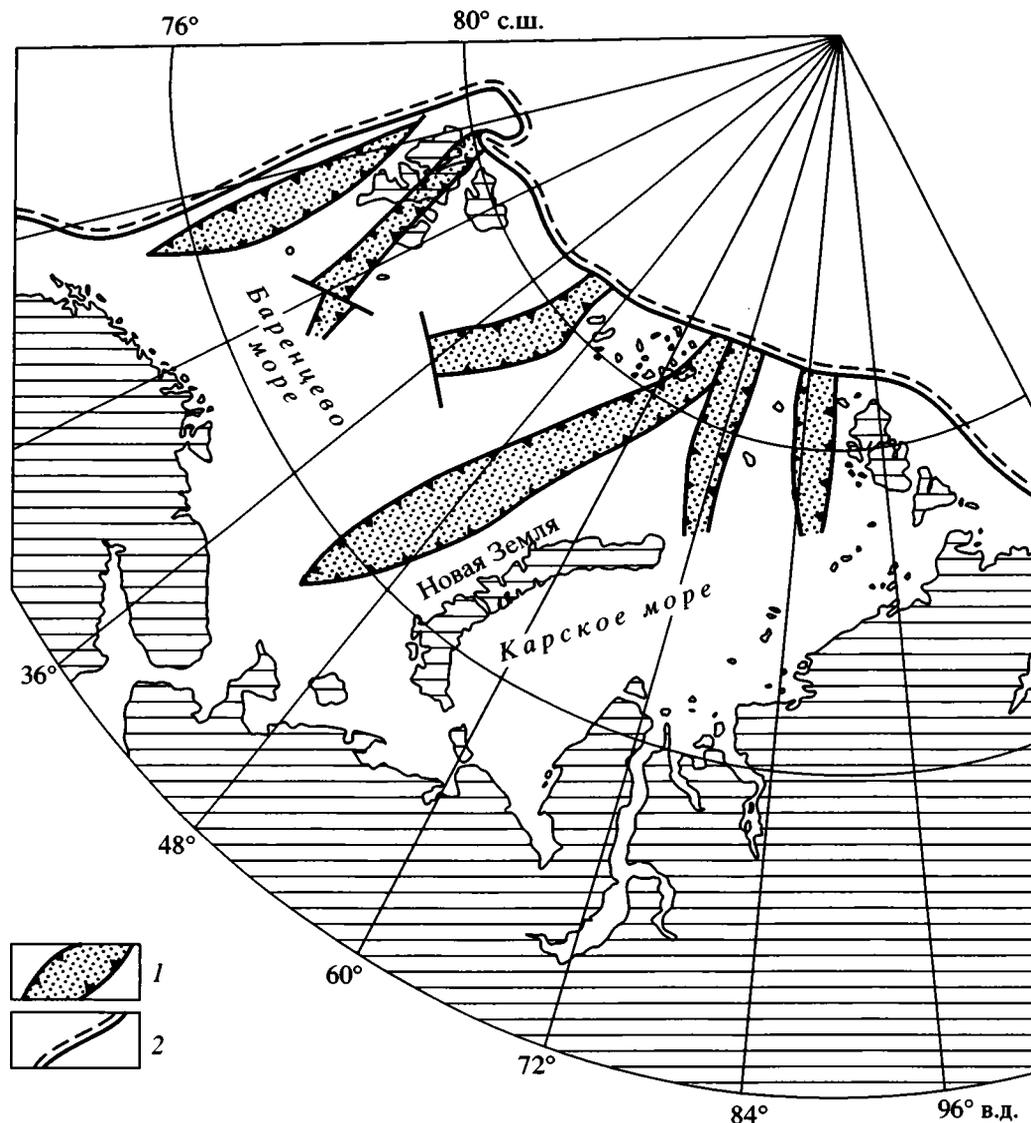


Рис. 4. Схема расположения рифтов и трогов на окраинах шельфов Баренцева и Карского морей
1 – рифты; 2 – граница подножья континентального склона

ного и субширотного простираения. Фундамент Печерской плиты выходит на поверхность в пределах Канинской гряды, полуостровов Рыбачий и Варангер, где представлен кварцитами и метаморфизованными песчаниками верхнего рифея и венда [21].

Карский шельф

Акватория Карского моря, перекрывающая одноименный шельф, располагается между архипелагами островов Новой Земли на западе и Северной Земли на востоке, а также полуостровами Пай-Хой и Таймыр. На северо-северо-западе региона Карский шельф отделен от архипелага Земли Франца-Иосифа трогом Святой Анны, ха-

рактеризующимся сокращенной мощностью земной коры (до 20 км) и линзой осадков более 10 км. Карский шельф по типу фундамента, возрасту и мощности осадочного чехла и характеру структур делится на два района: южный – Южно-Карскую впадину и северный – Карскую плиту. На северо-западе они разделены поднятием Северного Сибирского порога, а на юге – пограничными с ним Свердрупским валом и прогибом Арктического института [19, 27].

Южно-Карская впадина представляет собой прямое продолжение Западно-Сибирской плиты. Домезозойский фундамент по комплексу геофизических данных залегает на глубинах 12–14 км. По-видимому, он представлен складчатыми и метаморфизованными образованиями рифейского –

раннепалеозойского возраста. Граница между нижней корой и мантией в окраинных частях впадины прослеживается на глубинах 30–35 км. В центральной части в пределах раннемезозойских рифтов ее глубина уменьшается до 20–26 км, а местами, возможно, и до 15 км, на что указывают высокие значения теплота потока в морских скважинах у полуострова Ямал [28]. В связи с этим в литературе неоднократно высказывалось предположение, что в центральных частях рифтов в пределах Южно-Карской впадины имеются участки с реликтовой океанской корой. На гетерогенном фундаменте, сложенном рифтами и разделяющими их горстами, среди которых наиболее крупные Рогозинский и Русановский, залегает осадочный чехол. В нижней части чехла присутствуют палеозойские терригенные отложения. В нижнетриасовых разрезах имеются прослойки базальтов и даек диабазов, отвечающие раннему этапу рифтогенеза. В центральной части рифтовых структур мощность пермско-триасовых образований может достигать 6–7 км. Юрско-меловой и кайнозойский чехлы в осевой части Южно-Карской впадины представлены горизонтально залегающими терригенными осадками максимальной мощностью до 5–6 км, а общая суммарная мощность чехла в этих районах превышает 14 км.

На северо-западе и севере система листрических разломов отделяет Южно-Карскую впадину от Новоземельской микроплиты. Восточнее разрывные нарушения меняют простирания на северо-северо-западные. Здесь они ограничивают с запада Свердрупский вал. Эта структура представляет собой линейное сводовое поднятие, в осевой части которого фундамент сложен вендско-рифейскими метаморфическими сланцами. На них залегают верхнеюрские и меловые песчаники и аргиллиты, мощность которых 1600 м [5]. Возможно, вал служит северо-западным продолжением Центрально-Таймырского аккреционного пояса. На севере Свердрупский вал пересекается Северным Сибирским порогом, который представляет собой продолжение субширотного поднятия складчатого рифейского фундамента Новой Земли, сформировавшегося в киммерийскую эпоху. По данным сейсмоакустики Северный Сибирский порог слагается серией покровов, надвинутых на юг. По ним складчатые палеозойские и рифейские толщи перемещены на структуры Свердрупского вала и западный край Карской плиты.

Карская плита занимает северо-восточную часть Карского шельфа. В ее пределах расположены структуры архипелага Северной Земли и Северного Таймыра, а также острова поднятия Визе. Западной границей плиты служит трог Святой Анны, а на востоке она отделяется от Лаптевского шельфа северо-восточным продолжением Центрально-Таймырского аккреционного пояса. Поднятие Визе представляет собой обширный

свод, фундамент которого сложен кристаллическими сланцами протерозоя и раннего рифея, а чехол представлен морскими отложениями верхнего рифея – палеозоя, а также маломощными прибрежно-континентальными породами мела и кайнозоя. Общая мощность осадочного чехла на своде поднятия меняется от 2 до 5 км. В отдельных мульдах округлой формы чехол достигает мощности до 8–10 км. Часто разделяющие их поднятия венчаются островами на вершинах. Общая мощность земной коры в пределах поднятия около 40 км.

Поднятие Визе отделено от центральной части плиты, в которой расположены острова архипелага Северной Земли, относительно узким (до 100 км в ширину) меридионально ориентированным трогом Воронина, протягивающимся почти на 1000 км. Трог субпараллелен более западному трог Святой Анны и сопрягается с краем континентальной плиты почти под прямым углом. Общая мощность коры в трогом Воронина меньше, чем на поднятии Визе и в центре Карской плиты. Она достигает 25–27 км. По сейсмическим данным в основании разреза осадочного чехла трога Воронина заметную роль играют терригенно-карбонатные толщи верхнего рифея и нижнего палеозоя, а в его верхней части – маломощные терригенные осадки мезозоя и кайнозоя. Общая мощность чехла, по данным сейсмических и гравиметрических исследований, составляет от 10 до 15 км. Высказывалось предположение, что заложение трога произошло в среднем палеозое. Это подтверждается двухъярусным строением чехла.

Центральная часть Карской плиты образована островами Северной Земли. Можно утверждать, что вся подводная часть плиты в этом районе сложена породами рифея и палеозоя, которые перекрывают дорифейский кристаллический фундамент. Мощность чехла в этой части невелика: на востоке она не более 1 км и по направлению на запад увеличивается до 5 км. Дислокации, осложняющие структуру чехла, вероятно, образовались во время коллизии плиты с Сибирским кратоном, на что указывает возраст син- и постколлизийных гранитоидов (242–245 млн. лет).

В целом для Карского шельфа характерно высокое положение кристаллического фундамента относительно уровня моря. Исключение составляют только трогом, находящиеся в его северной части (см. рис. 4). По времени формирования северная половина шельфа имеет много сходства с Баренцевским шельфом и, возможно, представляет отдельную часть общей плиты. Южная часть Карского шельфа, как уже подчеркивалось, служит естественным продолжением структур Западно-Сибирской плиты. Вероятно, в эпоху коллизии Карской плиты с Сибирским кратоном произошло торцовое сочленение палеозойских структур Уралид с Карской плитой.

Лаптевский шельф

Шельф моря Лаптевых расположен между Таймырским полуостровом на западе и архипелагом Новосибирских островов на востоке. В его пределы с юга продолжают структуры Сибирского кратона, осложненные линейными дислокациями позднеюрского возраста. По структуре чехла шельф моря Лаптевых делится на три региона: Восточно-Лаптевское поднятие, Ленская рифтовая система и Лено-Таймырский прогиб [9, 11, 27].

Восточно-Лаптевское поднятие располагается в пограничной области между Сибирским кратоном и Верхоянской областью позднеюрских-раннемеловых дислокаций. Их фундамент сложен кристаллическими породами архея. Однако палеозойская и мезозойская история были разными. В пределах Верхоянской области мезозойд восточная окраина Сибирского кратона в палеозое была занята карбонатной платформой. В позднем палеозое и мезозое, вплоть до средней юры, этот тип седиментации сменился терригенным комплексом. Терригенные толщи в Верхоянском хребте и Яно-Индигоирской области смяты в крупные складки, осложненные разломами и прорваные позднемеловыми посторогенными гранитоидами.

На северном склоне Сибирского кратона палеозойский карбонатный чехол перекрывает рифейские отложения. Мощность его разреза заметно сокращена, а местами полностью редуцирована. Терригенное осадконакопление в этом регионе началось в триасе и завершилось в раннем мелу. Вдоль северного ограничения Оленекского свода Сибирского кратона широко распространена блоковая тектоника. Амплитуда вертикальных перемещений вдоль сбросов здесь достигает нескольких километров.

Меньшая амплитуда вертикальных перемещений характерна для Восточно-Лаптевского поднятия. На границе с Верхоянской зоной располагается Столбовой горст, в пределах которого максимальная мощность чехла достигает 2–2,5 км. Ширина горста около 80 км, а длина 500–550 км. На о-ве Столбовой породы чехла подняты над уровнем моря. Здесь разрез представлен терригенными отложениями позднеюрского-раннемелового возраста. Породы смяты в пологие складки субмеридионального простирания. Восточно-Лаптевское поднятие срезается разломом Чарли, который прослеживается вдоль края континентального склона. Западнее на Лаптевском шельфе располагается рифтовая система. Центральной структурой этой зоны является Усть-Ленский рифт. При ширине 70–150 км он протягивается с юго-юго-востока на северо-северо-запад почти на 500 км. Осадочный чехол в осевой части рифта достигает почти 10 км. По данным сейсмоакустики возраст осадков датируется как позднемело-

вой – кайнозойский. Вдоль бортов рифта устанавливается ступенчатое строение. Разломы, ограничивающие структуру, близки к вертикальным и ориентированы на северо-северо-запад.

К западу от Усть-Ленского рифта находится Южно-Лаптевский прогиб, который сменяется по простиранию Западно-Лаптевским прогибом. Эти структуры имеют мульдообразную форму, в которых ширина лишь в 1,5 раза меньше длины. В фундаменте впадин устанавливаются вертикальные блоки, которые делят прогибы на отдельные поднятия и впадины. В центральной из них, Оленекской, мощность осадочного чехла достигает даже 13 км. Предполагается, что осадочный чехол в прогибах включает весь разрез мезозоя (триасовые отложения включительно) и кайнозоя. Вдоль берега моря от дельты р. Лены на запад вплоть до Южно-Таймырской зоны прослеживается Оленекская зона дислокаций. В ее пределах преобладают линейные складки субширотного простирания с осевыми поверхностями, падающими на северо-восток под углами 45–65°. Зона достигает 50 км в ширину и надвинута с севера на юг на палеозойские известняки чехла кратона. Оленекские дислокации, по-видимому, возникли одновременно с Верхоянским складчатым поясом.

Складчатые формы позднеюрского-раннемелового периода широко проявились на крайнем востоке шельфа моря Лаптевых, а также в пределах Новосибирского архипелага на западе сопредельного шельфа Восточно-Сибирского моря.

Восточно-Сибирско-Чукотский (Амеразийский) шельф

Восточно-Сибирско-Чукотский шельф занимает всю обширную зону Арктического шельфа восточной Евразии. Если границы между шельфами западных арктических морей отделены одна от другой архипелагами островов, то на востоке Арктики, восточнее Новосибирского архипелага, такие барьеры отсутствуют. По-видимому, это объясняется общей меридиональной ориентировкой основных структур на западе Арктического шельфа Евразии. Восточнее Новосибирского архипелага простирание структур дна шельфа меняется на западно-северо-западное и местами близкое к субширотному. Надо отметить, что, за исключением Южно-Аньюйской сутуры, ни одна структурная единица суши не имеет прямого продолжения на дне шельфа. Структурный план дна Чукотского моря продолжает на восток элементы шельфа моря Бофорта (рис. 5).

Обширная акватория восточных морей Азии (ее можно назвать Амеразийским шельфом Азии) имеет кору континентального типа, мощностью 40–42 км. Мощность осадочного чехла в

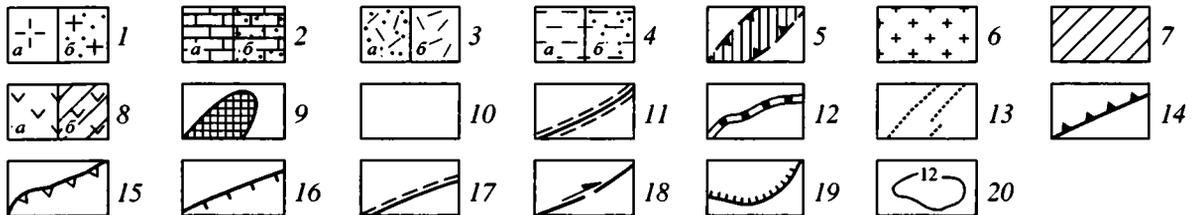
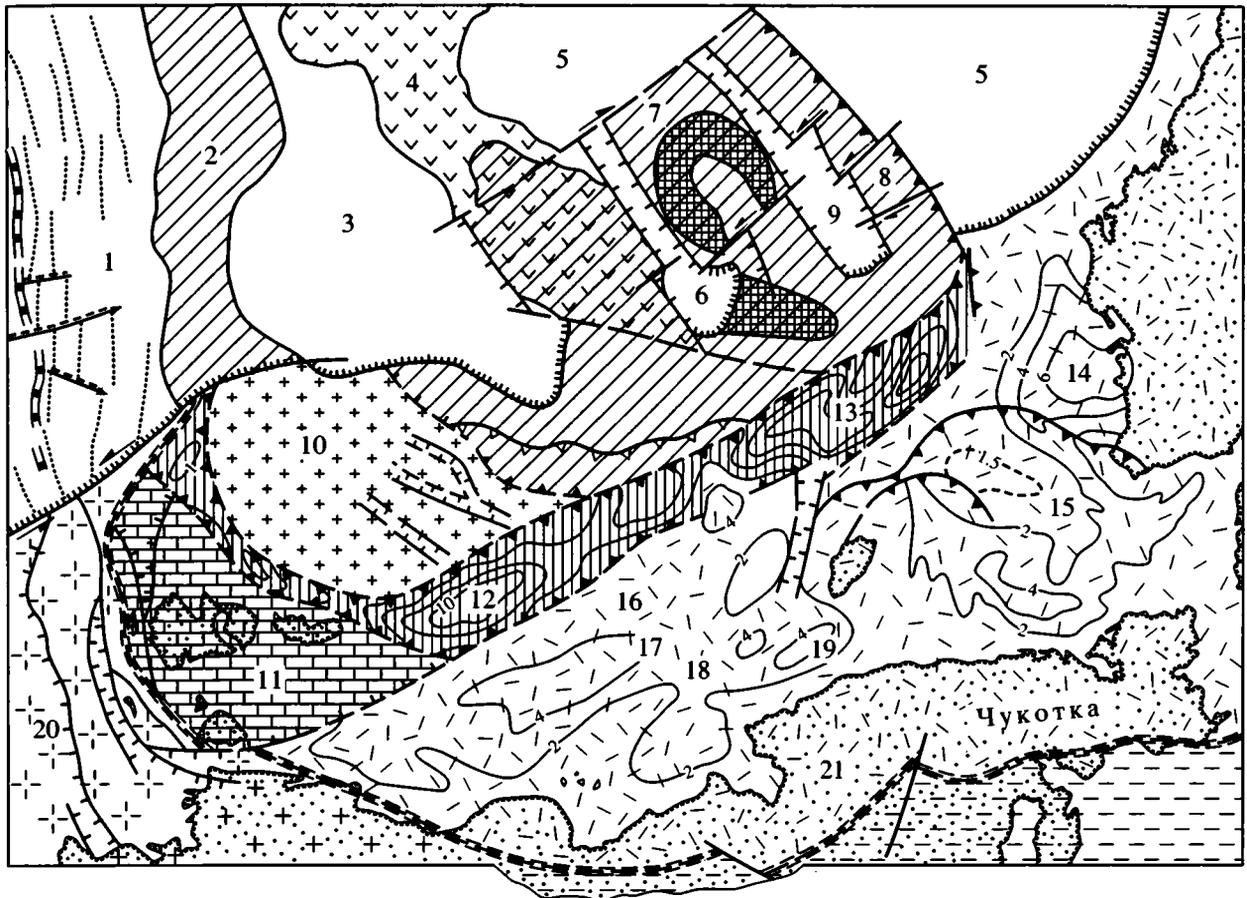


Рис. 5. Структурно-тектоническая схематическая карта шельфа восточной части Евразии

1 – докембрийский кратон: а – на суше, б – под водой; 2 – докембрийский кратон, перекрытый карбонатным чехлом: а – на суше, б – под водой; 3 – область раннемеловой элсмирской складчатости: а – на суше, б – под водой; 4 – континентальный террейн с палеозойским осадочным чехлом: а – на суше, б – под водой; 5 – рифты и трюги с океанической и субокеанической корой; 6 – террейны с корой континентального типа; 7 – то же, перекрытое палеозойско-мезозойским осадочным чехлом; 8 – меловое вулканическое плато: а – на океанической коре, б – на континентальной коре; 9 – структуры, характеризующиеся высокими гравитационными аномалиями (возможно, покровы базит-гипербазитов); 10 – области с корой океанического типа; 11 – Южно-Анжуйская сутурная зона; 12 – зона спрединга в хребте Гаккеля; 13 – линейные магнитные аномалии; 14 – крупные региональные тектонические сбросы; 15 – надвиги; 16 – нормальные сбросы; 17 – трансформные разломы; 18 – региональные сдвиги; 19 – положительные аномалии SDR; 20 – изопакиты мощности осадочного чехла. Цифры на карте: 1 – впадина Амудсена; 2 – хребт Ломоносова; 3 – впадина Макарова (котловина Подводников); 4 – хребт Менделеева; 5 – Канадская впадина; 6 – трог Толя; 7 – Чукотское плато; 8 – хребт Нордвинд; 9 – трог Нордвинд; 10 – Гиперборейская (Де-Лонга) плита; 11 – Новосибирская микроплита; 12 – Новосибирский трог; 13 – Северо-Чукотский трог; 14 – впадина Хоуп; 15 – Южно-Чукотская впадина; 16 – поднятие Анжу; 17 – Восточно-Сибирская впадина; 18 – Медвежинское поднятие; 19 – Благовещенский прогиб; 20 – Сибирский кратон; 21 – Восточно-Чукотская микроплита

рифтах и прогибах часто достигает 10 км, а в отдельных районах превышает и 14 км. Земная кора под ними заметно сокращена и считается субконтинентальной. Только в осевых частях Новосибир-

ского и Северо-Чукотского рифтов мощность коры уменьшается до 10 км и рассматривается как субокеаническая. С запада на восток на шельфе Восточно-Сибирского, Чукотского и Бофорта

морей выделяются следующие крупные континентальные блоки: Новосибирский, Гиперборейский, Де-Лонга, Чукотский и Арктическо-Аляскинский. Они разделены между собой линейными прогибами, которые, вероятно, наследуют структурные швы, прослеживающиеся в их основании.

Новосибирская микроплита занимает самое западное положение. В ее центре располагаются острова Новосибирского архипелага. На западе границей микроплиты служит Бельковский горст, а на востоке – Новосибирский рифт. Микроплита представляет собой высокое плато, сложенное карбонатными палеозойскими отложениями и терригенными породами триаса и юры. Вероятно, что этот комплекс перекрывает докембрийское кристаллическое основание. Судя по фациям девона и карбона, в среднем палеозое Новосибирский блок был краем пассивной окраины крупного материка. Южную окраину о-ва Большой Ляховский пересекает Южно-Аньюская сутура, которая трассируется по выходам серпентинитов и метаморфизованных мантийных пород [17, 49]. Характер и возраст дислокаций и магматических пород указывают на то, что этот блок испытал тектонические деформации в позднеюрское – неоктоное время, в эпоху коллизии и закрытия Южно-Аньюского моря. По типу разреза палеозоя Новосибирский архипелаг сходен с Южным Таймыром.

На востоке Новосибирская микроплита ограничена Новосибирским рифтом [60], который далее по простиранию сменяется трогом Вилькицкого, а затем – Северо-Чукотским прогибом. Они образуют узкую зону, ширина которой не превышает 50–70 км, прослеживающуюся в субширотном направлении. В осевой части трогов фундамент погружен на 8–12 км, а в Северо-Чукотском прогибе до 16 км. На севере Новосибирский трог разделяет Новосибирскую и Гиперборейскую плиты (рис. 6). Он выполнен верхнемеловыми и кайнозойскими осадками. Ширина трога в этом районе не более 50 км, а его протяженность достигает 600 км.

Гиперборейская плита была выделена Н.С. Шатским, который в начале 30-х годов прошлого столетия высказал предположение о наличии докембрийского кратона на востоке Арктики. В пределах плиты располагаются острова Де-Лонга, на которых обнажается глинисто-карбонатная толща среднего кембрия–среднего ордовика, общей мощностью около 1500 м. Эти отложения слабо дислоцированы и неметаморфизованы. В восточной части плиты на островах Генриетта и Жанетта распространены граувакки и вулканокластиты, возраст которых считается среднепалеозойским. Эти данные нуждаются в проверке, так как не коррелируются с изотопными датировками. Согласно последним возраст

вулканических пород определяется как 444–440 млн. лет, т.е. позднеордовикский. Геофизические материалы позволяют предположить, что на востоке Гиперборейский массив разбит разломами, к которым приурочены магматические тела основного состава и платовулканы. Они перекрыты нижнемеловыми песчаниками и гравелитами, а также вулканическими породами поздне-мелового и миоценового возраста. На островах Жохова и Вилькицкого встречаются платобазальты миоцена. По геофизическим данным Гиперборейская плита имеет континентальный тип земной коры мощностью 42–45 км и характеризуется слабыми положительными значениями в гравиметрическом и магнитном полях.

Восточной границей Гиперборейской плиты служит прогиб Вилькицкого [47], в осевой части которого мощность осадочного чехла достигает 7 км. В северной части прогиб протягивается узкой полосой вдоль разломов, ограничивающих Гиперборейскую плиту на востоке [1]. К югу прогиб расширяется и меняет простирание на широтное. Севернее и северо-восточнее от прогиба Вилькицкого расположен блок Альрус [35], или Южно-Менделеевское плато (см. рис. 5).

Южно-Менделеевское плато расположено в южной части хребта Менделеева. С шельфовой зоной его соединяет полого наклоненная на север подводная терраса. Основная часть плато опущена на 1200 м ниже уровня моря. Плато характеризуется слабыми положительными гравитационными и магнитными аномалиями. Мощность земной коры в его пределах достигает 33 км, и по сейсмическому разрезу она близка к континентальному типу. Верхняя часть плато перекрыта осадочным чехлом слабо литофицированных осадков, мощностью 2–3 км. На востоке плато ограничено крутыми уступами, которые прослеживаются вдоль листрических сбросов субмеридионального простирания. Глубоководный прогиб Толя, имеющий океаническую кору, отделяет Южно-Менделеевское плато от Чукотского свода и хребта Нордвинд. Поднятия разделены между собой. С юга от Восточно-Чукотской плиты их отделяет Северо-Чукотский прогиб. Чукотский свод и хребет Нордвинд, разделенные узким трогом Нордвинд, как и Южно-Менделеевское плато, представляют собой самые крупные выступы континентальной коры в пределы Канадской впадины [38]. Надо отметить, что Чукотский свод, и особенно его южная часть, по данным альтиметрии, резко выделяется в гравитационном поле, так как положительные аномалии в их пределах превышают 50 мГал. Можно предположить, что здесь расположена зона скупивания мантийных пород, которая образовалась перед фронтом перемещения блока континентальной коры хребта Нордвинд. Породы мантии на Чукотском своде перекрыты маломощным (менее 1 км) чехлом

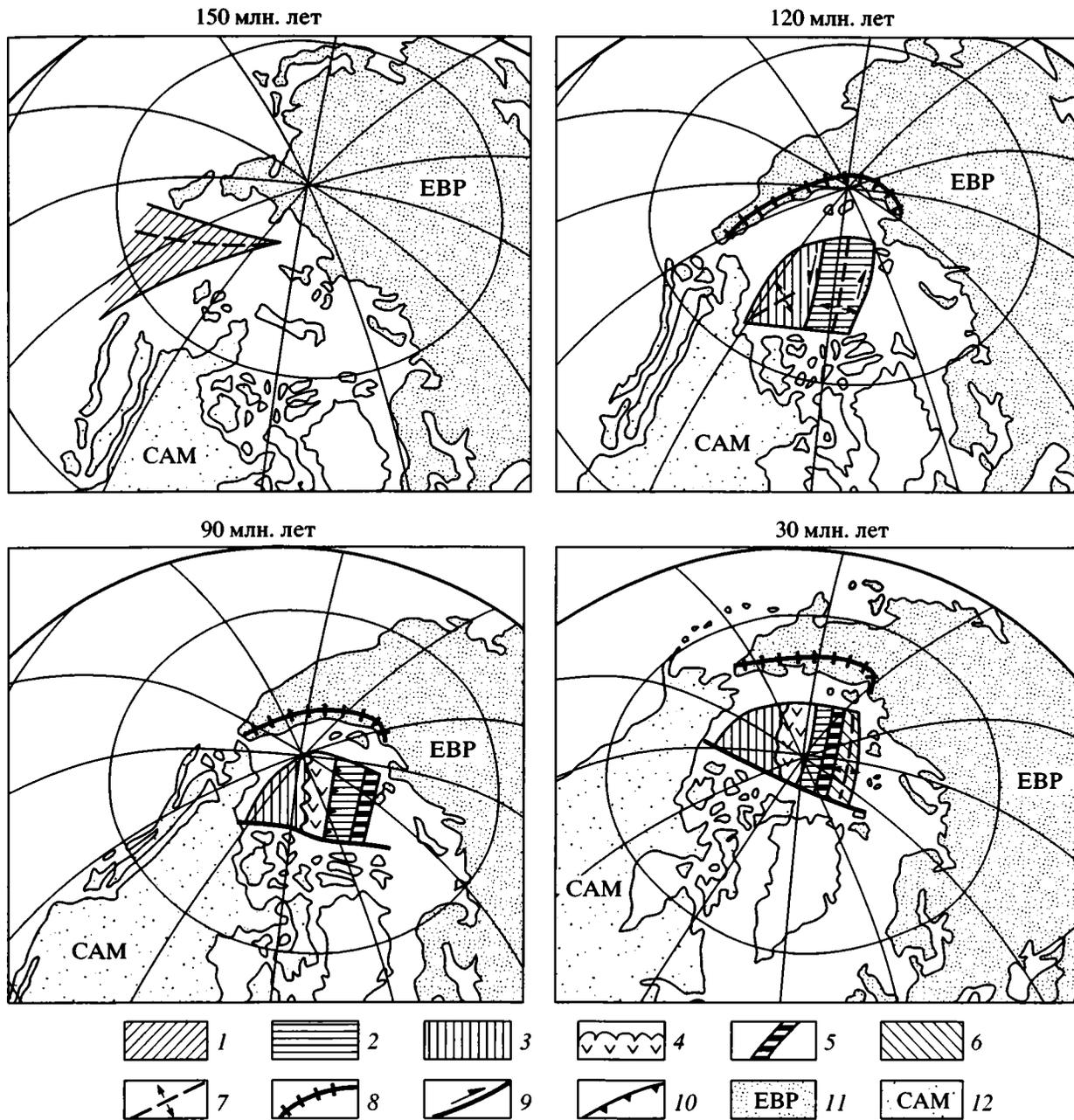


Рис. 6. Палинспастические реконструкции геодинамической эволюции Арктики

1 – Южно-Анюйское море; 2 – впадина Макарова; 3 – Канадская впадина; 4 – подводные вулканические горы и плато; 5 – хребт Ломоносова; 6 – Евразийская впадина; 7 – оси спрединга; 8 – Южно-Анюйская сutura; 9 – сдвиги и трансформные разломы; 10 – зоны субдукции; 11 – ЕВР – Евразийская и 12 – САМ – Северо-Американская литосферные плиты

осадочных пород. На поднятии хребта Нордвинд осадочный чехол также маломощен (не более 2 км). Под ним, по данным А. Гранца [16], залегает карбонатно-терригенный разрез палеозоя–мезозоя от ордовика до юры включительно.

К югу от Новосибирско-Северо-Чукотской системы рифтов расположена Восточно-Чукотская микроплита. Южной границей этой микро-

плиты служит Южно-Анюйская сutura. На востоке границу плиты проводят вдоль поперечных надвигов, протягивающихся от мыса Лисборн (Аляска) до о-ва Геральда, или по дуге Геральда [39]. Дуга разделяет Южно-Чукотскую впадину и прогиб Ханна. На суше весь Восточно-Чукотский блок и микроплита Брукса состоят из отдельных террейнов, протягивающихся от мыса Святой Нос (Верхоянье) до устья р. Маккензи (Канадская

Арктика). А. Гранц выделяет их как Аляскинскую Арктическую плиту. В ее состав входят терригенно-карбонатные разрезы палеозоя и мезозоя (до средней юры включительно), перекрывающие метаморфические породы протерозоя. Основные деформации проявились здесь в позднеюрскую–раннемеловую эпоху. С ними связано завершение формирования элсмирского комплекса. В пределах Восточно-Чукотской микроплиты на шельфе в субширотном направлении устанавливаются сменяющие одно другое пологие поднятия и прогибы: поднятие Анжу, Восточно-Сибирская впадина, Медвежинское поднятие, на восточном окончании которого расположены о-ва Врангеля и Геральда и Благовещенская впадина. Мощность чехла в пределах поднятий 1–2 км. В центральных частях впадин она увеличивается до 4 км. В осевой части Южно-Чукотской впадины, расположенной восточнее о-ва Врангеля, мощность осадочного чехла превышает 5 км.

Дуга Геральда отделяет Южно-Чукотскую впадину от впадины Хоуп, которая находится у северного побережья Аляски. В центральной части впадины Хоуп, имеющей округлую форму, мощность осадочного чехла достигает 6 км. По направлению на восток осадки чехла слагают моноклинал, осложненную лирическими разломами и прослеживающуюся вплоть до устья р. Маккензи. Далее на восток шельф Аляски сменяется шельфом Канадского Арктического архипелага и Гренландии.

КАНАДСКО-ГРЕНЛАНДСКАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОКРАИНА

Окраина Северо-Американского континента напротив устья р. Маккензи меняет свое простирание с юго-восточного на северо-восточное почти на 70°. В месте смены ориентации береговой линии у дельты р. Маккензи расположена округлая впадина Бофорт–Маккензи. В центральной части впадины мощность осадочного чехла, сложенного верхнемеловыми и кайнозойскими отложениями, превышает 12 км [34]. Мезозойские осадки перекрывают палеозойский разрез чехла северного склона докембрийского Канадского кратона. По направлению к Гренландии ширина континентальной террасы уменьшается от 100 до 50 км и в сторону океанской Канадской впадины сменяется крутым уступом континентального склона. Вдоль подножья склона непрерывной полосой от дельты р. Маккензи до шельфа моря Уэндела прослеживается крупная положительная линейная магнитная и гравитационная аномалия, обычно характерная для пассивных океанских окраин [54]. Пологая моноклинал узкого шельфа осложнена продольными лирическими разломами, наблюдаемыми в породах допозднемоло-

вого возраста. Разломы перекрываются осадками чехла Канадской впадины.

Северо-восточнее, вдоль береговой линии островов Канадского Арктического архипелага, узкая полоса шельфа имеет сходное строение. Мощность земной коры континентального типа в пределах Северо-Американского кратона и каледонского пояса Франклин (север о-ва Елсмир) меняется от 40 до 28 км. Севернее на краю шельфа она уменьшается до 25–23 км [32]. Значительная часть палеозойских структур Канадского Арктического архипелага перекрыта осадочными толщами и вулканитами верхнего мела, радиометрический возраст которых датируется от 90 до 83 млн. лет. Вдоль края шельфа прослеживаются сбросы и лирические разломы, амплитуда ступенчатого опускания отдельных блоков по которым в сторону океана достигает 1500 м. Основные дислокации здесь сформировались к позднему неокому – раннему апту [18, 63]. По простиранию, в зоне сближения Канадского архипелага и Гренландии, севернее Баффинова залива, располагается округлая впадина Линкольна. В ее осевой части мощность осадочного чехла достигает 6 км. Вдоль северного побережья Гренландии шельф снова приобретает узкую (до 50–80 км) линейную форму, осложненную продольными сбросами и сдвигами [35].

Особое место в строении прибрежной части Гренландии занимает полоса сочленения шельфа с плато Моррис Джекзуп. Судя по данным гравиметрии и аэромагнитной съемки, плато, скорее всего, образовано вулканическим комплексом основного состава. Напротив плато Моррис Джекзуп на шельфе и побережье распространены вулканы группы Кейп-Вашингтон. Они представлены лавами и пирокластами, возраст которых определен как маастрихт (64.3 млн. лет) – эоцен (41.2 млн. лет) [36]. Рои даек диабазов, распространенных в обрамлении поля вулканитов, имеют возраст 103–92 млн. лет. Дайки, как и вулканы Кейп-Вашингтон [55], подверглись деформациям позднемелового – раннетретичного возраста. Предполагается, что эоценовый возраст имеют и вулканы плато Моррис Джекзуп. Они вместе с магматическими породами плато Ермак вплоть до середины эоцена, или 35 млн. лет тому назад, составляли единое целое. Плато Моррис Джекзуп отделено от шельфа региональным сдвигом, представляющим собой прямое продолжение Шпицбергенского трансформного разлома. Восточнее вулканического плато, на шельфе моря Уэндел, располагается одноименная линейная впадина. Мощность осадков в ее осевой части превышает 3 км. Дно впадины осложнено серией продольных линейных разломов и лирических сбросов. Надо отметить, что эта часть арктического шельфа сейсмически наиболее активна, на что указывают многочисленные эпицентры зем-

летрясений, приуроченные к сдвигам. У пролива Фрама Арктический шельф сменяется структурами дна северной Атлантики.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ РЕГИОНА

В пределы современной Арктики, как видно из предложенного выше обзора тектонического строения региона, входят элементы, формирование которых происходило в разное геологическое время. Одни из них прошли этапы коллизии и складчатости задолго до того, как определился циркумарктический сегмент. Другие заложены одновременно с обособлением глубоководных океанских впадин Северного Ледовитого океана.

В байкальскую эпоху формирование ядра плиты Балтия практически полностью завершилось. С позднего ордовика и до раннего силура располагавшийся к западу от Балтии океан Япетус постепенно закрывался. Перемещаясь на северо-запад, Балтия сомкнулась с плитой Лаврентией, в которой были объединены Северо-Американский кратон и Гренландия. В пределах вновь возникшей суперплиты Лавразии, существовавшей вплоть до позднего карбона, сцементировалась и прошел свой первый этап эволюции фундамент шельфа Баренции. Тогда же на ней заложены основные прогибы и поднятия. Контрастные тектонические движения проявились в среднем и позднем девоне. С ними связано обособление крупных рифтов и сводовых валов.

Следующая фаза развития шельфа Арктики обусловлена возникновением суперконтинента Пангеи, когда в ранней перми происходило объединение Балтии, Казахстана и Сибири и возникновение Евразии. В эту эпоху произошло присоединение Карской микроплиты с северо-востока к Сибирскому кратону. Палеоазиатский океан замкнулся к раннему триасу. В результате коллизии многочисленных террейнов в основании Западной Сибири сформировалась континентальная кора в Южно-Карской впадине. Следовательно, Арктический шельф Евразии от островов Шпицбергена до восточной границы моря Лаптевых к среднему триасу консолидировался в единый континентальный блок. В эту эпоху место Арктического океана занимал обширный мелководный бассейн с многочисленными островами, разделенными рифтами с широким проявлением траппового вулканизма. Глубоководная морская впадина, служившая продолжением Тихого океана в Арктике, известна в литературе как Южно-Аньюское [13], или Ангаючамское, море [53]. Морской бассейн обладал корой океанского типа. В его пределах располагались островные дуги. Южно-Аньюское море существовало между Евразийской и Северо-Американской плитами вплоть до позднеюрского времени. В конце юры островные дуги отделили море от Тихого океана.

В раннем мелу ротационное перемещение Арктической Аляскинской плиты от Северной Америки к Чукотке привело к закрытию Южно-Аньюского моря и образованию Канадской глубоководной впадины. В результате перемещения плит с этого геологического времени возникает изолированный Арктический океан, в котором глубоководную часть занимает Амеразийский бассейн. В западной части Арктики, одновременно со спредингом в Канадском бассейне, на шельфе произошло образование крупного вулканического плато Франца-Иосифа. В последующую эпоху, охватывающую период геологического времени от апта до турона (120–90 млн. лет), происходило раскрытие впадины Макарова. Впадина была ограничена с запада и востока разнонаправленными сдвигами. Спрединг в осевой части впадины Макарова сопровождался образованием зоны коллизии и островодужным вулканизмом над зоной субдукции, располагавшейся на ее востоке вдоль границы с Канадской впадиной.

С этого времени уже существует шельф Арктического океана. Последнее изменение его границ произошло при отделении блока хребта Ломоносова от Баренцево-Карской докембрийской плиты. Разновозрастность формирования северной окраины Евразийского континента подчеркивается возрастом заложения глубоких трогов в ее пределах: в Баренцевом море они начали развиваться в раннем и среднем палеозое, в Карском море – в триасе и юре, а к северу от Южно-Аньюской сутуры – в позднем мелу и кайнозое.

В конце мела (90–65 млн. лет) над этой зоной субдукции формируется вулканическое плато Альфа-Менделеева, которое перекрывает как районы распространения новообразованной океанской коры, так и террейны с корой континентального типа. Позднемеловой вулканизм широко проявился в пределах континентального шельфа Евразии, на Гиперборейской плите, в Канадском Арктическом архипелаге и на севере Гренландии, в районе Кейп-Вашингтон.

В палеоцене начинается спрединг на шельфе Евразии и отделение от него хребта Ломоносова. Медленный спрединг вдоль осевой части хребта Гаккеля приводит к раскрытию Евразийской впадины. Эоценовая вулканическая область, разновозрастная с начальным периодом спрединга, в результате разнонаправленного перемещения плит разделилась на две части: плато Ермак в Европе и плато Морриса Джексона в Северной Америке.

В конце миоцена на рубеже 5 млн. лет тому назад произошло раскрытие проливов Фрама и Беринга, соединивших Арктический океан с Атлантическим и Тихим. Ось спрединга хребта Гаккеля через пролив Фрама соединилась со спрединговым центром хребта Книпповича и всей системой Срединно-Атлантического хребта. В пределах Евразии хребет Гаккеля не находит своего прямо-

го продолжения. Анализ тектонической истории Арктики свидетельствует, что четкой границы между Евразийской и Северо-Американскими плитами не существует с раннемелового времени, т.е. со времени закрытия Южно-Анжуйской впадины. Океанские бассейны Арктического и Тихого океана разделяются сложной мозаикой террейнов, расположенной между Сибирским и Северо-Американским кратонами [3]. Эту область, охватывающую Аляску до хребта Ричардсона (на востоке) и Северо-Восток Азии, к востоку от Иньяли-Дербинского прогиба, можно рассматривать как диффузионную границу между литосферными плитами [62]. Тектоническое развитие Арктической области в меловое время протекало изолированно от Тихоокеанского и Атлантического сегментов Земли. В кайнозой Арктика уже представляла собой связующее звено между океанскими впадинами западного и восточного полушарий нашей планеты.

Автор выражает признательность организациям и ученым, оказавшим содействие в арктических исследованиях.

Работа выполнена в рамках участия в исследованиях по проекту INTAS № 2001-0762/FS и проекту РФФИ № 02-05-6435.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астафурова Е.Г., Мащенко С.П., Глебовский В.Ю., Лихачев А.А. Сейсмопластическая модель литосферы вдоль геотраверса "острова Делонга – котловина Макарова" // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. С.-Пб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. С. 25–31.
2. Баренцевская шельфовая плита. Ред. Грамберг И.С. Л.: Недра, 1988. 264 с.
3. Богданов Н.А. Проблема раздела Евразийской и Северо-Американской литосферных плит в Восточной Арктике // Геотектоника. 1998. № 2. С. 4–16.
4. Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шипилов Э.В. Раннемелозойская геодинамика Баренцево-Карского региона // Докл. АН. 1997. Т. 357. № 4. С. 511–515.
5. Грамберг И.С., Додин Д.А., Лаверов Н.П., Погребницкий Ю.Е., Садилов М.А., Мусатов Е.Е., Поселов В.А., Супруненко О.И., Каминский В.Д., Крюков В.Д., Крюков В.Д., Павленко В.И., Сорокин М.Ю., Ушаков В.И., Фролов И.Е. Арктика на пороге третьего тысячелетия. С.-Пб.: Наука, 2000. 245 с.
6. Грамберг И.С., Погребницкий Ю.Е. Геодинамическая система, глубинное строение и структурная эволюция Северного Ледовитого океана // Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993. С. 146–158.
7. Грамберг И.С., Школа И.В., Бро Е.Г., Шеходанов В.А., Артншиев А.В. Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей // Сов. геология. 1985. № 1. С. 95–98.
8. Гуревич Н.И., Мащенко С.П., Бычкова О.Г., Абельская А.А. Новые сведения об эволюции Американо-Азиатского суббассейна, Северный Ледовитый океан, по результатам предварительной идентификации магнитных аномалий // Российский геофизический журнал. 2003. № 31–32. С. 37–45.
9. Гусев Е.А., Зайончек А.В., Мэннис М.В., Рекант П.В., Рудой А.С., Рыбаков К.С., Черных А.А. Прилаптевское окончание хребта Гаккеля. Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона // С.-Пб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. С. 40–54.
10. Джексон Г.Р., Джонсон Г.Л. Строение и история развития Американо-Азиатского бассейна // Докл. 27 МГК. Геология Арктики. Кол. 04. М.: Наука, 1984. Т. 4. С. 119–128.
11. Драчев С.С. О тектонике фундамента шельфа моря Лаптевых // Геотектоника. 2002. № 6. С. 60–76.
12. Заманский Ю.Я., Иванова Н.Н., Лангинен А.Е., Сорочкин М.Ю. Сейсмические исследования в экспедиции "Арктика-2000" // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. С.-Пб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. 260 с.
13. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
14. Карасик А.М. Основные особенности истории развития и структуры дна Арктического бассейна по аэромагнитным данным // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980. С. 178–193.
15. Карасик А.М., Устрицкий В.И., Храмов А.Н. История формирования Северного Ледовитого океана // Докл. 27 МГК. Геология Арктики. Кол. 04. М.: Наука, 1984. Т. 4. С. 151–159.
16. Коско М.К., Заманский Ю.Я., Лангинен А.Е., Иванова Н.Н. Граница Канадской котловины и Центрально-Арктической области поднятий в районе хребта Нордвинд (Американо-Азиатский бассейн Северного Ледовитого океана) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. С.-Пб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. С. 114–131.
17. Кузьмичев А.Б., Богданов Н.А., Замжицкий О.В., Гоникберг В.Е. Результаты полевых работ на о-ве Б. Ляховский (Новосибирские о-ва) и некоторые предварительные выводы о строении и истории формирования ляховского сектора Арктики // Полярные области Земли: геология, тектоника, ресурсное значение, природная среда. Рабочие материалы международной конференции. 2002. С. 78–79.
18. Майел А.Д. Осадконакопление и тектоника размытой границы плит с косым скольжением: Канадский Арктический архипелаг от 80 млн. лет тому назад до настоящего времени // Доклады 27 МГК. Геология Арктики. Кол. 04. М.: Наука, 1984. Т. 4. С. 94–105.
19. Мащенко С.П., Астафурова Е.Т., Глебовский В.Ю., Зайончек А.В., Каминский В.Д., Межевов Ю.В., Паукку С.А., Поселов В.А., Устинов Н.В., Шинелькевич Ю.В. Модель глубинного строения земной коры по опорному геофизическому разрезу в Карском море // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. С.-Пб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. С. 69–89.
20. Оловянный В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: Наука, 1998. 163 с.

21. Пискарев А.Л., Сорока И.В., Чернышев М.Ю. Строение земной коры Восточно-Баренцевского шельфа // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. С.-Пб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. С. 55–69.
22. Поселов В.А., Грамберг И.С., Мурзин Р.Р., Буценко В.В., Каминский В.Д., Сорокин М.Ю., Погребницкий Ю.Е. Структура и границы континентальной и океанической литосферы Арктического бассейна // Российская Арктика. Геологическая история, минерагения, геоэкология. С.-Пб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 121–133.
23. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Северного Ледовитого океана // Геотектоника. 1976. № 2–3. С. 3–14.
24. Сенин Б.В., Шпилов Э.В. Рифтовые системы и их роль в формировании геологической структуры Арктики // Геодинамика и нефтегазоносность Арктики. М.: Недра, 1993. С. 201–222.
25. Столбов Н.М. К вопросу о возрасте траппового магматизма архипелага Земли Франца-Иосифа по радиологическим данным // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. С.-Пб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. С. 199–205.
26. Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России. Масштаб 1 : 2500000 / Под ред. Богданова Н.А., Хаина В.Е. Объяснительная записка. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей, 1996. 94 с.
27. Тектоническая карта морей Карского и Лаптевых и Севера Сибири. Масштаб 1 : 2500000 / Под ред. Богданова Н.А., Хаина В.Е. Объяснительная записка. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей, 1998. 127 с.
28. Цибуля Л.А., Левашкевич В.Г., Заливчий О.А., Школа И.В. Тепловой поток на акватории Карского моря и его островах // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 11. С. 93–98.
29. Шпилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. 306 с.
30. Шпилов Э.В., Шкарубо С.И., Богданов Н.А., Хаин В.Е. О тектоно-геодинамических взаимоотношениях областей молодого океанообразования с континентальными окраинами Арктики (Шпицбергенской и Лаптевоморской) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2003. Вып. 3. С. 41–58.
31. Clark D.L., Byers C.W. Cretaceous carbon rich sediment from the central Arctic Ocean // Geological Society of America Abstracts with Programs 16. 1984. P. 472.
32. Darbyshire F.A. Crustal structure the Canadian High Arctic region from teleseismic function analysis // Geophys. J. Int. 2003. 152. P. 372–391.
33. Dawes P.R. The North Greenland Continental Margin / Eds. Grantz et al. // The Arctic Ocean region Boulder. Colorado. Geological Society of America. The Geology of North America. 1990. VL. P. 211–226.
34. Dixon J., Dietrich J.R. Canadian Beaufort sea and adjacent land areas / Eds. Grantz et al. // The Arctic Ocean region: Boulder, Colorado, Geological Society of America. 1990. Vol. L. P. 239–256.
35. Drachev S.S., Johnson G.L., Laxon S.W., McAdoo D.C., Kassens H. Main Structural elements of Eastern Russian Arctic continental margin derived from satellite gravity and multichannel seismic reflection data / Eds. Kassen et al. // Land-Ocean systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History. Berlin: Springer-Verlag, 1999. P. 667–782.
36. Estrada S., Höhndorf A., Heiyes-Kunst F. Tertiary – tertiary volcanism in North Greenland: the kap Washington group / Eds. F. Tessensohn, N.W. Roland // Polarforschung 69. 1999 (erschienen 2001). P. 17–23.
37. Gramberg I.S., Verba V.V., Verba M.L., Kos'ko M.K. Sedimentary Cover thickness map-sedimentary basins in the Arctic / Eds. F. Tessensohn, N.W. Roland // Polarforschung 69, 1999 (erschienen 2001). P. 243–249.
38. Grantz A., Clarck D.L., Phillips R.L., Srivastava S.P. Phanerozoic stratigraphy of Northwind ridge, magnetic anomalies in the Canada basin, and the geometry and timing of in the Amerasia basin, Arctic Ocean // GSA Bull. 1998. Vol. 110. № 6. P. 187–210.
39. Grantz A., May S.D., Taylor P.T., Lowver L.A. Canada basin // The Geology of North America. The Arctic Ocean Region / Eds. A. Grantz, L. Johnson, J.F. Sweeney, Geol. Soc. Am., Boulder, Colo., 1990. Vol. L. P. 257–288.
40. Grantz A., Pease V.L., Willard D.A., Phillips R.L., Clark D.L. Bedrock cores from 89° North: implications for the geologic framework and Neogene paleoceanography of Lomonosov Ridge and tie to the Barents shelf // Geol. Soc. Am. Bull. 2001. Vol. 113. № 10. P. 1272–1281.
41. Hunkins K.L. Seismic studies of the Arctic Ocean floor // Geol. Arctic. 1961. 1. P. 645–665.
42. Jackson H.R., Mudie P.J., Blanco S.M. Initial geological report on CESAR – The Canadian expedition to study the Alpha ridge, Arctic Ocean. Geol. Surv. Canada. 1985. 84–22. P. 177.
43. Jokat W. Seismic investigations along the western sector of the Alpha Ridge // Central Arctic Ocean. Geophys. J. Int. 2003. 152. P. 185–201.
44. Jokat W., Uenzelmann-Neben G., Kristoffersen Y., Rasmussen T., Schone T. Lomonosov Ridge – A double-sided continental margin // Geology. 1992. Vol. 20. P. 887–890.
45. Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y., Rasmussen T., Schöne T. New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasia basin // Geophys. J. Int. 1995. 122. P. 378–392.
46. Kovacs L.C., Brozena J.M., Roest W.R. Tectonic structures of the Canada Basin, Arctic Ocean revealed by recent aerogeophysical studies // II. Magnetic observations and interpretations, paper presented at the XXI General Assembly Int. Union of Geod. and Geophys., 1995.
47. Kos'ko M.K., Cecile V.P., Harrison J.C., Ganelin V.G., Khandoshko N.V., Lopatin B.G. Geology of Wrangel island between Chukchi and East Siberian Seas. North-eastern Russia // Canad. Geol. Surv. Bull. 1993. 461. 101 p.
48. Kristoffersen Y. Eurasia Basin, in the Geology of North America // The Arctic Ocean Region / Eds. A. Grantz, L. Johnson, J.F. Sweeney, Geol. Soc. Am. Colo.: Boulder, 1990. Vol. L. P. 365–378.
49. Kuzmichev A., Bogdanov N. Where does the South Anjou suture go to in the New Siberian islands and Laptev Sea?: implication to the rotational hypothesis of the Amerasia basin opening // Geophys. Res. Ab. 2003. Vol. 5. EGS-AGU-EUG Joint Assembly. Abstract EAEO3-05165.
50. Kuzmichev A., Bogdanov N.A., Zamchitsky O., Gonikberg V. The results of fieldwork in the Bol'shoy Lyakhov Island (New Siberian Islands) and some preliminary conclusions on the structure and evolution of the

- Lyakhov sector of the Arctic // Polar regions of the Earth – geology, tectonics, resource significance, natural environment. Working documents of international conference. 2002. P. 79–80.
51. Lane L.S. A new plate kinematic of Canada Basin evolution // 1992 Proceedings of the International Conference on Arctic Margins (ICAM) / Eds. D.K. Thurston, K. Fujita. US Dep. of the Inter. Miner. Manage. Secv. Alaska: Anchorage, 1994. P. 283–288.
 52. Lane L.S. Canada Basin, Arctic Ocean: evidence against a rotational origin // *Tectonics*. 1997. Vol. 16. № 3. P. 363–387.
 53. Lawer L.A., Grantz A., Gahagan L.M. Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician / Eds. Miller E.L. et al. Tectonic evolution of the Berong Shelf – Chukchi sea – Arctic Margin and Adjacent Landmasses. Boulder, Colorado, Geol. Soc. Am. Sp. Paper 360. 2002. P. 338–358.
 54. Laxon S., McAdoo D. Arctic Ocean gravity field derived from ERS-1 satellite altimetry // *Science*. 1994. 265. P. 621–624.
 55. Lyberis N., Manby G. The Eureka Deformation of North and Eastern North Greenland / Eds. F. Tessenstin, N.W. Roland // *Polarforschung* 69. 1999 (erchiene 2001). P. 95–106.
 56. Mudie P.J., Blasco S.M. Lithostratigraphy of the CESAR cores // *Geol. Survey Canada*. 1985. Paper 84–22. P. 59–99.
 57. Mühe R., Jokat W. Recovery of volcanic rocks from the Alpha Ridge, Arctic Ocean: Preliminary Results // *EOS. Trans. Am. Geophys. Un.* 80 San Francisco, F 1000, 1999.
 58. Müller C., Jokat W. Seismic evidence for volcanic activity discovered in Central Arctic // *EOS*. 2000. Vol. 81. № 24. P. 265, 269.
 59. Plafker G., Berg H.C. Overview of the geology and tectonic evolution of Alaska // *The Geology of North America*. Vol. G-1 “The Geology of Alaska” / Eds. Plafker G., H.C. Berg. Geol. Soc. Am. Boulder, Colo., 1994. P. 989–1021.
 60. Roeser H.A., Block M., Hinz K., Reichert C. Marine Geophysical Investigations in the Laptev Sea and the western part of the East Siberian sea / Eds. Kassen et al. // *Reports on Polar Research*, 176. Germany, Bremerhaven: Alfred Wegener institute for Polar and Marine Research, 1995. P. 367–377.
 61. Sokolov S.D., Bondarenko G., Morozov O.L., Shekhovstov N.A., Glotov S.P., Ganelin A.V., Kravchenko-Berezchnoy I.R. South Anyui suture, northeast Arctic Russia: Facts and problems / Eds. Miller E.L. et al. // *Tectonic evolution of the Bering shelf – Chukchi sea – Arctic margin and adjacent Landmasses*. Boulder, Colorado, Geol. Soc. Am. Sp. Paper 360. 2002. P. 209–224.
 62. Stein S., Sella F. Plate boundary zones: concept and Approches // *Plate Boundary zones, Geodynamics series* 30. Copyright 2002 by AGU. P. 1–26.
 63. Sweeney J.F., Sobczak L.W., Forsyth D.A. The continental margin northwest of the Queen Elizabeth Islands / Eds. Grantz et al. // *The Arctic Ocean region. The Geology of the North America*. Boulder, Colorado, Geological Society of America. 1990. Vol. L. P. 227–238.
 64. Taylor P.T. Nature of Canada Basin implications from satellite-derived magnetic anomaly data. *Geol. Soc. Alaska Spec. Publ.* 1983. P. 1–8.
 65. Taylor P.T., Kovacs L.C., Vogt P.R., Johnson G.L. Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86. P. 6323–6333.
 66. Verhoef J.R., Roest M.W. and members of the Project team. Arctic and North Atlantic oceans and adjacent land areas magnetic anomalies. *Geol. Surv. Can. Open file*, 3282 4 sheets, 1 : 10000000 scale. 1996.
 67. Weber J.R., Sweeney J.E. Ridges and basins in the central Arctic Ocean. *The Arctic Ocean Region // The Geology of North America* / Eds. A. Grantz, L. Johnson and J. Sweeney. 1990. Vol. L. P. 305–336.

Рецензент: В.Е. Хаин

Tectonics of the Arctic Ocean

N. A. Bogdanov

Institute of the Lithosphere of Marginal Seas, Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 22, 119180 Russia

Abstract—The Arctic Ocean occupies a particular position on our planet. In contrast to the Southern Hemisphere of the Earth, where the Antarctic continent rises up to 3000 m above the sea level at the highest latitudes, the symmetrical North Pole area is occupied by an oceanic basin as deep as approximately 3000 m. The same contrast is notable for the tectonic evolution of the Earth. It is assumed that during the last 150 Ma the Antarctic continent was stable, remaining in practically the same geographic position, while the present-day structure of the Arctic Region was formed precisely during this time interval. The recent data on the bathymetry of the Arctic Ocean, its extended shelf included, allowed the specifying of the boundaries of the main bottom tectonic units (Fig. 1). In the central part of the ocean they include (from the west to the east): the Eurasia Basin with the median Gakkel Ridge, Lomonosov Ridge, Makarov Basin, Alpha–Mendelev Ridge, and Canada Basin. Taking into consideration the age and structure of the basement, the Eurasian shelf of the Arctic Ocean can be subdivided (from the west to the east) into the Barents (Svalbard), Kara Sea, Laptev Sea, and East Siberian–Chukchi segments [23, 67]. The latter area includes the western part of the Beaufort Sea shelf. A narrow shelf extends from the Mackenzie River mouth along the Canadian Arctic Islands and northern Greenland. Only the eastern segment of the Eurasian Arctic, Canadian, and Alaskan shelves are coeval to the neighboring Canada deep-water basin. To the west, the shelf structures had been formed long before the morphological elements that appeared in the central oceanic areas.

УДК 551.242.51(234.74+237)

ОНЕЖСКАЯ МУЛЬДА И МИЧИГАНСКИЙ БАССЕЙН: СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОДИНАМИКА И ОБРАЗОВАНИЕ ВНУТРИПЛИТНЫХ ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ МОРФОСТРУКТУР

© 2004 г. М. Г. Леонов

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

Поступила в редакцию 21.04.2003 г.

В статье приведена сравнительная характеристика структуры и геодинамической эволюции двух крупных отрицательных морфоструктур земной коры – Онежской мульды (Балтийский щит) и Мичиганского бассейна (Северо-Американская платформа). Установлено, что они, являясь разнородными по времени заложения, особенностям осадконакопления, структуре и характеру проявления магматических и метаморфических процессов, во многом сходны и обладают рядом аналогичных характеристик. На этом основании сделан вывод, что их становление и эволюция обусловлены действием геодинамических режимов двух категорий: надрегионального (глобального) режима, определившего общие для этих бассейнов черты, и региональных режимов, ответственных за возникновение индивидуальных черт развития. Вслед за рядом исследователей высказано предположение, что глобальный режим связан с общей деформацией сфероида Земли.

ВВЕДЕНИЕ

Характерной чертой тектоники платформ является наличие в их пределах отрицательных структур (депрессий, синеклиз, впадин, бассейнов), которые испытывают перманентную тенденцию к опусканию (рис. 1). Трактовка их генезиса неоднозначна [4, 11, 12, 22, 23, 27–29, 35, 36, 42, 46, 60, 68, 98, 104, 105, 121, 125, 127, 129] и связывается с различными механизмами: растяжением в его пластичном и хрупком вариантах; общим сжатием и развитием рамповых структур; транспрессией и возникновением структур “цветка”; трансензией и формированием структур типа “pull-apart”; оттоком вещества; фазовыми переходами на границе кора/мантия; тепловой контракцией; глубинным диапиризмом. Предлагаются и существенно региональные механизмы, свойственные конкретной провинции. Эти модели объясняют происхождение некоторых из подобных структур, а также их отдельные специфические черты.

В то же время известны отрицательные структуры, которые являются важным элементом внутриплитной тектоники, но генезис которых не находит удовлетворительного истолкования с позиций перечисленных моделей. Для таких структур характерны: изометричная или слегка овальная форма; развитие в режиме центрально-симметричного опускания поверхности фундамента в течение длительного времени (значительная часть плитного этапа); специфическая инфраструктура (под инфраструктурой понимается внутренняя тектоническая структура относительно изолированных тектонических элементов); несоответствие общей округлой формы и линейной инфраст-

руктуры. Совокупность приведенных характеристик практически никогда не служила основой интерпретации генезиса подобных структур. Изучение *Онежской мульды* (Балтийский щит) и *Мичиганского бассейна* (Северная Америка) позволяет предложить новые решения относительно генезиса подобных структур, а также выявить некоторые закономерности общей геодинамики платформ.

ОНЕЖСКАЯ МУЛЬДА

Онежская мульда расположена в пределах юго-восточной части Карельского массива – одного из тектонических элементов Балтийского щита (рис. 2). Описание структуры основано на опубликованных и фондовых материалах [6, 7, 21, 24, 37, 39, 40, 41, 47, 49–57, 61, 67, 71, 72, 74, 75, 78, 92–95, 100–103, 112, мн. др.], а также на данных личных наблюдений. Ранее было дано геологическое описание Онежской структуры и интерпретация механизма ее формирования [52–55]. Выказанные в этих публикациях положения отражают специфику региональных тектонических процессов. В данной же работе основной акцент сделан на описании характеристик, которые не находят удовлетворительного объяснения с региональных позиций и нуждаются в более общем толковании.

Особенности осадконакопления и вулканизма

Онежская мульда имеет неправильно-овальную форму и вытянута в ЮВ-СЗ направлении. В



Рис. 1. Центральнo-симметричные бассейны Северо-Американской платформы

ее состав входят ятулийско-людиковийская Северо-Онежская ($\cong 100 \times 120$ км) и вепсийская Западно-Онежская ($\cong 50 \times 100$ км) синклинали и новейшая впадина Онежского озера (рис. 3). Наблюдается как бы “телескопическое вложение” одного в другой трех разновозрастных бассейнов, с некоторым смещением их центров. Совокупность данных позволяет рассматривать все эти структуры в качестве единой области длительного (но прерывистого) прогибания. Представительная информация об Онежской структуре как осадочном бассейне имеется для раннепротерозойского этапа. Вулканогенно-осадочные отложения PR_1 , относимые к протоплатформенному чехлу, с размывом и угловым несогласием залегают на архейском гранит-зеленокаменном фундаменте, который обрамляет мульду с севера, востока и запада и, согласно геофизическим данным, подстилает мульду на всем ее протяжении. В PR_1 на месте мульды располагался осадочный бассейн, об-

ладающий характерными для Карельского региона чертами. В то же время это была относительно самостоятельная провинция со специфическими седиментационным, магматическим и тектоническим режимами [40, 61, 81 и др.]. Существование бассейна в течение более чем 600 млн. лет свидетельствует о растянутом во времени опускании его дна. Формирование протоплатформенного чехла (рис. 4, 5) началось в сариолии, когда сформировались толщи гранитных и полимиктовых глыбовых конгломератов, залегающих с размывом на породах архея и низов палеопротерозоя (сумий). Сариолийские отложения (2400–2300 млн. лет) развиты спорадически и приурочены главным образом к периферии конседиментационных поднятий (структурных куполов) архейского фундамента [33]. Первые проявления площадного осадконакопления совпадают с началом ятулия (ятулий: 2300–2100 млн. лет; сегозерский – до 400 м и онежский – 150–300 м

горизонты). Литоседиментационные особенности отложений ятулия отвечают условиям мелководного эпиконтинентального морского бассейна и его прибрежных областей без резкого рельефа. Об этом свидетельствуют [40, 61, 67, 83, 86, 89, 96, 101–103, 109 и др.]: высокая степень сортировки и окатанности обломочного материала; зрелость осадков; присутствие кварцевых гравелитов и мелкогалечных конгломератов; отсутствие грубообломочных фаций типа фангломератов и признаков лавинной седиментации; косая слоистость, следы капель дождя и трещин усыхания; карбонатные породы со строматолитами и онколитами; фациальные переходы и локальные перерывы; многочисленные размывы и стратиграфические несогласия. Прослеживается тенденция к постепенному углублению депрессии и превращению ее с течением времени в мелководный морской бассейн. Вулканогенные образования ятулия представлены базальтовыми, андезитобазальтовыми и андезитовыми лавами и их пирокластитам, а также силлами габбро-долеритов. Вулканиды залегают среди мелководных осадков эпиконтинентального морского бассейна со зрелой континентальной корой [67] и принадлежат к категории платобазальтов [88, 106, 107, др.]. Интрузии габбро-долеритов, известные в регионе, отнесены к протоплатформенному ряду толеит-базальтовой формации [45, 94, 95].

Людикий (2100–2000 млн. лет) ознаменовался отложением заонежской (сланцевые, карбонатные и шунгитовые сланцы, песчаники и известняки с горизонтами базальтов и их туфов; 300–1800 м) и суйсарской (туфосланцы, туфопесчаники, базальты, пикритовые порфириты и глинистые сланцы; до 700 м) свит. Вулканиды залегают среди относительно мелководных морских отложений и по петрохимическим признакам отнесены к внутриконтинентальным образованиям [106, 107]. Субэаральный базальтовый вулканизм, ассоциирующий с континентальными формациями, на ранних стадиях имел субщелочной характер, затем, в условиях углубления морского бассейна, проявился толеитовый вулканизм. Позднее образовались пикрито-базальтовые серии нормальной щелочности. Излияние вулканидов, нарастание их объемов от ятулия к суйсарии, эволюция состава пород и соответствующая минерализация указывают на проницаемость земной коры с выносом к поверхности мантийного вещества [78]. Эта проницаемость связана с возникновением линейных ослабленных зон [21, 71] и относительной пластичностью корового слоя, однако зияний океанического типа не возникало. Не вполне ясное положение в разрезе занимают отложения ливия (калевия), представленные ритмичнослоистыми шунгитсодержащими туфоалеволитами и пелитами. Эти образования или яв-

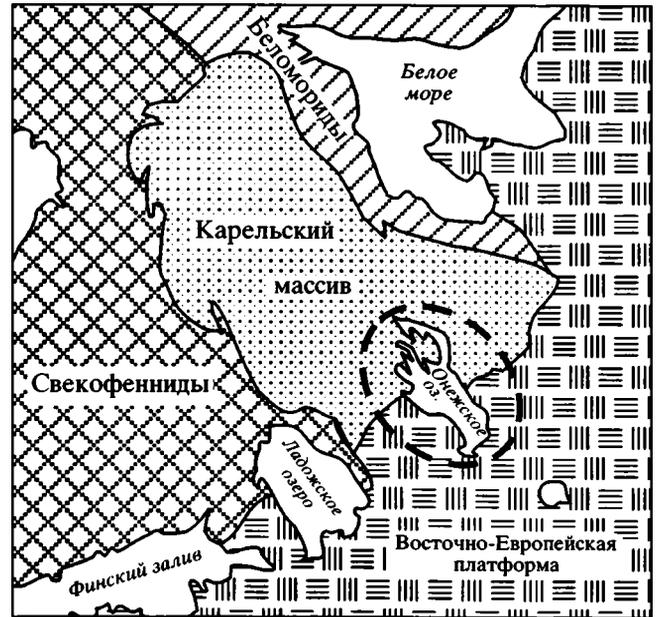


Рис. 2. Положение Онежской мульды (пунктирный овал) в структуре восточной части Балтийского щита

ляются фациальным аналогом отложений суйсария, или залегают выше него.

В вепсии (1900–1650 млн. лет) в пределах Западно-Онежской синклинали накапливаются мелководные и континентальные молассоидные отложения: вначале сероцветные аркозовые песчаники с прослоями алевролитов и гравелитов (петрозаводская свита – до 600 м), позднее – красноцветные косослоистые песчаники с прослоями мелкогалечных конгломератов (шокшинская свита – 200–400 м). Породы шокшинской свиты расслоены габбро-долеритовым силлом. В шокшинское время Онежский бассейн представлял собой замкнутую котловину, обрамленную областями воздымания.

Тектоническая структура

Район Онежской мульды (см. рис. 3) характеризуется латеральной и вертикальной неоднородностью тектонического плана. Наблюдается резкая структурная дисгармония на границе фундамента и проточехла, на контакте довепсийских и вепсийских комплексов и пр. Структура Западно-Онежской синклинали (в сравнении с Северо-Онежской) проста и представляет собой пологую блюдецобразную синклинали с крутыми (до вертикального) западным крылом, обрезанным разломом. В контексте статьи наиболее информативна Северо-Онежская синклинали, имеющая округлую форму, слегка вытянутую в направлении СЗ-ЮВ. Восточный край структуры образует дугу, соответствующую Повенецкому заливу; западным ог-

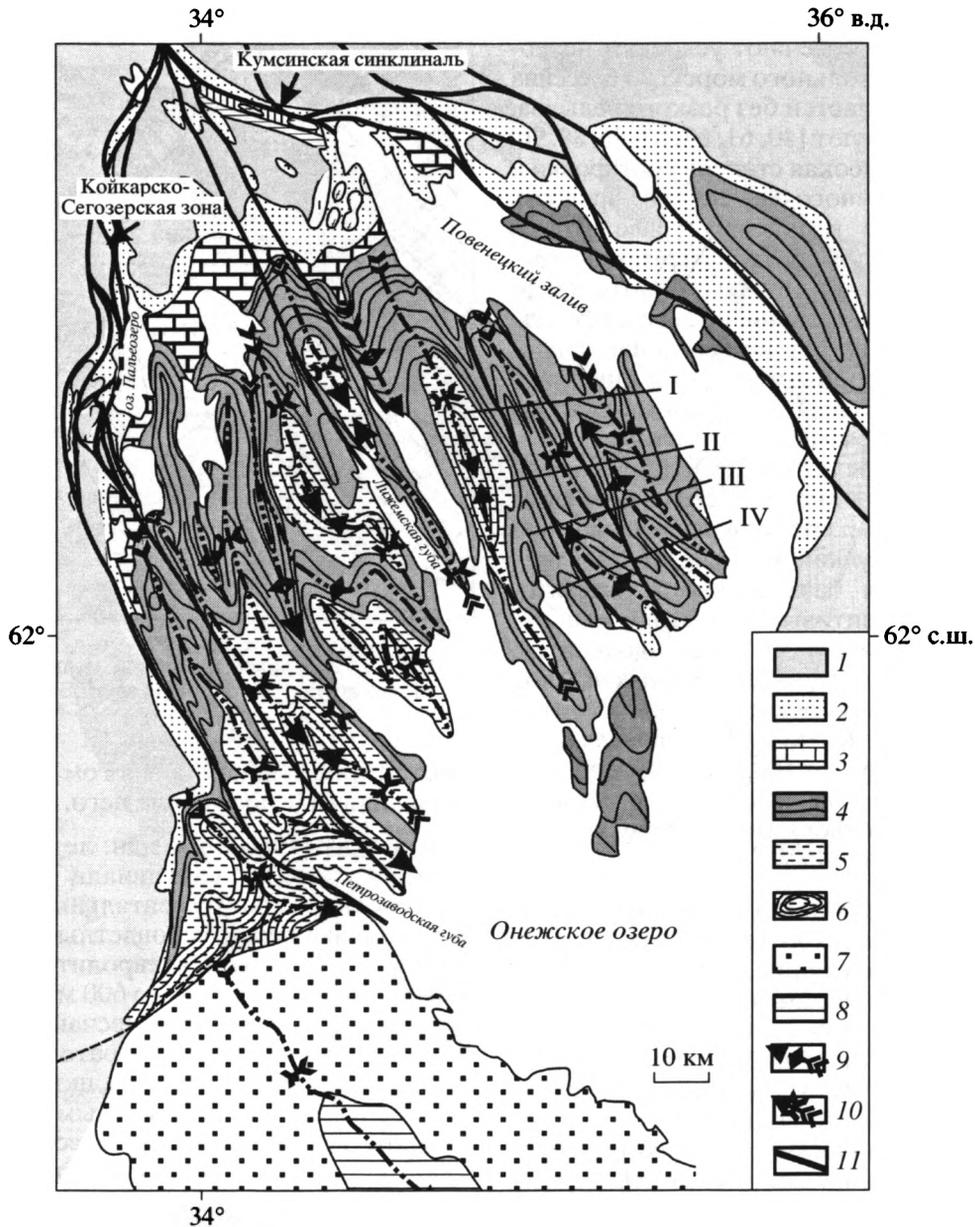


Рис. 3. Структурно-геологическая схема Онежской мульды (составлена С.Ю. Колодяжным с использованием данных [19, 72, 92], фондовых материалов и личных наблюдений)

1 – архейские комплексы; 2–7 – нижнепротерозойские комплексы проточехла: 2 – сумий, сариолий, нижний ятулий (сегозерская серия: янгозерская и медвежьегорская свиты), 3 – верхний ятулий (туломозерская свита), 4, 5 – людиковий: 4 – заонежская свита, 5 – суйсарская свита; 6 – ливий (калевий) (кондопожская и вазезерская свиты), 7 – вепсий (петрозаводская и шокшинская свиты); 8 – вендские отложения; 9, 10 – осевые плоскости: антиклиналей (9) и синклиналей (10); 11 – взбросо-сдвиги и сдвиги. I–IV – расположение профилей на рис. 6

раничением мульды служит Койкарско-Сегозерская зона сдвиговых деформаций [31, 32, 54, 55]. На северо-западе и севере мульда переходит в систему сильно сжатых синклинальных структур (Салвиламбинская, Ялгамская, Кумсинская).

Главная особенность Северо-Онежской синклинали – это сочетание ее общей блюдцеобразной формы с линейным планом инфраструктуры,

которая представлена чередованием корытообразных синклиналей и узких линейных антиклиналей (рис. 6, см. также рисунки в [52, 54, 55]). Синклинали (шириной 6–15 км) имеют широкие плоские или слабо волнистые днища и короткие крутые крылья. Крупные складки осложнены изгибами и малоамплитудными (десятки метров) разломами. На участках пологого залегания отмечены деформации продольного субслоевого

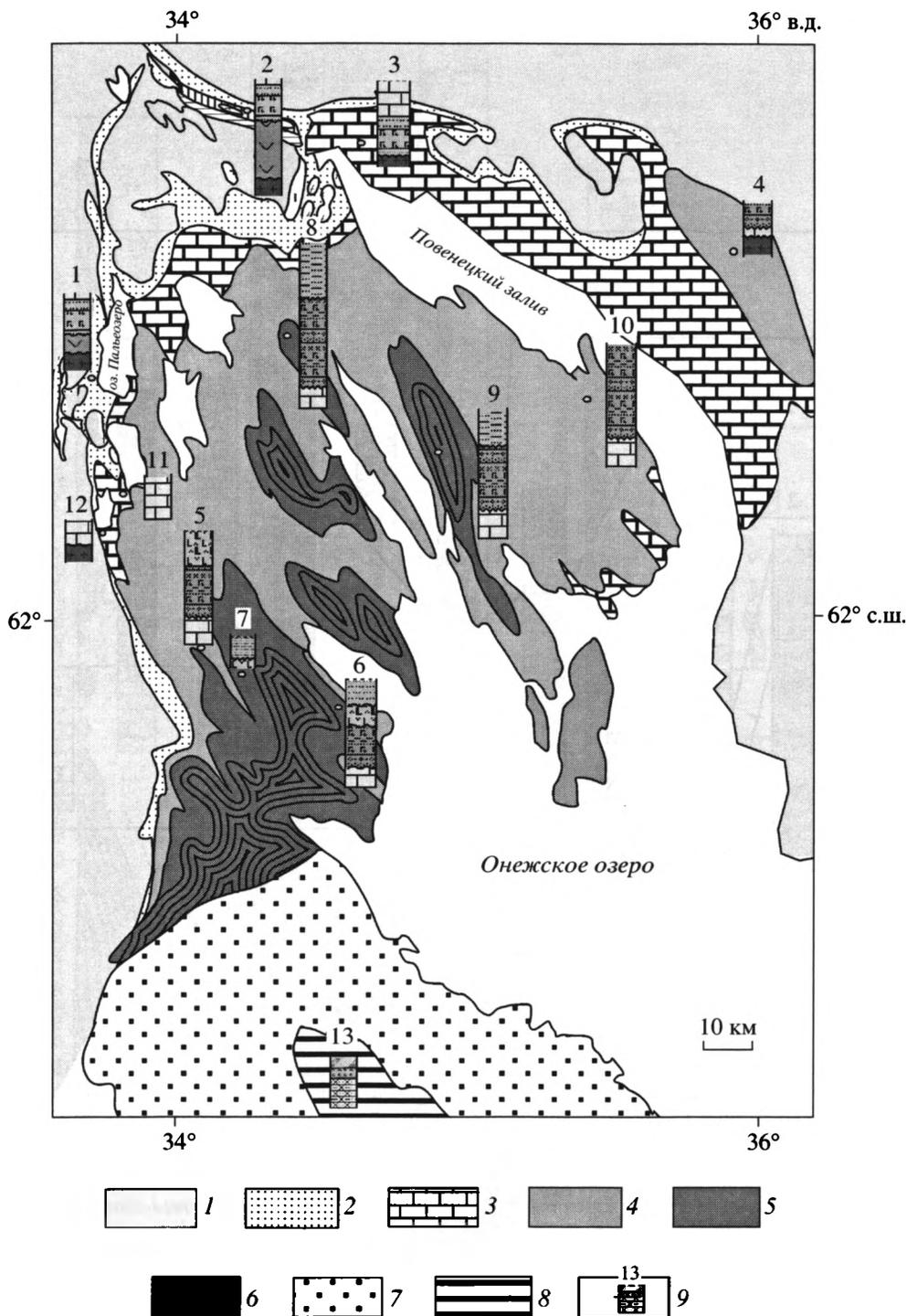


Рис. 4. Схема расположения основных стратиграфических разрезов в пределах Онежской структуры
 1 – архейский фундамент; 2–6 – карельский комплекс (нижний протерозой): 2 – нижний ятулий (сегозерская серия: янгозерская и медвежьегорская свиты), 3 – верхний ятулий (туломозерская свита), 4, 5 – людикий: 4 – заонежская свита, 5 – суйсарская свита; 6 – калевий (кондопожская и вазезерская свиты); 7 – вепсий (петрозаводская и шокшинская свиты); 8 – вендские отложения; 9 – положение стратиграфических разрезов, приведенных на рис. 5. Условные обозначения к разрезам на рис. 5

течения [34, 56, 57]. Антиклинальные зоны отличаются напряженной складчатостью. Имея ширину 0.2–4 км и амплитуду до 1000 м, они просле-

живаются на десятки километров. По сравнению с синклиналими в ядрах антиклиналей мощности отложений увеличены в 2–4 раза. Антиклинали

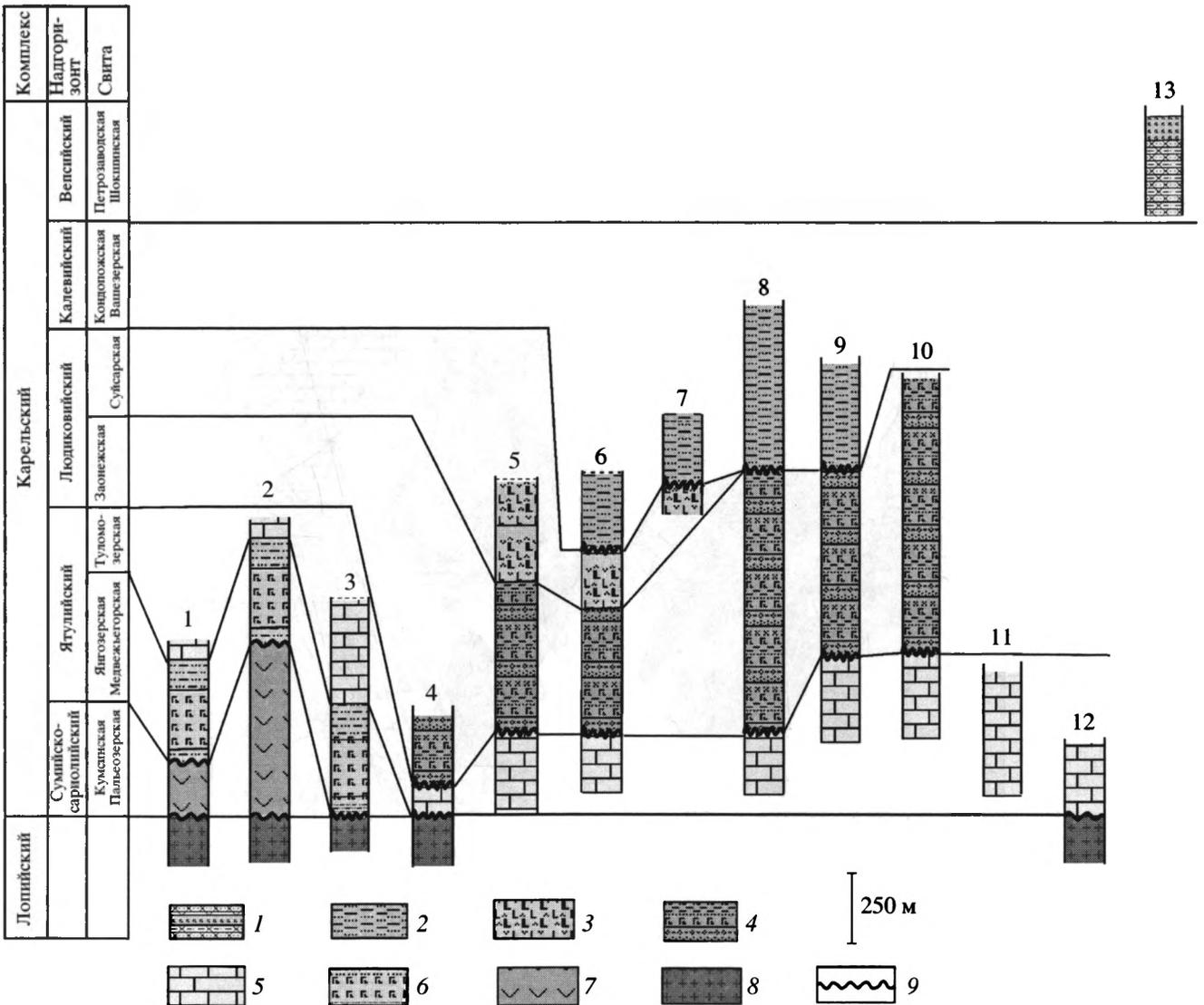


Рис. 5. Схема сопоставления стратиграфических разрезов Онежской структуры (составлена А.В. Полещуком на основе литературных и фондовых материалов и данных личных наблюдений)

1 – сероцветные и красноцветные кварцито-песчаники, гравелиты, мелкогалечные конгломертаы; 2 – ритмичнослоистые шунгитсодержащие туфоалевролиты и пелиты; 3 – лавы пикрито-базальтов, базальтов и их туфы; 4 – сланцы, шунгитовые сланцы, туфосланцы, лидиты, шунгитсодержащие известняки и доломиты; 5 – доломиты, доломитистые песчаники, алевролиты, сланцы, пласты лав и силлы основного состава; 6 – кварцито-песчаники, кварциты, кварцевые конгломераты, гравелиты, пласты лав и силлы основного состава; 7 – полимиктовые конгломераты, лавы андезито-базальтов; 8 – гранито-гнейсы; 9 – размыв и несогласие

осложнены складками более высоких порядков и разломами. Иногда их ширина сопоставима с синклиналиями, но обычно – это узкие, пережатые складки гребневидной и грибовидной формы. Их крылья осложнены малоамплитудными взбросо-сдвигами и надвигами, смещения по которым не превышают 100–250 м. Падение слоев на крыльях до вертикального и запрокинутого. Антиклинальные структуры локализованы в зонах продольных сдвигов, что подчеркивается кулисным расположением складок высоких порядков и даек габбро-диабазов. Сдвиговая деформация в этих

зонах неравномерна и максимальна вблизи сместителей. В пределах антиклиналей породы рассланцованы, кливажированы, катаклазированы, брекчированы, в них возрастает метаморфизм и проявлена метасоматическая минерализация. Оси складок извилисты и образуют виргации. Генеральный план отвечает главному карельскому направлению (ЮЮВ–ССЗ). Шарниры складок ундулируют, но в целом воздымаются к СЗ, в направлении выходов гранитного основания. Линейным складкам чехольного комплекса в фундаменте соответствуют разломы, зоны рассланцева-

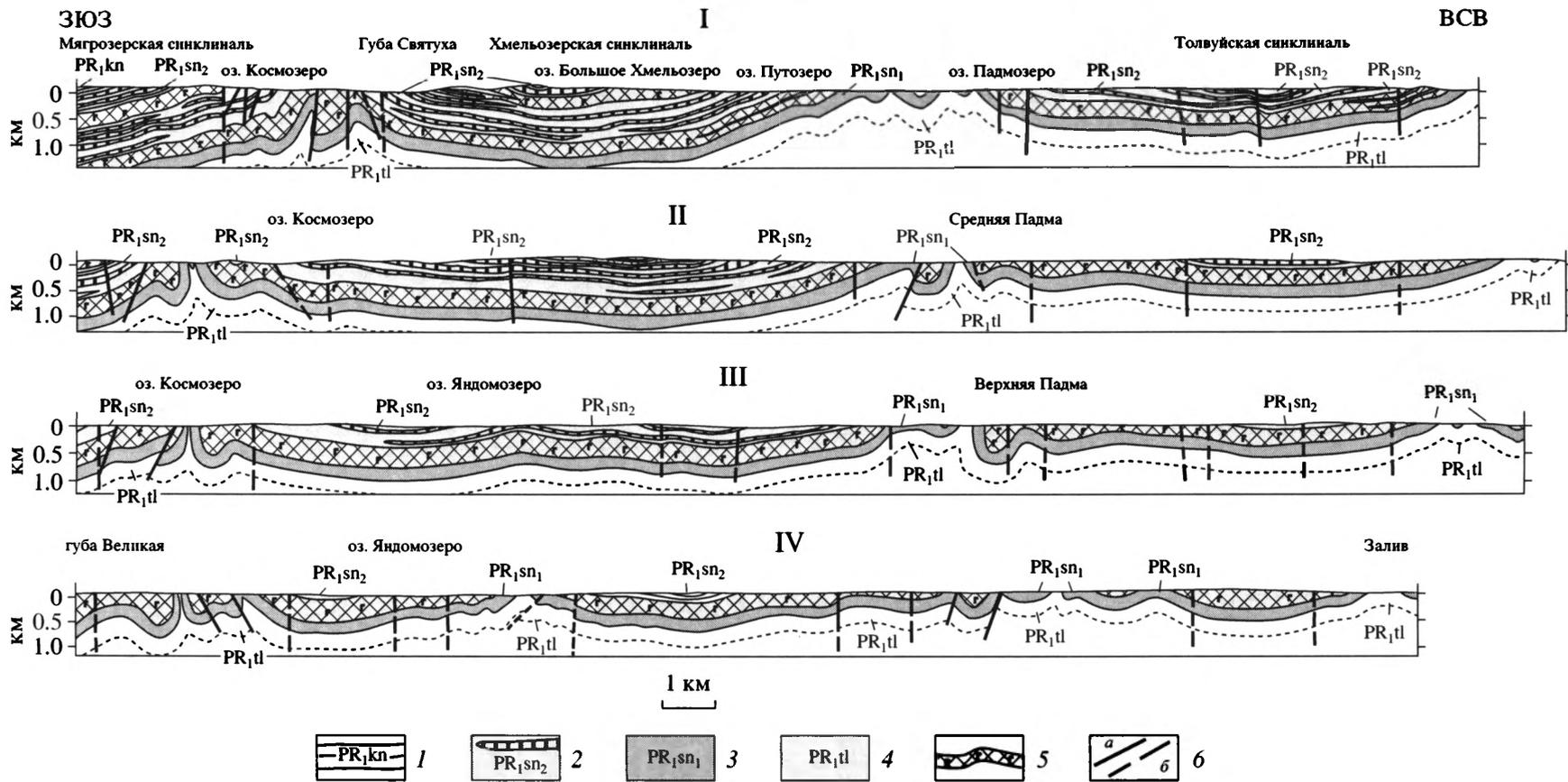


Рис. 6. Поперечные разрезы через Северо-Онежскую мульду, по данным [74]

1 – кондоложская свита; 2 – верхняя подсвита заонежской свиты; 3 – нижняя подсвита заонежской свиты; 4 – туломозерская свита; 5 – силлы габбро-долеритов; 6 – разрывы: а – достоверные, б – предполагаемые. Расположение профилей см. на рис. 3

ния и повышенной тектонической трещиноватости [6, 7]. На границе фундамент–чехол иногда фиксируется структурная инверсия [6, 7]. В чехольных комплексах происходит выжимание вверх, в фундаменте – всасывание вниз, чем определяется синклинорное строение зон на нижних уровнях. Различные в реологии пород цоколя и чехла приводят к возникновению срыва-отделителя на границе этих структурных этажей. Наличие сопряженных зон концентрированной деформации в фундаменте и в чехле отражает *синхронность* деформаций в обоих комплексах. Парагенез структур, их ориентировка и характер изменения мощностей свидетельствуют о пластическом нагнетании материала от синклиналей к антиклиналям. В результате формируются линейные зоны концентрированной деформации с элементами протрузивного механизма и морфологией структур “цветка” или “пальмового дерева” [64, 113, 131].

Таким образом, для палеопротерозойской Северо-Онежской мульды характерно: длительное развитие в режиме центрально-симметричного седиментационного бассейна; чередование сопряженных линейных антиклинальных структур и широких корытообразных синклиналей; резкое различие в степени и стиле деформированности пород в пределах антиклиналей и синклиналей; конседиментационное развитие структурного ансамбля. Последнее, кроме анализа фациальных особенностей отложений, подтверждено также радиоизотопными данными [32, 33, 53, 54], которые свидетельствуют о длительном росте купольных структур в период раннего и, возможно, позднего протерозоя. Имеются свидетельства о росте куполообразных структур и на новейшем этапе [25, 33, 57]. Нужно отметить, что формирование такой специфической структуры было свойственно только Северо-Онежской мульде; в вепсийских породах Западно-Онежской синклинали подобная инфраструктура не выявлена, хотя ее центрально-симметричная форма весьма отчетлива. Позднепротерозойско-фанерозойский этап не может быть охарактеризован сколько-нибудь полно, но важно то, что инфраструктура Северо-Онежской синклинали неоднократно оживлялась и продолжала свое развитие, что отражено в гидротермально-метасоматической переработке пород в пределах линейных антиклинальных зон в свекофенское (1730 ± 40 млн. лет), позднепротерозойское (1100–900 млн. лет) и мезозойское (150–100 млн. лет) время [74, 78].

Особенности новейшего этапа развития Онежской структуры

Описание новейшей тектоники региона дано по материалам Д.С. Зыкова [25, 53–55] и некоторых других исследователей [13–15, 21, 40, 59, 65, 69, 70, 111, 128, др.]. В новейшей структуре палео-

протерозойской мульде соответствует котловина Онежского озера (рис. 7), которая фиксирует новейший этап развития седиментационного бассейна. Об активной тектонической жизни региона на новейшем этапе свидетельствуют: деформация береговых линий озерной ванны; различие в ландшафтно-геоморфологическом облике северной и южной ее частей; перекося территории в процессе постледникового поднятия; смещение ледниковых шрамов по разрывам; наличие висячих речных долин; нарушение слоистости в озерных отложениях; проявления палеосейсмодислокаций. Впадина Онежского озера по геоморфологическим особенностям и характеру новейших движений подразделяется на северный и южный сегменты. Граница между ними проводится чуть южнее южного окончания Заонежского полуострова.

Южная часть котловины – это бассейн (≈120–50 км) с относительно ровной береговой линией. Юго-западный и северо-восточный берега субпараллельны и определены линиями разломов. Этот сегмент частично принадлежит Балтийскому щиту, частично захватывает плитную часть Восточно-Европейской платформы. На основании геолого-геоморфологических особенностей ее принято рассматривать в качестве новейшего грабена [15, 59]. Но некоторые исследователи указывают на наличие и в южной части Онежского региона кольцеобразной морфоструктуры [39]. Северная часть озерной котловины отличается от южной по структурно-геоморфологическим характеристикам и представляет собой относительно обособленную изометричную морфоструктуру диаметром ≈110–120 км, в которой неразрывно объединены древний тектонический и современный морфоструктурный планы. Она включает Заонежский полуостров с системой внутренних и оконтуривающих полуостров заливов и озер и прилегающую с юга часть озера. С востока Заонежский полуостров облекает дугообразный Повенецкий залив. С запада полуостров оконтурен системой озерных депрессий, которая имеет форму дуги, обращенной выпуклой стороной к западу. Реконструкция на время максимальной постледниковой трансгрессии показывает, что озера являются реликтами некогда единого дугообразного залива [15]. В целом вокруг Заонежского полуострова образуется разорванное кольцо депрессий, похожее на двойные скобки “()”.

Множественные заливы и озера, расположенные в пределах Заонежского полуострова, маркируют депрессии рельефа и имеют удлиненную в соответствии с общецарельским структурным планом форму. Между озерами-депрессиями располагаются субпараллельные приподнятые гряды, сложенные коренными породами нижнего протерозоя и зачастую ограниченные свежими обрывами и обвальными шлейфами. Перепады высот резкие, скачкообразные и достигают де-

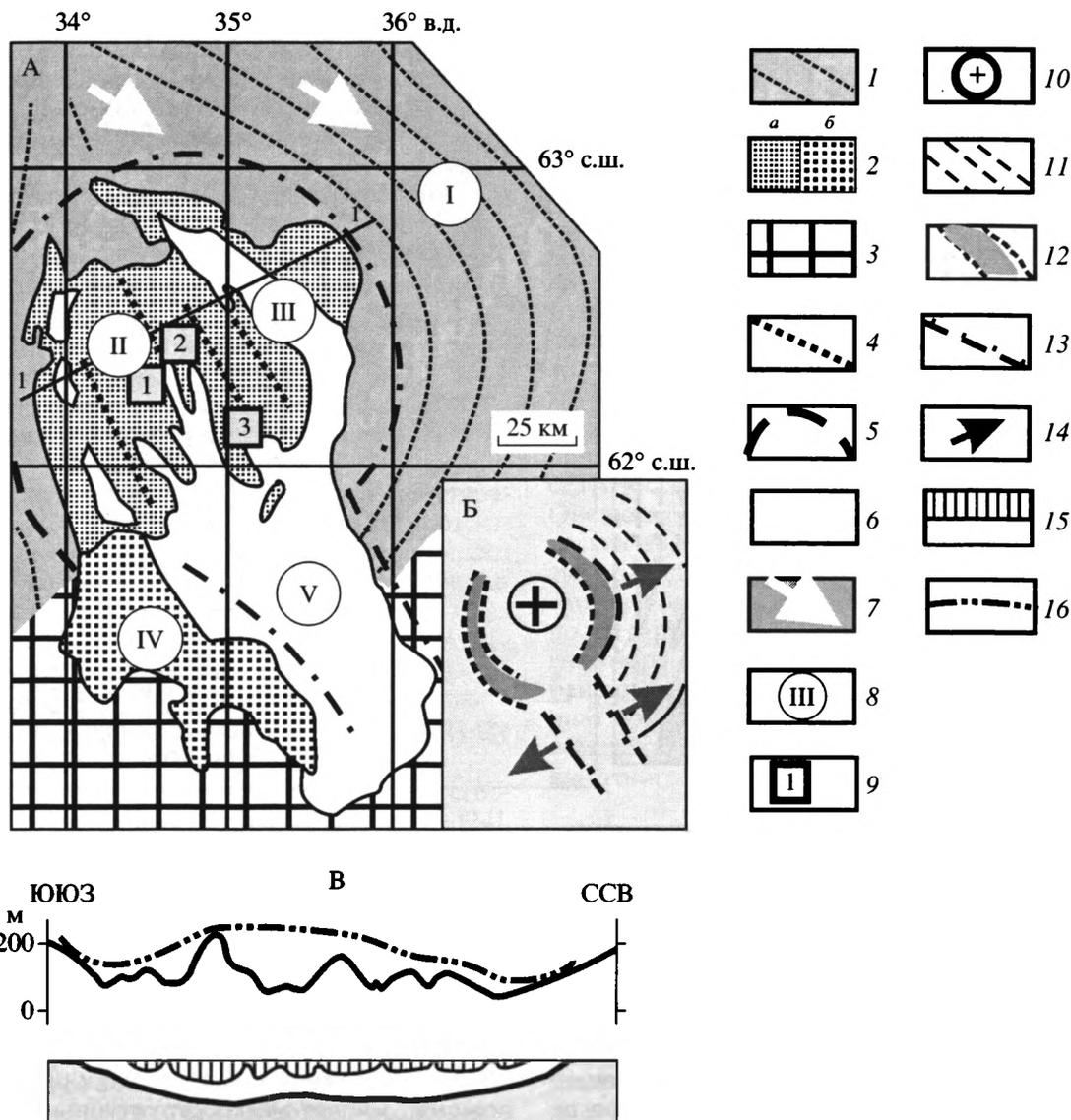


Рис. 7. Схема Онежского региона с элементами новейшей структуры и геокинематической интерпретации (составлена Д.С. Зыковым)

А. Геолого-геоморфологическая схема: 1 – архейские метаморфические комплексы; 2 – протерозойские осадочно-вулканогенные комплексы: а – Северо-Онежской мульды (сарнилий, ятулий, людииковий, ливий), б – Западно-Онежской синклинали (вепсий); 3 – чехол Восточно-Европейской платформы; 4 – оси локальных складок; 5 – границы депрессий; 6 – озерные ванны; 7 – направление движения ледника; 8 – основные морфоструктуры: I – юго-восточный склон Балтийского щита, II – депрессия северной части Онежского острова с куполовидным поднятием Заонежского полуострова, III – депрессия Повенецкого и Заонежского заливов, IV – шокшинская синклиналь, V – депрессия юго-восточной части Онежского озера; 9 – места расположения врезок на рис. 8; 1–1 – линия профиля В.

Б. Структурно-кинематическая схема: 10 – апикальная часть куполовидного поднятия; 11 – мегаскладка; 12 – компенсационные депрессии, обрамляющие центральный купол и отвечающие зонам замкового отслаивания (растяжения); 13 – Онежский грабен; 14 – предполагаемое направление перемещения масс.

В. Геолого-геоморфологический профиль через Заонежский полуостров: 15 – различные горизонты протерозойского разреза; 16 – обобщенная вершинная поверхность

сятков метров. Зеркало максимальных отметок рельефа полуострова очерчивает пологий купол, который с запада и с востока обрамлен депрессиями (см. рис. 7Б, 7В). За их пределами высота рельефа вновь нарастает. Куполовидное поднятие маркируется перекосом береговых уровней и террас.

В пределах Северо-Онежской мульды ориентировка форм рельефа совпадает с общим простираем и частными изгибами осей складчатых структур, что указывает на связь новейшего морфоструктурного плана с докембрийским. В то же время депрессия Онежского озера наложена на

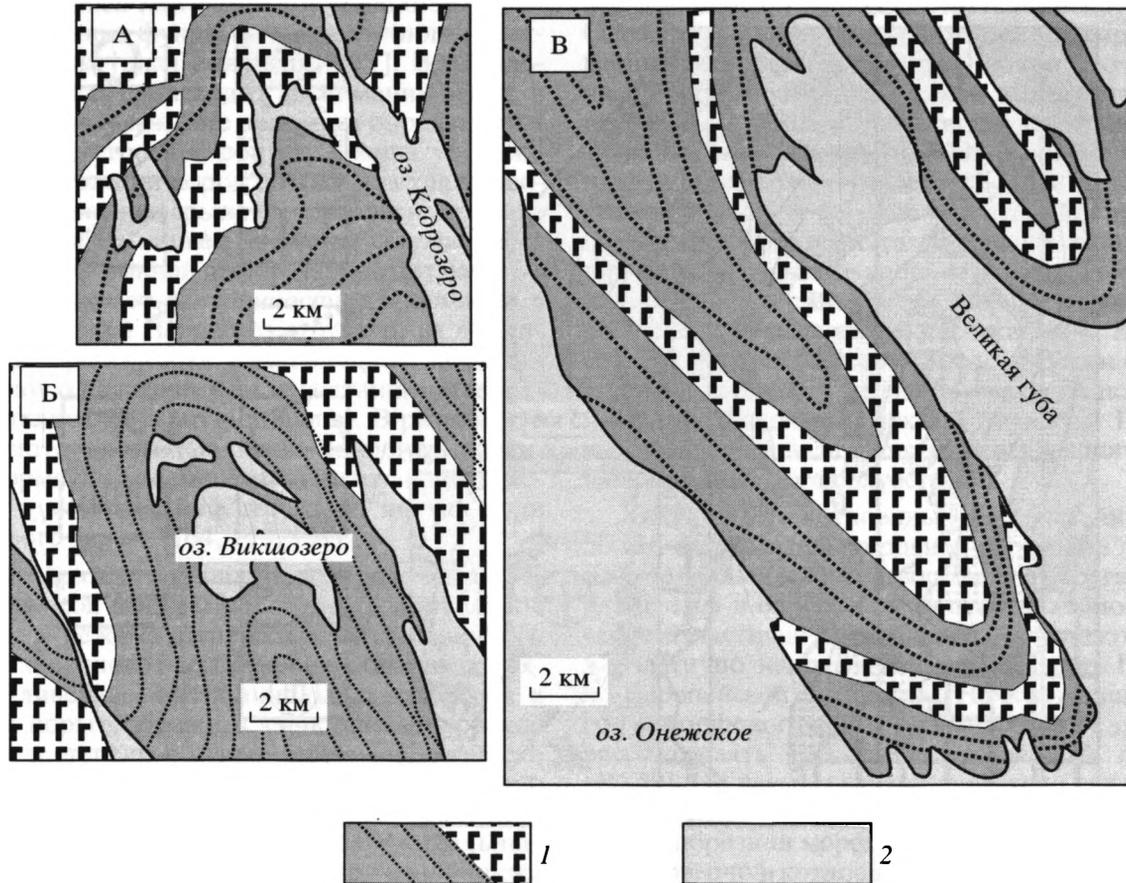


Рис. 8. Положение озерных ванн по отношению к складчатым структурам в породах нижнего протерозоя (расположение участков показано на рис. 7)

1 – различные горизонты нижнепротерозойского разреза; 2 – озерные ванны

различные докембрийские породные ассоциации, то есть ее происхождение и морфоструктура не могут быть объяснены ни селективной денудацией толщ разной прочности, ни ледниковой экзарацией. Тем не менее в породах проточехла избирательная денудация отмечается. В антиклиналях породы раздроблены, преобразованы вторичными процессами и легко подвергаются денудации; ядра же синклиналей зачастую бронированы габбро-диабазовыми силлами и базальтовыми потоками, которые предохраняют их от разрушения. В результате возникает обращенный рельеф, когда синклиналям соответствуют возвышения рельефа, антиклиналям – депрессии. Отдельные озерные впадины повторяют изгибы складчатых структур (рис. 8).

Д.С. Зыков [54, 55] выделяет вертикальную и горизонтальную составляющие новейших движений. Первая выражена в формировании купола, кольцевых компенсационных депрессий и грабена южной части Онежского озера. Вторая несколько условно подразделена на сдвиговую и сдвигово-раздвиговую компоненты. Сдвиговая

компонента отражена в кулисообразном расположении многих морфоструктурных элементов; сдвигово-раздвиговая связана с замковым отслаиванием, которое возникает в процессе развития горизонтальных изгибов архейских пород. Именно этот механизм, по Д.С. Зыкову, лежит в основе формирования дугообразных депрессий (см. рис. 7).

Таким образом, новейшая морфоструктура Прионежья, главная часть которой занята озерной депрессией, образована двумя сопряженными овалами [39], территориально совпадает с палеопротерозойской отрицательной структурой и характеризуется, так же как и древняя, совмещением изометричного и линейного структурных планов. Все это указывает на многокомпонентность новейшего тектогенеза и интерференцию различных геодинамических режимов.

Некоторые результаты геофизических исследований

Данные по глубинному строению региона содержатся во многих работах [2, 9, 18, 21, 24, 30, 39,

43, 76, 80, 91, 108, мн. др.]. Выделим лишь некоторые положения, имеющие прямое отношение к рассматриваемому вопросу. Характер потенциальных полей показывает, что фундамент Онежской мульды сложен кислыми породами (гранитами, гранито-гнейсами, мигматитами), которые оказывают влияние лишь на общий уровень гравитационного поля. Максимальная глубина залегания верхней поверхности кристаллического цоколя оценивается в ≈ 2 км. Отложения проточехла отличаются повышенным гравитационным полем (в сравнении с гранито-гнейсами в 3 раза) и резкой дифференциацией плотности, зависящей от их состава. В региональном гравитационном поле Онежскому региону отвечают минимумы поля силы тяжести. Четко фиксируются полосовые аномалии силы тяжести северо-западного простирания. Поскольку породы проточехла обладают избыточной плотностью по сравнению с породами основания, то совпадение отрицательных аномалий с антиклиналями заставляет предполагать здесь подъем относительно легкого сиалического фундамента. Прямые наблюдения подтверждают этот вывод [31, 33, 57]. Синклинальным структурам с относительно глубоким залеганием фундамента отвечают аномалии положительного знака.

Онежской мульде соответствует крупная региональная положительная магнитная аномалия [24], которая имеет овальную форму и диаметр около 200 км. Ее центр расположен на Заонежском полуострове. Аномалия имеет максимум 400 нТл, и ее источники расположены на двух уровнях: верхнем – до глубин 10 км и нижнем – на глубинах от 15 до 35 (возможно, 50) км. Верхняя аномалия расположена поперек основного простирания онежских структур [73]. Предполагается, что наибольшей интенсивностью поля характеризуются породы верхнего вулканогенно-осадочного слоя, основания “базальтового” слоя и подкоровый мантийный слой, которые расположены выше точки Кюри магнетита. Последняя в регионе располагается на глубинах >48 км, т.е. опускается в мантию. Как и в поле силы тяжести, в магнитном четко видны полосовые аномалии северо-западного простирания. Только здесь наблюдается обратная картина: осям антиклиналей соответствуют положительные магнитные аномалии, осям синклиналей – отрицательные, что связано с большей мощностью слабомагнитных пород в синклиналях и наличием сильно магнитных габбро-диабазов в антиклиналях. Форма аномалий ΔT_2 и бурение показали, что диабазы в ядрах антиклиналей представляют собой кулисно расположенные тела с субвертикальным падением. Гравиметрическая и магнитная аномалии ΔG и ΔT пространственно совпадают с аномалией минимума теплового потока (<20 мВт/м²). Аномалия связывается [24] с наличием здесь наиболее “остаренного” и переработанного блока коры Карель-

ского кратона (возможно, погруженного в мантию). Из этого вытекает, что формирование Онежской структуры, по крайней мере на новейшем этапе, не связано с разогретым мантийным плюмом, чего, однако, нельзя исключить для палеопротерозоя. Сейсмические данные (МОВЗ и ГСЗ) показывают, что под северным овалом Онежской структуры поверхность Мохо приподнята (<40 км), под южным опущена (>40 км). Таким образом, наличие овалов не связано напрямую ни с характером аномалий, ни с положением подкорового субстрата. Имеются данные о пониженной плотности пород в пределах мульды до глубин 25–30 км. По данным изостазии, Онежская структура находится в пределах слабых отрицательных или близких к нулю локальных изостатических аномалий [3, 35]. Таким образом, Онежская структура – это комплексная геофизическая аномалия, а вся совокупность инструментальных данных дополняет структурно-геологические и подтверждает относительную обособленность структуры, наличие под чехлом гранито-метаморфического фундамента, полосовую внутреннюю структуру, дисгармоничную по отношению к общей овальной форме мульды, а также определенную независимость общей формы от высотного положения подкоровых масс.

Предварительные выводы

Любая модель, претендующая на объяснение механизма формирования Онежской структуры, должна содержать объяснение главных особенностей ее строения и эволюции и определить: 1) механизм заложения относительно автономной центрально-симметричной структуры; 2) механизм, обеспечивающий длительное прогибание дна седиментационного бассейна и преемственность структурного плана на разных этапах эволюции; 3) механизм формирования структурного овала с дисгармоничной линейной инфраструктурой; 4) механизм формирования самой инфраструктуры (чередование корытообразных синклиналей и диапироподобных линейных антиклиналей и зон концентрированной деформации). При этом, как было показано ранее [49, 50, 53–55], право на существование имеют только модели, допускающие 3D-деформацию в породах фундамента и чехла и пространственное перераспределение вещества корового слоя в режиме сдвигового течения. Этот вывод находит подтверждение в физическом моделировании [17, 77, 79]. Для палеопротерозойской истории Карельского массива в целом применима модель глубинного диапира, связанного с ориентированным продольным течением подкоровых масс [50]. Эта модель объясняет проявление вулканических процессов и 3D-сдвиговое течение, но она не содержит механизмов заложения центрально-симметричной

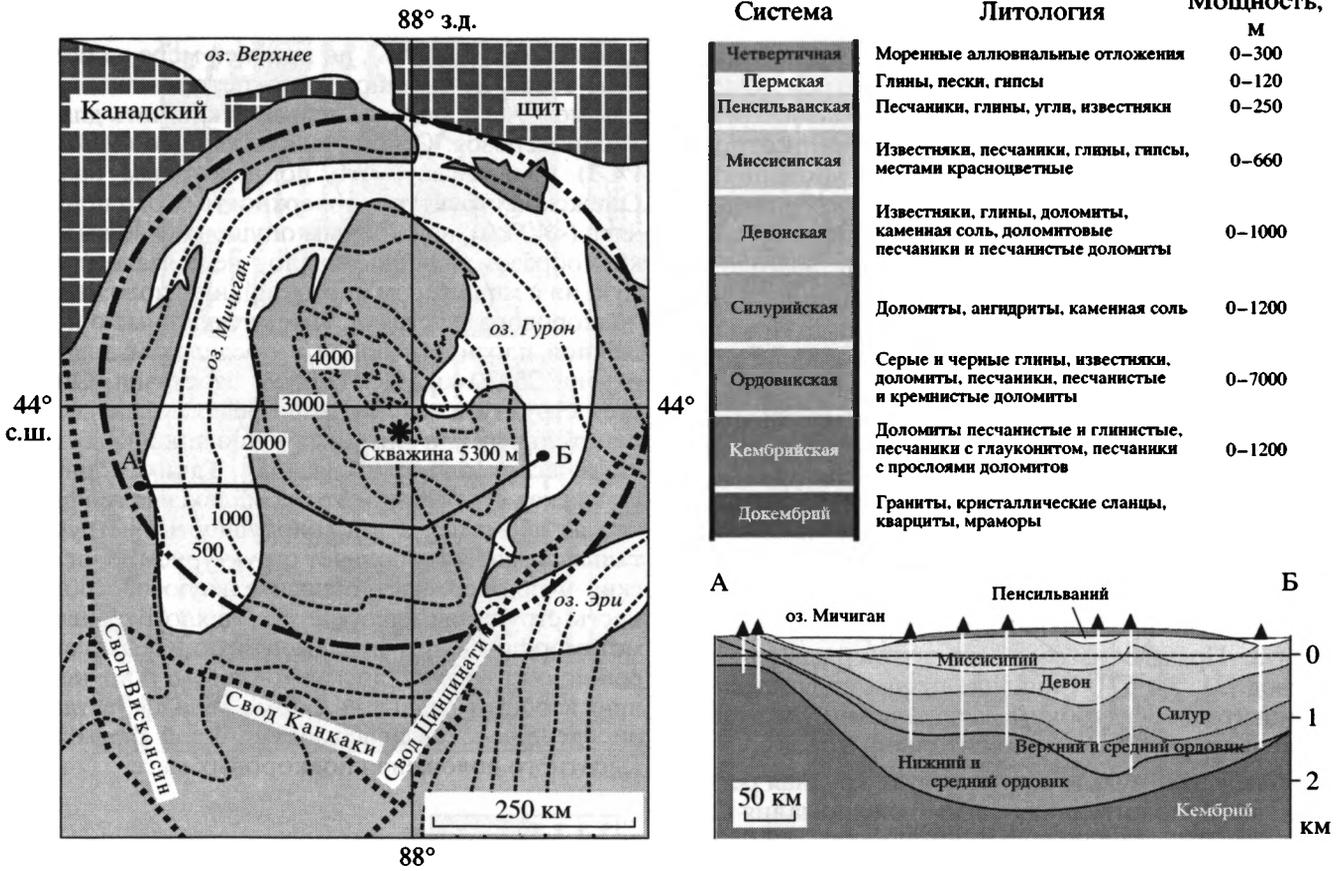


Рис. 9. Схема строения Мичиганского бассейна, по [38, 130, 132]. Объяснения в тексте

впадины и формирования ее инфраструктуры. “Жесткие” механизмы типа сколовой покровно-надвиговой или раздвиговой тектоники менее вероятны, что показано для Онежской мульды [52–55] и других аналогичных структур [5, 11, 12, 58].

МИЧИГАНСКИЙ БАСЕЙН

В пределах плитной части Северо-Американской платформы находится несколько структурных впадин (бассейнов), имеющих овальную форму и выполненных отложениями палеозоя, которые обычно перекрыты вместе с разделяющими их сводами более молодыми осадками мезозоя и кайнозоя (рис. 9, см. рис. 1). Мичиганский бассейн – один из таких бассейнов, и его описание дано на основании следующих работ: [8, 22, 26, 28, 29, 38, 42, 44, 47, 62, 66, 82, 87, 99, 114–120, 122–127, 130–135, др.]. Бассейн имеет округлую форму (диаметр около 500 км). С юга, востока, запада и юго-запада он обрамлен сводами фундамента, перекрытыми относительно маломощным чехлом (см. рис. 9). На севере из-под чехольных комплексов выступают древние породы Канадского щита. Мичиганский бассейн возник в позднем кембрии,

но как обособленная структура (изолированный бассейн) просуществовал с ордовика до перми. За это время в его центральной части накопилось около 4500 м терригенно-глинистых, соленосных и карбонатных отложений. Мощности формаций увеличиваются к центру бассейна. Округлая форма седиментационной ванны на всем протяжении времени ее существования фиксируется по центрально-симметричному расположению фаций. Снос материала шел с окружающих поднятий.

Современная структура бассейна – это почти круглая синклираль с пологими углами падения на крыльях. Чашеобразная структура осложнена системой линейных антиклинальных складок северо-западного простирания, которые служат вмещателями большого числа промышленных скоплений углеводородного сырья (рис. 10). Высота складок до 90 м, расстояние между их осями 20–25 км. Осевые плоскости субвертикальные или слегка наклонены. На северном борту складки относительно сжатые, закрытые, асимметричные. К центру они становятся более пологими и симметричными. Складки отчетливы в нижних горизонтах разреза, вверх по разрезу они выполаживаются и затухают. Наблюдается смещение

сводов складок с течением времени. Данные фациального анализа (наличие доломитов, коралловых и строматолитовых рифов в апикальных частях антиклиналей) свидетельствуют о конседиментационном росте складок, и на протяжении PZ их рост возобновлялся неоднократно. Ориентировка осей складок согласуется со структурным трендом докембрийского докола. Отмечены и поперечные к главному простираению складки, но они меньшей амплитуды и не нарушают основного структурного плана. По аналогии с антиклиналью Ла Салль, которая пересекает бассейн Иллинойс и вдоль которой проходит сдвиг, можно думать, что в Мичиганском бассейне складки также заложены вдоль древних зон сдвигов, нашедших позднее отражение в ориентировке складок чехла. Разломно-трещинные структуры, объединенные в несколько систем с различной ориентировкой, соответствуют полю напряжений, которое возникло в регионе после MZ₁, и не связаны с развитием бассейна. В то же время одна из систем трещин с простираем 134° соответствует положению осей складок, осложняющих Мичиганский бассейн.

По данным сейсмоки (программы COCORP, GLIMPCE) и глубокого бурения, под Мичиганским бассейном на всем его протяжении расположен гранитно-метаморфический фундамент, сформированный к рубежу 1.8 млрд. лет. Выделено три горизонта: верхний – отложения собственно Мичиганского бассейна и подстилающих серий ордовика–кембрия; средний – красноцветные песчаники, конгломераты, мадстоуны верхнего Кивиоу (PR); нижний – толща вулканитов и обломочных пород нижнего Кивиоу (PR). Залегание пород крутое. Структурный тренд докембрия совпадает с трендом складок в отложениях PZ (135°–140°) и с одной из систем трещин. Бурение показало, что в посткембрийских породах отсутствуют признаки вулканизма, метаморфизма и значимых тепловых событий. Мичиганскому бассейну соответствуют Срединно-Мичиганская положительная гравиметрическая аномалия (более +10 мГал) и пространственно совпадающая с ней магнитная аномалия. Гравиметрическая аномалия интерпретируется как продолжение аномалии Мидконтинента и след протерозойского рифта. Магнитная аномалия связывается с вулканитами Кивиоу.

Современная морфоструктура территории представляет собой куполовидное поднятие, обрамленное кольцевыми депрессиями озер Мичиган и Гурон. Это может быть интерпретировано как общее погружение с частичной инверсией в центре или как рост купола с компенсационными кольцевыми депрессиями. Район Мичиганского бассейна изостатически уравновешен (и был уравновешен в палеозое). Канадский щит в целом находится в изостатически неуравновешенном со-

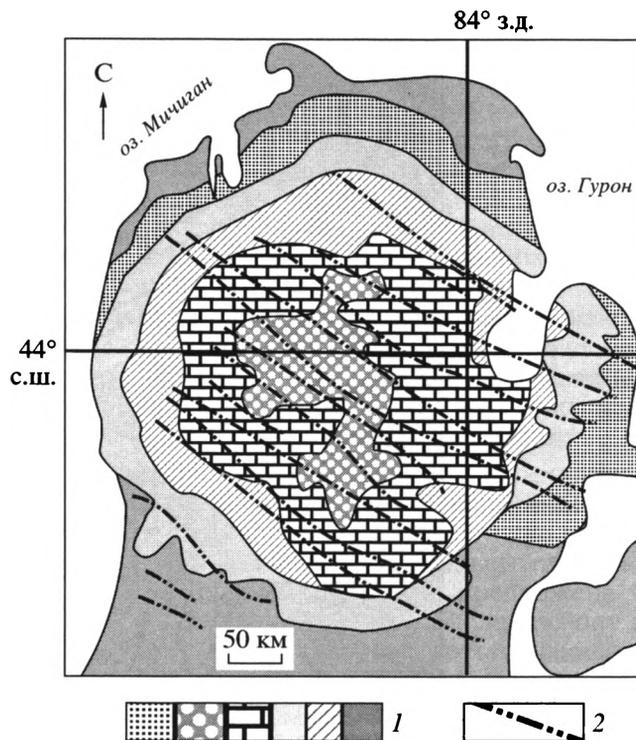


Рис. 10. Схема Мичиганского бассейна, отражающая соотношение центрально-симметричного строения и внутрибассейновой линейной складчатой структуры, по [8]

1 – различные горизонты палеозойского разреза; 2 – оси антиклинальных складок

стоянии, а изогипсы постгляциального поднятия секут Мичиганский бассейн (рис. 11). Следовательно, впадины озер Мичиган и Гурон и разделяющее их центральное поднятие не имеют прямой связи с постгляциальными изостатическими процессами. Уровень сейсмичности области очень низкий. Мичиганский бассейн, по данным [136], на современном этапе находится в области регионального поля сжатия, захватывающего территорию Мидконтинента.

Происхождение Мичиганского бассейна и его структуры трактовалось по-разному, и некоторые из вариантов были перечислены во введении. Но все они встречают серьезные возражения. Так, например, тепловая контракция, утяжеление коры благодаря внедрению тяжелого интрузивного материала, подъем астеносферного диапира не могут быть приняты, так как в регионе отсутствуют какие-либо следы магматических, метаморфических и тепловых событий, синхронных опусканию. Механизму рифтинга не отвечает конфигурация бассейна, равным образом не проходит вариант трансензионной структуры и т.д. Существуют представления, отражающие региональные особенности – влияние аппалачской оро-

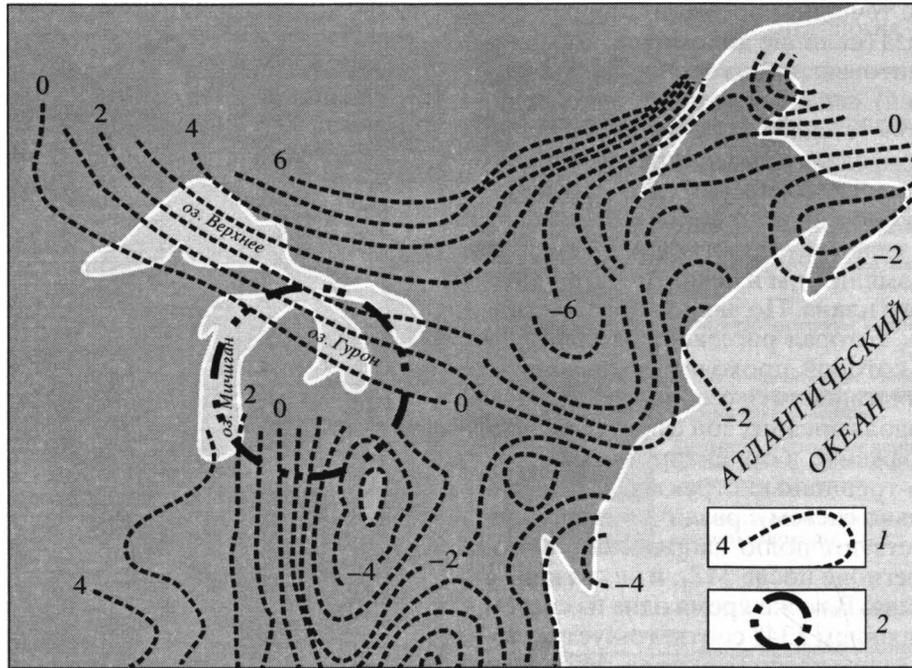


Рис. 11. Схема соотношения Мичиганского бассейна и изогипс постгляциального поднятия [117]
 1 – изогипсы вертикального поднятия (мм/год); 2 – контур Мичиганского бассейна

гении или раскрытие Атлантики. Однако влияние Аппалач не может быть реальным, так как оно практически полностью скомпенсировано Пред-аппалачским прогибом. В его пределах расположение фациальных зон и внутрибассейновых структур соответствует аппалачскому тренду, тогда как в Мичиганском бассейне оси складок перпендикулярны этому тренду, а границы фациальных зон имеют округлую форму. Эта закономерность подчеркивается и ориентировкой главных напряжений в пределах Аппалач и Мидконтинента [136]. Вряд ли Аппалачская орогения могла влиять и на заложение других аналогичных бассейнов (Виллистон, Иллинойс и др.), которые составляют с Мичиганским единый тектонический ансамбль плитной части Северо-Американской платформы. Влияние Атлантики также можно исключить, поскольку развитие плитных бассейнов Северной Америки происходило в палеозое, а Атлантический океан начал развиваться как реальная структура только в юре. Кроме того, ни один из упомянутых вариантов не объясняет особенности структуры и эволюции бассейна, которые были подчеркнуты ранее, а именно: заложение центрально-симметричной впадины; длительное пликативное прогибание дна седиментационного бассейна (поверхности фундамента); сопряженное образование изометричной общей формы и линейной инфраструктуры; возникновение самой инфраструктуры. Необъяснимо происхождение центрально-симметричных платформенных морфоструктур типа Мичиганского

бассейна или купола Адирондак и с позиций взаимодействия литосферных плит [117].

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ОНЕЖСКОЙ МУЛЬДЫ И МИЧИГАНСКОГО БАСЕЙНА

Рассмотренные выше долгоживущие отрицательные морфоструктуры обладают чертами как сходства, так и различия.

Черты сходства. Заложение на консолидированной сиалической коре; центрально-симметричная форма; длительное перманентно-прерывистое прогибание земной коры; сочетание общей округлой синклинальной формы с линейной инфраструктурой; сочетание в инфраструктуре широких пологих синклиналей и узких антиклиналей; сходство их современной морфоструктуры; наличие центральных гравиметрической и магнитной аномалий; повышенное содержание углерода и его концентрация в антиклинальных структурах.

Черты различия. Прежде всего, нужно отметить приуроченность описываемых структур к различным континентам и разными этапам развития земной коры. Заложение и большая часть истории Онежской мульды связаны с палеопротерозойским протоплатформенным этапом Восточно-Европейской платформы. Развитие Мичиганского бассейна происходило в палеозое на плитной стадии Северо-Американской платформы. Это, по-видимому, обусловило различие в

проявлении магматизма и метаморфизма. Онежской мульде свойственен интенсивный вулканизм и проявление метаморфических и метасоматических процессов, тогда как в пределах Мичиганского бассейна магматизм и метаморфизм полностью отсутствуют. Существенны различия в проявлении структурообразующих процессов, во всяком случае в том, что касается их интенсивности. Для Онежской мульды характерно яркое проявление сдвиговой тектоники и латерального течения пород фундамента и чехла. В Мичиганском бассейне сдвиговая составляющая предполагается по аналогии с расположенным рядом бассейном Иллинойс, и если она есть, то лишь в зачаточной форме. Онежской мульде свойственна сопряженность общего прогибания с чередованием эпох транспрессии и транстенсии [53–55]; Мичиганский бассейн характеризуется устойчивым прогибанием и вертикальным опусканием дна впадины.

Такое сочетание характеристик указывает, что в образовании Мичиганского и Онежского бассейнов задействованы геодинамические режимы двух категорий: (А) межрегиональный (или глобальный) режим, общий для различных участков земной коры и разных этапов ее развития, отражение которого запечатлено в чертах сходства; (Б) локальные (региональные) режимы, проявляющиеся в определенных обстановках и на определенных этапах развития, которые обнаруживают себя в индивидуальных особенностях строения и эволюции описанных структур. Существование надрегионального геодинамического режима на плитной стадии развития платформ подтверждается также примерно одновременным заложением подобных бассейнов на разных континентах в интервале времени 530–450 млн. лет. В пределах Северной Америки формирование бассейнов началось: Иллинойс – 525, Мичиган – 520–460, Виллстон – 530–500 млн. лет тому назад [127]. Наличие центральной симметрии бассейнов указывает, что надрегиональный режим связан с относительно изотропным полем напряжений. Линейность внутренней структуры контролируется региональным полем напряжений с отчетливо выраженной анизотропией.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ ДОЛГОЖИВУЩИХ МОРФОСТРУКТУР ФУНДАМЕНТА (БАССЕЙНОВ)

Существуют различные мнения относительно понятия “осадочный бассейн”. В данной статье терминологические проблемы не обсуждаются, и здесь, вслед за [22], приняты следующие определения. *Бассейн* – топографическая или структурная впадина. *Динамический бассейн* – структурно единый погружающийся участок земной коры,

независимый от уровня моря, рельефа, наличия осадков или структурного плана, предшествующего погружению. Динамические бассейны подразделены на два типа: 1) *первичные*, образованные в результате концентрического прогибания земной коры (бассейны имеют в плане округлую или эллиптическую форму); 2) *вторичные*, прогибание которых связано с тектоническими нарушениями (форма таких бассейнов удлиненная). *Седиментационный бассейн* – топографическая депрессия, в которой накапливаются осадки. Его размеры и форма контролируются только рельефом. Динамические и седиментационные бассейны могут совпадать друг с другом, но это не является непременным условием.

Модель развития первичных динамических бассейнов, основанная на анализе геологического развития многих отрицательных структур (в том числе и бассейна Мичиган) и связанная с глобальным геодинамическим режимом, предложена в работе К. Деллмеса [22]. Суть модели состоит в следующем. Земля представляет собой сплюснутый с полюсов сфероид. Размеры, форма и динамические условия (скорость вращения) Земли накладывают определенные ограничения на вертикальные перемещения ее поверхности. В частности, это находит отражение в коррелируемости некоторых фундаментальных величин [22, 63, 90]: величина сжатия у полюсов $\cong 21$ км; максимальный размах рельефа Земли $\cong 20$ км; максимальная мощность фанерозойского плитного осадочного чехла $\cong 19$ км. Из чего следует, что формирование рельефа поверхности фундамента (и, соответственно, дна осадочных бассейнов) может быть напрямую связано с деформацией сфероида Земли. И при реологической расслоенности литосферы прогибающийся участок упругой оболочки, которая покоится на менее упругом подкорочном слое, в изотропном поле напряжений неизбежно примет округлую форму независимо от того, вызвано ли прогибание нагрузкой сверху или утратой опоры снизу [121]. Таким образом, можно полагать, что заложение центрально-симметричных отрицательных структур связано с глобальным механизмом, определяемым формой Земли, ее строением и элементами вращения.

И еще ряд важных соображений приводит К. Деллмес. На профилях поверхность Земли обычно рисуется плоской, а соотношение вертикального и горизонтального масштабов искажено. В этом случае прогибание дна бассейна компенсируется *удлинением* линии профиля его дна и, следовательно, *растяжением*. При учете сферичности земной поверхности и в неискаженном масштабе видно, что вертикальное опускание дна бассейна связано не с удлинением линии основания, а с ее *сокращением* (дуга всегда длиннее стягивающей ее хорды) (рис. 12). Профиль основания бассейна в начале прогибания никогда не принима-

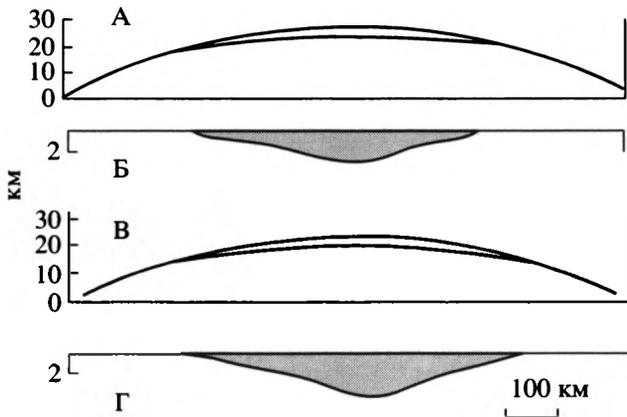


Рис. 12. Профили через бассейн Мичиган [22]: А, В – соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1 : 25; Б, Г – соотношение масштабов 1 : 5

ет вогнутую форму, и расстояние между точками перегиба сокращается, что видно из таблицы.

Результатом вертикального опускания земной коры является *сжатие* между точками перегиба (рис. 13). Опускание участка сферической поверхности приводит к уменьшению объема, заключенного под этим участком, а поднятие – к увеличению объема, что должно сопровождаться латеральным перераспределением вещества. При диаметре бассейна более 500–600 км породы на линии дна практически всегда находятся в обстановке сжатия. Обстановка преимущественного сжатия сохраняется в течение всего седиментационного цикла и в бассейнах шириной 200–400 км при мощности отложений, не превышающей 4000 м. При дальнейшем опускании дно может перейти некую критическую отметку, ниже которой длина профиля начнет увеличиваться и сжатие сменится растяжением. Глубина, на которой происходит смена укорочения профиля на удлинение, зависит от диаметра прогибающегося участка земной коры (см. табл.).

Как показывают расчеты, приводимые К. Деллесом, напряжения сжатия, возникающие вследствие сокращения пространства, достаточны, чтобы вызвать образование складок в первичном

динамическом бассейне. Складчатость развивается постепенно и одновременно с прогибанием. Принципиально сходная модель ранее была предложена Г. Штилле [110] для объяснения складкообразования в прогибах, заложившихся на консолидированной коре. В свою очередь, добавим, что общее напряжение сжатия вызывает в реологически расслоенных средах действие механизма изгибной неустойчивости, и это приводит к формированию закономерно расположенных зон нагнетания (антиклинальных складок, вздутий) и оттока (зон прогибания) [58].

Напряжение в центре опускающегося участка (при допущении, что фундамент сложен гранитами с сжимаемостью $\beta_0 = 20 \times 10^7$), обусловленное лишь вертикальным смещением, приближается к пределу прочности гранита ($\approx 1500 \text{ кг/см}^2$). Длительное существование напряжений и наличие неоднородностей приводит к деформации задолго до достижения предела прочности пород фундамента. По отношению к длительным напряжениям предел упругости гранита может снизиться до 630 кг/см^2 . Тангенциальные напряжения в центральной части бассейна превышают вертикальную нагрузку настолько, что деформация начинается и в самом фундаменте. Породы обладают высоким сопротивлением на сжатие и низким – на растяжение. Для гранитов предел прочности на сжатие $\approx 1500 \text{ кг/см}^2$, на растяжение $\approx 50 \text{ кг/см}^2$. В результате анизотропии пород по отношению к напряжениям они могут разрушаться в локальных зонах вторичных напряжений *растяжения*, порождаемых первичными напряжениями *сжатия*. При неоднородной деформации это явление широко распространено.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА

Центрально-симметричная форма долгоживущих морфоструктур типа первичных динамических бассейнов детерминирована процессом надрегионального значения. Приведенные выше рассуждения показывают реальную возможность формирования таких геоструктур вследствие деформации сфероида Земли. Но конкретное про-

Таблица

Размер дуги Градусы	Длина дуги (км)	Длина стягивающей хорды (км)	Разность длин дуги и стягивающей хорды (м)	Высота сегмента (м)
1.	111.32387	111.32251	1.355	242.88901
2.	222.64774	222.63648	11.258	971.42849
3.	333.97161	333.93348	38.127	2185.74600
4.	445.29548	445.20510	90.382	3885.52261
5.	556.61935	556.44278	176.510	6070.82213
6.	667.94322	667.63811	305.110	8741.38940

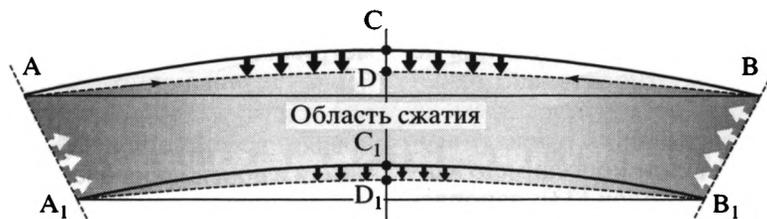


Рис. 13. Схема формирования первичного динамического бассейна, по [22]

При прогибании сферической поверхности Земли и опускании дна бассейна (ACB) и разделов внутри литосферы ($A_1C_1B_1$) сохраняется выпуклая форма этих поверхностей (ADB, $A_1D_1B_1$). При этом длина линии уменьшается, так как хорда (AB) всегда короче дуги (ACB). Если дно бассейнов не переходит хорду, возникает область сжатия

явление этого механизма, по-видимому, реализуется лишь на определенной (континентально-плитной) стадии эволюции литосферы, к началу которой происходит образование консолидированной континентальной коры и ее расслоение на верхне-, средне- и нижнекоровый слой. При этом кора, несмотря на наличие слоев с разными физико-химическими свойствами, в целом обладает относительной реологической гомогенностью. Это делает возможным проявление в ее пределах 3D-деформации тектонического течения, структурные следы которой зафиксированы при натурных наблюдениях [1, 10, 27, 48] и возможность которой подтверждена физическим и численным моделированием [5, 11, 12, 121]. В этом случае кора реагирует на квазиизотропное глобальное напряженное состояние центрально-симметричными изгибами большого радиуса кривизны и пространственным перераспределением горных масс. Такова, вероятно, первопричина заложения и длительного существования Мичиганского и подобных ему бассейнов (Иллинойс, Виллингтон и др.).

Формирование центрально-симметричной Мичиганской впадины происходит в пределах развития консолидированной коры с возникшим в докембрии структурным трендом. Влияние исходной анизотропии фундамента, по-видимому, определило линейное расположение складчатых структур Мичиганского бассейна, а их возникновение связано со сжатием, которое проявляется при укорочении дна бассейна в процессе его опускания. Из таблицы видно, что дно Мичиганского бассейна никогда не переходило критическую отметку, на которой происходит смена общего сжатия на растяжение. И значительные объемы пород находились в обстановке сжатия в течение всего периода существования бассейна. Возможно, именно с этим связано отсутствие проявлений магматизма и метаморфизма в пределах бассейна Мичиган, который может рассматриваться как тектонотип (генотип) подобного рода структур.

Механизм заложения и эволюции Онежской мульды представляется более сложным. Основываясь на изложенном ранее материале [53–55] и

на данных, приведенных в этой статье, можно предложить следующую (в известной степени гипотетическую) схему развития Онежского региона. В раннем протерозое на кристаллическом фундаменте Карельского массива накапливались вулканогенно-осадочные серии протоплатформенного чехла. Формирование динамических и соответствующих им осадочных бассейнов происходит в условиях объемного сдвигового течения пород фундамента, их повышенной флюидно-магматической проницаемости и чередования эпох транстенсии и транспрессии. Большинство бассейнов имеют транстенсионную природу, что свидетельствует о преобладании анизотропного поля напряжений. Это подтверждается и слегка сигмоидальным общим структурным рисунком бассейнов, характерным для зон сдвиговых деформаций, что подтверждено, в частности, для ряда структур Балтийского щита физическим моделированием [16, 17, 79].

В то же время некоторые структуры имеют относительно изометричные очертания, тем самым фиксируя наличие квазиизотропного поля напряжений. Одной из них является Онежская мульда, в строении которой отчетливо видно сочетание двух структурных планов: центрально-симметричного и линейного. Центрально-симметричный план структуры, независимо от неоднократной смены режимов транстенсии и транспрессии, сохраняется на протяжении всего раннего протерозоя и, несмотря на смену многих геодинамических параметров, вновь проявляется в новейшее время. Все это свидетельствует о постоянном наличии изотропного поля напряжений в течение всего времени существования Онежской мульды.

Прогибание поверхности консолидированной коры вызвало сжатие в соответствии с описанным выше механизмом. Исходный диаметр бассейна неизвестен, но, учитывая современные размеры структуры, а также данные палеогеографических и неотектонических реконструкций, можно полагать, что ширина бассейна была в пределах 150–250 км. В этом случае сжатие долж-

но было продолжаться до тех пор, пока дно бассейна в точке его максимального погружения не достигло глубин 500–1000 м относительно точки перегиба в бортах бассейна. Этот отрезок времени примерно соответствует сариолию и раннему ятулию и характеризуется: началом конседиментационного роста структурных куполов [33]; накоплением мощного элювия, кварцевых, олигомиктовых и полимиктовых песчаников и конгломератов [102, 103]; очень скромным (относительно сумия и позднего ятулия) проявлением магматизма [88], что является косвенным свидетельством обстановки сжатия в этом регионе.

В этот период в результате интерференции режимов общего сжатия, изгибной неустойчивости и продольного сдвигового течения образовалась зачаточная складчатая инфраструктура. Субпараллельная, дисгармоничная по отношению к общей форме ориентировка складок была предопределена общим линейным сдвиговым трендом Карельского массива. По достижении дном бассейна глубин порядка 500–1000 м (при указанной выше ширине), сжатие ниже линии дна бассейна сменяется растяжением, что облегчает проникновение магматического материала и находит отражение в мощных вулканических излияниях конца раннего, среднего и позднего ятулия. В дальнейшем, в соответствии с характером деформации плоского протяженного тела, в бассейне сосуществуют два, казалось бы, несовместимых режима: транстенсии (растяжения со сдвигом) – ниже нейтральной поверхности и трансспрессии (сжатия со сдвигом) – выше нейтральной поверхности, что определяет рост конседиментационных складок (выше нейтральной поверхности) и внедрение магматического материала (ниже нейтральной поверхности).

По мере заполнения бассейна осадками происходит перманентное смещение нейтральной поверхности вверх по разрезу (гипсометрически она остается примерно на одном и том же уровне). В результате выше нейтральной поверхности складчатость захватывает все более молодые толщи пород, а ниже нейтральной поверхности образуются зоны декомпрессии, в которые легко проникает (с течением времени во все более высокие горизонты) магматический материал.

Весьма вероятно, что перемещение по разрезу нейтральной (нулевой) поверхности, которая знаменует изменение знака напряженного состояния со сжатия на растяжение, приводит к смещению по разрезу зоны межпластовой дисгармонии, которая служит областью проникновения силлов, являющихся характерной формой проявления магматизма в регионе. Такой механизм внедрения магмы при силлогенезе находит подтверждение в специальном исследовании Дж. Робертса [84].

В нем, на основе расчетов, учитывающих диаметр бассейна, амплитуду прогибания, распределение возникающих горизонтальных напряжений и вертикальной нагрузки, показано, что в условиях деформации сферической поверхности Земли и прогибания бассейна наиболее благоприятные условия для горизонтального проникновения магматического материала (при субвертикальных подводящих каналах) создаются именно на уровне, где “горизонтальное напряжение σ_x в нормальном к оси бассейна направлении изменяет свой характер от растяжения на сжатие” [84, с. 278]. Нужно отметить, что Дж. Робертс, проанализировав четыре известных из литературы варианта формирования силлов, пришел к выводу, что наиболее вероятен тот, который рассмотрен выше.

В позднем ятулии и суйсарии бассейн делается более глубоким. Поверхность дна в центральной части бассейна, вероятно, переходит критическую отметку, что становится причиной общего растяжения и массовых магматических излияний. Все эти процессы в значительной степени стимулируются и 3D-сдвиговым течением, характерным для всего региона в целом. В завершающую фазу осадконакопления (петрозаводское и шокшинское время) за счет интенсивного сноса терригенного материала происходит обмеление бассейна и его постепенное отмирание. Поверхность дна и залегающие непосредственно ниже толщи отложений вновь оказываются в области сжатия, и магматическая деятельность практически прекращается. Однако в конце шокшинского времени происходит внедрение мощного и протяженного силла. Основываясь на этом факте, а также принимая во внимание отсутствие в Западно-Онежской синклинали линейных складок, можно предположить, что в этот период район мульды снова находился в режиме или растяжения, или транстенсии.

История развития в позднем протерозое и фанерозое остается неясной, но неоднократное возобновление метасоматической минерализации в линейных антиклинальных зонах (см. выше) указывает на перманентную их активизацию в режиме транстенсии. На новейшем этапе происходит активизация региона и основной план развития в принципе наследует более древний: формируются овалы морфоструктуры и происходит доформление линейной инфратектоники. Одним из феноменов новейшего этапа (так же, как и в бассейне Мичиган) является рост морфоструктурного купола в центре овального прогиба. Однако, констатируя наличие этой особенности, нужно признать, что ее происхождение пока не находит удовлетворительного объяснения.

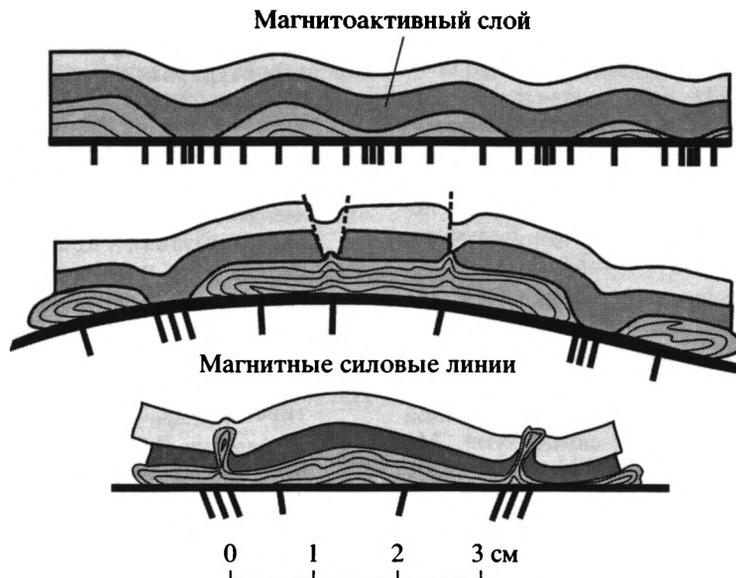


Рис. 14. Модель формирования тектонических структур в неоднородном магнитном поле [60]

Под Онежской мульдой расположена региональная положительная магнитная аномалия, а в составе выполняющих ее отложений находятся магнитоактивные тела: силлы и дайки габбро-долеритов; обогащенные сульфидами шунгитовые сланцы. Шунгитсодержащие толщи участвуют в формировании диапироподобных и купольных структур, их мощность резко возрастает в зонах линейных антиклиналей, и они местами имеют вид экструзий [85, 97]. Сказанное приводит к выводу, что механизм структурообразования, обусловленный региональной магнитной аномалией и дифференцированной магнитной восприимчивостью породных масс, вполне реален. Приведенная модель в определенной степени объясняет и механизм формирования новейшей морфоструктуры территории с куполообразным поднятием, обрамленным озерными впадинами (рис. 14). Но как бы там ни было, можно достаточно уверенно говорить о том, что современный облик Онежской структуры является следствием интерференции нескольких геодинамических режимов, среди которых основные – это надрегиональный режим изотропной деформации поверхности консолидированной коры и региональный режим объемного сдвигового тектонического течения.

ВЫВОДЫ

Подводя итог, нужно подчеркнуть, что я отдаю себе отчет в дискусионности ряда высказанных положений и выводов, которые нуждаются в обсуждении и дальнейшей проверке. Возможно, некоторые из них со временем будут отброшены. Но на настоящий момент можно утверждать сле-

дующее. 1. Центральнo-симметричные долгоживущие морфоструктуры фундамента, и в том числе – динамические бассейны первого рода, являются одним из характерных тектонических элементов платформ. 2. Тектоническая эволюция подобных структур – процесс многокомпонентный, и их современный облик обусловлен интерференцией геодинамических режимов и структурообразующих механизмов различного ранга и генезиса. 3. Модель формирования динамических бассейнов первого рода, включающая в себя совокупное действие надрегионального режима (деформация сфероида Земли) и частных региональных режимов, на современном уровне знаний наиболее адекватна природным реалиям. 4. Внутриплитная тектоника континентальных платформ связана с геодинамическими режимами, независимыми от механизмов глобальной тектоники, которые обусловлены, главным образом, взаимодействием между литосферными плитами, но это предмет другого исследования.

Заканчивая статью, считаю своим приятным долгом отметить большой вклад в разработку рассматриваемой проблемы сотрудников Лаборатории консолидированной коры Геологического института РАН Д.С. Зыкова, С.Ю. Колодяжного и А.В. Полещука и поблагодарить их за помощь в сборе и теоретическом осмыслении материала по строению и тектонической эволюции Онежского региона.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 01-05-64281, и Программы ОНЗ РАН № 5 “Глубинное строение Земли, магматизм, геодинамика и взаимодействие геосфер”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 348 с.
2. *Анкудинов С.А., Болгурцев Н.Н., Литвиненко И.В., Поротова Г.А.* Глубинное геологическое строение восточной части Карельского региона по результатам комплексных геофизических исследований (профиль Онежское озеро–Белое море) // Геотектоника. 1972. № 5. С. 75–79.
3. *Артемьев М.Е.* Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975. 216 с.
4. *Артошков Е.В.* О происхождении современных движений земной коры в платформенных областях // Проблемы современных движений земной коры. Мат-лы III Междунар. симпозиума. М., 1969. С. 517–522.
5. *Артошков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 458 с.
6. *Афанасьева Е.Н.* Степень соответствия ятулийского структурного плана архейскому как показатель интенсивности свекофенских деформаций // Структурный анализ кристаллических комплексов и геологическое картирование. Ч. 1. Киев: Наук. думка, 1990. С. 30–31.
7. *Афанасьева Е.Н.* Парагенезис гребневидной складчатости: стадии развития и рудоносность (на примере Онежского прогиба). Структурные парагенезы и их ансамбли // Материалы совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 6–8.
8. *Бакиров А.А.* Нефте-газоносные области Северной и Южной Америки. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 296 с.
9. *Бельская И.Б.* Сейсмические модели и геологическая эволюция верхней части земной коры зон Карелии восточной части Балтийского щита // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: Кольск. НЦ РАН, 1992. С. 127–133.
10. *Бероуш Р.* Фундамент // Структурная геология и тектоника плит. Т. 3. М.: Мир, 1991. С. 265–269.
11. *Биргер Б.И.* Устойчивость литосферы при горизонтальном сжатии // Современные проблемы сейсмичности и динамики Земли. М.: ОИФЗ, 1996. Вып. 28. С. 4–20.
12. *Биргер Б.И.* Модулированные термоконвективные волны в литосфере Земли // Российский журнал наук о Земле. 1998. Т. 1. № 2. С. 141–155.
13. *Бискэ Г.С.* Роль тектоники в геоморфологии Карелии // Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск: Мурманское книжное изд-во, 1961. С. 32–42.
14. *Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д.* Береговые образования Онежского озера и их связь с неотектоникой // Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин: Валгус, 1966. С. 178–182.
15. *Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д., Горюнова Н.Н., Ильин В.А.* Строение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск: Карелия, 1971. 74 с.
16. *Бондаренко П.М.* К методике моделирования кольцевых и других центрально-симметричных структур, различных по морфологии и генезису // Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях. Новосибирск: Ин-т геол., геофизики СО АН СССР, 1984. С. 54–88.
17. *Бондаренко П.М.* Моделирование полей напряжений, прогноз дислокаций в сдвиговых зонах и их систематика // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 1991. С. 37–52.
18. *Былинский Р.В., Глебовицкий В.А., Болгурцев Н.Н., Завинская Г.А.* Морфология разделов Мохоровичича и Конрада восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 1982. № 2. С. 24–31.
19. *Войтович В.С.* О природе Койкарской зоны дислокаций Балтийского щита // Геотектоника. 1971. № 1. С. 33–42.
20. *Геоморфология Карелии и Кольского полуострова.* Л.: Недра, 1977. 183 с.
21. *Голод М.И., Гришин А.С., Кищенко Н.Т. и др.* Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. Л.: Наука, 1983. С. 180.
22. *Дэллмес К.Ф.* Основные черты развития бассейна в связи с распространением нефти // Распространение нефти. М.: Гостоптехиздат, 1969. С. 634–671.
23. *Зверев А.Т.* Взаимосвязь современных, новейших и древних вертикальных тектонических движений Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1982. С. 55–59.
24. *Земцов П.В., Бирук В.А.* Новая модель онежской региональной аномалии // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. Материалы 8-й международной конференции. Петрозаводск: Карел. НЦ РАН, 2002. С. 98–99.
25. *Зыков Д.С.* Новейшая геодинамика Северо-Карельской зоны (Балтийский щит). М.: ГЕОС, 2001. 146 с.
26. *Ирдли А.* Структурная геология Северной Америки. М.: ИЛ, 1954. 666 с.
27. *Кинг Л.* Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.
28. *Кинг Ф.* Геологическое развитие Америки. М.: ИЛ, 1961. 300 с.
29. *Кинг Ф.* Тектоника Северной Америки. М.: Мир, 1972. 272 с.
30. *Клабуков Б.Н.* Региональные геофизические поля Онежской структуры и их связь с органическим веществом // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2001. Вып. 3. С. 113–119.
31. *Колодяжный С.Ю.* Структурные парагенезы и кинематика Койкарской зоны сдвиговых деформаций Карельского массива // Геотектоника. 1999. № 6. С. 29–44.
32. *Колодяжный С.Ю.* Структурные парагенезы и кинематика Центрально-Карельской зоны сдвиговых деформаций (Балтийский щит) // Геотектоника. 2002. № 2. С. 59–79.

33. Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Леонов М.Г., Орлов С.Ю. Особенности эволюции купольно-сдвиговых структур Северо-Западного Прионежья (Карельский массив) // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2. № 2. С. 11–27.
34. Копелиович А.В., Симанович И.М. Постседиментационные преобразования пород иотнической формации Прионежья // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1966. С. 61–79.
35. Корешков И.В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 176 с.
36. Коржуев С.С. Морфоструктуры кристаллических щитов и проблема древнего пенеплена // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 2. С. 94–106.
37. Корреляция докембрия западной части Восточно-Европейской платформы. Апатиты: Кольский филиал АН СССР, 1987. 95 с.
38. Кохи Дж., Лэндс К. Нефть в бассейне Мичиган // Распространение нефти. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 996.
39. Кочнева Н.Т., Лобзова Р.В., Галдобина Л.П. Особенности строения и рудопроявления Онежской шунгитоносной мульды // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. Материалы 8-й международной конференции. Петрозаводск: Карел. НЦ РАН, 2002. С. 131–133.
40. Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.
41. Кратц К.О., Лазарев Ю.И. Основные черты тектонических структур ятулия Карелии // Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск: Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1961. С. 43–57.
42. Кропоткин П.Н., Валяев Б.М., Гафаров Р.А. и др. Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. М.: Наука, 1971. 392 с.
43. Крутиховская З.А., Пашкевич И.А. Магнитное поле и строение земной коры древних щитов // Геофиз. сб. АН УССР. Киев, 1974. № 62. С. 3–15.
44. Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М: ИЛ, 1955. 192 с.
45. Лавров М.М. Бураковская расслоенная интрузия, типы платиноидной минерализации // Благородные металлы и алмазы севера европейской части России (Мат. регионального симпозиума). Петрозаводск: Карельск. НЦ РАН, 1995. С. 65–67.
46. Лазарев В.С., Лобачев А.В. К истории формирования локальных поднятий платформенных областей // Геотектоника. 1970. № 1. С. 41–45.
47. Леонов Г.П. Историческая геология. Основы и методы. Докембрий. М.: Изд-во МГУ, 1980. 344 с.
48. Леонов М.Г. Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997. № 3. С. 3–20.
49. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры // Мат. Всероссийск. науч. конф. "Геология, Геохимия и Геофизика на рубеже XX и XXI веков". М.: ООО "СВЯЗЬ-ПРИНТ", 2002. С. 57–58.
50. Леонов М.Г. Верхнемантийная конвекция и ее отражение в тектонической структуре земной коры // Мантийные плюмы и металлогения. Мат. междунард. симп. Петрозаводск–Москва: ИФЗ–Карельск. НЦ РАН, 2002. С. 140–142.
51. Леонов М.Г. Отрицательные морфоструктуры фундамента (сравнительная геодинамика и механизмы образования) // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2003. С. 331–336.
52. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематические ансамбли и некоторые особенности постархейской геодинамики Карельского массива (Балтийский щит) // Геотектоника. 2002. № 5. С. 19–44.
53. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С. и др. Очерки постархейской геодинамики Карельского массива. М.: ГЕОС, 2001. 120 с.
54. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Полещук А.В. Тектоника Онежской мульды. Статья I. Изв. вузов. Геол. и разведка. 2003. № 1. С. 3–11.
55. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Полещук А.В. Тектоника Онежской мульды. Ст. II. 2003. № 2. С. 12–18.
56. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л. Структуры тектонического течения в отложениях протоплатформенного чехла Карельского массива // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. Вып. 3. С. 20–32.
57. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л. О тектонической подвижности кристаллических пород фундамента в ядрах антиклинальных складок Северного Прионежья (Балтийский щит) // Геотектоника. 1996. № 1. С. 22–32.
58. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукция и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
59. Лукашов А.Д. Новейшая тектоника Карелии. Л.: Наука, 1976. 109 с.
60. Лучицкий И.В., Бондаренко П.М. Тектоническое моделирование в искусственном магнитном поле // Докл. АН СССР. 1967. Т. 174. № 5. С. 1173–1176.
61. Макарихин В.В., Медведев П.В., Сацук Ю.И. Расчленение и корреляция ятулия стратотипической местности (нижний протерозой Карелии) // Очерки геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: Ин-т геол. Карельск. НЦ РАН, 1995. С. 72–83.
62. Мид Б.К. Сообщение подкомиссии о современных движениях земной коры в Северной Америке // Проблемы современных движений земной коры. Таллин: Валгус, 1975. С. 131–145.
63. Мишин Н.И., Степина З.А. Платформенный панцирь Земли. С.-Пб.: Тема, 2000. 200 с.
64. Морозов Ю.А. Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Геотектоника. 2002. № 6. С. 3–24.
65. Мусатов Ю.Е. Современная геодинамика Балтийского щита // Тектоника и геодинамика: общи и региональные аспекты. Материалы XXXI Тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 1998. С. 53–56.

66. *Наливкин В.Д., Гостинцев К.К., Гроссгейм В.А.* О типах крупных платформенных структур США // *Геотектоника*. 1969. № 6. С. 3–14.
67. *Негруца В.З., Полеховский Ю.С.* Заонежско-суйсарская глобальная перестройка докембрийской системы кора-мантия // Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохронологическое обоснование. С.-Пб.: ИГГД РАН, 1995. С. 48–49.
68. *Николаев В.Г.* Паннонский бассейн (строение осадочного чехла и развитие). М.: Наука, 1986. 104 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 406.)
69. *Николаев Н.И.* О новейшем этапе развития Фенноскандии, Кольского полуострова и Карелии // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 42. Вып. 1. 1967. С. 49–68.
70. *Никонов А.А.* Голоценовые и современные движения земной коры (геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы). М.: Наука, 1977. 240 с.
71. *Новикова А.С.* Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1975. 152 с.
72. *Новикова А.С., Чахмахчев В.Г.* К вопросу о происхождении Онежско-Сегозерской системы дислокаций // *Геотектоника*. 1967. № 4. С. 22–31.
73. Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии. Петрозаводск: Карельск. НЦ РАН, 1994. 208 с.
74. Отчет Центрально-Карельской экспедиции № 32 о результатах поисковых и поисково-оценочных работ в 1988–1990 гг. на Заонежской и Уницкой площадях. Чебино: Министерство Северо-Западной геологии, концерн “Союзгеологоразведка”, 1991 г.
75. Очерки геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: Карельск. НЦ РАН, 1995. 194 с.
76. *Панасенко Г.Д.* Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1969. 185 с.
77. *Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В.* Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: НАН Украины, 1955. 159 с.
78. *Полеховский Ю.С., Тарасова М.П., Нестеров А.Р.* Благороднометалльная минерализация месторождений комплексных руд в докембрийских черных сланцах Заонежья Карелии // Благородные металлы и алмазы севера европейской части России. Тезисы докл. Петрозаводск: Карельск. НЦ РАН, 1995. С. 85–87.
79. *Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.* Механизм образования некоторых древних кольцевых структур Балтийского щита // Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях. Новосибирск: Ин-т геол. геофиз. СО АН СССР, 1984. С. 46–54.
80. *Проскуряков В.В., Гаскельберг В.Г., Пилацкий В.Э. и др.* Глубинное строение, геодинамика и магматизм восточной части Балтийского щита // Геология северо-запада Российской Федерации. С.-Пб.: Сев.-Зап. региональный геол. центр, 1993. С. 4–26.
81. Путеводитель геологических экскурсий. Петрозаводск: Ин-т геол. Карельск. НЦ РАН, 1987. 92 с.
82. Распространение нефти. М.: Гостоптехиздат, 1961. 696 с.
83. *Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.
84. *Робертс Дж.* Внедрение магмы в хрупкие породы // Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972. С. 230–283.
85. *Ромашкин А.Е., Суханов А.В.* Пластичнодеформированные нижнепротерозойские высокоуглеродистые (шунгитовые) породы участка Лебещина // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. Мат-лы Международной конф. Петрозаводск: Карельск. НЦ РАН, 2002. С. 201–202.
86. *Рухин Л.Б.* Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 628 с.
87. *Свенн Д., Белл А.* Распространение нефти в бассейне Иллинойс // Распространение нефти. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 180–199.
88. *Светов А.П.* Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука, 1979. 208 с.
89. *Соколов В.А.* История геологического развития среднего протерозоя Карелии // *Геотектоника*. 1972. № 5. С. 61–72.
90. *Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Развитие Земли. М.: Изд-во МГУ, 2002. 560 с.
91. Строение литосферы Балтийского щита. М.: Производственно-издательский комбинат ВИНТИ, 1993. 166 с.
92. *Сыстра Ю.Й.* Тектоника карельского региона. С.-Пб.: Наука, 1991. 176 с.
93. Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978. 210 с.
94. *Трофимов Н.Н.* Механизм формирования стратиморфного золото-платино-палладиевого и титаномагнетитового оруденения в габбро-долеритовых интрузиях нижнего протерозоя Карелии // Благородные металлы и алмазы севера Европейской части России. Петрозаводск: Ин-т геол. Карельск. НЦ РАН, 1995. С. 97–98.
95. *Трофимов Н.Н., Голубев А.И.* Геологическая экскурсия по разрезу Койкарско-Святонаволоцкой габбродолеритовой интрузии со стратиформным титаномагнетитовым и благороднометалльным оруденением // Путеводитель геологических экскурсий по Карелии. Петрозаводск: Ин-т геол. НЦ, 1995. С. 14–26.
96. Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М.: Мир, 1974. 326 с.
97. *Филлипов М.М., Ромашкин А.Е.* Генетические признаки формирования месторождений шунгитовых пород Карелии // Углеродсодержащие формации в геологической истории. Тр. междунар. симп. Петрозаводск: Карельск. научн. центр РАН, 2000. С. 58–66.
98. *Фуз Р.* Вертикальные тектонические движения и сила тяжести во впадине Биг-Хорн и в окружающих хребтах Средних Скалистых гор // Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 434–445.

99. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Недра, 1971. 548 с.
100. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2002. 604 с.
101. Харитонов Л.Я. Типы разрезов, стратиграфия и некоторые вопросы структуры и магматизма Карелии // Сов. геол. 1963. № 4. С. 24–53.
102. Хейсканен К.И. Карельская геосинклиналь. Л.: Наука, 1980. 166 с.
103. Хейсканен К.И. Раннепротерозойские седиментационные бассейны Балтийского щита (корреляция разрезов, реконструкции, эволюция): Автореф. ... дис. д-ра геол.-мин наук. С.-Пб.–Петрозаводск: КНЦ РАН, 1996. 64 с.
104. Чайкин В.Г. Геодинамическая природа внутриплитного магматизма Восточно-Европейской платформы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII Тектонич. совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 1999. С. 268–269.
105. Чирич Б. Геологические аспекты современных вертикальных движений земной коры // Проблемы современных движений земной коры. Таллин: ВАЛГУС, 1975. С. 122–131.
106. Шарков Е.В. Континентальный рифтовый магматизм нижнего протерозоя Карело-Кольского региона // Геотектоника. 1984. № 2. С. 37–50.
107. Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. № 2. С. 3–25.
108. Шаров Н.В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: Изд-во Кольского НЦ РАН, 1993. 145 с.
109. Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М.–Л.: Госгеолиздат, 1948. 387 с.
110. Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 888 с.
111. Экман И.М. Морфоструктуры Западного Прионежья // Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: Ин-т геол., 1972. С. 15–24.
112. Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973. 175 с.
113. Alvarez Ph., Maurin J.-C. Evolution du bassin Proterozoique superieur de Comba // Precambrian Res. 1991. Vol. 50. № 1/2. P. 139–152.
114. Andrews J. Present and postglacial rates of uplift for glaciated northern and eastern North America derived from postglacial uplift curves // Canadien Journ. Earth Sc. 1970. Vol. 7. № 2. P. 703–715.
115. Beckman W., Whitten E.N.T. Three-Dimensional Variability of Fold Geometry in the Michigan Basin // Geol. Soc. Amer. Bull. 1969. Vol. 80. № 8. P. 1629–1634.
116. Brown L., Jensen L., Oliver J. et al. Rift structure beneath the Michigan Basin from COCORP profiling // Geology. 1982. Vol. 10. № 12. P. 645–649.
117. Brown L., Reilinger R. Epeirogenic and Intraplate Movements // Active Tectonics. Washington: National Ac. Press, 1986. P. 30–44.
118. Cannon W., Lee M., Hinze W. et al. Deep crustal structure of the Precambrian basement beneath northern Lake Michigan, midcontinent North America // Geology. 1991. Vol. 19. № 3. P. 207–210.
119. Eisbacher G., Bielenstein H. Interpretation of elastic-strain-recovery measurements near Elliot Lake, Ontario // Canadien Journ. Earth Sc. 1970. Vol. 7. № 2. P. 576–578.
120. Fujita K., Sleep H. A re-examination of the seismicity of Michigan // Tectonophysics. 1991. Vol. 186. № 1/2. P. 75–106.
121. Gunn R. Isostasy-Extended // Journ. Geol. 1949. Vol. 57. № 3. P. 263–279.
122. Hamilton C. Summary report on studies of recent crustal movements in Canada // Проблемы современных движений земной коры. Материалы III Международ. симпозиума. М., 1969. С. 156–160.
123. Holst B.T. Regional jointing in the northern Michigan Basin // Geology. 1982. Vol. 10. № 5. P. 273–277.
124. Holst B.T., Foote G.R. Joint orientation in Devonian rocks in the northern portion of the lower peninsula of Michigan // Geol. Soc. Amer. Bull. 1981. Part I. Vol. 92. P. 85–93.
125. Howell P., Van der Puijm B. Early history of the Michigan basin: Subsidence and Appalachian tectonics // Geology. 1990. Vol. 18. № 12. P. 1195–1198.
126. Johnson A., Sorensen O. Evaluation of high-purity limestones and dolostones in northern Michigan // Geol. Soc. Amer. Bull. Part I. 1981. Vol. 92. № 9. P. 634–640.
127. Klein G., Hsui A. Origin of cratonic basins // Geology. 1987. Vol. 15. № 12. P. 1094–1098.
128. Lukashov A.D. Paleoseismotectonics in the northern part of lake Onega (Zaonezhsky peninsula, Russian Karelia) // Geol. Survey of Finland. Nuclear Waste Disposal Res. Rep. Yst-90. ESPOO, 1995. P. 36.
129. Mörner N.-A. The Northwest European “Sea-level Laboratory” and Regional Holocene Eustasy // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1979. № 29. С. 281–300.
130. Pirtle G. Michigan structural basin and its relationship to surrounding areas // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1932. Vol. 16. № 2. P. 145–152.
131. Ramsay J., Huber M. The techniques of modern structural geology. London: Academic Press Inc., 1987. Vol. 2. P. 309–700.
132. Sleep N., Sloss L. A Deep Borehole in the Michigan Basin // Journ. Geophys. Res. 1978. Vol. 83. № B12. P. 5815–5819.
133. Talwani P., Rejendran K. Some seismological and geometric features of intraplate earthquakes // Tectonophysics. 1991. Vol. 186. № 1/2. P. 19–41.
134. Vogler E., Meeyers Ph., Moore W. Comparison of Michigan crude oils // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1981. Vol. 45. № 11. P. 2287–2293.
135. Walcott R. Characteristics of recent uplift in North America // Проблемы современных движений земной коры. Материалы IV Международного симп. Таллин: Валгус, 1975. С. 146–155.
136. Zoback M.L., Zoback M.D. State of stress in the conterminous United States // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85. P. 6113–6156.

Рецензенты: Ю.Н. Авсюк, М.З. Глуховский

The Onega and Michigan Basins: Comparative Geodynamics and the Origin of Negative Intraplatform Morphostructures

M. G. Leonov

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

Abstract—The structure and geodynamic evolution of two negative crustal morphostructures, the Onega basin (Baltic shield) and the Michigan basin (North American craton) are compared. These two morphostructures differ in the time of initial subsidence, sedimentation history, structure, and the nature of igneous activity and metamorphic processes but still have much in common and exhibit a number of similar characteristics. This suggests that their origin and evolution were guided by two categories of geodynamic regimes: superregional (global), controlling the common features of these basins and regional regime, responsible for individual evolutionary features. Following some other researchers, the global regime is supposed to be related to the general deformation of the Earth's spheroid.

УДК 551.248.2(571.5)

О ВЗАИМОДЕЙСТВИИ ЭНДОГЕННЫХ И ЭКЗОГЕННЫХ ФАКТОРОВ В НОВЕЙШЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

© 2004 г. В. В. Ярмолюк¹, М. И. Кузьмин²¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 35²Институт геохимии СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а

Поступила в редакцию 27.05.2003 г.

Начиная с позднего плейстоцена, в геологической истории Байкальской рифтовой области наблюдается активизация орогенических и вулканических процессов и происходит изменение климата. Геохронологические исследования лав Южно-Байкальской вулканической области показали, что после почти полного прекращения вулканической деятельности в раннем плейстоцене она вновь резко усилилась с рубежа 3 млн. лет и продолжается вплоть до настоящего времени. К этому интервалу времени относятся многочисленные долинные излияния. Они происходили в условиях сложившегося каркаса современной орографии, что свидетельствует о том, что к началу этапа завершилось формирование горных систем региона в близком к современному виде. В донных отложениях оз. Байкал с рубежа ~2.8 млн. лет появляются слои, бедные остатками диатомовых и обогащенные плотным глинистым материалом. Образование таких слоев связывается с эпохами похолодания, в том числе сопровождавшимися горным оледенением. Исследование Восточно-Тувинского лавового нагорья, возникшего в условиях высокогорья, выявило широкое развитие в его строении гиалокластитов, шаровых лав и других вулканокластических образований, формирование которых было связано с внутриледниковыми излияниями. Сопоставление палеоклиматической шкалы, составленной на основе строения донных осадков оз. Байкал, и палеоклиматических реконструкций условий (внутриледниковых или внеледниковых) излияний, выполненных с учетом геохронологических данных о возрасте лав, показали их хорошее согласование. Сделан вывод, что холодным интервалам палеоклиматической шкалы соответствовали оледенения и внутриледниковые излияния в горном обрамлении оз. Байкал и что только на протяжении эпохи Брюнес (последние 800 тыс. лет) было не менее 8 таких оледенений. На основе полученных данных разработана хронологическая шкала тектонической истории Байкальской рифтовой области, определяющая, в частности, что с рубежа 3 млн. лет регион вступил в новую фазу развития, характеризующуюся активизацией эндогенных и экзогенных процессов и предполагающую взаимосвязь процессов горообразования, вулканизма и оледенения.

ВВЕДЕНИЕ

На протяжении позднего плейстоцена и плейстоцена в пределах южного горного обрамления Сибирской платформы произошли события, существенно преобразившие лик и природные условия этой части континента. Здесь возникли протяженные горные цепи, активизировалась вулканическая и сейсмическая деятельность, произошли значительные изменения климата, связанные, в первую очередь, с общим похолоданием и приведшие к череде сменяющихся эпох оледенения и межледниковья. Совместность всех этих событий невольно приводит к представлениям об их взаимообусловленности. В статье мы развиваем идею о том, что новейшая вулканическая активность в пределах Южно-Байкальской вулканической области, образующей юго-западное обрамление оз. Байкал, была связана с ростом гор и с периодическим возникновением в этой части южной Сиби-

ри мощных покровных ледников. Предполагается, что эти ледники обеспечивали периодическое увеличение силы воздействия литосферы на мантийный плюм, контролировавший формирование вулканической области, и в результате вызывали активизацию процессов магмогенерации. Проверка этой идеи, а также оценка вероятного механизма, связывающего столь разнородные геологические процессы, может быть проведена только на основе надежно обоснованной корреляции этих процессов. Наши корреляционные построения основаны на сопоставлении палеоклиматических данных, которые были получены при изучении керн осадков оз. Байкал, и исследовании масштабов, возраста и характера излияний, произошедших в интервале последних 3 млн. лет в пределах Южно-Байкальской вулканической области, а также данных о времени формирования рельефа, согласованных с материалами по геохронологии долинных излияний.

ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ – ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ

Южно-Байкальская вулканическая область представляет собой область позднекайнозойского вулканизма, расположенную к западу от южной оконечности оз. Байкала (рис. 1). Положение области связано с зоной сочленения горных систем Восточного Саяна, Хамардабана и Восточного Сангилены. Новейшие орогенические движения расчленили вулканическую область, поэтому современный ее облик определяют многочисленные фрагменты некогда существенно более крупных лавовых полей, распространенные на площади $350 \times 450 \text{ км}^2$. Вулканические продукты области представлены основными породами повышенной щелочности: гавайитами, калиевыми трахибазальтами, базанитами, тефрофолитами [27, 31]. В отличие от других вулканических областей Центральной Азии Южно-Байкальская характеризуется ярко выраженной структурной сегментацией, определяемой трехлучевой системой грабен – Тункинского, Хубсугульского и Окинско-го. Последний из этих грабен менее известен, чем первые два. Поэтому здесь напомним, что он представляет собой вытянутую в северо-западном направлении и ограниченную разломами внутригорную впадину шириной до 40 км, выполненную мощными (до 250 м) толщами среднемиоценовых – плиоценовых лав [13, 34].

В магматической истории области, продолжающейся более 30 млн. лет, выделяется ряд этапов развития [8, 34]. Формирование области началось (*позднеолигоценый этап*) с проявлений арального вулканизма, доминировавшего в интервале 34–24 млн. лет и приведшего к образованию небольших пространственно обособленных щитовых вулканов, рассредоточенных по всей площади Южно-Байкальской вулканической области. *Раннемиоценовый этап* (23–17 млн. лет) стал эпохой крупных трещинных излияний, сформировавших в хр. Хамардабан лавовое плато, площадь которого составляла $\sim 150 \times 120 \text{ км}^2$ при мощности до 600 м. В *средне-позднемиоценовый этап* (16–6 млн. лет) произошло образование трехлучевой системы грабен (Тункинского, Окинско-го и Хубсугульского), ставших главными магмоконтролирующими структурами области. В это время в пределах грабен возникла большая группа относительно коротко существовавших ($\Delta T < 1$ млн. лет) щитовых вулканов и небольших лавовых плато. *Раннеплиоценовый этап* (6–3 млн. лет) характеризовался очень низкой вулканической активностью. В эту эпоху возникло лишь несколько мелких вулканических полей в пределах Хубсугульского и Окинско-го грабен. *Позднеплиоценовый – голоценовый этап* (<3 млн. лет) стал временем резкой активизации вулканической деятельности, на протяжении которого произошли многочисленные излияния по

периферии вулканической области. В результате этих излияний было сформировано крупное Восточно-Тувинское лавовое нагорье и многочисленные долинные лавовые потоки большой протяженности.

Образование Южно-Байкальской вулканической области связывается с активностью мантийного плюма [34]. В истории плюм-литосферного взаимодействия максимум вулканической активности пришелся на раннемиоценовый этап, когда было сформировано около 10000 км^3 лав, то есть около 80% общего объема вулканических продуктов области. Затем на протяжении среднего-позднего миоцена и плиоцена продуктивность вулканизма понижалась и была сведена до минимума в раннем плиоцене. Резкое усиление вулканической активности, не укладывающееся в общие тенденции ее проявления, пришлось на последний этап (<3 млн. лет) вулканической истории Южно-Байкальской области, когда было излито около 1000 км^3 лав.

На протяжении первой половины существования области (между 34 и 17 млн. лет) взаимодействие плюма и литосферы не сопровождалось процессом рифтогенеза, более того, наиболее крупные в ее истории излияния раннего миоцена не сопровождалось образованием рифтовых структур. Возникновение тройной системы грабен относится к среднему миоцену. Рифтообразование сопровождалось перераспределением центров вулканизма, проявления которого с этого времени в основном были связаны с рифтовыми впадинами. Одновременно процессы рифтогенеза протекали на прилегающих к Южно-Байкальской области территории [33, 35] и, в частности, привели к образованию Байкальской впадины и меридиональной цепи грабен Монголии. Однако, располагаясь за пределами контура вулканической области, эти грабены были амагматичными. В значительной степени это обусловлено геотектонической природой грабен Байкальской рифтовой зоны в целом, определяемой их приуроченностью к западной и северо-западной границам Амурской плиты (см. врезку на рис. 1). Эта плита, как и другие микроплиты, возникла в центральной части Азиатского материка в результате столкновения Евро-Азиатского континента с Индостанским [7, 33, 35]. Формирование границ Амурской плиты происходило при участии сдвиговых перемещений [23], связанных с относительным вращением микроплит. Вызванные ими растяжения по механизму pull-арат стали одной из главных причин грабенообразования. Это, однако, не исключает того, что местоположение литосферного раскола при формировании Амурской плиты предопределялось участками литосферы, ослабленными в результате ее перфорации разломами и магматическими каналами над мантийными плюмами, что, по-видимому, определило прохождение границы пли-

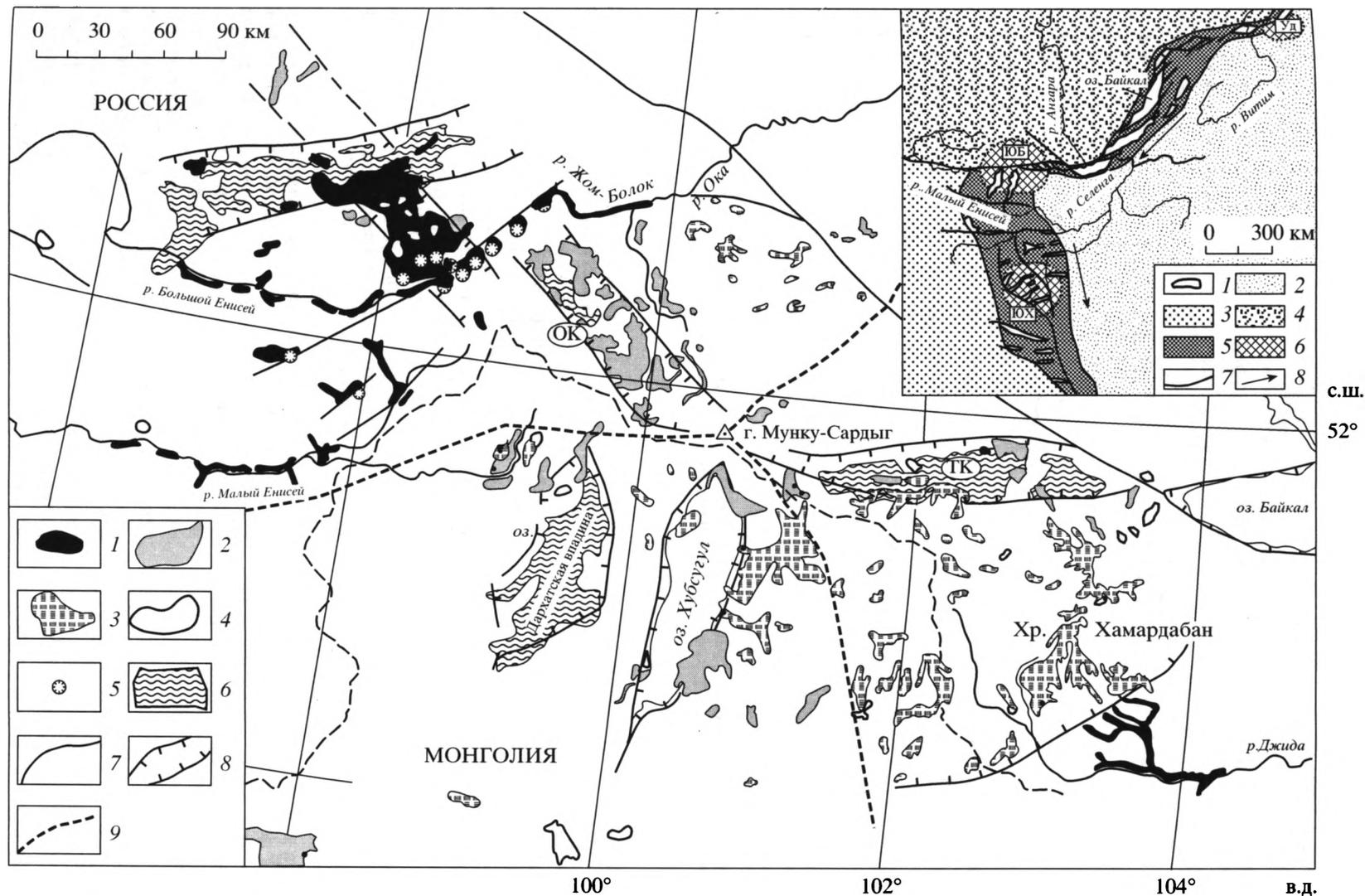


Рис. 1. Схема строения Южно-Байкальской вулканической области

1-4 – вулканические поля: 1 – позднелиоценовые – плейстоцен-голоценовые (<3 млн. лет), 2 – средне-позднемиоценовые–плиоценовые (3–16 млн. лет), 3 – раннемиоценовые (17–23 млн. лет), 4 – позднеолигоценые (>23 млн. лет); 5 – вулканы; 6 – верхнекайнозойские отложения; 7 – разломы; 8 – грабены и сбросы; 9 – границы секторов вулканической области. Буквы в овалах – вулканотектонические структуры: ТК – Тункинский грабен, ОК – Окинский грабен.

На врезке показано положение Южно-Байкальской вулканической области в системе позднекайнозойских литосферных микроплит Центральной Азии. Эшелонированный характер распределения грабенов свидетельствует о сдвиговом контроле их формирования

1 – грабены; 2-4 – микроплиты по [7]: 2 – Амурская, 3 – Монгольская, 4 – Сибирская; 5 – пояс грабенов Байкальской рифтовой системы; 6 – проекции горячих точек мантии (ЮБ – Южно-Байкальской, ЮХ – Южно-Хангайской, Уд – Удоканской); 7 – разломы; 8 – направления сдвиговых перемещений

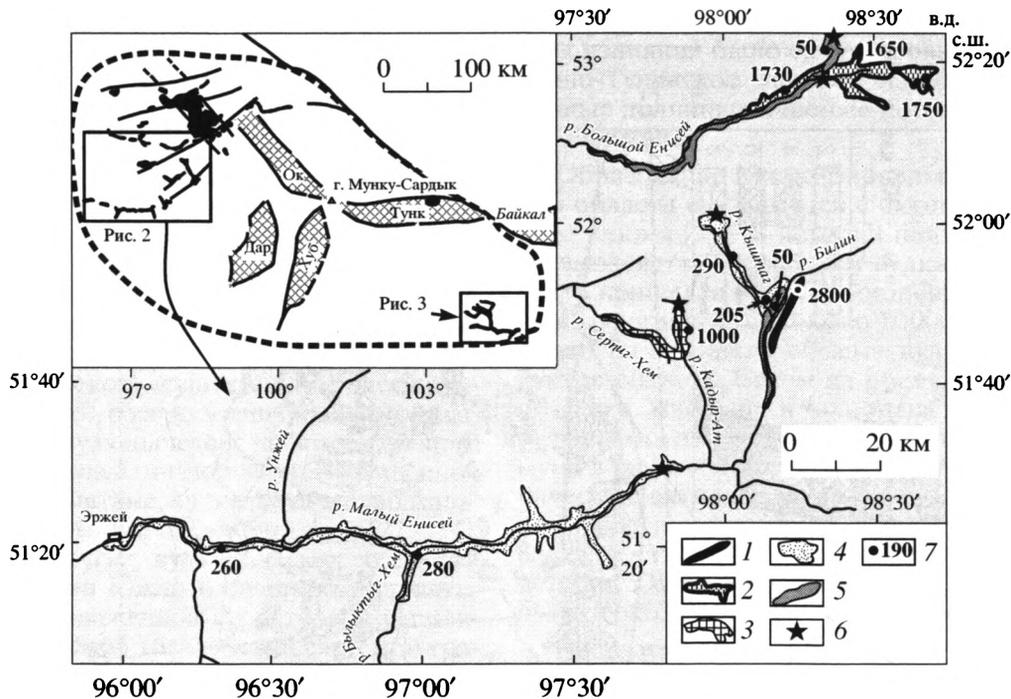


Рис. 2. Схема размещения долинных лавовых потоков в бассейне верховьев рек Большой и Малый Енисей, по [32]. На врезке указано положение районов развития лавовых рек в строении Южно-Байкальской вулканической области 1–5 – лавовые потоки с возрастом (в тыс. лет): 1 – ~2800, 2 – 1650–1750, 3 – ~1000, 4 – 190–290, 5 – ~50; 6 – вулканические аппараты; 7 – места отбора проб и их возраст в тыс. лет.

На врезке показаны: пунктирным контуром – границы Южно-Байкальской вулканической области; черными полями – районы вулканизма с возрастом <3 млн. лет; косой клеткой выделены грабены: Ок – Окинский, Тунк – Тункинский, Хуб – Хубсугульский, Дар – Дархатский.

ты через Южно-Байкальскую, Южно-Хангайскую и Удоканскую горячие точки (см. врезку на рис. 1).

Одним из результатов взаимодействия внутриконтинентальных микроплит стало образование гор вдоль западной, северо-западной и северной границ Амурской плиты. Территория Южно-Байкальской вулканической области была охвачена этими процессами в конце позднего кайнозоя, когда в ее пределах возникла горная система хребтов Восточного Саяна, Восточной Тувы и Хамардабана. Горообразование стало важным рубежом в позднекайнозойской истории региона, на что давно обращали внимание разные исследователи, выделявшие в позднекайнозойской истории региона две стадии – раннеорогенную, или протобайкальскую, и необайкальскую, связанную, прежде всего, с ростом гор [25].

ФОРМИРОВАНИЕ ГОРНОЙ СИСТЕМЫ ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ И ЕЕ ОТРАЖЕНИЕ В ДОЛИННЫХ ИЗЛИЯНИЯХ

Одним из ключевых моментов в расшифровке геологических процессов в регионе в конце позднего кайнозоя является определение времени го-

рообразования в пределах Южно-Байкальской области. Нижним возрастным ограничением при этом служат данные о том, что, по крайней мере, до середины плиоцена в пределах области формировались преимущественно изометричные по форме лавовые поля, указывающие на отсутствие директивных направлений в рельефе [32]. С конца плиоцена преобладающими формами излияний стали долинные, свидетельствующие о появлении расчлененного рельефа и о возникновении крупного свода, контролировавшего процессы рельефообразования [32, 34]. Нами были проведены специальные геологические и геохронологические исследования большинства долинных потоков Южно-Байкальской вулканической области, результаты которых позволяют оценить время горообразования и определить положение центра роста гор. Выделяются два района развития “лавовых рек”, расположенных на противоположных сторонах горной системы. Один из них связан с бассейном верховьев рек Большого и Малого Енисея, имеющих сток в западном направлении, другой – с бассейном левобережья верхнего течения р. Джиды, открывающимся в юго-восточном и восточном направлениях.

Бассейн верховьев рек Большого и Малого Енисея (рис. 2). В верховьях Большого Енисея на-

Таблица 1. Результаты К-Аг датирования долинных лавовых излияний в Южно-Байкальской вулканической области

№	№ пробы	Порода	Лавовые потоки в долинах	Место отбора проб		К, мас. %	⁴⁰ Аг _{град} (нг/г)	Возраст (±1.6σ), тыс. лет
				широта, °с.ш.	долгота, °в.д.			
Лавовые реки бассейна р. Большой Енисей								
1.	ПР-4/2	базанит	Верхней части р. Большой Енисей (верхняя лавовая терраса)	52°20.67'	98°27.88'	1.68	0.204	1750 ± 100
2.	БЕ-1/18	базальт	Верхней части р. Большой Енисей (верхняя лавовая терраса)	52°14.76'	98°05.88'	0.8	0.096	1730 ± 150
3.	ПЛ-2/5	базальт	Верхней части р. Большой Енисей (верхняя лавовая терраса)	52°18.55'	98°41.33'	1.05	0.120	1650 ± 130
4.	УА-1/5	базанит	р. Большой Енисей (нижняя лавовая терраса)	52°22.32'	98°20.88'	1.68	0.0056	50 ± 20
Лавовые реки бассейна р. Малый Енисей								
5.	БЛ-4	гавайит	р. Билин (верхняя лавовая терраса)	51°52.72'	98°15.28'	1.42	0.27	2800 ± 200
6.	БЛ-2/3	гавайит	р. Кадыр-Ат	51°47.47'	97°53.00'	1.57	0.109	1000 ± 100
7.	БЛ-1/3	гавайит	р. Кыштаг	51°54.72'	98°03.53'	1.07	0.022	290 ± 70
8.	БЛ-3/1	гавайит	р. Кыштаг	51°51.22'	98°09.83'	1.49	0.020	205 ± 50
9.	МЕ-1/10	гавайит	р. Малый Енисей	51°19.50'	96°58.89'	1.25	0.024	280 ± 60
10.	МЕ-1/5	базальт	р. Малый Енисей	51°19.67'	96°20.75'	1.45	0.026	260 ± 60
11.	БЛ-3/2	гавайит	р. Билин (нижняя лавовая терраса)	51°50.87'	98°12.33'	1.20	0.0042	50 ± 30
Лавовые реки бассейна р. Джиды								
12.	СГ-2/4	гавайит	р. Сангина – р. Хамней	50°49.05'	103°41.91'	1.3	0.25	2800 ± 250
13.	СГ-1/5	гавайит	р. Сангина – р. Хамней	50°47.79'	103°34.86'	1.36	0.29	3100 ± 250
14.	ДЖ-14/4	гавайит	р. Мыла – р. Хамней	50°45.59'	103°20.36'	1.8	0.39	3150 ± 250
15.	ДЖ-14/3	гавайит	р. Мыла – р. Хамней	50°45.48'	103°21.06'	1.62	0.32	2850 ± 250
16.	ДЖ-14/5	гавайит	р. Мыла – р. Хамней	50°41.64'	103°28.24'	1.49	0.27	2600 ± 200
17.	ХМ-1/1*	гавайит	Приустьевая часть р. Мыла			1.36	0.284	3030 ± 370
18.	ХМ-1/16*	гавайит	Приустьевая часть р. Мыла			1.44	0.265	2670 ± 310
19.	ДХ-4/8	гавайит	р. Дархинтуй – низовья р. Хамней	50°38.49'	103°26.54'	1.31	0.20	2250 ± 200
20.	ДХ-5/9	гавайит	р. Дархинтуй – низовья р. Хамней	50°30.31'	103°44.71'	1.50	0.20	1900 ± 150
21.	ДЖ-14/1	гавайит	р. Джиды	50°23.93'	104°09.39'	1.30	0.12	1300 ± 120
22.	ДЖ-14/9	гавайит	р. Джиды	50°27.63'	104°21.40'	1.49	0.13	1260 ± 110
23.	ДХ-4/1	базанит	р. Хобол	50°37.27'	103°14.63'	2.62	0.22	1200 ± 100
24.	ХЦ-3/1	базанит	р. Хурай-Цакир	50°28.30'	103°26.04'	2.15	0.086	580 ± 80

Исследования выполнены в ИГЕМ РАН на масс-спектрометрическом комплексе по методике [5].

* Анализ проб выполнен в ИГХ СО РАН, аналитик В.Н. Смирнов.

ми выявлены две генерации долинных потоков. Ранняя из них, прослеженная на расстоянии более 40 км, представлена останцами высокой террасы (до 500 м над уровнем тальвега), фрагменты которых сохранились в бортах современной глубоковрезанной долины р. Большой Енисей. Терраса сложена лавовыми потоками, общая мощность которых достигает 300 м и более. Возраст этих долинных потоков оценивается в интервале 1750–1650 тыс. лет (табл. 1, № 1–3). Вторая генерация долинных излияний формирует современное основание долины р. Большой Енисей и прослеживается на расстоянии более 100 км. “Лавовая ре-

ка” обтекает ледниковые морены, местами на поверхности лав залегают маломощные отложения позднейшего оледенения. Вулканическая толща приплена узкими каньонами на глубину до 50 м, однако основание ее не вскрыто. Возраст лав оценивается в 50 тыс. лет (см. табл. 1, № 4).

В бассейне р. Малый Енисей (см. рис. 2) выделяется ряд разновозрастных долинных потоков. Наиболее древний из них установлен в среднем течении р. Билин в районе устья р. Кыштаг. Останцы лавовой толщи имеют мощность до 20–30 м и сохранились на высоких террасах, подверженных значительной ледниковой экзарации. Ла-

вы залегают на породах раннего палеозоя, образующих здесь основание палеодолины, в настоящее время возвышающееся примерно на 150 м над уровнем русла р. Билин. Возраст этих излияний оценивается в 2.8 млн. лет (см. табл. 1, № 5).

Следующими по времени формирования стали долинны лавовые потоки в междуречье верховьев рек Кадыр-Ат и Серлиг-Хем. Лавовое поле широкой лентой протяженностью более 20 км прослеживается через пологий в этом месте современный водораздел Большого и Малого Енисея, фиксируя древнее верховье р. Серлиг-Хем. Перехват его более молодой долиной р. Кадыр-Ат произошел относительно недавно. Поэтому лавовая толща прорезана новым руслом весьма незначительно (<20 м). Возраст этих долинных потоков оценивается в 1 млн. лет (см. табл. 1, № 6).

Крупные долинны излияния произошли около 270 тыс. лет назад, когда в долине Малого Енисея сформировалась одна из крупнейших "лавовых рек". Ее потоки прослеживаются на расстоянии 170 км. Лавы залегают на цокольной террасе, высотой около 10–20 м. Мощность лавовой толщи изменяется от 350 м вблизи центра излияний, фиксируемого крупным шлаково-лавовым конусом, до 10–15 м на окончании лавовой реки вблизи пос. Эржей. Результаты К-Аг датирования лав по пробам, отобраным из удаленных один от другого участков "лавовой реки", показывают практически один и тот же (в пределах погрешности) возраст – 280 ± 60 и 260 ± 60 тыс. лет (см. табл. 1, № 7, 8).

Близкими к ним по возрасту стали излияния в долине р. Кыштаг (правый приток р. Билин). Здесь лавовые потоки прослеживаются на расстоянии более 30 км от верховьев реки до ее выхода в широкую долину р. Билин, где лавы растекаются на площади более 20 км². Возраст пород определен по двум пробам (290 ± 70 тыс. лет и 205 ± 50 тыс. лет), что в пределах аналитической погрешности позволяет оценить время формирования толщи между 255 и 220 тыс. лет.

Наиболее молодыми лавовыми образованиями в бассейне р. Малый Енисей являются долинны потоки, берущие начало от района устья р. Кыштаг и прослеживающиеся вниз по р. Билин на расстоянии более 40 км. В верхней части "лавовой реки" ее лавовые потоки вложены в толщу пород Кыштагского лавового поля и, подобно последним, подвержены сильной ледниковой экзарации, стершей морфологические различия между этими лавовыми реками. Тем не менее породы обеих "лавовых рек" легко различаются по петрографическому составу: Кыштагские лавы, как отмечалось, порфиновые, лавы Билинского потока существенно афировые и содержат лишь мелкие вкрапленники оливина. Лавы Билинского потока вскрыты руслом р. Билин всего на 20–30 м, что свидетельствует о невысоком уровне эрозии и, следовательно, об относительной молодости

лав. К-Аг возраст пород оценивается в 50 ± 30 тыс. лет (см. табл. 1, № 11) и, таким образом, подтверждает этот вывод.

В бассейне левобережья верхнего течения р. Джида известен ряд протяженных долинных лавовых потоков, распространенных на площади ~3000 км² (рис. 3). Наиболее древние долинны излияния здесь произошли около 3 млн. лет назад и привели к формированию лавовых потоков по долинам рек Мыла-Хамней и Сангина-Хамней протяженностью более 40 и 50 км соответственно. Ширина лавовых долин варьирует от 1 до 4 км. Лавовые толщи прорезаны современными руслами рек на разную глубину. Так, в верхней части долины р. Мыла у пос. Баян-гол речной долиной вскрыты лишь верхние 25–50 м лавовой толщи. Величина вреза увеличивается вниз по долине и достигает в устье ее части 150 м, где вскрываются породы основания лавовой толщи. В лавовой долине Сангина-Хамней речной врез достигает цоколя лавового пакета уже в средней части лавовой реки, но практически не углубляется в него. Строение толщи, как и в долине р. Мыла, определяет серия (более 20) лавовых потоков, общая мощность которых достигает 200 м. Возраст пород, установленный по ряду определений, варьирует от 2.8 до 3.1 млн. лет ("лавовая река" Сангина-Хамней, см. табл. 1, № 12, 13) и от 2.6 до 3.15 млн. лет ("лавовая река" Мыла, см. табл. 1, № 14–18). В пределах ошибки определений эти вариации совпадают. Нами не были обнаружены следы размыва внутри лавовой толщи или наличие межбазальтовых линз осадочных пород, которые могли бы указывать на значительные возраст перерывы в излияниях. Среднее значение датировок соответствует ~2.9 млн. лет, и оно принято нами в качестве возраста этих лавовых потоков.

Следующими по времени формирования стали излияния в долине р. Дархинтуй – нижнее течение р. Хамней, заполнившие речные долины лавовым покровом шириной около 2 км на протяжении более 60 км. Поверхность "лавовой реки" образует террасу, высота которой меняется от 10 м в районе ее истока у пос. Дархинтуй до 40–50 м в нижней части долины Дархинтуя. Более глубокий врез наблюдается лишь в нижней части долины Хамнея, где лавовая толща вскрыта каньоном на глубину около 110 м и тем не менее не обнажена полностью. В соответствии с данными К-Аг датирования пород возраст излияний в долине Дархинтуя (см. табл. 1, № 19, 20) составляет около 2 млн. лет.

Одна из наиболее эффектных "лавовых рек" возникла около 1.3 млн. лет (см. табл. 1, № 21, 22) назад в связи с излияниями в долине р. Джида. Отвечающее ей лавовое поле заполнило долину по всей ее ширине (2–4 км) на протяжении более 60 км. Лавовая толща вскрыта руслом р. Джида на глубину до 100 м, однако основание ее нигде не

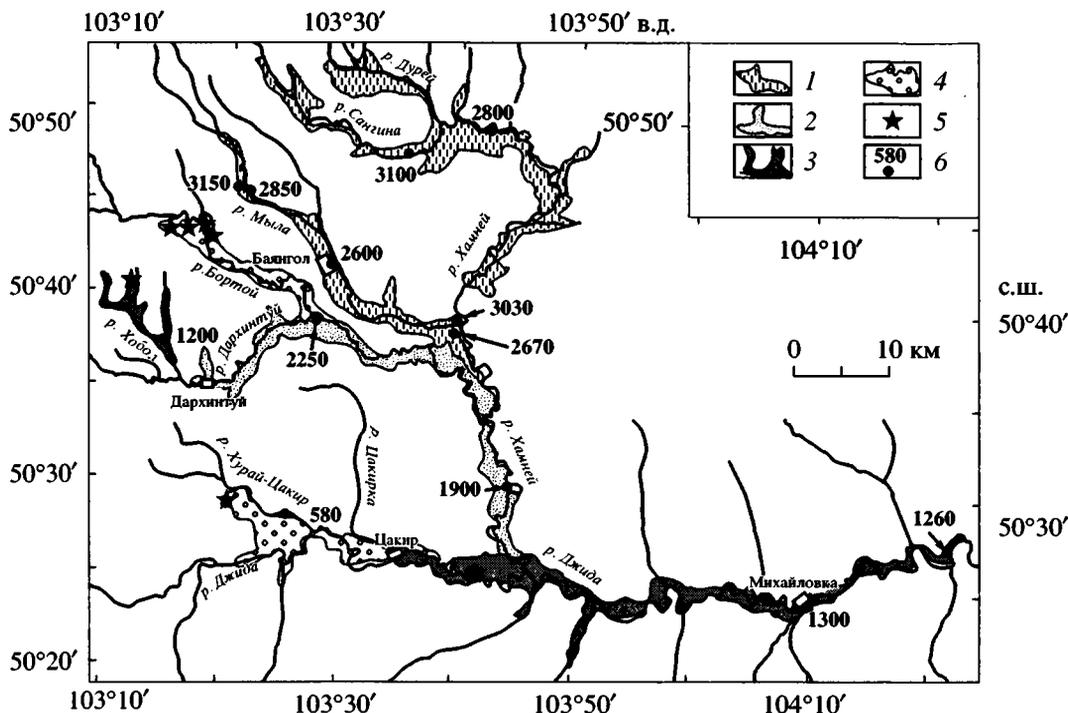


Рис. 3. Схема размещения долинных лавовых потоков в бассейне левобережья верхнего течения реки Джиды, по [32]. Положение района показано на врезке рис. 2

1–4 – лавовые потоки с возрастом (в тыс. лет): 1 – ~2600–3150, 2 – 1900–2250, 3 – ~1200–1300, 4 – ~600; 5 – вулканические аппараты; 6 – места отбора проб и их возраст в тыс. лет

обнажается, что свидетельствует о еще большей ее мощности.

Близкими по возрасту к джидинским стали излияния базанитов по долине р. Хобол. Эта “лавовая река” берет начало от вулкана, расположенного в водораздельной части бассейнов рек Дархинтуй и Бортой. Она имеет протяженность около 10 км при небольшой (~30–40 м) общей мощности. Возраст ее лав оценивается в 1.2 млн. лет (см. табл. 1, № 23). По составу и, в частности, по обилию мантийных ксенолитов, хобольские лавы обычно сопоставляются с лавами Бортойских вулканов [1, 30]. Формирование последних происходило в два этапа: около 1.17 и около 0.8 млн. лет назад [17, 18, 19, 30]. Очевидно, что лавы Хобольских вулканов по времени согласуются с ранними излияниями в долине Бортой.

Наиболее поздними в бассейне р. Джиды стали лавовые излияния по долине р. Хурай-Цакир. Здесь лавовые потоки прослеживаются от крупного шлакового конуса вниз по долине реки и затем далее по долине р. Джиды на расстоянии более 30 км при ширине лавового поля до 4 км. Речной врез в лавовую толщу относительно незначительный. Максимальной величины (около 30 м) он достигает в долине р. Джиды, где обнажены верхние потоки лавовой толщи, однако основание ее располагается ниже современного

днища долины. Возраст лавовых потоков оценен в 0.58 млн. лет (см. табл. 1, № 24), что в целом согласуется с данными [30].

В соответствии с приведенными данными долинными потоками являются отличительной формой лавовых излияний в последние 3 млн. лет истории Южно-Байкальской вулканической области. Общая протяженность возникших в это время “лавовых рек” составляет не менее 850 км, а общий объем их лав оценивается в ~170 км³ лав. Распределение лавовых потоков согласуется с современной орографией, что указывает на формирование основных черт последней к моменту излияний и на то, что центр горной системы совпадал с современным ее центром, отвечающим району сочленения хребтов Восточного Саяна и Хамардабана. По-видимому, базис эрозии горной системы слабо изменился после ее формирования, однако, несомненно, что формирование рельефа, связанное с углублением речных долин в центре области, продолжается и в настоящее время. Так, в бассейне р. Джиды ложе современных рек практически нигде не углубляется ниже тальвега древних долин, вмещающих лавовые толщи с возрастом ~2.9 млн. лет. В долине р. Билин лавовые потоки того же возраста располагаются на высоте более 150 м над уровнем реки, а в верховьях р. Большого Енисея основание долинных потоков с возрастом 1.7 млн. лет поднимается на высоту до 500 м

над современным ее руслом. Эти различия связаны с разным положением районов вулканизма в пределах горной системы хребтов Саяна и Хамардабана. Джидинский ареал расположен вблизи южного подножья этой системы, поэтому формирование профиля равновесия речных долин завершилось здесь достаточно быстро, по-видимому, вскоре после образования, по крайней мере, хр. Хамардабан. Точно так же долина р. Малого Енисея, располагающаяся в западной краевой части горной системы, незначительно (~10–20 м) углубила русло относительно его тальвега, существовавшего ~270 тыс. лет назад. Бассейн р. Билин расположен в промежуточной зоне горной системы, а бассейн верховьев р. Большого Енисея вблизи ее наиболее приподнятой части. Очевидно, что в последних районах активное развитие речных долин продолжается до настоящего времени, что, в свою очередь, свидетельствует о молодом возрасте горообразования. Отсутствие следов значительных долинных излияний в более ранние этапы формирования Южно-Байкальской вулканогенной области указывает на возникновение горной

системы непосредственно перед началом позднеплиоценовой – плейстоценовой активизации вулканизма в регионе, то есть ~3 млн. лет назад.

ВАРИАЦИИ КЛИМАТА И ИХ ФИКСАЦИЯ В СОСТАВЕ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ оз. БАЙКАЛ

Становление современной орографии региона в последние ~3 млн. лет происходило на фоне глобальных изменений климата, характеризовавшихся режимом чередующихся теплых и холодных эпох [12, 13]. Климатические изменения в контрастном виде проявились в молодых горных сооружениях Южной Сибири и, в частности, в Прибайкалье, в горах которого давно уже установлены следы неоднократных оледенений. Наиболее яркие подтверждения вариаций климата в регионе в диапазоне последних нескольких миллионов лет были получены при изучении керн донных отложений оз. Байкал [14, 15]. Максимально информативными в этом отношении стали керны буровых скважин ВДР-96 и ВДР-98 длиной 200 и 600 м с Академического хребта, которые вскрыли разрез, охватывающий интервал времени около 8 млн. лет [15].

Эти скважины вскрыли отложения (до 600 м), сложенные тонкозернистыми илами, которые имеют ритмичное строение, где слои, обогащенные диатомовыми створками, чередуются со слоями, сложенными плотными терригенными глинами [15, 20]. Было установлено, что илы с большим содержанием остатков диатомовых водорослей формировались в теплые межледниковые периоды, а в холодное ледниковое время откладывались плотные терригенные глины, практически лишенные диатомовых [3, 14–16]. Глинистые прослойки часто содержат грубый обломочный материал (гравий, гальку и валуны), который интерпретируется как продукт айсбергового разноса [9, 46, 45, 49] и указывает на интенсивность оледенений в горном обрамлении Байкала. Спектральный анализ записей биогенного кремнезема в осадках Байкала выявил циклы в 23, 41 и 100 тыс. лет в распределении по разрезам диатомовых илов и глин [14, 15, 19, 39, 58], которые соответствуют орбитальным частотам вращения Земли вокруг Солнца и которые проявляются в морских изотопных и во всех длинных палеоклиматических записях. Эти данные показывают, что распределение биогенного кремнезема, а, соответственно, и остатков диатомов в осадках Байкала обусловлено климатическими изменениями.

Осадочные разрезы озера характеризуются цикличностью распределения не только биогенного кремнезема и диатомовых, но также целого ряда петрогенных и редких элементов [19, 44], петрофизических характеристик осадков [12, 19, 39, 52, 53] и состава ряда минералов, в первую оче-

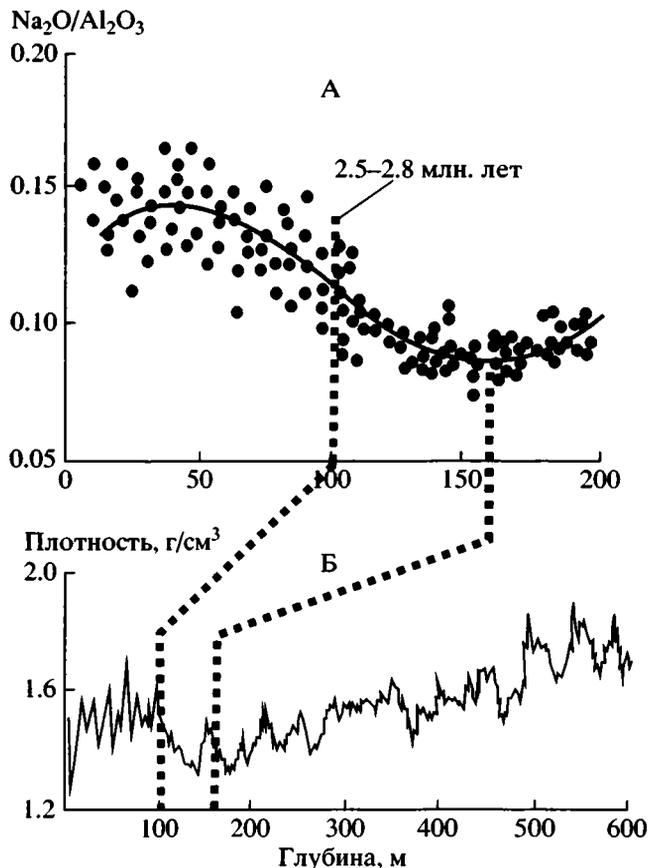


Рис. 4. Вариации состава (А) и плотности (Б) осадков в керне ВДР-96, фиксирующие смену теплого периода в развитии климата на холодный в интервале 2.8–2.5 млн. лет, по [13, 19].

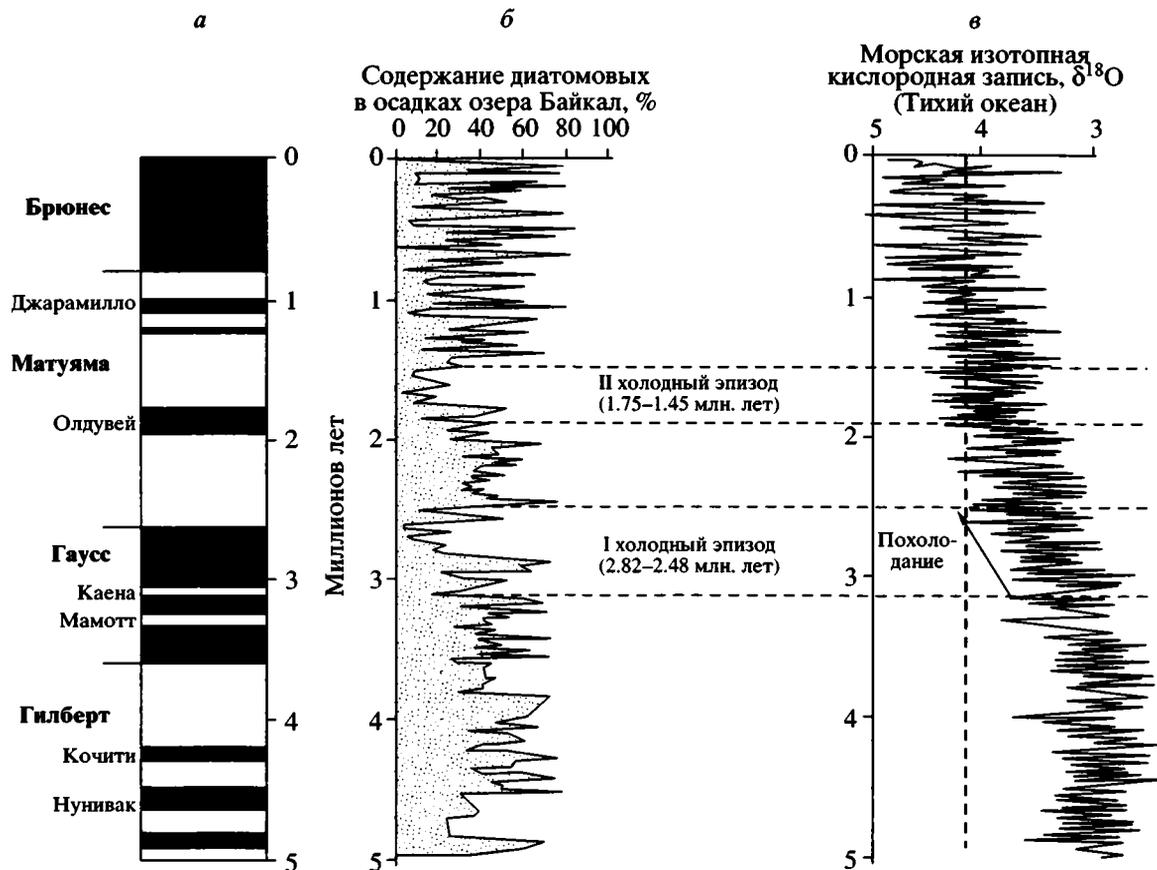


Рис. 5. Корреляция байкальской диатомовой записи с морской изотопной кислородной записью из Тихого океана, по [10]: *a* – магнито-стратиграфическая шкала для позднего кайнозоя, *б* – байкальская запись изменения содержания створок диатомовых в осадках озера, *в* – сводная морская изотопно-кислородная запись, отражающая изменение объемов глобального льда на Земле (увеличение сигнала записи отвечает увеличению объемов льда и похолоданию)

Вертикальная штриховая линия разделяет поля относительно теплых эпох (правое поле) и относительно холодных, характерных для ледниковых периодов (левое поле). Переход к климату, подобному современному, произошел в интервале 3.1–2.5 млн. лет, в интервале 1.9–1.5 млн. лет была пересечена линия перехода, ознаменовавшая вступление Земли в череду ледниковых периодов.

редь, глинистых [20, 21, 31, 59]. Состав осадков в холодные и теплые эпохи определяется особенностями процессов выветривания коренных пород в водосборном бассейне Байкала. Гольдберг Е.А. с коллегами [5] показали, что выделяются “холодные” и “теплые” элементы. К “холодным” элементам относятся щелочные (Rb) и щелочноземельные (Ba) элементы. Эти элементы связаны с полевошпатовой частью гранитоидных и гранито-гнейсовых пород, преимущественно распространенных в водосборном бассейне Байкала. Нами было показано [9, 20, 21, 49], что в холодные периоды преобладает физическое выветривание, когда ледники раздавливают и истирают коренные породы. Тонкозернистая фракция этих разрушенных пород с талыми ледниковыми водами поступает во взвешенном состоянии в Байкал и оседает на дне, формируя тонкие плотные терригенные глины, увеличивая в результате плотность осадков в верхних частях разреза скв. BDP-98 [40]. В этих осадках

отмечаются повышенные содержания K, Na и особенно Al_2O_3 – основных элементов калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза [21]. В теплые периоды, когда преобладает химическое выветривание, полевые шпаты разрушаются в первую очередь и слагающие их элементы в значительной степени попадают в раствор и могут оседать на почвенных геохимических барьерах. На рис. 4 приведен пример документации одного из наиболее крупных климатических рубежей в новейшей истории региона [15, 21]. Так, в керне буровой скважины BDP-96 длиной 200 м на глубине около 100–150 м, отвечающей рубежу около 2.5–2.8 млн. лет, отмечается резкое изменение в составе осадков величины Na_2O/Al_2O_3 (см. рис. 4, А), отвечающее смене в осадках продуктов химического выветривания на продукты физического выветривания. С этого рубежа также увеличивается плотность осадков (см. рис. 4, Б), обусловленная возрастанием доли плотного глинистого материа-

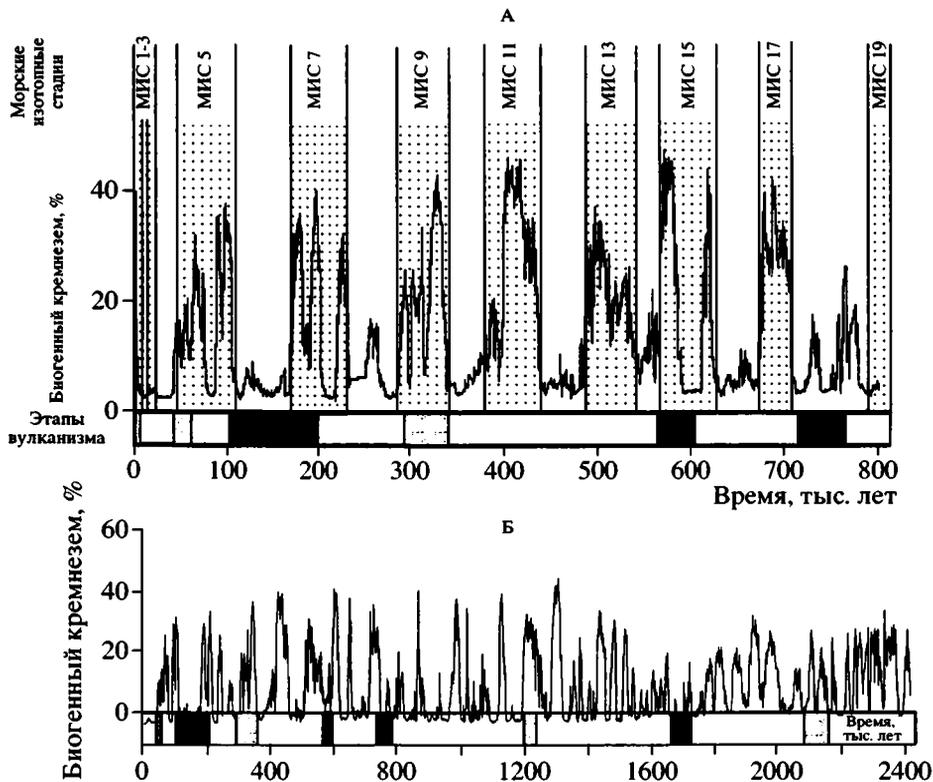


Рис. 6. Корреляция в пределах эпохи Брунес (А) и в пределах последних 2.5 млн. лет (Б) байкальской палеоклиматической записи, составленной на основе данных о распределении биогенного кремнезема в керне донных осадков, морских изотопных стадий и проявлений внутриледникового (черные интервалы) и межледникового (серые интервалы) вулканизма, по [36]

ла в наиболее молодых отложениях. Эти изменения отвечают смене теплого периода в развитии климата региона на холодный с периодическим возникновением горных ледников.

На рис. 5 приведена корреляция распределения количества диатомовых в скважине BDP-96 с морской изотопной кислородной записью из Тихого океана [9]. На кривых распределение выделяется два минимума содержания диатомовых, которые связываются со значительными похолоданиями. Более ранний из них пришелся на интервал 2.82–2.48 млн. лет. Еще раз подчеркнем, что этот рубеж характеризуется появлением в байкальских осадках первых ледниковых глин [15]. Это хорошо видно на графике (см. рис. 4) по увеличению плотности осадков вверх по разрезу скважины. Более поздний минимум отвечает возрасту 1.75–1.45 млн. лет (см. рис. 5). Оба минимума хорошо согласуются с глобальными похолоданиями, зафиксированными во многих морских и континентальных палеоклиматических записях и выраженных изменениями в составе флоры и фауны. Так, первое похолодание коррелируется с наиболее ранним в северном полушарии оледенением – претигеном [10, 20]. Следует заметить, что с этим интервалом также связано начало форми-

рования лессовых отложений в Китае [42, 43, 48] и накопление осадков с элементами айсбергового разноса в Атлантическом и Тихом океанах [50, 57]. Считается, что все эти изменения связаны с поднятием Тибетского плато и Гималаев и возникновением ледников на их вершинах, что, в свою очередь, изменило воздушную циркуляцию в северном полушарии и привело к значительному похолоданию [55, 56]. Определенный вклад в изменение климата в Центральной Азии внесли орогенические процессы, приведшие к росту гор, в том числе и в Южно-Байкальской вулканической области, и образованию горных ледников. Эти процессы отражены в составе донных отложений оз. Байкал и основанных на них палеоклиматических записях и, как будет показано ниже, в морфологических особенностях лав, излившихся на протяжении последних 3 млн. лет.

Наиболее детальное согласование байкальской и морской палеоклиматических записей получено для эпохи Брунес, охватывающей последние 800 тыс. лет [10, 47, 54] (рис. 6, А). В разрезе байкальских осадков этой эпохи установлено чередование 10 богатых и 9 бедных остатками диатомовых интервалов разреза. В морской палеоклиматической изотопно-кислородной записи этим

интервалам соответствуют морские изотопные стадии, или МИС, – 10 теплых (нечетных) и 9 холодных (четных). Некоторые из холодных эпизодов эпохи Брюнес сопоставляются с ледниковыми эпохами, и можно было бы ожидать, что все они соответствуют таковым. Однако геологическими методами удалось определить не более четырех оледенений в горном окружении Байкала, что обусловлено преобладанием относительных методов расчленения продуктов разновозрастных ледниковых эпох [2].

ВУЛКАНИЗМ ВОСТОЧНО-ТУВИНСКОГО ЛАВОВОГО НАГОРЬЯ КАК ИНДИКАТОР КЛИМАТИЧЕСКИХ ВАРИАЦИЙ В ГОРНОМ ОБРАМЛЕНИИ оз. БАЙКАЛ

Восстановленная летопись климатических изменений позволила поставить вопрос о соответствии похолоданий, отраженных в составе донных отложений, реальным ледниковым событиям. Однако такое сопоставление столкнулось с проблемой количества реально зафиксированных фаз оледенения, а также датирования этих фаз. Существующие сложности связаны с относительным датированием отдельных оледенений, а также плохой сохранностью следов древних оледенений и их уничтожением позднейшими ледниковыми процессами. Определенную ясность в эту проблему вносит рассмотрение в качестве индикатора внутрiledниковых и внеледниковых излияний вулканических продуктов Восточно-Тувинского лавового нагорья, сформировавшегося вблизи центральной части горной системы [37].

Здесь коротко напомним, что Восточно-Тувинское лавовое нагорье расположено в междуречье верхнего течения рек Большой Енисей и Хамсара и структурно связано с Азасским грабеном [6, 22]. Площадь лавового чехла этого поля составляет около 2000 км², мощность лавового пакета достигает 1000 м, а общий объем вулканических продуктов оценивается не менее чем в 700 км³. В строении лавового нагорья выделяются: а) лавовое плато и б) столовые вулканические горные массивы, которые венчают лавовое плато и отвечают сильно эродированным центральным вулканам (рис. 7). Кроме того, в долинах, прорезающих лавовое плато, прослеживаются лавовые реки, возникшие в ходе долинных излияний и рассмотренные нами выше. Все эти образования еще со времен С.В. Обручева [26, 28] и более поздних работ [6, 22] описывались в рамках трех толщ – нижней лавовой (плиоценовой), средней туфовой (позднеплиоценовой–раннеплейстоценовой) и верхней лавовой (среднеплейстоценовой). При этом оценки возрастного положения толщ опирались преимущественно на геоморфологические данные [6, 22]. Исследования, выполненные нами [37], выявили два важных обстоятельства. Во-первых, они по-

казали, что развитие вулканизма было многоимпульсным и практически не прерывалось на протяжении последних 2 млн. лет и, во-вторых, что выделявшиеся в пределах лавового нагорья туфовые образования таковыми не являются и отвечают совершенно иному типу кластических вулканических пород – преимущественно гиалокластитам, на что еще в 60-х годах прошлого столетия обращал внимание М.Г. Гроссвальд [6]. В частности, было показано, что в истории лавового нагорья образование обычных лав с характеристиками субаэрального происхождения и гиалокластитов чередовалось, свидетельствуя тем самым о разных условиях излияний, о чем будет сказано ниже. Здесь напомним хронологию и самые общие характеристики разных фаз излияний в истории лавового плато. Выделяются следующие фазы вулканической активности (табл. 2), по [37]:

Позднеплиоценовая фаза – время трещинных излияний, сформировавших лавовое плато Азасского грабена. Плато возникло в пределах территории с расчлененным рельефом, поэтому мощность лавовой толщи варьирует в широких пределах и достигает 500 м при средней ее величине около 200 м. Общий объем излияний составил >400 км³. Возраст платоизлияний оценивается в ~2.1 млн. лет.

Раннеэоплейстоценовой фазе отвечают рассмотренные выше долинные излияния по р. Большой Енисей с возрастом между 1.65 и 1.75 млн. лет, общий объем которых, по-видимому, превышал нескольких десятков кубических километров. Важной особенностью пород этого времени, отличающей их от лав плато, стали потоки стекловатых лав, разбитых контракционными трещинами на небольшие (до 20–30 см) остроугольные фрагменты, и сопровождающие их горизонты, прослои и линзы гиалокластитов.

Среднеэоплейстоценовой фазе соответствуют останцы, по-видимому, небольшого щитового вулкана, сохранившиеся после ледниковой абразии на поверхности лавового плато (см. рис. 7). Мощность этой толщи достигает 120 м, К-Аг возраст составляет 1.2 млн. лет [37].

В начале раннего неоплейстоцена (725–760 тыс. лет) произошло формирование вулкана Дерби-Тайга (см. рис. 7). Этот вулкан возвышается над лавами плато на 600–700 м, занимает площадь более 50 км² и имеет объем >25 км³. Строение всей нижней части вулкана Дерби-Тайга (более 90% общего объема) определяют вулканокласты – гиалокластиты, шаровые лавы, лахары, продукты размыва вулканических пород. Эти породы слагают основной объем вулкана, наблюдаемая их мощность составляет более 550 м. Вверх по разрезу они с переслаиванием сменяются маломощной (50–70 м) серией лавовых потоков сильно по-

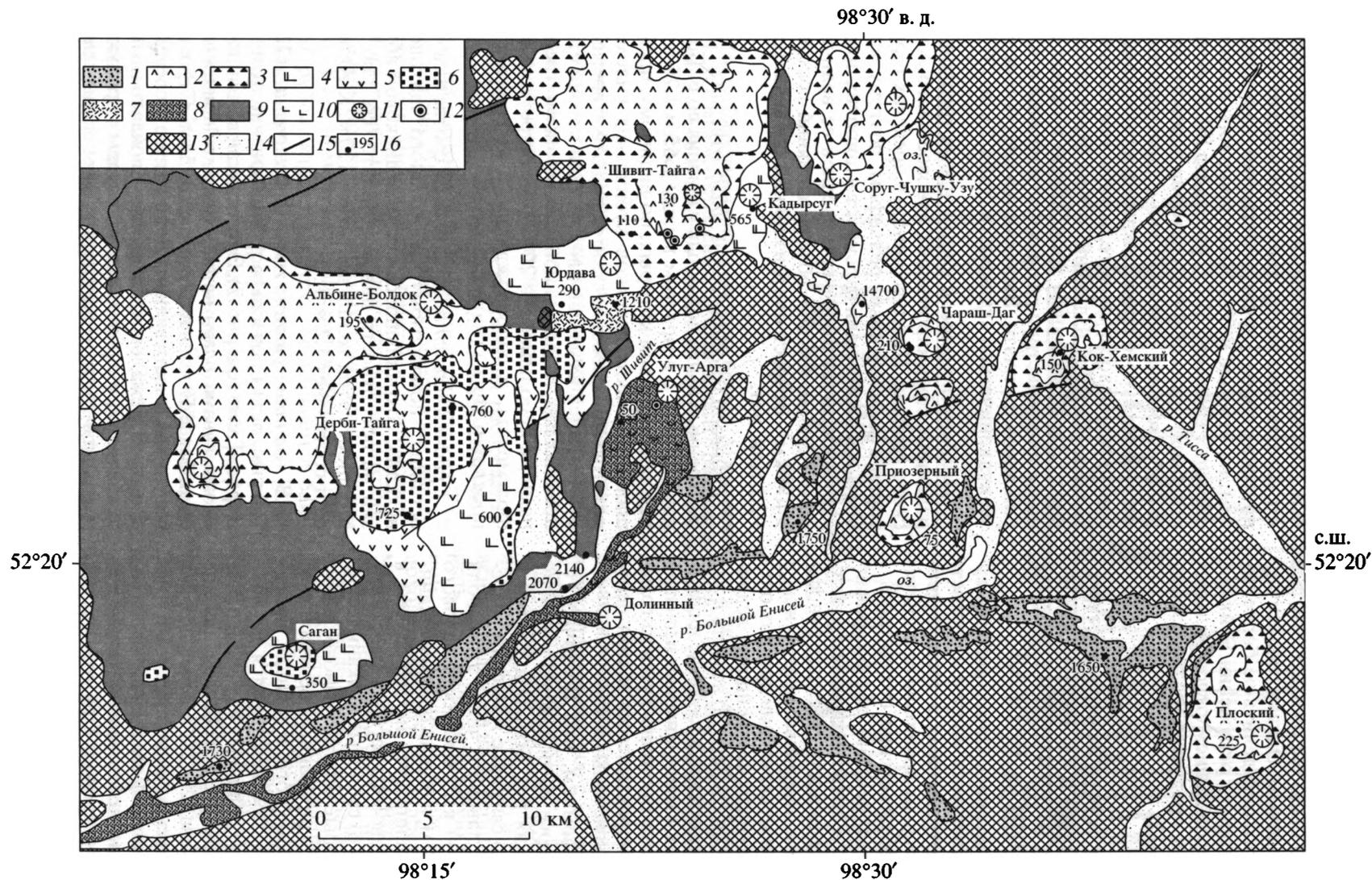


Рис. 7. Схема строения юго-восточной части Восточно-Тувинского лавового нагорья, по [37]

1–10 – вулканические образования разновозрастных фаз излияний (в скобках – значения возраста в тыс. лет): 1 – долинные потоки (<50) и лавы вулкана Улуг-Арга [48], 2, 3 – вулканические образования “молодых” (60–225) вулканов: 2 – лавы, 3 – вулканокластический комплекс, 4–6 – вулканические образования “старых” вулканов: 4 – базаниты вулканов Юрдава, Саганский (290–350) и Кадырсугский (565–600), 5, 6 – вулкана Дербит-Тайга (725–760); 5 – лавы, 6 – вулканокластический комплекс, 7 – лавы верхней части вулканического плато (1200), 8 – лавы древних долинных излияний (1650–1750), 9 – лавы нижней части вулканического плато (~2100), 10 – среднемоценовые лавы (14700), 11, 12 – центры вулканических излияний: 11 – шлаковые конусы, 12 – взрывные воронки; 13 – докайнозойские образования; 14 – рыхлые отложения долин; 15 – разломы; 16 – места отбора датированных образцов и значения их возраста (в тыс. лет)

Таблица 2. Стадии и условия лавовых излияний в новейшей вулканической истории Восточно-Тувинского лавового нагорья, по [37] (эпохи внутриледниковых излияний выделены жирным курсивом)

Типы вулканических сооружений и их группы	Лавы плато и древних долинных излияний		Группа ранних (>250 тыс. лет) вулканов				Группа поздних (<250 тыс. лет) вулканов	
	Лавы плато	Долинные потоки по р. Большой Енисей	Щитовой вулкан на плато	Вулкан Дерби-Тайга, тип столовых гор	Щитовые вулканы Кадырсугский и Безымянный	Щитовые вулканы Юрдава и Саганский	Вулканы типа столовых гор – Альбине-Болдок, Плоский, Кок-Хемский, Чараш-Даг, Шивит-Тайга, Соруг-Чушку-Узу, Приозерный	Щитовые вулканы Улуг-Арга и Долинный с долинными потоками
Типы лав	Нормальные лавы с зонами шлаков	Гиалокластиты и лавокластиты в нижней части лавовой толщи, нормальные лавы в верхней ее части	Нормальные лавы с зонами шлаков	Гиалокластиты, шаровые лавы, лахары	Гиалокластиты и лавокластиты в нижней части лавовой толщи, нормальные лавы в верхней ее части	Нормальные лавы с зонами шлаков	Гиалокластиты, шаровые лавы, лахары	Нормальные лавы с зонами шлаков
Возрастной диапазон формирования (К-Аг возраст в тыс. лет)	2140–2070	1750–1650	1210	760–725	600–565	350–290	225–110	50
Условия излияний	Субаэральные излияния	<i>Излияния в долинных ледниках небольшой (~100 м) мощности</i>	Субаэральные излияния	<i>Излияния в пределах ледника с мощностью ледяного панциря >600 м</i>	<i>Излияния в мало мощные (~100 м) ледники</i>	Субаэральные излияния	<i>Излияния в пределах ледника с мощностью ледяного панциря >500–700 м</i>	Субаэральные излияния

ристых базальтов, бронирующих вершину г. Дербитайга.

В *середине раннего неоплейстоцена* (560–600 тыс. лет) в обрамлении вулкана Дербитайга были сформированы небольшие вулканы щитового типа, для нижних частей разрезов которых характерны черные стекловатые фрагментированные лавы, разделенные прослоями гиалокластитов. Верхние потоки этих вулканов лишены признаков резкой закалки лав и сложены зашлакованными и обожженными породами.

В *среднем неоплейстоцене* (350–290 тыс. лет) возникли небольшие вулканы щитового типа (Юрдава и Саганский), сложенные тефритами (см. рис. 7). По-видимому, это были коротко живущие вулканы. Их лавовые чехлы образованы небольшим (<10) количеством лавовых потоков с общей мощностью до 100 м. В отличие от вулканов предыдущей фазы вулканизма среди продуктов этих вулканов отсутствуют гиалокластиты, а лавовые потоки характеризуются небольшой (первые метры) мощностью и насыщены газовыми пустотами, уплощенными по течению лав.

В *конце среднего и начале позднего неоплейстоцена* (между 225 и 100 тыс. лет) в пределах лавового нагорья возникла группа щитовых вулканов (Альбине-Болдок, Плоский, Кок-Хемский, Чараш-Даг, Шивит-Тайга, Соруг-Чушку-Узу, Приозерный), общий объем вулканических продуктов которых составил >100 км³ (см. рис. 7). В рельефе эти вулканы выделяются в виде столовых по форме горных массивов, которые возвышаются над своим основанием на 400–600 м и обладают крутыми сильно расчлененными склонами. Площади соответствующих горных сооружений варьируют от 5 до 100 км². В строении всех вулканов участвуют нижняя вулканокластическая, сложенная потоками гиалокластитовых и шаровых лав, и верхняя лавовая толщи.

Заключительными (*последняя треть позднего неоплейстоцена*) в пределах Восточно-Тувинского лавового нагорья стали рассмотренные выше долинные излияния по долине р. Большой Енисей с возрастом 50 тыс. лет.

Таким образом, формирование Восточно-Тувинского вулканического ареала произошло в результате, по меньшей мере, восьми фаз вулканической активности за последние 2.1 млн. лет. Они проявились почти исключительно в форме лавовых излияний. При этом по морфологическим особенностям продукты вулканической деятельности можно отнести к двум типам. С одной стороны, здесь широко распространены нормальные массивные лавы с хорошо выраженными верхними шлаковыми зонами, свидетельствующими об их излияниях в субаэральных условиях. С другой стороны, здесь достаточно обычны лавокластические образования, представленные гиалоклас-

титами, шаровыми лавами, лахарами и продуктами перебива этих пород.

Гиалокластиты – это породы, образованные несортированными по размеру обломками стекловатых лав и вулканических стекол. Обычно мелкие обломки отвечают стеклам. Более крупные обязательно имеют стекловатую внешнюю зону и часто приобретают форму зонально построенных лавовых шаров и подушек, типичных для шаровых лав. Цементирующая масса представлена мелко- и тонкообломочным вулканическим стеклом. Разные по размеру обломки хаотически перемешаны в пределах слоев и линз мощностью до 10–15 м. В залежах, отвечающих лахарам, обломки пород представлены как лавами, так и фрагментами гиалокластитов и лавобрекчий, редко среди них обнаруживаются обломки гранитоидов и метаморфических пород, по-видимому, отторгнутые от выступов основания грабена. В лахаровых отложениях обломки пород слабо окатаны, стекловатые оторочки лавовых обособлений обычно обколоты, а соседние обломки нередко различаются по степени раскристаллизации и насыщения газовыми пустотами.

Породы вулканокластического комплекса участвуют в строении крупных обычно изолированных вулканических построек типа столовых гор, которые возвышаются над поверхностью лавового плато на 500–700 м (рис. 8). Большинство этих вулканов практически до основания вскрыто поверхностями оползней и ледникового выпаивания. В многосотметровых стенках прекрасно видно, что вулканокластические толщи имеют грубослоистое строение. Отдельные их слои характеризуются крутым залеганием и обычно погружаются в стороны от центра. Их распределение отвечает рисунку гигантской косой слоистости. На рис. 9 приведена схема распределения вулканокластического материала вдоль отдельных слоев толщи в разрезе Кок-Хемского вулкана. Главной особенностью этого распределения является преобладание крупных лавовых фрагментов в привершинных участках отдельных вулканокластических потоков. При продвижении вдоль потока сверху к подножью вулкана отмечается дробление лавовых фрагментов и постепенное возрастание доли мелких явно расколотых лавовых обломков, у которых закаленные зоны часто обколоты и сохраняются лишь в отдельных участках. На врезке рис. 9 показано типичное строение отдельных лавовых фрагментов. Чаще всего они представлены узкими, веретенообразными лавовыми струями, имеющими каплеобразно-заливчатые ограничения. Их контактовые зоны фиксируют корки черного вулканического стекла. Отколовшиеся осколки стекла, а также более мелкие и обычно шаровые лавовые обособления заполняют пространства между более крупными их телами. На наш взгляд, уменьшение

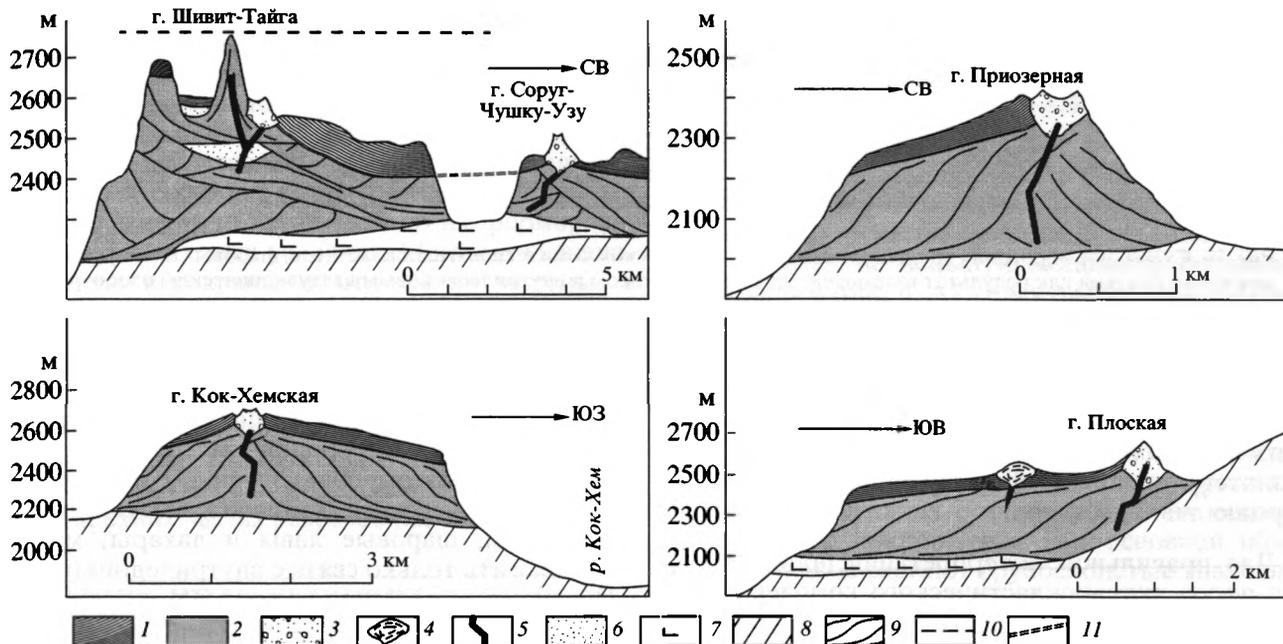


Рис. 8. Схемы строения вулканических построек из группы “молодых” внутриледниковых вулканов, по [37]
 1–5 – вулканические образования: 1 – лавовые толщи, 2 – вулканокластические толщи, 3 – шлаковые конусы, 4 – лавовый купол, 5 – подводющие дайки, 6 – песчаники, гравелиты, алевролиты озерных отложений, 7 – толщи лавового плато, 8 – довулканическое основание, 9 – границы слоистых пакетов вулканокластических толщ, 10 – предполагаемая верхняя граница покровного ледника во время формирования Шивитского вулкана [по 37], 11 – предполагаемое положение дна внутриледникового озера того же времени

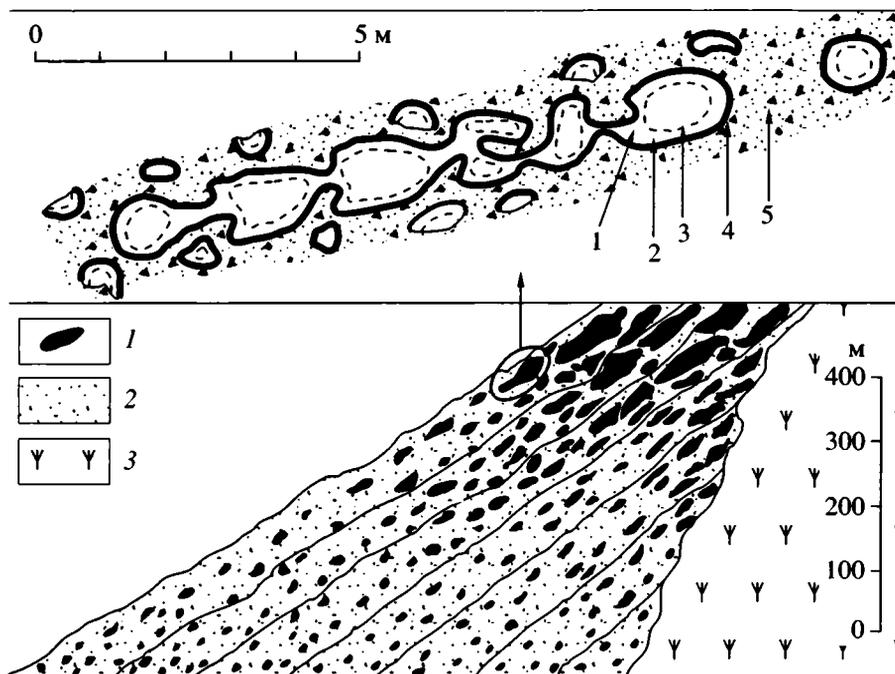


Рис. 9. Схема распределения лавокластического материала в склоновых потоках вулкана Кок-Хемский, по [37]
 1 – лавовые блоки; 2 – мелкообломочная лавокластическая масса; 3 – осыпи.
 На врезке – фрагмент потока с сохранившейся струей лавы; стрелками показаны: 1 – массивная лава, 2 – оторочка базальтового стекла, 3 – зоны распределения концентрических трещин и газовых пузырей, 4 – тонкообломочная гиаокластическая масса, 5 – обломки вулканических стекол



Рис. 10. Схема формирования внутриледниковых вулканических комплексов (гиалокластитов, шаровых лав, вулканических осадков как результат взаимодействия лав с ледником и внутриледниковым надвулканическим озером

размеров лавовых фрагментов вдоль лавокластических потоков вызвано дроблением закаленных и хрупких лавовых блоков при их скатывании вниз по склону в ходе излияния, закаливания и дезинтеграции лав, формирующих очередную порцию лавокластитов.

Для правильной интерпретации происхождения пород вулканокластического комплекса напомним, что гиалокластиты и шаровые лавы образуются при излияниях в сильный охладитель – в воду или в лед. Здесь уместно отметить, что образование, аналогичные рассматриваемым, широко распространены в Исландии, где в целом отнесены к группе Моуберг [27, 41]. Происхождение выделяемой в ее составе формации Каульфстиндар связывается исключительно с внутриледниковыми излияниями [4]. Породы этой формации образуют реликты центральных вулканов, которые выделяются в рельефе в виде так называемых “столовых гор” [41]. Для их строения характерно наличие подушечных лав и широкое развитие гиалокластитов и мелкообломочной перемытой тефры, слагающих основной объем вулканов. Субазральные лавы появляются только в самых верхних частях вулканов, где формируют маломощные полого залегающие покровы, которые бронируют поверхность вулканов и которые связываются с излияниями, произошедшими после отступления ледников или внутриледниковых озер. Очевидно, что характеристики этих образований вполне согласуются с особенностями строения рассмотренных выше вулканических построек с вулканокластитам Восточно-Тувинского лавового нагорья. Здесь напомним, что на территории Восточной Тувы и Саяна установлены неоспоримые свидетельства неоднократного на протяжении плейстоцена образования крупных, в том числе покровных, ледников [6]. Так, практически все вулканические образования Восточно-Тувинского лавового нагорья несут следы ледниковой обработки. Соответствующее исследование было выполнено М.Г. Гроссвальдом [6], который выделил две фазы покровного оледенения, существенно изменивших облик вулканических сооружений нагорья, – азасскую и шивитскую. Отметим также, что в высокогорной части Восточного Саяна, в пределах

которого располагается Восточно-Тувинского лавовое нагорье, отсутствовали условия для возникновения крупного глубоководного озера, которое располагалось бы над обширным и плоским лавовым плато. Поэтому для изученных нами пород вулканокластического комплекса, таких, как гиалокластиты, шаровые лавы и лахары, можно предполагать только связь с внутриледниковыми излияниями и, следовательно, само существование этих пород свидетельствует о наличии крупных ледниковых масс во время их формирования. По нашему мнению, датировки подобных пород позволят точно определить время оледенения.

Другим свидетельством внутриледникового формирования пород вулканокластического комплекса являются развитые среди них специфические озерные отложения. Эти отложения представлены крупными линзами песка, сложенными мелкими и тонкими обломками, обычно палагонитизированными, вулканического стекла и лав. Для них характерна градационная горизонтальная слоистость, отвечающая перемыву и перетолжению в озерных условиях. Такие линзы встречаются на разных высотных уровнях вплоть до вершин практически всех вулканов. В строении вулканов Дербн-Тайга, Шивит-Тайга, Кок-Хемский и Чараш-Даг озерные отложения были установлены на высотах 500–700 м над уровнем лавового плато. Очевидно, что формирование этих пород не было связано с кратерными озерами, так как они встречаются как в центральных, так и в краевых участках вулканов, в том числе и на их склонах. Учитывая, как было отмечено выше, отсутствие в районе плато условий для существования глубоководного и обширного озера, мы предполагаем связь этих озерных отложений с локальными внутриледниковыми озерами, формировавшимися над вулканами под воздействием вулканического тепла (рис. 10).

Среди вулканических продуктов лавового нагорья, наряду с рассмотренными, выделяются и другие вулканокластические образования. Они упоминались при характеристике вулканических толщ раннеоплейстоценового (~1.75 млн. лет) и раннеоплейстоценового (~600 тыс. лет) возрастов. Эти образования представлены потоками фрагментированных на небольшие (10–20 см) ос-

треугольные обломки стекловатых лав, переслаивающихся с прослоями гиалокластитов. Такие породы слагают нижние (мощностью до 50–70 м) потоки в лавовых толщах, выполняющих, в том числе, палеодолины, тогда как верхние потоки этих толщ представлены нормальными пористыми лавами с хорошо выраженными шлаковыми зонами, свидетельствующими об их формировании в субаэральных условиях. Местами вулканокластиты перекрывают отложения морены, в других случаях они залегают на скальном выпавшем ледниками основании долин. На наш взгляд, такие соотношения позволяют связать рассматриваемые вулканокластиты с излияниями в условиях существования долинных ледников, которые были уничтожены в ходе извержений, что способствовало образованию нормальных лав в верхних частях разрезов лавовых толщ.

СРАВНЕНИЕ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКОЙ ЗАПИСИ ИЗ ОЗЕРА БАЙКАЛ С ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИМИ РЕКОНСТРУКЦИЯМИ ЛАВОВЫХ ИЗЛИЯНИЙ

Если наш вывод о том, что вулканы, сложенные массивными лавами, формировались в межледниковые периоды, а сложенные преимущественно гиалокластитовым материалом (с лавовыми потоками исключительно в верхней части) – в ледниковые периоды правилен, то возраст выделенных по вулканитам ледниковых и межледниковых интервалов должен совпадать с соответствующими теплыми и холодными периодами, выделенными в байкальской осадочной записи. Такое сопоставление было сделано, и результаты его приведены на рисунке 6. На рисунке 6, А показана палеоклиматическая запись из озера Байкал для эпохи Брунес, для которой разработана детальная возрастная шкала [54], а на рис. 6, Б – подобная запись за последние 2.5 млн. лет. Как следует из этих рисунков, наблюдается хорошее согласование данных байкальской климатической записи с данными по реконструкции климата, полученными по вулканитам. Так, межледниковые излияния, сформировавшие лавовое плато (1.95–2.2 млн. лет) и небольшой щитовой вулкан на плато (1.2 млн. лет), происходили во время расцвета диатомовых в Байкале, что соответствует межледниковым условиям. Более поздние излияния вулканов Юрдава и Саган (290–350 тыс. лет), а также Улуг-Арга и долинных потоков по Большому Енисею (50 тыс. лет) соответствуют межледниковым отложениям в байкальских осадках (соответственно морские изотопные стадии МИС-9 и МИС-5 на рис. 6, А).

Гиалокластиты, слагающие долинные лавовые потоки Палеоенисея, которые по нашей интерпретации изливались в ледниковый период,

имеют возраст 1.65–1.75 млн. лет. Этот интервал согласуется с интервалом глубокого похолодания, в байкальской записи (см. рис. 5 и 6), продолжавшийся в интервале 1.75–1.45 млн. лет.

Значительное похолодание реконструировано по лавам вулкана Дербн-Тайга (725–760 тыс. лет), гиалокластитовый комплекс которого превышает 550 м. Соответственно, вмещавший его ледник, вероятно, имел не меньшую мощность. В байкальской записи (рис. 6, А) этому оледенению соответствует холодный период в интервале 714–764 тыс. лет, отвечающий холодной стадии МИС-18 и мансийскому ледниковому периоду [9, 10].

Излияние большой группы щитовых вулканов, возникших между 225 и 100 тыс. лет, по нашему заключению [37], также происходило во время глубокого похолодания с формированием мощного ледникового покрова, так как основной объем этих вулканов слагают грубослоистые гиалокластиты, мощность которых составляет до 600 и более метров. В байкальской записи время формирования этих вулканов совпадает с ледниковой изотопной стадией МИС-6 (127–185 тыс. лет назад), что соответствует тазовскому оледенению по сибирской стратиграфической шкале [10, 11].

Итак, выполненные нами исследования свидетельствуют о хорошем согласовании оценок климата, полученных на основе байкальской палеоклиматической летописи и по индикаторным особенностям вулканических продуктов, отвечающим внутри- или межледниковым излияниям (см. рис. 6). Продукты извержений, сформированные в эпохи похолодания, несут следы взаимодействия расплава с ледниками, и, напротив, лавы, излившиеся в эпохи теплого климата, лишены таких признаков. Такое согласование свидетельствует, во-первых, о совпадении двух шкал датирования геологических процессов в бассейне оз. Байкал – геохронологической (К-Аг) и палеоклиматической и, во-вторых, о том, что каждая эпоха похолодания, зафиксированная в составе донных отложений, сопровождалась разномасштабным оледенением во всем горном обрамлении оз. Байкал, включая Восточные Саяны (Восточно-Тувинское лавовое нагорье). В эпохи продолжительных и резко выраженных похолоданий, таких, как, например, МИС-18 и МИС-6, по-видимому, формировались покровные ледники большой мощности (многие сотни метров), в другие эпохи возникали долинные ледники относительно небольшой мощности.

О СВЯЗИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ, ВУЛКАНИЧЕСКИХ И КЛИМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В НОВЕЙШЕЙ ИСТОРИИ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Особенности тектонического развития региона в позднем кайнозое. Начало развития Бай-

кальской рифтовой зоны выделяется в раннеорогенный, или протобайкальский, этап, который, согласно [24, 25, 51], продолжался с конца олигоцена до середины плиоцена. В это время на месте существовавшего пенеплена начали формироваться впадины байкальского типа. Этап характеризовался накоплением осадочных толщ, названных Н.А. Логачевым [24] формацией угленосных молассоидов. Эта толща представлена глинисто-песчаными отложениями озерных, речных и болотистых фаций. В них отсутствуют грубообломочные образования; т.е. нет обвальных делювиальных и пролювиальных отложений, которые типичны для депрессий, окруженных высокими горами. В это время Саяно-Байкальское плоскогорье не имело рассеченного горного рельефа и возвышалось на несколько сотен метров над смежной платформенной равниной. На поверхности нагорья располагались неглубокие котловины, которые были заняты озерами, окруженными мелководьями, которые переходили в болотно-лагунные ландшафты. К этим территориям были приурочены медленно текущие реки. Пониженные участки, центры впадин байкальского типа, были окружены невысокими холмами. В это время в Южно-Байкальской вулканической области формировались изометричные лавовые поля, заполняющие пониженные формы рельефа.

С конца раннего плиоцена, по мнению Н.А. Логачева [25], регион вступил в новый этап, выделяемый в качестве необайкальского, которому соответствовал процесс ускоренных тектонических движений. В это время произошло формирование красноцветной формации [25]. Ее отложения имеют красный цвет, обусловленный повышенным содержанием в них окислов железа, и, кроме того, характеризуются высокой долей грубообломочных валунно-галечных образований, что указывает на формирование толщ в условиях расчлененного горного рельефа. Эта оценка подтверждается также данными о характере лавовых излияний. Как было показано выше, с рубежа 3 млн. лет в строении Южно-Байкальской вулканической области преобладали долинныя излияния протяженностью до сотен километров, которые были приурочены к речным долинам, возникшим в условиях высокогорного рельефа.

Необайкальский этап развития Байкальской рифтовой зоны Н.А. Логачев [24, 25] разделял на две стадии: раннюю, во время которой сформировался горный рельеф и глубокая котловина Южного Байкала, и позднюю (современную), во время которой образовывались ледники в горном обрамлении Байкала.

Возраст тектонических рубежей в новейшей истории региона. С учетом данных по разрезам байкальских осадков и геохронологии лавовых излияний новейшего времени предлагается следу-

ющая схема возрастного расчленения и корреляции разнородных геологических событий в позднекайнозойской геологической истории Байкальского региона (рис. 11). Так, материалы по скважине BDP-98 показали, что, начиная со времени 6.6 млн. лет, литологические характеристики разреза скважины и средняя скорость осадконакопления стали близки к современным (см. возрастную шкалу для осадков и метраж скважины на рис. 11). По нашему мнению, к этому времени Южная и Центральная котловины Байкала превратились в глубоководные впадины [15, 16, 40, 54], тогда как заложение северной котловины, вероятно, произошло позднее. Поэтому возраст 6.6 млн. лет мы рассматриваем в качестве начала ранней фазы необайкальского этапа развития региона (по схеме Н.А. Логачева, [24, 25]. Появление первых ледников в горном окружении озера согласно байкальской осадочной записи произошло около 2.8–2.5 млн. лет назад [10, 15], когда горные хребты в окружении Байкала достигли достаточной высоты, чтобы во время похолоданий на их вершинах стали формироваться ледники. Примерно к этому же времени (~3 млн. лет) относится резкая активизация вулканической деятельности в регионе.

Таким образом, можно говорить о синхронности на рубеже 3 млн. лет таких событий в истории Южно-Байкальской вулканической области, как рост гор, появление в пределах горной системы первых покровных ледников, а по ее периферии резкая активизация вулканической деятельности (см. рис. 11). Поэтому рубеж 3 млн. лет мы рассматриваем в качестве начала новейшей фазы в необайкальской стадии развития Байкальской горной области. С этого же рубежа фиксируются изменения климата в горном обрамлении оз. Байкал, приведшие к череде эпох оледенений и межледниковий, частота смены которых возрастала, начиная с 1.7 млн. лет. Близкие тенденции отмечаются в развитии вулканизма. Выявляется не менее 12 импульсов активности за последние 3 млн. лет (см. табл. 1 и 2): 1) 3–2.8; 2) 2.1; 3) 1.7; 4) 1.3–1.2; 5) 1; 6) 0.75; 7) 0.6; 8) 0.35–0.3; 9) 0.27–0.25; 10) 0.2–0.1; 11) 0.05; 12) <0.01 (возраст излияний в долине р. Жом-Болок, по [38]), и очевидно, что во времени их проявления становились все более частыми. Еще раз подчеркнем, что, в отличие от более ранних (допозднеплиоценовых) проявлений вулканизма, районы вулканической активности оказались смещенными в периферическую зону вулканической области в стороны от ее высокогорного центра. Тем не менее состав вулканических продуктов из разных районов и разных эпох извержений является достаточно близким, что указывает на общность источников расплавов.

Все это позволяет предложить следующий сценарий согласования процессов, активно проявившихся в ходе развития региона. Важнейшим

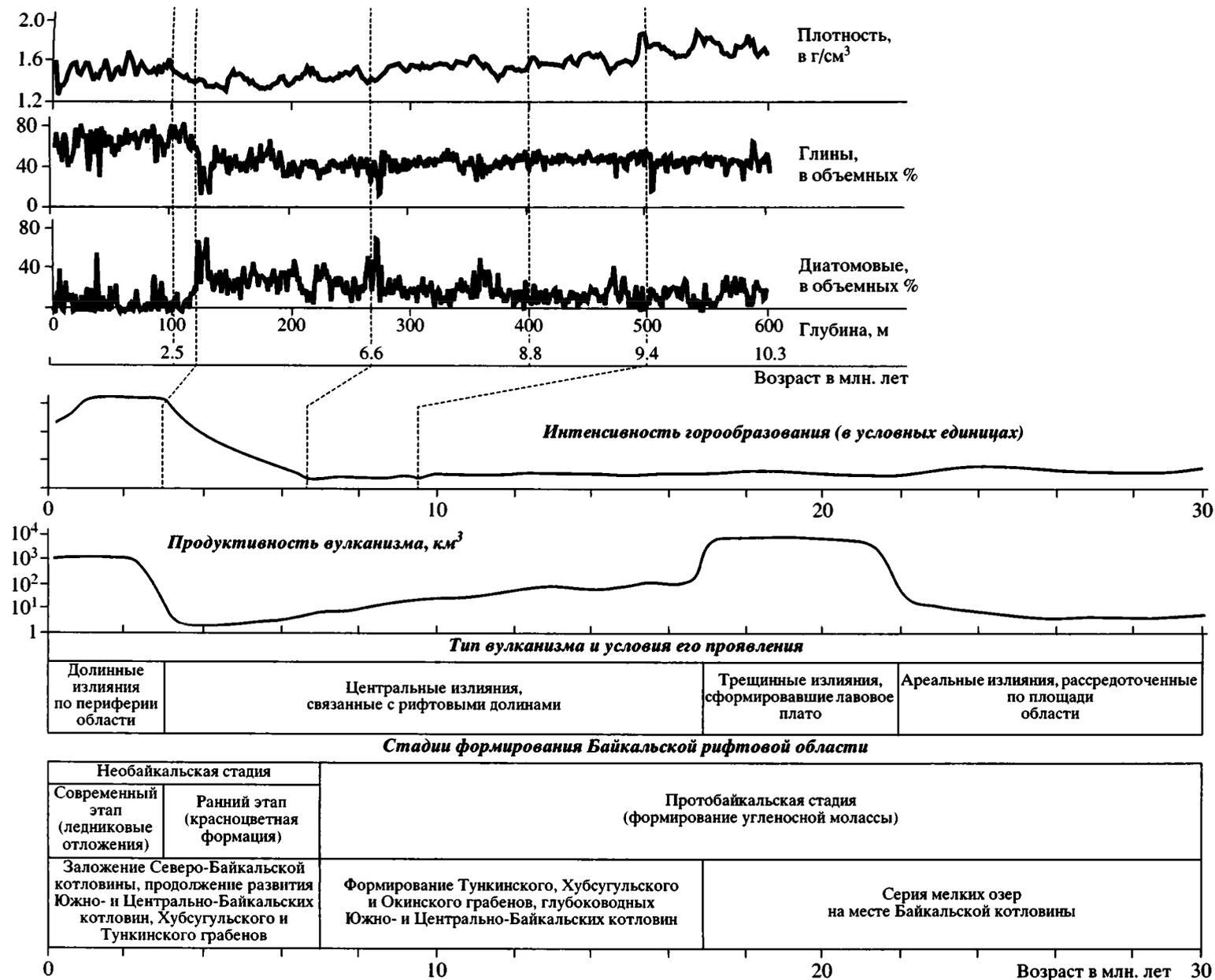


Рис. 11. Схема корреляции стадий формирования Байкальской рифтовой области, вулканической активности в пределах Южно-Байкальской вулканической области, орографических движений и вариаций состава отложений в разрезах донных отложений Байкальской впадины

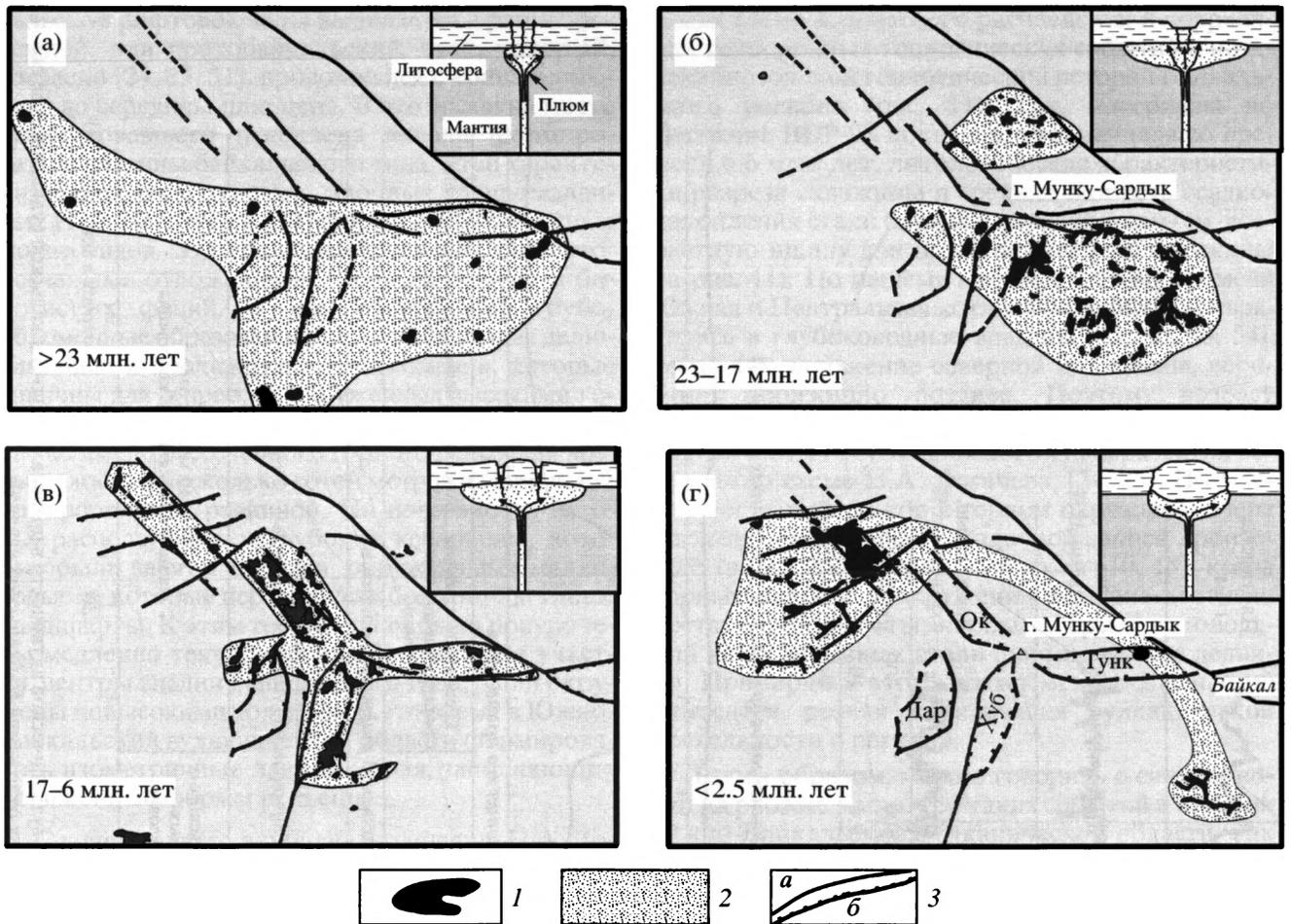


Рис. 12. Схема проявления вулканизма в структурах разных стадий формирования Южно-Байкальской вулканической области как отражение условий взаимодействия мантийного плюма с литосферой региона, по [34]

1 – лавовые поля; 2 – вулканически активные территории; 3 – разломы (а), границы грабенов (б). Грабены: Ок – Окин-ский, Тунк – Тункинский, Хуб – Хубсугульский, Дар – Дархатский.

На врезках показаны реконструкции глубинного строения Южно-Байкальского плюма

элементом его структуры мы считаем Южно-Байкальскую вулканическую область, формирование которой было связано с активностью мантийного плюма (рис. 12). На протяжении протобайкальской стадии продуктивность вулканизма в пределах области постепенно снижалась, а его проявления стягивались к центру области, определяемому участком схождения грабенов Тункинского, Хубсугульского и Окинского (см. рис. 12, а–в). По-видимому, такое развитие вулканизма отражало ослабление активности мантийного плюма и указывало на ограничение области его воздействия на литосферу участком, отвечающим проекции ножки плюма. На протобайкальской стадии произошло также дробление территории Центральной Азии на серию микроплит в результате столкновения Евразийского и Индостанского континентов. Формирование границ Амурской и Монгольской плит было связано с ослабленными

участками литосферы (см. врезку на рис. 1) [34]. Северо-западный край Амурской плиты прошел через центр Южно-Байкальской вулканической области, включив Тункинский и Хубсугульский грабены, а также Байкальскую впадину в качестве пограничных структур. Мы полагаем, что окончательное формирование этой границы произошло на рубеже 17 млн. лет. Именно с этого времени заложилась граница Хубсугульский и Тункинский и началось развитие глубоководных Южной и Центральной впадин оз. Байкал (см. рис. 12, в). Располагаясь за пределами Южно-Байкальской и Удоканской горячих точек (см. врезку к рис. 1), Байкальские впадины в своем развитии контролировались только процессами вращения Амурской плиты относительно Сибири, что, возможно, определило их амагматичность. В плиоцене вдоль границ внутриконтинентальных плит Центральной Азии и, в частности,

вдоль западной и северной границ Амурской плиты стали формироваться горные системы. Быстрый рост гор в пределах Южно-Байкальской вулканической области привел к увеличению мощности земной коры, особенно в центральной части области, и тем самым способствовал усилению литосферного воздействия на астеносферную линзу, залегающую в основании вулканической области (см. рис. 12). В результате горячая мантия могла перераспределиться на фланги астеносферной линзы и, таким образом, способствовать проявлению вулканической активности в периферической части вулканической области. Отметим еще и тот факт, что современная фаза развития региона характеризовалась формированием быстро растущих ледников. Мощность последних, судя по величине внутриледниковых гиадокластитовых толщ, могла достигать 1 км. Такая дополнительная масса, несомненно, усиливала нагрузку на астеносферную линзу (примерно на 0.1 кбар при мощности ледника около 1 км), что должно было стать дополнительной причиной центростремительного оттока пластичной мантии в астеносферной линзе и таким образом стимулировать вулканическую деятельность на периферии вулканической области. Этот процесс мог быть усилен колебательными нагрузками, возникавшими при формировании (ледниковый период) и уничтожении (межледниковый период) ледников. Возможно, именно с этим колебательным процессом, активизировавшим процессы мантийной магмогенерации, связано увеличение частоты вулканических излияний в последний миллион лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На основании анализа состава и возраста осадочного разреза из озера Байкал и К-Аг датировок вулканических образований из Южно-Байкальской вулканической области и Восточно-Тувинского лавового нагорья определены следующие временные границы формирования Байкальской горной области: протобайкальский этап древнее 6.6 млн. лет; необайкальский этап, ранняя стадия необайкальского этапа – 6.6–3 млн. лет и современная стадия необайкальского этапа – 3–0 млн. лет.

2. Современная фаза необайкальского этапа началась 3 млн. лет назад с максимального роста гор в пределах Южно-Байкальской вулканической области, происходившего на фоне глобального изменения климата и сопровождавшегося резкой активизацией вулканической деятельности и первым горным оледенением.

3. Возрождение вулканической деятельности в Южно-Байкальской вулканической области было связано с изменением предшествовавшего (допозднеплиоценового) плана размещения вулканически активных районов и перемещением по-

следних на периферию вулканической области в стороны от ее высокогорного центра.

4. Установлено хорошее согласование между возрастом климатических событий байкальской осадочной записи и геохронологическим возрастом межледниковых и ледниковых этапов, реконструированных по лавовым образованиям Восточного Саяна и Байкальской горной области. Тот факт, что все лавы, сформировавшиеся в холодные периоды, несут признаки внутриледниковых излияний, позволяет предположить, что все эпохи похолодания, зафиксированные в Байкальской палеоклиматической записи после 3 млн. лет, сопровождались горными оледенениями. Из этого следует, что только в эпоху Брюнес их было не менее восьми.

5. Первое глубокое похолодание северного полушария, имевшее место 2.8–2.5 млн. лет назад, привело к первому оледенению в регионе. С ним сопряжено появление в отложениях оз. Байкал продуктов ледникового разноса (каменные обломки), а также ледниковых глин.

6. Данные по мощности гиадокластитовых образований позволяют заключить, что в отдельные ледниковые периоды, в частности, в стадию МИС-18 и МИС-6, толщина ледникового панциря в Южно-Байкальской горной области и Восточных Саянах составляла многие сотни метров, возможно, превышала 1 км.

7. Проведенные исследования свидетельствуют о взаимосвязи эндогенных (вулканизм и горообразование) и экзогенных (формирование ледников) процессов в эволюции Байкальской горной области и климата в Центральной Азии. Горообразование способствовало формированию ледников в условиях высокогорья в “холодные” климатические эпохи. Периодическое возникновение ледниковых покровов в пределах горной области обусловило колебательные вариации литосферной нагрузки на астеносферу (с частотой около 50 тыс. лет и величиной до 0.1 кбар), что, на наш взгляд, способствовало перетеканию горячей мантии в краевые участки астеносферной линзы, стимулируя тем самым процессы магмогенерации в краевых участках вулканической области.

Авторы признательны академику Е.Е. Милановскому и д-ру геол.-мин. наук В.Г. Трифонову, взявшим на себя труд рецензирования статьи и сделавшим ряд важных пожеланий, которые были с благодарностью учтены.

Статья подготовлена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 02-05-64196, 01-05-97223), грантов НШ-1145.2003.5 и НШ-2177.2003.5, Программы ОНЗ № 8 и программы Президиума РАН № 13; интеграционных проектов РАН № 6.5.3 и № 6.7.3; междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 121; государственного контракта № 43.700.12.0082.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антощенко-Оленев И.В. Кайнозой Джидинского района Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1975. 127 с.
2. Базаров Д.-Д.Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1987. 181 с.
3. Безрукова Е.В., Богданов Ю.А., Вильямс Д.Ф. и др. Глубокие изменения экосистемы Северного Байкала в голоцене // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. № 5. С. 1032–1037.
4. Геттнер А.Р. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Исландии // Исландия и срединно-океанический хребет // Стратиграфия, литология. М.: Наука, 1978. С. 155–185.
5. Гольдберг Е.Л., Федорин М.А., Грачев М.А. и др. Геохимические индикаторы изменений палеоклимата в осадках озера Байкал // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 1–2. С. 76–86.
6. Гроссвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 1965. 166 с.
7. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 310 с.
8. Иванов В.Г., Ярмолук В.В., Смирнов В.Н., Аракелянц М.М. Геохронология позднекайнозойского вулканизма Южно-Байкальской вулканической области // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. М.: ГЕОС, 2000. С. 157–159.
9. Карабанов Е.Б. Геологическое строение осадочной толщи озера Байкал и реконструкции изменения климата Центральной Азии в позднем кайнозое: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: Институт литосферы РАН, 1999. 72 с.
10. Карабанов Е.Б., Кузьмин М.И., Вильямс Д.Ф. и др. Глобальные похолодания Центральной Азии в позднем кайнозое согласно осадочной записи из озера Байкал // Докл. АН. 2000. Т. 370. № 1. С. 61–66.
11. Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Кузьмин М.И. и др. Оледенения и межледниковья Сибири – палеоклиматическая запись из озера Байкал и ее корреляция с западно-сибирской стратиграфией // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 1–2. С. 48–63.
12. Кинг Дж.У., Пек Дж., Гангем П., Кравчинский В.А. Палеомагнитные и петромагнитные исследования осадков оз. Байкал // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 10/11. С. 174–191.
13. Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магнообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 197 с.
14. Коллектив участников проекта “Байкал-бурение”. Непрерывная запись климатических изменений в отложениях оз. Байкал за последние 5 миллионов лет // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 2. С. 139–156.
15. Коллектив участников проекта “Байкал-бурение”. Позднекайнозойская палеоклиматическая запись в осадках озера Байкал (по результатам исследования 600-метрового керна глубокого бурения) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 1. С. 3–32.
16. Коллектив участников проекта “Байкал-бурение”. Глубоководное бурение на Байкале – основные результаты // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 1–2. С. 8–34.
17. Кононова В.А., Иваненко В.В., Карпенко М.И. и др. Новые данные о К-Аг возрасте кайнозойских континентальных базальтов Байкальской рифтовой системы // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303. № 2. С. 454–457.
18. Кононова В.А., Первов В.А., Келлер Й. Континентальный кайнозойский вулканизм Джидинского (СССР) и Хангайского (МНР) вулканических полей // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 11. С. 53–68.
19. Крайнов М.А., Кравчинский В.А., Пек Дж. и др. Палеоклиматическая запись осадков озера Байкал по данным магнитной восприимчивости // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 1–2. С. 87–98.
20. Кузьмин М.И., Карабанов Е.В., Каваи Т. и др. Глубоководное бурение на оз. Байкал: основные результаты // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 1–2. С. 8–35.
21. Кузьмин М.И., Солотчина Э.П., Василевский А.Н. и др. Глинистые минералы донных осадков озера Байкал как индикатор палеоклимата // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 10. С. 1347–1349.
22. Курганьков П.П., Мацера А.В. Структурно-геоморфологический анализ внутриконтинентального многофазного вулканизма // Геология и геофизика. 1987. № 8. С. 43–50.
23. Леви К.Г., Аржанников А.В., Буддо В.Ю. и др. Современная геодинамика Байкальского рифта // Разведка и охрана недр. 1997. № 1. С. 10–20.
24. Логачев Н.А. О соотношении магматизма и тектоники при рифтовом режиме активизации материков (на примере Кенийской и Байкальской рифтовых зон) // Байкальский рифт. Новосибирск: Наука, 1975. С. 102–120.
25. Логачев Н.А., Антощенко-Оленев И.В., Базаров Д.Б. и др. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. 357 с.
26. Лурье М.Л., Обручев С.В. Геологические исследования в северо-восточной Туве в 1945–1946 гг. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 4. С. 45–57.
27. Милановский Е.Е. Краткий очерк истории геологического изучения Исландии // Исландия и срединно-океанический хребет // Стратиграфия, литология. М.: Наука, 1978. С. 9–18.
28. Обручев С.В. Молодые движения и излияния базальтов Саяно-Тувинского нагорья // Землеведение. М.: Изд-во МГУ, 1950. Т. 3 (43). С. 51–63.
29. Прокопенко А.А., Карабанов Е.Б., Кузьмин М.И., Вильямс Д.Ф. Причины раннего оледенения Сибири при переходе от казанцевского климатического оптимума к зырянскому ледниковому периоду (результаты изучения донных осадков озера Байкал) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 1–2. С. 64–75.

30. *Рассказов С.В., Кунк М.Д., Лур Дж.Ф.* Эпизоды извержений и вариации состава четвертичных лав Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 6. С. 3–15.
31. *Солотчина Э.П., Прокопенко А.А., Кузьмин М.И. и др.* Различия ледниковых и межледниковых ассоциаций глинистых минералов осадков озера Байкал в кернах глубокого бурения BDP-93-2 и BDP-96 // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 1–2. С. 146–156.
32. *Ярмолюк В.В., Аракелянц М.М., Лебедев В.А. и др.* Хронология долинных излияний в Южно-Байкальской вулканической области (данные К-Ar датирования) // Докл. РАН. 2003. Т. 390. № 3. С. 657–662.
33. *Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И.* Динамика формирования и магматизм позднемезозойской–кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия) // Геотектоника. 1994. № 5. С. 28–45.
34. *Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г.* Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. 2003. Т. 11. № 1. С. 3–33.
35. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Самойлов В.С.* Тектоническое положение позднекайнозойского вулканизма Центральной Азии // Геотектоника. 1991. № 1. С. 69–83.
36. *Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И.* Новейший вулканизм и климат в горном обрамлении оз. Байкал // Катастрофические процессы и их влияние на природную среду. Т. 1. Вулканизм. М.: РООУППГ, 2002. С. 87–117.
37. *Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. и др.* Восточно-Тувинский ареал новейшего вулканизма Центральной Азии: этапы, продукты и характер вулканической активности // Вулканология и сейсмология. 2001. № 3. С. 3–32.
38. *Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Иванов В.Г.* Строение, состав, источники и механизм долинных излияний лавовых потоков Жом-Болок (голоцен, Южно-Байкальская вулканическая область) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 5. С. 41–59.
39. BDP-93 Baikal Drilling Project Members. Preliminary results of the first drilling on Lake Baikal, Buguldeika site, south-eastern Siberia // Quaternary International. 1997. 37. P. 3–17.
40. Baikal Drilling Project Members. The new BDP-98 600-m drill core from Lake Baikal: a key late Cenozoic sedimentary section in continental Asia // Quaternary International. 2000. Vol. 80–81. P. 19–36.
41. *Bemmelen R.W., Rutten M.G.* Tablemountains of Northern Iceland. Leiden: E.J. Brill, 1955. 217 p.
42. *Bloemendal J., deMenocal P.* Evidence for a change in the periodicity of tropical climate cycles at 2.4 Myr from whole-core magnetic susceptibility measurements // Nature. 1989. V. 342. P. 897–900.
43. *Bloemendal J., Lince X.M., Rolph T.C.* Correlation of the magnetic susceptibility stratigraphy of Chinese loess and the marine oxygen isotope record: chronological and paleoclimatic implications // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 131. P. 371–380.
44. *Goldberg E. L., Phedorin M.A., Grachev M.A. et al.* Geochemical signals of orbital forcing in the records of paleoclimates found in the sediments of Lake Baikal // Nucl. Instr. Meth. Phys. Res. 2000. Vol. A 448. №. 1–2. P. 384–393.
45. *Karabanov E.B., Kuzmin M.I., Prokopenko A.A. et al.* Glaciations of central Asia in the late Cenozoic according to the sedimentary record from Lake Baikal // Lake Baikal: A Mirror in Time and Space for Understanding Global Change Processes / Ed. K. Minoura. Amsterdam: Elsevier, 2000. P. 71–84.
46. *Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Williams D.F., Colman S.M.* The link between insolation, North Atlantic circulation and intense glaciations in Siberia during interglacial periods of late Pleistocene // Quaternary Research. 1998. Vol. 50. P. 46–55.
47. *Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Williams D.F., Khursevich G.K.* A new record of Holocene climate change from bottom sediments of Lake Baikal // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2000. Vol. 156. P. 1211–1224.
48. *Kukla G., Heller F., Ming L.X. et al.* Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility // Geology. 1988. Vol. 16. P. 811–814.
49. *Kuzmin M.I., Karabanov E.B., Prokopenko A.A. et al.* Sedimentation processes and new age constraints on rifting stages in Lake Baikal: results of deep-water drilling // Int. Journ. Earth Sciences. 2000. 88. P. 183–192.
50. *Maslin M.A., Haug G.H., Sarnthein M. et al.* Northwest Pacific site 882: the initiation of Northern Hemisphere glaciation / Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan J.F. // Proceeding of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. 1995. Vol. 145. P. 315–329.
51. *Matz V.D.* The structure and development of the Baikal rift depression // Earth-Science Rev. Amsterdam: Elsevier, 1993. Vol. 34. P. 81–118.
52. *Peck J.A., King J.W., Colman S.M., Kravchinsky V.A.* An 84 kyr paleomagnetic record from the sediments of Lake Baikal, Siberia // J. Geoph. Res. 1996. Vol. 101. № B5. P. 11356–11385.
53. *Peck J., King J.W., Colman S.M., Kravchinsky V.A.* A rock-magnetic record from lake Baikal, Siberia: Evidence for the late Quaternary climate change // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. Vol. 122. P. 221–238.
54. *Prokopenko A.A., Karabanov E.B., Williams D.F. et al.* Biogenic silica record of the Lake Baikal response to climatic forcing during the Brunhes // Quaternary Research. 2001. Vol. 55. P. 123–132.
55. *Ruddiman W.F., Kutzbach J.E.* Forcing of Late Cenozoic Hemisphere climate by Plateau Uplift in Southern

- Asia and the American west // *J. Geoph. Res.* 1989. Vol. 94. № 15. P. 18409–18427.
56. *Ruddiman W.F., Kutzbach J.E.* Plateau Uplift and Climatic Change // *Sci. Amer.* 1991. Vol. 246. № 3. P. 66–77.
57. *Shackleton N.J., Backman J., Zimmerman H. et al.* Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region // *Nature.* 1984. Vol. 307. P. 620–623.
58. *Williams D.F., Peck J., Karabanov E.B. et al.* Lake Baikal record of continental climatic response to orbital insolation during the past 5 million years // *Science.* 1997. Vol. 278. P. 1114–1117.
59. *Yuretich R., Melles M., Sarata B., Grobe H.* Clay minerals in the sediments of Lake Baikal: a useful climate proxy // *J. Sed. Res.* 1989. V. 69. № 3. P. 588–596.

Рецензенты: Е.Е. Милановский,
В.Г. Трифонов

Interaction of Endogenic and Exogenic Factors in the Recent Geological History of the Southwestern Baikal Rift Zone

V. V. Yarmolyuk¹ and M. I. Kuz'min²

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM), Russian Academy of Sciences, Staromonetni per. 35, Moscow, 119017 Russia
e-mail: volya@igem.ru*

²*Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, ul. Favorskogo 1a, Irkutsk, 664033 Russia*

Abstract—Beginning from the late Pliocene, the geological history of the Baikal Rift Zone is characterized by the reactivation of orogenic processes and volcanic activity along with climatic changes. The geochronological study of lavas from the South Baikal volcanic province showed that after the nearly complete cessation of volcanic activity in the early Pliocene, it was resumed 3 Ma ago and continued to develop to the recent time. Numerous valley eruptions occurred during this interval under conditions of the already formed framework of the present-day orography. Thus, the now existing mountain systems in this province had been created before the onset of volcanic activity. Since 2.8 Ma ago, the beds depleted in diatom remains and enriched in a dense clayey material have appeared in the bottom sediments of Lake Baikal. The deposition of such beds is correlated to the cooling epochs, including those accompanied by mountain glaciations. Studying the East Tuva lava highland, we found extensively developed hyaloclastites, pillow lavas, and other volcanoclastic rocks derived from the within-glacier eruptions. The paleoclimatic scale based on the bottom sediment sequence of Lake Baikal is consistent with the paleoclimatic reconstructions deduced from the lava age and conditions of volcanic eruptions within glaciers and out of them. It is suggested that the glaciations and within-glacier eruptions in the mountain framework of Lake Baikal corresponded to the cold intervals of the paleoclimatic scale. At least eight glaciations occurred only during the Brunhes Chron (the last 800 ka). Based on the data obtained, a chronological scale of the tectonic history was worked out for the Baikal rift region. In particular, it was shown that since 3 Ma ago the region entered into a new phase of its evolution characterized by reactivation of endogenic and exogenic processes and interrelated mountain building, volcanic activity, and glaciation.

УДК 551.242.25(268.3)

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНО-БАРЕНЦЕВСКОЙ МЕГАВПАДИНЫ ПО ДАННЫМ ШИРОКОУГОЛЬНОГО ГЛУБИННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ

© 2004 г. Л. И. Коган¹, Я. П. Маловицкий², Р. Р. Мурзин³¹Федеральное государственное унитарное предприятие “Научно-исследовательский и проектный институт геофизических методов разведки океана”, 353461, г. Геленджик, ул. Крымская, 18²Всероссийское производственное объединение по морским геолого-геофизическим работам “Союзморгео”, 353470, г. Геленджик, ул. Красногвардейская, 36³Министерство природных ресурсов Российской Федерации, г. Москва, Большая Грузинская, 7/9

Поступила в редакцию 08.01.2003 г.

В 1991–95 гг. усилиями ГП МАГЭ, НПО Севморгеология, НПО Южморгеология, ГП ПМГРЭ, ГПП Севморгео, ЮО ИО РАН, ИО РАН, ИФЗ РАН, ГП НПО Союзморгео, объединенными в межотраслевой научный коллектив “ШГСР”, были выполнены исследования глубинного строения консолидированной коры и осадочной толщи Восточно-Баренцевской мегавпадины методом широкоугольного глубинного сейсмического профилирования (ШГСР) в объеме 5300 км профилирования, 10 двухсудовых зондирований Масгрейва и 124 зондирований с автономными донными станциями. Полученные данные позволили осветить строение толщи осадков от кайнозойского до протерозойского возраста на всю ее мощность (20–23 км), кристаллического фундамента и мантии до глубин 50–60 км. Интерпретация данных ШГСР приводит к выводу о древнем (ранний протерозой) заложении Восточно-Баренцевской мегавпадины, преобладании здесь процесса прогибания коры за счет эклогитизации базальтового слоя на протяжении всей ее истории, что привело к образованию глубочайшей впадины за счет деструкции древней Западно-Арктической метаплатформы. Интерес к этому региону особенно велик, так как подо дном Баренцева моря аккумуляровано до 30–35% потенциальных ресурсов углеводородов континентального шельфа России. Доказано, что Восточно-Баренцевская мегавпадина относится к категории пелагогенных впадин, наиболее богатых нефтью и газом.

ВВЕДЕНИЕ

Исследования ШГСР МНК Восточно-Баренцевской мегавпадины (рис. 1) выполнялись под научным руководством академика И.С. Грамберга, академика Ю.М. Пущаровского и академика АТН РФ И.Ф. Глумова по проектам: “Шельф России”, “Трансекты”, “Создание государственной сети опорных геологогеофизических профилей”, “Минеральные ресурсы Мирового океана, Арктики и Антарктики”, ФЦП “Мировой океан”.

В 1991–95 гг. была получена уникальная информация, которая позволила раскрыть не только внутреннюю структуру мощной (до 23 км) осадочной толщи, но и кристаллической коры и верхней мантии до глубин 50–60 км. В результате анализа полученных данных удалось показать, что формирование глубочайшей Восточно-Баренцевской мегавпадины происходило в условиях прогибания и длительного медленного растяжения земной коры от протерозоя до настоящего времени, вероятнее всего, за счет эклогитизации базальтового слоя. Это привело к деструкции и изменению структуры консолидированной коры архейско-раннепротерозойской Западно-Аркти-

ческой метаплатформы. Однако темпы эклогитизации и генеральные направления растяжения земной коры изменялись во времени, что обуславливало смену длительного процесса прогибания коры кратковременными и малоамплитудными этапами ее подъема.

ТЕХНОЛОГИЯ ШГСР

Широкоугольное глубинное сейсмическое профилирование (ШГСР) было предложено Л.И. Коганом в 1965 г. [8], а его односудовая модификация – в 1986 г. [8, 9]. На суше данный метод называется “Комбинированная сейсморазведка” [6], а в западной литературе – WACDP (широкоугольное ОГТ) при выполнении с двух судов [22] и WARRP (широкоугольное профилирование отраженными и рефрагированными волнами) при использовании донных сейсмических станций [21].

Основное преимущество ШГСР перед другими методами сейсморазведки – это возможность непрерывного синхронного прослеживания волн в ближней (субвертикальный прием) и дальней (широкоугольный прием) зонах. В экспериментах 1991–1995 гг. в Баренцевом море были использо-

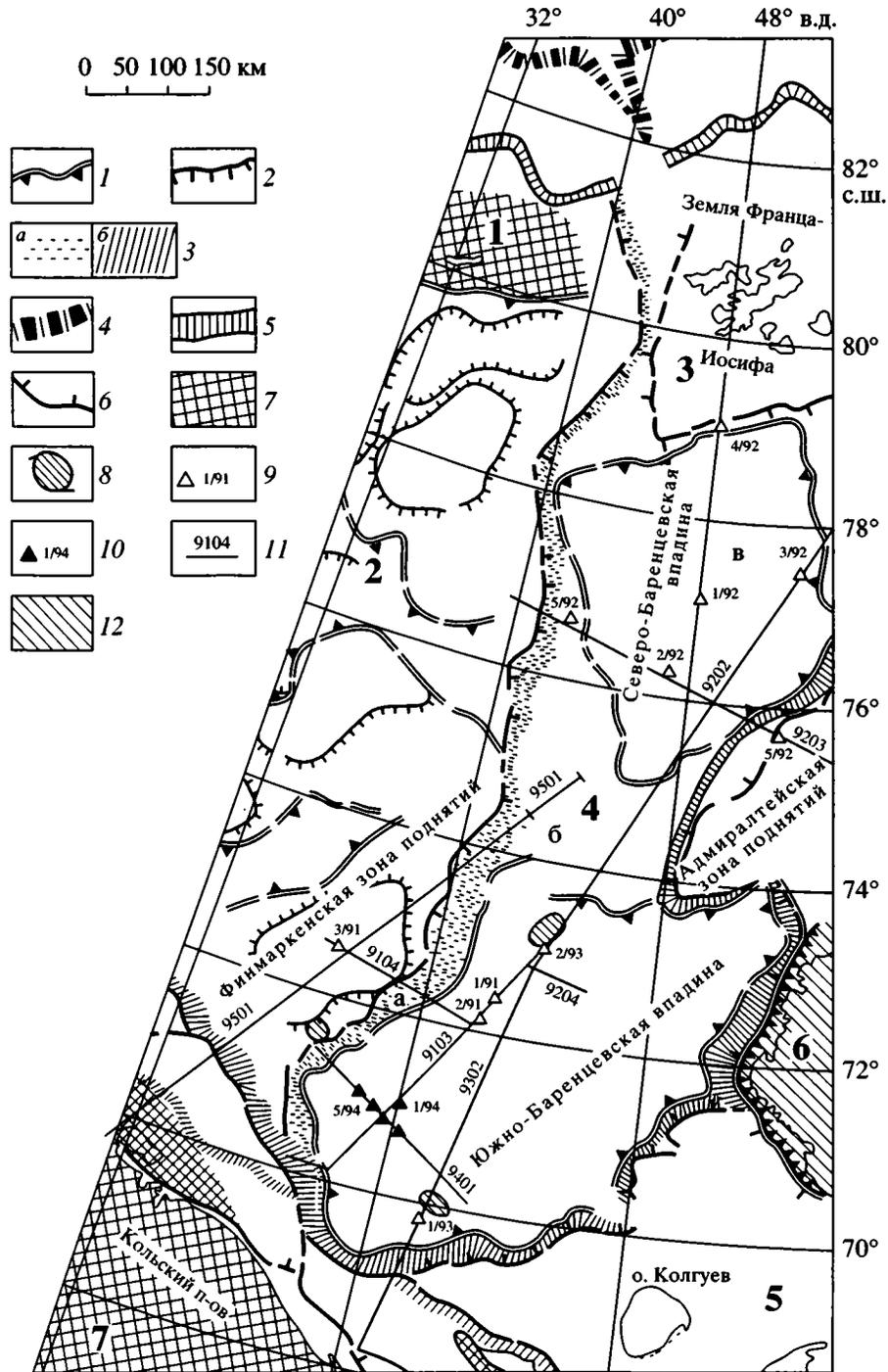


Рис. 1. Схема основных структур Баренцевской субплатформы (по Шкарубо С.И., 1995 г., и [11, 14]) и расположение профилей ШГСП

1 – границы ступеней, впадин, зон поднятий и прогибов; 2 – границы отдельных поднятий и прогибов, структурных террас; 3 – склоны крупных структурных элементов: а – террасы, б – сбросовые ступени; 4 – флексурно-сбросовые пояса; 5 – пояса типовых литрических сбросов, преокеанических сбросов; 6 – границы структурных элементов платформенного комплекса; 7 – Северо-Кольское перикратонное опускание; 8 – крупные нефтегазовые структуры; 9, 10 – точки зондирования: 9 – Масгрейва, 10 – с автономными донными станциями; 11 – профиль ШГСП; 12 – позднепалеозойская–раннемезозойская орогенная система.

Цифры на схеме – региональные структурные элементы Баренцевской субплатформы

1 – выступ Северо-Восточной Земли – PZ–K₂; 2 – Свальбардская плита – PZ–KZ; 3 – массив Земли Франца-Иосифа – PZ–KZ; 4 – Восточно-Баренцевская синеклиза – PZ₂–KZ; 5 – Печорская плита – PZ–KZ; 6 – Пай-Хой-Новоземельская орогенная система – PZ₂₋₃–MZ; 7 – Фенноскандинавский (Балтийский) щит; а – ступени Мурманской террасы; б – Лудловская седловина; в – Лунинская структура

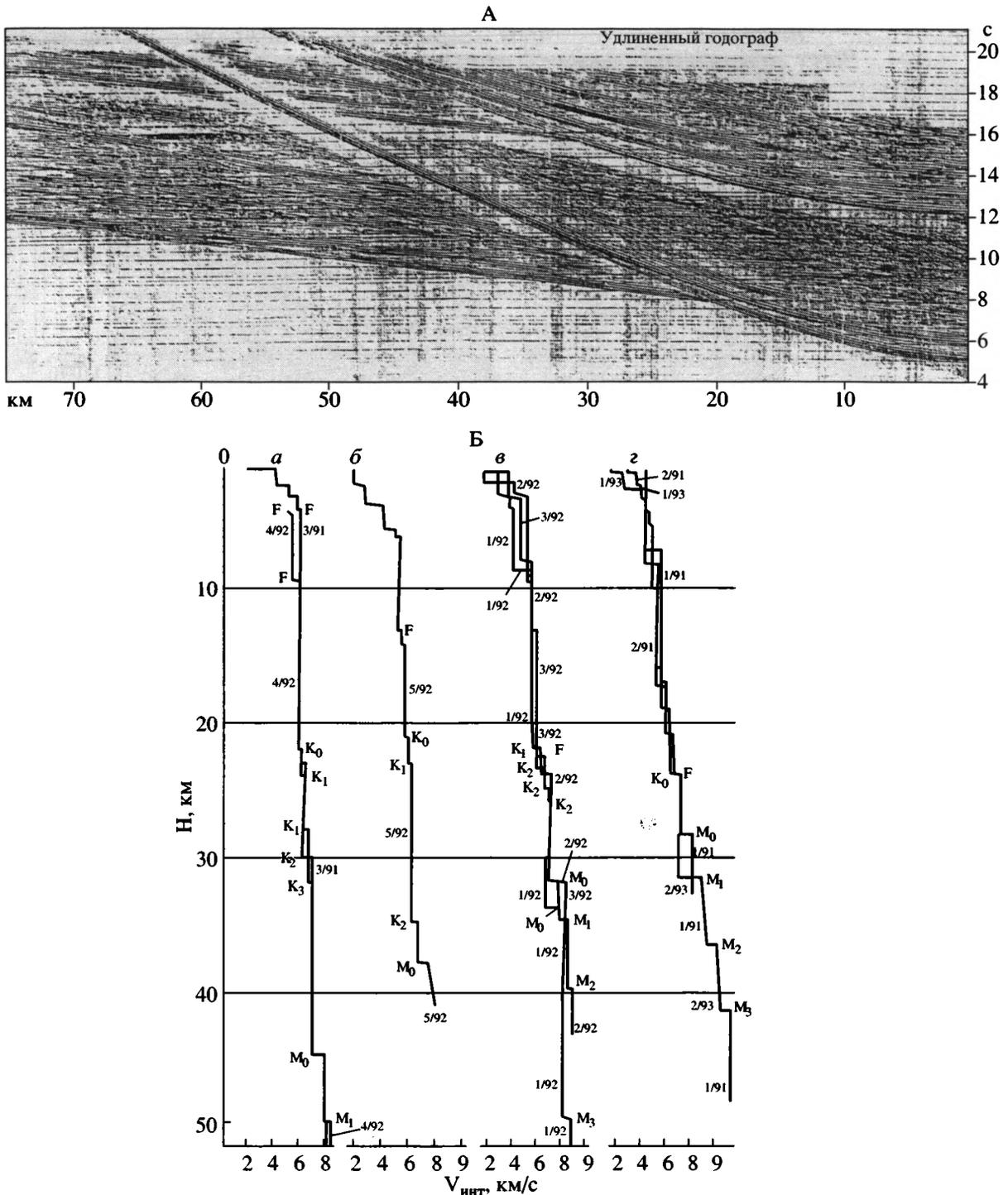


Рис. 2. Типичные сводные годографы и скоростные колонки, полученные по данным зондирования Масгрейва: А – сводные годографы; Б – скоростные колонки
 Для Б: а – поднятие Федынского и северный борт Северо-Баренцевской впадины (3/91; 4/92); б – восточный борт той же впадины (5/92); в – ее центральная котловина (3/92; 2/92; 1/92); г – центральная котловина Южно-Баренцевской впадины (1/93; 1,2/91; 2/93); F – кровля фундамента (консолидированного основания); K₀, K₁, K₂, K₃ – границы в консолидированной коре; M₀ – граница Мохо, M₁, M₂, M₃ – границы в мантии; 3/91 – номер зондирования

ваны все модификации ШГСП: классическая двухсудовая [8, 22], односудовая с буксировкой двух кос с регулируемым выносом косы дальней

зоны до 10 км [9], односудовая с автономными донными станциями, когда докритические отраженные волны принимаются косами, буксируе-

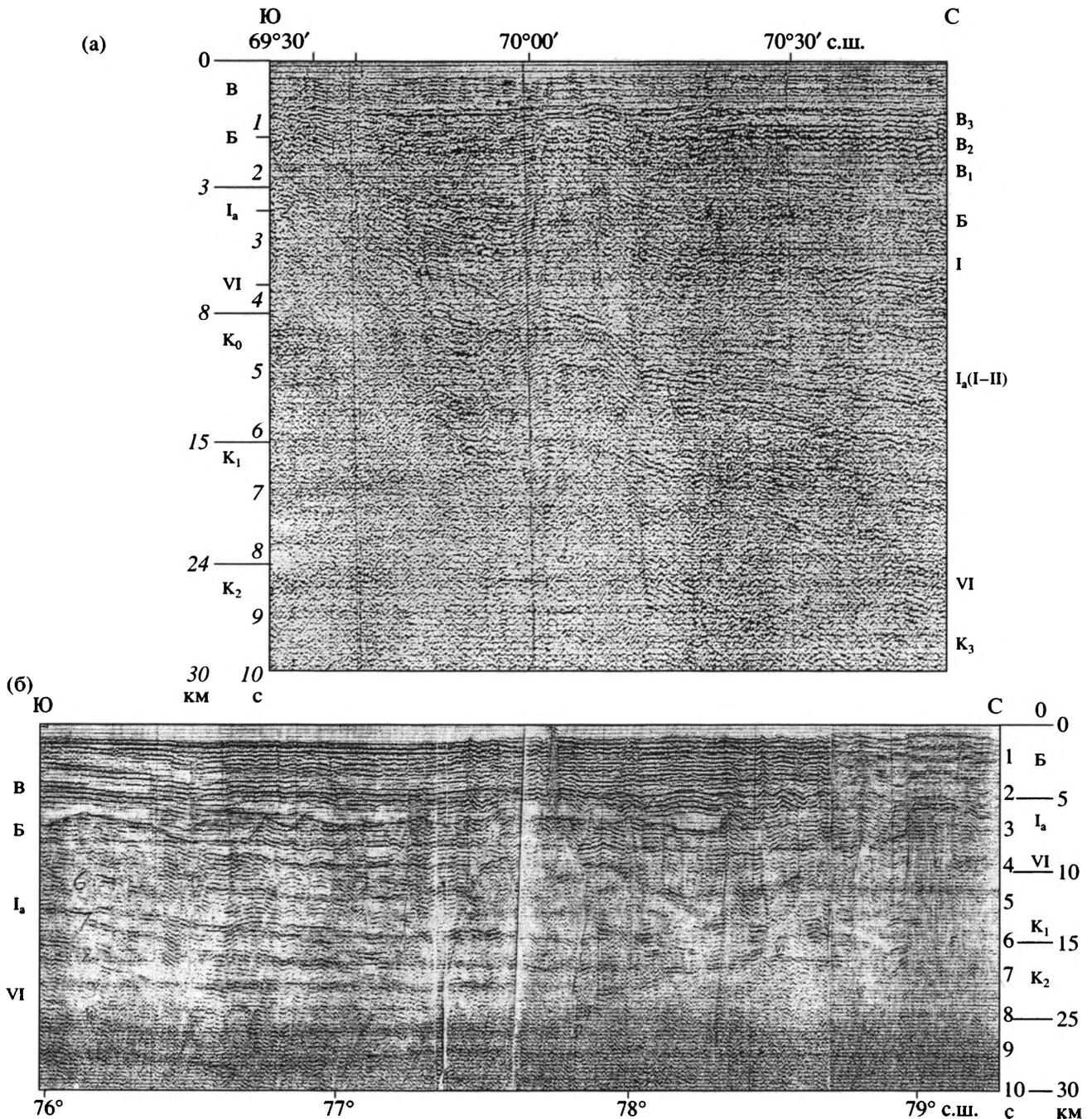


Рис. 3. Разрезы по осевой части Восточно-Баренцевской мегавпадины, пересекающие ее борта: а – фрагмент южной части сейсмического разреза Южно-Баренцевской впадины по профилю 9302; б – фрагмент сейсмического разреза северной части Северо-Баренцевской впадины по профилю 9202; в – схематизированный разрез по профилям 9202 и 9302 вдоль оси Восточно-Баренцевской мегавпадины по [5]

Для в: 1, 2 – отражающие границы: 1 – непрерывно коррелируемая, 2 – прерывистая; 3 – наклонные нарушения, охватывающие всю толщу осадков, и крупные субвертикальные нарушения, уходящие в консолидированную кору; 4 – опорная отражающая граница (между P_1 и C_3); 5 – интервальная скорость продольных волн, км/с; 6 – плотность по гравиметрическим данным; 7 – опорная граница Б между (J_1 и T_3); 8 – возраст толщи (J-K-Q)

мыми за судном, а закритические отраженные, рефрагированные и головные волны регистрируются автономными донными станциями [9, 21]. Всего в Баренцевом море в 1991–95 гг. было от-

работано 5300 км профилирования и 134 зондирований ШГСП, в том числе 10 двухсудовых зондирований Масгрейва и 124 зондирования с автономными донными станциями (см. рис. 1) [13].

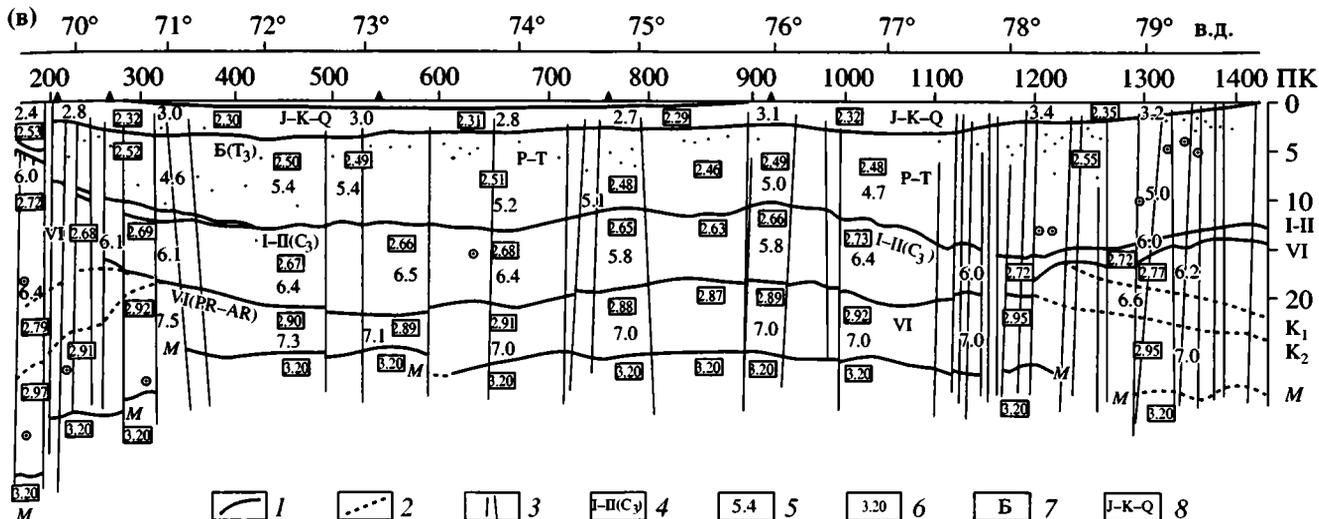


Рис. 3. Окончание.

В комплексе технических средств ШГСП в 1991–95 гг. использовались: мощные низкочастотные пневмоисточники типа Сливган, ПИ-100 (2 × 60 литров), СИН (2 × 40 литров), 96-канальные сейсмокоды типа Пракла-Сеймос и ПСК-12 длиной 3000 м, системы сбора данных МАРС, системы оперативной обработки данных на базе СМО СЦС-5, ГЕАН, ПРОМАКС [17]. Для односудовой модификации использовались: кабель-трос КГ-1-55-90 10 км, система передачи данных по радио и кабелю СПСИ-1, головной и концевой буи, автономные донные станции – 30 штук, радиogeодезические системы “Силезис” и GPS, с точностью ±10 м. Окончательная обработка данных выполнялась на береговых ИВЦ МАГЭ, ФГУГП Севморгеологии, Южморгеологии с использованием СМО Промакс, СЦС-5, ГЕАН, дополненной комплексом программ тр-преобразований и решения обратной задачи сейсмоки в тр-области [8, 9, 17, 22].

РЕЗУЛЬТАТЫ ШГСП
Результаты зондирования

Анализ колонок скоростей, полученных по данным зондирования, позволил уточнить данные МПВ–ГСЗ 1976–86 гг. [20]. На записях зондов по динамическим и кинематическим признакам достаточно уверенно были выделены группы волн, связанные с осадочной толщей, кристаллической частью коры, поверхностью Мохо (М) и верхней мантией (рис. 2), а также произведена идентификация отдельных волн [17]. Наиболее просто по сопоставлению с ранними данными скважин, ГСЗ, МОВ–ОГТ и МПВ установлена природа волн и главных границ, связанных с осадочной толщей и поверхностью фундамента (гра-

ницы Б, В, I–IV) [4, 5, 12, 13]. По комплексу признаков (низкие частоты вступлений, повышенная интенсивность волн) хорошо выделяется поверхность М, принимаемая за основание земной коры и поверхность верхней мантии. Спорадически выделяется группа волн между М и поверхностью консолидированного складчатого фундамента IV (K₀, K₁, K₂). Эти волны связаны с границами в консолидированной части земной коры и в зависимости от скоростей могут относиться преимущественно к кислым (“граниты”) или основным (“базальты”) породам [20]. Возраст верхней части фундамента и границ в консолидированной части коры в зависимости от геологической ситуации может рассматриваться как раннепалеозойский (каледонский), поздне- и раннепротерозойский и даже архейский. В верхней мантии, глубже поверхности М₀, также прослежены волновые поля, свидетельствующие о неоднородности верхней мантии (границы М₁, М₂, М₃).

В результате анализа данных зондирования инструментально установлено, что максимальная мощность осадков в Южно-Баренцевской и Северо-Баренцевской впадинах достигает 20–23 км, что уточняет мощности, указанные ранее в [11, 14, 20], уменьшаясь на бортах Восточно-Баренцевской мегавпадины до 7.0–5.0 км. Установлено, что граница М в оси Восточно-Баренцевской мегавпадины находится на глубине 28–32 км в Южно-Баренцевской впадине и 32–34 км в Северо-Баренцевской впадине; в отличие от данных ГСЗ–МПВ 1982–86 гг. – на глубине 42–44 км [18–20]. На бортовом обрамлении впадин граница М погружается на глубину 42–45 м. Разница в глубинах границы М в оси Восточно-Баренцевской мегавпадины, по данным ГСЗ [18–20] и ШГСП,

определяется разницей в методах оценки интервальных скоростей [21, 22].

Таким образом, по данным зондирований ШГСП, максимальный подъем мантии составляет под Южно-Баренцевской впадиной 13–14 км и 10 км под Северо-Баренцевской впадиной, в отличие от 5–6 км и 7 км соответственно, по данным ГСЗ-МПВ 1976–82 гг. [20]. Подтверждено, что уменьшение мощности коры под впадинами происходит за счет утонения толщи с интервальными скоростями 5.6–6.1 км/с, т.е. так называемых “гранитных” толщ [20]. Возможно, в центральных частях Восточно-Баренцевской мегавпадины подошва метаморфизованных осадков со скоростями 5.2–5.6 км/с залегает непосредственно на “базальтовом” фундаменте со скоростями 6.8–7.2 км/с. В консолидированном фундаменте выделяются границы K_0 , K_1 , K_2 , K_3 , разделяющие слои с интервальными скоростями 5.8–6.5 и 6.8–7.6 км/с на бортах мегавпадины, а в ее центральных котловинах – только со скоростями 6.8–7.6 км/с. В мантии выделены границы M_1 , M_2 , M_3 , разделяющие толщи с высокими (8.4–8.6 км/с) и сравнительно низкими (7.8–8.1 км/с) скоростями.

Результаты профилирования

Строение бортов Восточно-Баренцевской мегавпадины. Южный борт Южно-Баренцевской впадины пересекается профилями 9302 и 9103 от $69^{\circ}10'$ до $70^{\circ}00'$ с.ш. (см. рис. 1). На разрезах ШГСП (рис. 3) четко обрисован южный склон Баренцевской субплатформы, представленный серией сбросов амплитудой до 2.5–3.0 км. Глубина впадины по борту от верхней до нижней границы осадков по горизонту VI составляет 17 км. Мощная толща палеозойских осадков нижнего этажа, заполняющая впадину между горизонтами I–II (P_1 – C_3) и VI (PR–AR), последовательно выклинивается от нижних слоев к верхним у ее южного борта. Средний этаж между горизонтами I–II и Б (T_3 – J_1) резко уменьшается в мощности. Самый верхний кайнозойско-меловой этаж (J_3 –Q) выше границы Б имеет выдержанную мощность. Осадочные слои залегают на консолидированных породах южного борта Южно-Баренцевской впадины. Границы в осадках наклонены на север к центру впадины под углами 3–5°. Вся прибортовая часть разреза разбита на блоки серией субвертикальных нарушений, охватывающих всю осадочную толщу и уходящих в фундамент до глубины 25–30 км. Кровля протерозойского фундамента (границы VI– K_0) воздымается по борту с севера на юг с 17 км ($70^{\circ}30'$ с.ш.) до 7.5 км ($69^{\circ}10'$ с.ш.). В консолидированной коре прослеживаются границы (K_1 , K_2 , K_3), падающие на юг. Их наклон с глубиной увеличивается. Граница М погружается ступенями к югу от 30 км на 71° с.ш. до 38 км на 69° с.ш. (см. рис. 3, в).

Северо-восточный борт Восточно-Баренцевской мегавпадины пересечен профилем 9202 в интервале $78^{\circ}00'$ – $80^{\circ}10'$ с.ш. от борта до массива Земли Франца-Иосифа (см. рис. 1, 3, б), где наблюдаются деформации верхнего мезо-кайнозойского этажа выше границы В.

С $78^{\circ}50'$ с.ш. северный борт разбит серией субвертикальных нарушений, и, возможно, с 79° с.ш. породы Северо-Баренцевской впадины по латерали замещаются метаморфическими комплексами Земли Франца-Иосифа. Подошва осадочной толщи (граница VI) по серии сбросов плавно опускается к югу с 13 км на 80° с.ш. до 21 км на $77^{\circ}30'$. Средний и нижний ярусы осадков разбиты на блоки серией субвертикальных нарушений, уходящих в толщу кристаллической коры.

Границы внутри осадочной толщи прослеживаются в виде разрозненных площадок, которые интерпретируются как срывы южного направления и интрузивы, деформирующие и замещающие осадочные толщи [2, 15, 16, 18]. Консолидированный фундамент отображен на разрезе дальней зоны, ниже границы VI (подошва осадков), где к северу от 78° с.ш. в интервале глубин от 13 до 30 км между границами VI и М по отдельным площадкам удается условно выделить горизонты K_1 и K_2 , наклоненные на север. Граница М к северу от $78^{\circ}00'$ плавно погружается с 27 до 30 км у Земли Франца-Иосифа [4, 5] (см. рис. 3, в).

Западный борт Восточно-Баренцевской мегавпадины пересечен профилем 9401 на юге Южно-Баренцевской впадины, профилем 9104 в центральной ее котловине, профилем 9501 со стороны Лудловской седловины (см. рис. 1). Профиль 9104 (см. рис. 1, 4) пересекает западный борт центральной котловины Южно-Баренцевской впадины, ступени Мурманской террасы и выходит на поднятия Федынского (см. рис. 1, 4). Вдоль борта с востока на запад толща меловых и кайнозойских осадков верхнего этажа над горизонтом Б уменьшается с 2.4 до 1.5 км, залегая слабо наклонно к востоку. Толща второго этажа между горизонтами Б и I_a на западном борту Южно-Баренцевской впадины и на поднятии Федынского частично выклинивается, а горизонт I_a поднимается с 11.3 до 5.5 км и далее на запад на возвышенности Федынского не прослеживается непрерывно из-за обширной зоны нарушений.

Общее сокращение толщи осадков достигает 6.0 км за счет уменьшения мощности в основном второго этажа, так что горизонт VI поднимается с 24 км в Южно-Баренцевской впадине до 17 км на 105-километровом интервале от центральной котловины этой впадины до поднятия Федынского (см. рис. 4, а). Граница кровли консолидированной коры K_0 здесь опускается с 24.6 до 25.4 км, так что между горизонтами VI и K_0 образуется клиноформа из слоистых линзовидных тел с максимальной мощностью до 8.0 км на западном конце

профиля под поднятием Федынского. Границы VI и K_0 , начиная с подножья западного борта Южно-Баренцевской впадины, где они отмечаются на глубинах 24.6 км, расходятся так, что горизонт VI поднимается до отметки 17.5 км на поднятии Федынского, а горизонт K_0 опускается на глубину 25.4 км. Весь интервал между этими горизонтами на разрезе заполнен протяженными отражающими границами, обрисовывающими линзовидные тела, суммарная мощность которых возрастает с нуля у подножья борта Южно-Баренцевской впадины до 8 км – на поднятии Федынского.

Клиноформные тела выделяются и между границами I_a и VI в интервале глубин 5.5–17 км. Они исчезают только в зоне Южно-Баренцевской впадины, т.е. восточнее разлома 40° в.д. Таким образом, в фундаменте на западном борту Южно-Баренцевской впадины выделяются две слоистые высокоскоростные линзовидные толщи на глубинах 5.5–17 км (со скоростью 5.2–5.6 км/с) между горизонтами I_a и VI и на глубинах 17.0–35.0 км между горизонтами VI и K_0 (со скоростью 6.4–6.6 км/с), исчезающие у подножья борта Южно-Баренцевской впадины и достигающие максимальной мощности при подходе к вершине борта и на поднятии Федынского. Выделить кровлю мантии – границу M на поднятии Федынского здесь не удалось, а в Южно-Баренцевской впадине она вскрыта на глубине 32 км и опускается до 40 км у основания поднятия Федынского (у кровли борта Южно-Баренцевской впадины). Нарушения в осадочной толще субвертикальны и выполаживаются в консолидированной коре. Они наклонены на запад к востоку от центра профиля и к востоку на западе от него, образуя “чашу” глубиной 45 км, где выполаживаются линии нарушений. Поверхность выхода линий нарушений в горизонталь отображает кровлю мантии, что позволяет провести границу M на глубине 40–45 км под западным бортом Южно-Баренцевской впадины и под поднятием Федынского. Аналогичная картина наблюдается и по профилю 9401 (см. рис. 4, б).

Профиль 9401 пересекает западный борт Южно-Баренцевской впадины по нормали. Здесь мощность осадочной толщи уменьшается от подножья к бровке борта впадины по горизонту VI с 11.5 до 8 км на северо-западном конце профиля. Сокращение происходит за счет палеозойского и пермско-триасового комплексов. Мезо-кайнозойский комплекс выше границы B сокращается с 2.8 до 1.2 км (см. рис. 4, б).

В консолидированной коре горизонты K_0 , K_1 , K_2 располагаются на глубинах 12.5, 19.5 и 24 км соответственно в Южно-Баренцевской впадине и погружаются на запад под ее западным бортом до 15, 19, 24 и 27 км в конце разреза. Между границами VI и K_0 прослеживается серия горизонтов, конформных им. У подножья борта границы I_a ,

VI, K_0 максимально сближаются, а далее на запад граница I_a поднимается до 65 км, граница VI – до 8 км, а граница K_0 опускается до 19 км. Можно предполагать, что западнее разлома 40° в.д. происходит латеральная смена пород фундамента. На разрезе консолидированной коры между границами VI и K_2 в интервале глубин 9.0–27 км выделяется клиновидное слоистое тело, мощность которого увеличивается к западу от подножья склона с 7.0 до 18 км. Интервальные скорости в нем составляют: 5.6 км/с в кровле на глубине 9.0 км и 6.6 км/с у подошвы на глубине 27 км. Горизонт K_2 плавно опускается с 24 км у подножья борта до 27 км на западном конце профиля. Граница M прослежена на глубине 34 км у подножья борта Южно-Баренцевской впадины и опускается до 40 км на северо-западном окончании профиля, т.е. на западном борту склона. Зоны нарушений выделяются в осадочной толще и консолидированной коре до границы M. Они наклонены к западу и разбивают борт впадины на блоки, наклоненные к западу. В верхних толщах осадков линии нарушений субвертикальны, на глубине 8–15 км они выполаживаются.

Профиль 9501, проходящий по линии профиля ГСЗ-76 [20], пересекает под углом 45° с северо-востока на юго-запад западный борт Южно-Баренцевской впадины в районе Лудловской седловины (см. рис. 1, 4). На разрезе верхний этаж выше горизонта B залегает субгоризонтально в интервале 1.3–1.2 км. Толщи третьего пермско-юрского этажа между горизонтами B и I_a (I–II) к юго-западу частично выклиниваются и сокращаются в мощности с 7.6 км у подножья западного борта до 3.0 км на его вершине. Толща палеозойского этажа между горизонтами I_a и VI выклинивается, и кровля фундамента поднимается ступенями по серии сбросов с 15 км на северо-востоке до 7.0 км на юго-западе. Горизонт VI на поднятии Федынского облекает кровлю фундамента, поднимаясь по сбросу на глубину 5.0 км. Горизонт K_0 протягивается на запад за линией нарушений на глубине 15 км и не меняет своего гипсометрического уровня. Таким образом, между горизонтами VI и K_0 в Южно-Баренцевской впадине в интервале глубин 7.5–15 км выделяется нижнепалеозойская толща, выклинивающаяся как к востоку на Лудловской седловине, так и на западе на поднятии Федынского. Она разбита нарушениями типа вертикальной тектонической ступени. Плоскости нарушений наклонены на северо-восток. Крупнейшее из них проходит по 40° в.д. и прослеживается до глубины 32 км в консолидированной коре. Здесь между горизонтами VI и K_0 по разлому 40° в.д. и происходит латеральная смена консолидированных пород фундамента на западе на осадочные на востоке.

Вся толща кристаллической коры состоит из переслаивания тонких линзовидных тел, протя-

(a)

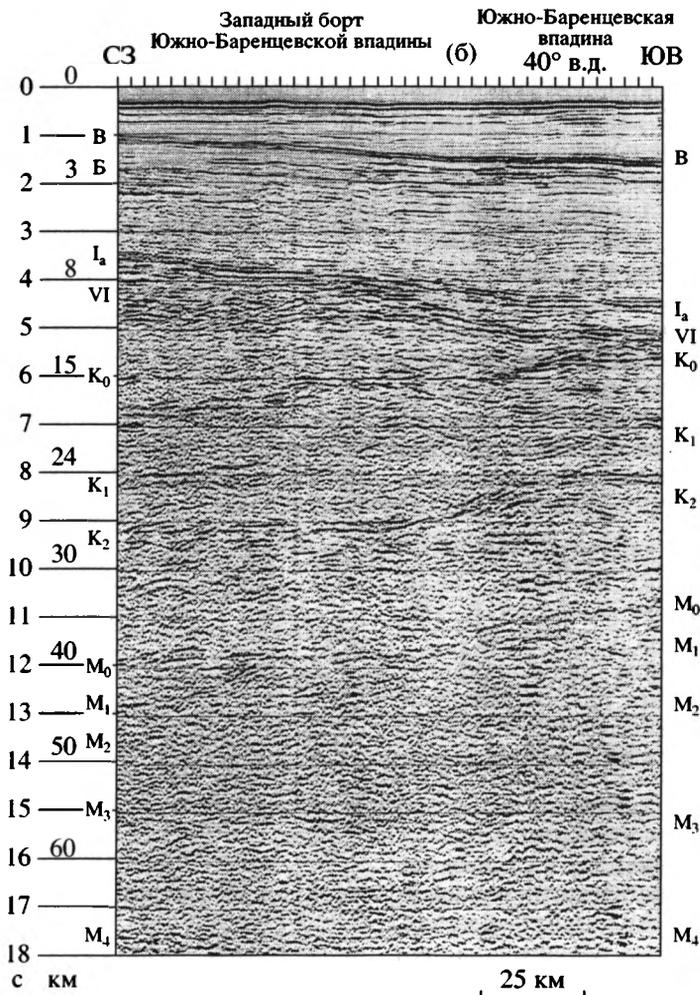
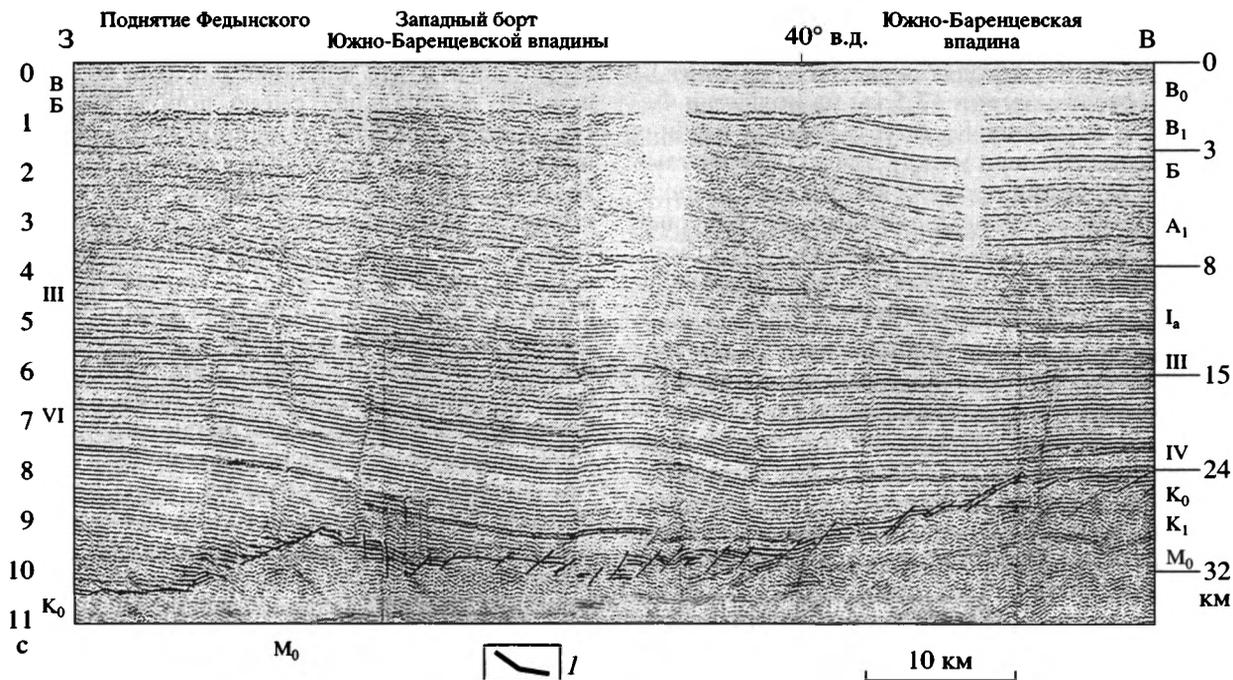


Рис. 4. Начало.

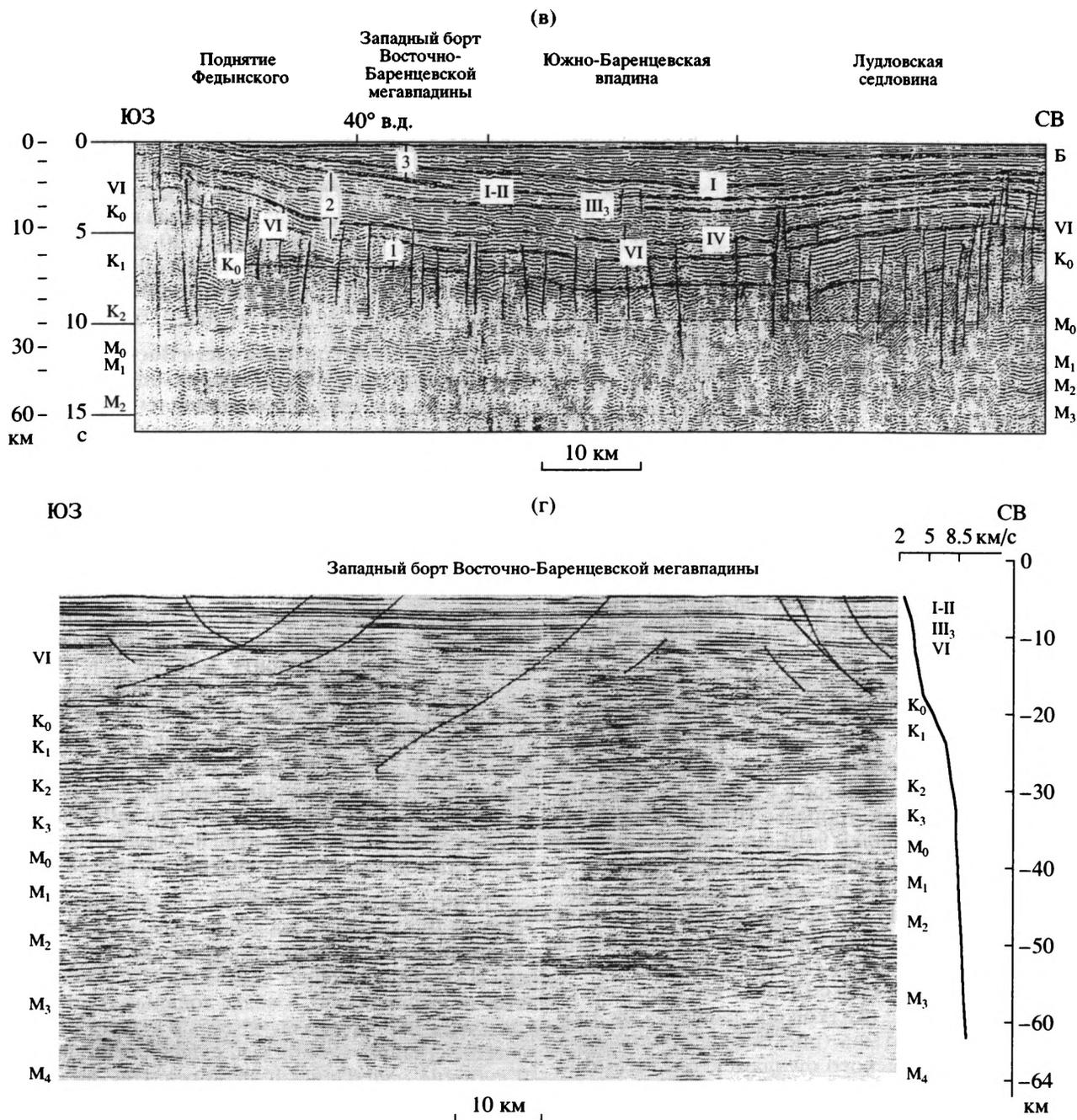


Рис. 4. Фрагменты разрезов ШГСП, пересекающих западный борт Восточно-Баренцевской мегавпадины: а – по профилю 9104; б – по профилю 9401; в – по профилю 9501-ближняя зона и его интерпретация по Л.А. Дараган-Сушевой и А.Д. Павленкину по [5]; г – фрагмент разреза по профилю 9501-дальняя зона, западный борт Восточно-Баренцевской мегавпадины, вынос косы на 31 км, по [11]

Индексы отражающих горизонтов с их стратиграфической приуроченностью: K₀ – подошва рифея; IV – кровля силура; VI – подошва палеозоя; III – подошва верхнего девона; I-П – подошва перми; I – подошва триаса; Б – кровля юры; В – кровля юры; I_а – поверхность карбонатного нижнепермско-каменноугольного комплекса;

Для а: 1 – резкие нарушения сейсмической записи (разломы). Для в: 1-3 – крупные сейсмические комплексы с пластовыми скоростями в км/с: 1 – 5.8-6.0; 2 – 5.4-5.8; 3 – 4.0-5.4.

женностью от 20 до 100 км. В ней нет опорных границ, но на глубинах 17-19 и 24-27 км интенсивность отражений выше и протяженность отражателей больше, что позволяет отнести к этим

интервалам глубин границу K₁ – кровлю протерозойского фундамента и границу K₂ – кровлю архея (?). Между горизонтами K₀ и K₁ на западном борту Южно-Баренцевской впадины выделяется

слоистое линзовидное тело, выклинивающееся к востоку в эту впадину, где четко прослеживается подъем границы M_0 с 37 до 32 км и далее до 30 км в центральной котловине Восточно-Баренцевской мегавпадины. Скорости этого тела не превышают 6.5 км/с. Можно предполагать, что эта слоистая линза, выклинивающаяся на восток, представляет "гранитный" слой континентальной коры, который выклинивается в Южно-Баренцевской впадине. На разрезе при наблюдениях в дальней зоне при выносе косы на 31 км на западном борту Южно-Баренцевской впадины удалось проследить кровлю астеносферы M_4 (?) на глубине 61–62 км, границы внутри верхней мантии: M_1 , M_2 , M_3 – на глубинах 41, 47, 55 км соответственно, кровлю мантии – границу M_0 на 38 км, кровлю фундамента – границу K_0 на 17–18 км, границы K_1 , K_2 , K_3 внутри коры на глубинах 23, 29 и 33 км соответственно (см. рис. 4, г).

Таким образом, вдоль всего западного борта Восточно-Баренцевской мегавпадины при переходе от поднятия Федьинского к Южно-Баренцевской впадине установлено выклинивание "гранитных" слоев коры, подъем мантийных слоев с 40 до 35–30 км, увеличение мощности первого, второго и частично третьего структурного этажей с 5–7 до 15–17 км и смена состава пород по латерали у зоны сбросов, оконтуривающих борт впадины.

Восточный борт Восточно-Баренцевской мегавпадины пересекается в южной части, в районе Печороморской террасы (Южно-Баренцевская впадина) профилем 9401, а в центральной части Восточно-Баренцевской мегавпадины, в районе Адмиралтейской зоны поднятий, профилем 9203 (см. рис. 1). На профиле 9401 на восточном борту в южной части Южно-Баренцевской впадины, при переходе к Печороморской террасе граница VI поднимается с 15 до 12 км, а мощность перекрывающих ее осадков сокращается на 3 км за счет нижнего этажа (рис. 5, а). Граница K_0 – кровля протерозойского фундамента – поднимается по борту с запада на восток с 21 до 17 км, граница K_1 с 28 до 18 км, а граница M_0 опускается с 35 до 40 км. В мантии, ниже границы M_0 , в Южно-Баренцевской впадине наблюдаются отдельные отражатели (M_1 , M_2 , M_3), субпараллельные границе M_0 , на глубинах от 40 до 65 км. Линии нарушений обрисовывают крутые сбросовые ступени в рельефе протерозойского фундамента. Их плоскости падения наклонены на запад, в сторону центральной котловины Южно-Баренцевской впадины.

На профиле 9203, пересекающем Восточно-Баренцевскую мегавпадину в районе Адмиралтейской зоны поднятий (см. рис. 1, 5, б), восточный борт Северо-Баренцевской впадины наиболее крутой. Мощность осадочной толщи сокра-

щается с 23 км в центральной котловине этой впадины до 8 км на вершине борта за счет выклинивания нижнего палеозойского (от горизонта VI до горизонта I_a) и верхнего юрско-кайнозойского этажей (выше границы В). Граница K_0 здесь поднимается с 19 до 8 км, а граница М погружается с 31 км в Северо-Баренцевской впадине до 45 км под Адмиралтейским валом. В консолидированной коре выделяются наклоненные на восток границы K_1 , K_2 , K_3 на глубинах 13, 20, 27 км соответственно. Борт разбит серией крутопадающих разломов на блоки. Линии нарушений наклонены к западу [10, 18] (рис. 6, б, см. рис. 5, б).

Строение центральной части Восточно-Баренцевской мегавпадины. *Центральная часть Восточно-Баренцевской мегавпадины* пересечена в Южно-Баренцевской впадине профилями 9302, 9401, 9103, в Северо-Баренцевской впадине профилем 9202 (см. рис. 1, 3, 6).

Профиль 9302 в интервале $71^{\circ}30'–74^{\circ}30'$ с.ш. пересекает центральную котловину Южно-Баренцевской впадины. На разрезе в интервале глубин от 7.0 до 23 км границы полого изогнуты, субгоризонтальны и разбиты на блоки субвертикальными нарушениями. Опорный горизонт I_a , тождественный горизонту I–II, по [5], ($P_1–D_3$), прослежен на глубине 13–15 км, а подошва палеозойской толщи – граница VI – на 20–24 км. Кровля протерозойского фундамента – граница K_0 здесь погружена на максимальную глубину 24–26 км, а граница VI на бортах мегавпадины прилегает к ней. Граница М поднимается здесь до минимальных глубин – 28–30 км, а в мантии наблюдаются границы, обрисовывающие диапир на глубине 45–50 км.

В интервале $74^{\circ}30'–75^{\circ}00'$ с.ш. профиль пересекает Лудловскую седловину. Здесь верхний горизонтально залегающий этаж, включая границы Б ($T_3–J$), приподнят на 1.5 км и осложнен пологой складчатостью. Своды локальных структур разбиты нарушениями, которые уходят в глубокие осадочные слои и консолидированную кору. Глубокие палеозойские слои осадков, ниже границы I_a и до VI, сохраняют свои относительные гипсометрические уровни, границы VI и K_0 поднимаются на 3–5 км, образуя "антиклиналь". Борты Лудловской структуры обрисованы субвертикальными зонами нарушений, которые на глубине выполаживаются и в консолидированной коре наклонены от центра структуры. Граница К здесь флексурно изгибается и образует антиклинальную структуру с амплитудой 2–3 км, поднимаясь до минимальной отметки 27 км. На разрезе дальней зоны при выносе косы на 25 км геометрия границы М и более глубоких мантийных границ обрисовывает крупный мантийный диапир с амплитудой 20–21 км в основании Лудловской структуры (см. рис. 3, 6). В интервале $75^{\circ}10'–78^{\circ}45'$ с.ш. профиль пересекает Северо-Барен-

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНО-БАРЕНЦЕВСКОЙ МЕГАВПАДИНЫ

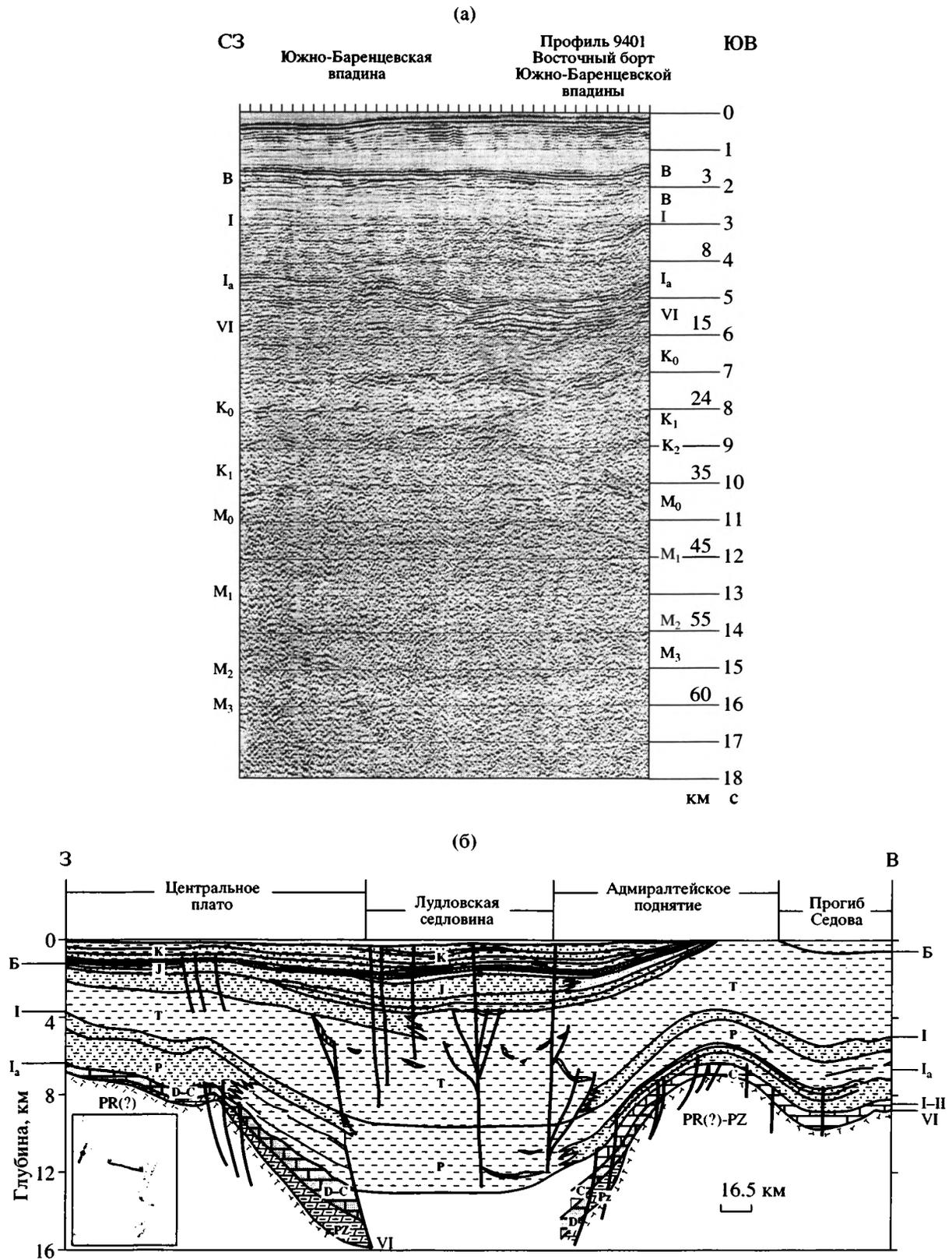


Рис. 5. Фрагменты разрезов восточного борта Восточно-Баренцевской мегавпадины: а – разрез в южной части Южно-Баренцевской впадины по профилю 9401; б – разрез по профилю 9203 в южной части Северо-Баренцевской впадины; интерпретация (по [10])

Условные обозначения см. на рис. 3, 4

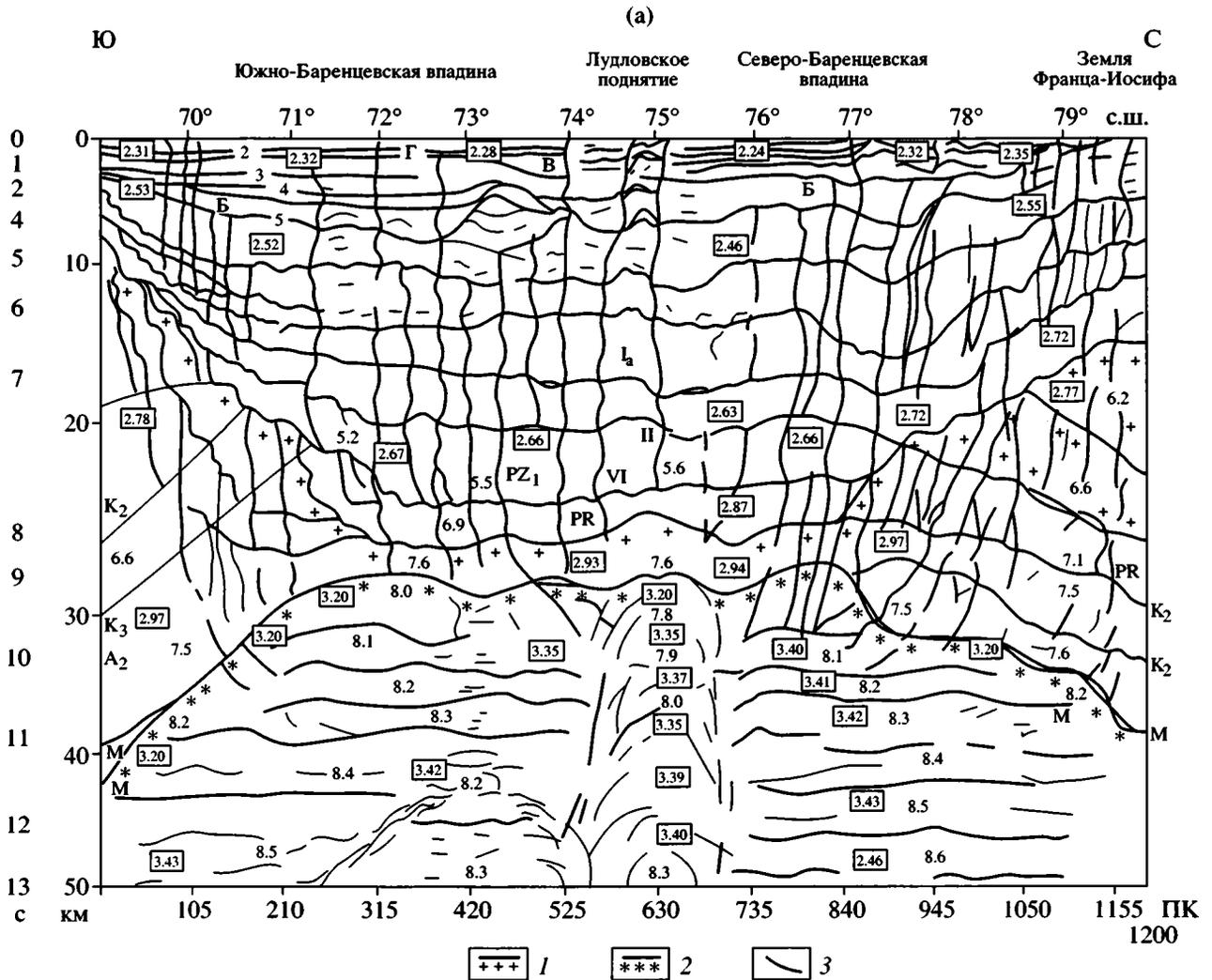


Рис. 6. Сводные сейсмо-геологические разрезы вдоль оси Восточно-Баренцевской мегавпадины: а – по профилям 9302, 9202 (см. рис. 1); б – по нормали к оси мегавпадины по профилям 9203, 9501 и 9202

1 – кровля и 2 – подошва консолидированной коры; 3 – разломы. Остальные усл. обоз. см. рис. 3, 4

цевскую впадину. Верхний структурный этаж выше границы В мощностью 2.5 км залегает субгоризонтально. По горизонту Б (J_1 – J_3) в интервале $75^{\circ}30'$ – $77^{\circ}00'$ с.ш. выделяется пологая Лунинская антиклиналь амплитудой 1.2 км. Ее северный борт круче южного. Она прослеживается как в верхних, так и нижних этажах. Свод структуры разбит нарушениями. Мощность осадочной толщи достигает 21–23 км, граница М проходит на глубине 27–29 км. Ось Центральной котловины Северо-Баренцевской впадины пересекается разрезом в интервале $77^{\circ}15'$ – $77^{\circ}30'$, где глубина прогиба достигает 23 км. В консолидированной коре здесь не удалось выделить четкие границы из-за их фрагментарности, нарушения множеством разломов, уходящих в мантию. Граница М выделяется на глубине 27 км. Максимальная мощность осадочной толщи достигает 21–23 км на $77^{\circ}10'$.

По мере приближения к Горбовской ступени на $77^{\circ}30'$ – $78^{\circ}00'$ с.ш. внутренняя структура осадочной толщи осложняется дислокациями и нарушениями, охватывающими все три структурных этажа (см. рис. 3, б, в). Граница Б моноклинально поднимается к своду Горбовской ступени с 5.5 до 4.0 км, а вся толща осадков выше нее смята и разбита вертикальными нарушениями на блоки шириной 5–11 км. Границы ниже Б разорваны нарушениями и прослеживаются фрагментарно в виде отдельных площадок или теряют коррелируемость, за исключением границы I_a , прослеженной на глубине 13–15 км, и границы VI, погружающейся на глубину 18–21 км. Однако вероятно, что севернее $77^{\circ}20'$ ниже границы Б происходит латеральное замещение пород. Границы I_a и VI здесь уже не являются опорными и, возможно, разграничивают другие породы. Вся толща ниже грани-

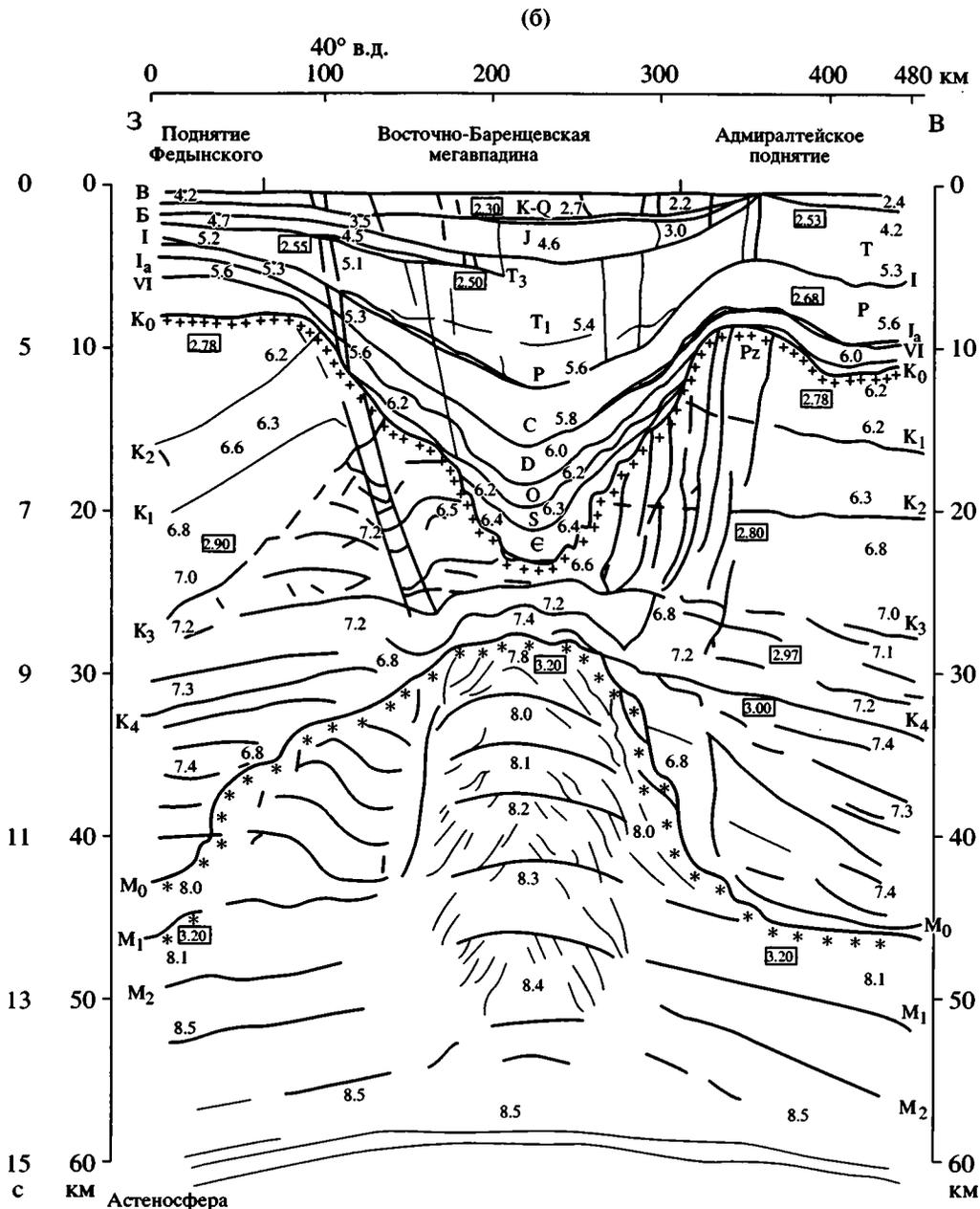


Рис. 6. Окончание.

цы Б сильно раздроблена нарушениями типа сбросов, плоскости падения которых наклонены на юг. В интервале 78°30' в консолидированной коре выделяются границы K₁, K₂, K₃ на глубине 17 и 20 км, погружающиеся на 22 и 24 км соответственно у северного борта Северо-Баренцевской впадины. Граница М прослежена в интервале глубин 27–30 км, погружаясь ступенями к борту впадины.

Консолидированная кора отображается серией отражающих границ протяженностью 10–15 км, разделенных зонами нарушений. Крупные нарушения охватывают всю толщу осадков и консоли-

дированную кору до границы М, где они выполаживаются и исчезают в верхних слоях мантии. Большую часть нарушений можно отнести к сбросам и грабенам, амплитуда которых достигает 2–3 км. По характеру волнового поля разрез вскрытой ШГСП консолидированной коры близок к коре океанских рифтов и трансформных разломов с компонентами растяжения [3, 7]. Однако здесь в консолидированной коре выделяются протяженные (15–20 км) высокоскоростные (6.8–7.3–7.6 км/с) отражатели, которые можно условно отнести к границам кровли рифейского

(K_0), средне- (K_2) и раннепротерозойского (K_1) фундаментов. Граница M_0 – кровля мантии прослеживается на глубине до 30–35 км.

При обработке рефрагированных волн в тр-области, полученных в дальней зоне при выносе косы на 21 и 31 км, граница M_1 прослеживается на глубине 37–38 км при интервальной скорости подстилающих слоев 8.0–8.2 км/с. Необычной представляется слоистая внутренняя структура мантии, где в интервале глубин 38–60 км прослеживаются интенсивные “согласно залегающие” высокоскоростные отражатели протяженностью до 25 км. Интервальные скорости здесь достигают 8.5–8.7 км/с. Однако в интервале глубин 55–61 км интенсивность отражателей резко падает, сокращается их протяженность до 3–5 км. Интервальные скорости здесь уменьшаются до 7.6–7.9 км/с. Но на глубине 61–64 км интенсивность отражателей вновь возрастает, а их протяженность увеличивается до 10 км. Интервальные скорости здесь достигают 8.4–8.6 км/с (см. рис. 4, б, г, 5, а).

На основе данных ШГСР построены сводные сейсмо-геологические разрезы вдоль оси Восточно-Баренцевской мегавпадины и нормально к ней в районе Лудловской седловины, наиболее полно отображающие строение мегавпадины (см. рис. 6).

Таким образом, исследования глубинного строения и внутренней структуры осадочной толщи и земной коры Восточно-Баренцевской мегавпадины и ее обрамления методом ШГСР позволили экспериментально установить, что максимальная мощность осадочной толщи составляет 23–24 км; утонение консолидированной коры в осевой зоне впадины достигает 5–6 км за счет выклинивания “гранитного” слоя; происходит подъем границы Мохо до 28–30 км подо дном, т.е. предполагается существование вдоль оси Восточно-Баренцевской мегавпадины мантийного диапира, амплитудой до 10–11 км; ниже границы M_0 вплоть до глубины 60 км имеются протяженные отражатели; борта мегавпадины разбиты сбросами, амплитуда которых достигает 3–4 км; плоскости скольжения сбросов направлены к оси впадины, что позволяет отнести ее к впадинам синтетического типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Исследования глубинного строения и внутренней структуры осадочной толщи и консолидированной земной коры Восточно-Баренцевской мегавпадины и ее обрамления методом ШГСР в объеме 5000 км профилирования, 10 двухсудовых зондирований и 124 зондирований с автономными донными станциями позволили экспериментально установить максимальную мощность осадочной толщи – 23–24 км, утонение консолидированной коры в осевой зоне впадины до 5–6 км за счет

выклинивания гранитного слоя и подъем границы Мохо до 28–30 км подо дном в осевой части котловин Южно- и Северо-Баренцевских впадин, подтверждая данные [2, 11, 16, 19, 20].

2. Характерной особенностью глубинной структуры консолидированной коры Восточно-Баренцевской мегавпадины является наличие протяженных отражателей ниже границы M до глубины 60 км. Борта мегавпадины и ее прибортовые зоны разбиты сбросами, амплитуда которых достигает 3–4 км. Плоскости скольжения сбросов направлены к оси впадины, что позволяет отнести ее к впадинам синтетического типа.

3. Расчетами установлено, что среднее относительное растяжение, нормальное к оси впадины, не превышало 10% за весь период ее существования (500 млн. лет), за исключением раннего этапа ее заложения в PR_1 – PZ_1 , когда растяжение достигало 20% в период активного рифтинга архейской (байкальской) метаплатформы. Процесс развития Восточно-Баренцевской мегавпадины проходил в условиях слабого растяжения, которое не могло обусловить 24-километровое прогибание и 15-километровое утонение кристаллической коры.

Главной причиной столь длительного (500 млн. лет) и глубокого прогибания и утонения консолидированной коры мегавпадины можно считать проходящий в ее основании процесс эклогитизации, приводящий к образованию плотных (3.5 – 3.6 г/см³) высокоскоростных (8.3–8.5 км/с) пород. Этот процесс проходил в основном в условиях низких температур и низкого содержания воды в нижней коре, о чем свидетельствуют низкие значения средней скорости прогибания Восточно-Баренцевской мегавпадины (0.03 мм/год), и замедлялся или ускорялся глобальными геотектоническими циклами. На продолжительных этапах, когда плотные породы отделялись от астеносферы твердым слоем мантии большой мощности, характерной для платформенной литосферы, они располагались под границей M . В период активизации глобальных тектонических процессов могли происходить подъем астеносферы и утонение мантии, что приводило к отрыву плотных пород от основания коры и их погружению в астеносферу. В эти периоды прогибание коры прекращалось и даже сменялось малоамплитудными (до 2 км) поднятиями, запечатленными в регрессионных циклах осадконакопления. Затем процесс эклогитизации, утонения и прогибания коры продолжался.

Оторвавшиеся от основания коры и погружившиеся в мантию плотные породы нашли отображение на сейсмических разрезах ШГСР в виде интенсивных высокоскоростных (8.3–8.5 км/с) отражающих границ ниже M на глубине от 33 до 60 км в осевой зоне впадины.

5. Длительное (500 млн. лет) погружение коры с малой скоростью, прерываемое небольшими кратковременными поднятиями, по Е.В. Артюшкову [1], может быть обусловлено только присутствием на подошве литосферы долгоживущей ловушки, аномальной легкой разогретой мантии, поступающей из границы ядро-мантия в верхнюю мантию и астеносферу. Если в аномальной мантии присутствует флюид, то он проникает в кору через мантийную часть литосферы, что приводит к ускорению процесса эклогитизации и соответственно утонению и прогибанию коры. При малом содержании флюида скорость реакции, а, следовательно, и погружения остаются низкими.

Таким образом, чередование внедрений аномальной мантии в ловушку, отрывов от подошвы коры и погружение в мантию тяжелых слоев гранатовых гранулитов и эклогитов могли обусловить медленное и длительное погружение с периодическими этапами небольших поднятий, зафиксированных в геологической эволюции Восточно-Баренцевской мегавпадины.

6. Приведенные данные ШГСП существенно расширяют представления о механизме образования и развития пелагогенных впадин [1], в частности, за счет эклогитизации пород нижней части земной коры и сопутствующих процессов [1].

Авторы выражают глубокую благодарность академику РАН [И.С. Грамбергу], академику Ю.М. Пуцаровскому, академику АТН РФ И.Ф. Глумову и профессору А.С. Перфильеву за научное руководство и поддержку работ ШГСП. Мы благодарны сотрудникам научных и производственных организаций, принимавших участие в выполнении ШГСП в Баренцевом море в 1990–1995 гг., ВНИИОкеанология, ИО РАН, Союзморгео, МАГЭ, ПМГРЭ, Севморгео, Южморгеология, объединенных во всероссийский научный межотраслевой коллектив “ВНК ШГСП”, экипажам НИС “Профессор Куренцов” и “Академик Карпинский”, с которых был выполнен основной объем морских работ. Мы искренне признательны Д.А. Туголесову, Б.В. Сенину, Н.А. Богданову и Ю.А. Воложу за тщательный анализ работы и полезные критические замечания и Л.А. Шутевой за помощь в оформлении данной работы.

Работа выполнена при поддержке гранта № 98-05-648611 РФФИ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
2. Верба М.Л. Концепция рифтогенеза при поисках нефти на Баренцевом море // 25 лет на арктическом шельфе России. Мурманск–С.-Петербург: ВНИИОкеангеология, 1999. С. 11–18.
3. Грамберг И.С. Баренцевоморский пермо-триасовый палеорифт и его значение для проблемы нефтегазоносности Баренцево-Краской плиты // Докл. РАН. 1997. Т. 352. № 6. С. 789–791.
4. Дараган-Сущева Л.А., Павленкин А.Д., Буценко В.В. Рифтовая модель земной коры Баренцево-Краской плиты // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Л.: ВНИИОкеангеология, 1996. С. 83–90.
5. Дараган-Сущева Л.А., Павленкин А.Д. Исследования коры и верхней мантии на акваториях глубинными отраженными волнами // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 2. С. 23–27.
6. Епинатьева А.М., Голошубин Г.М. Комбинированный метод сейсмической разведки. М.: Недра, 1994. 205 с.
7. Зоненштайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит. М.: Наука, 1990. Т. 2, 3. 334 с., 310 с.
8. Коган Л.И. Способ сейсморазведки // Бюл. изобретений № 4, № 121. Автор. свид-во № 168474. М.: ОНТИ, 1965. С. 82; автор. свид-во № 1235342. М.: ОНТИ, 1986. С. 182.
9. Коган Л.И. Широкоугольное сейсмическое профилирование с одного судна // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 1. С. 572–577.
10. Маловицкий Я.П., Мартиросян В.Н., Федоровский Ю.Ф. Геолого-геофизическая изученность и нефтегазоносность дна Баренцева и Печерского морей // Разведка и охрана недр. М.: Недра, 1998. № 4–5. С. 8–15.
11. Маловицкий Я.П., Сенин Б.В. Пелагогенные впадины на современных и древних континентальных окраинах // Геотектоника. 1988. № 1. С. 11–24.
12. Мурзин Р.Р. Южно-Баренцевская впадина – геологическое строение по результатам геофизических исследований // Разведка и охрана недр. 1999. № 7–8. С. 4–10.
13. Мурзин Р.Р., Боголепов А.К., Хачатрян С.С., Венниковская О.С. Строение земной коры и верхней мантии южной части Баренцева моря по данным глубинных сейсмических исследований // 25 лет на арктическом шельфе России. Мурманск–С.-Петербург: МАГЭ, ВНИИОкеанология, 1999. С. 42–49.
14. Сенин Б.В., Шепилов Э.В., Юнов А.В. Тектоника Арктической зоны перехода от континента к океану. Мурманск: Север, 1989. 176 с.
15. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования / Отв. ред. Пуцаровский Ю.М. М.: Наука, 1990. 293 с.
16. Устрицкий В.И. О тектонической природе Баренцево-Северокарского мегапрогиба // Проблемы нефтегазоносности Мирового океана. М.: Наука, 1983. С. 182–191.
17. Хачатрян С.С., Васильев А.И. Анализ волнового поля на зонах Мастрейва и выбор модели среды для обработки материалов ШГСП // 25 лет на арктическом шельфе России. Мурманск–С.-Петербург: МАГЭ, ВНИИОкеанология, 1999. С. 92–100.

18. Шенилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: Кольский научный центр РАН, 1998. 306 с.
19. Bogdanov N., Khain V., Bogatsky V. et al. Tectonic map of the Barents sea – northern european Russia region (abstract) // 5-th Zonenshain conference on plate tectonics. M.: IO RAN, 1995. P. 38.
20. Davydova N.I., Pavlenkova N.I., Tulina Yu.V., Zverev S.M. Crystal structure of the Barents sea from seismic data // Tectonophysics. 1985. Vol. 5. № 114. P. 213–231.
21. Makris J.N., Thiessen F.I. Wide-angle reflection-registration – a tool to penetrate horizons with high acoustic impedance // 54-th SES meeting. Atlanta, 1994. P. 137–151.
22. Stoffa P.L., Buhl P. Two-ship multichannel seismic experiments for deep crystal studies: expanded spread and constant offset profiles // J. of Geophysical research. 1979. Vol. 83. № B13. P. 7645–7659.

Рецензенты: Н.А. Богданов, Ю.А. Волож

Deep Structure of the East Barents Megabasin: Evidence from Wide-Angle Deep Seismic Profiling

L. I. Kogan¹, Ya. P. Malovitskii², and R. R. Murzin³

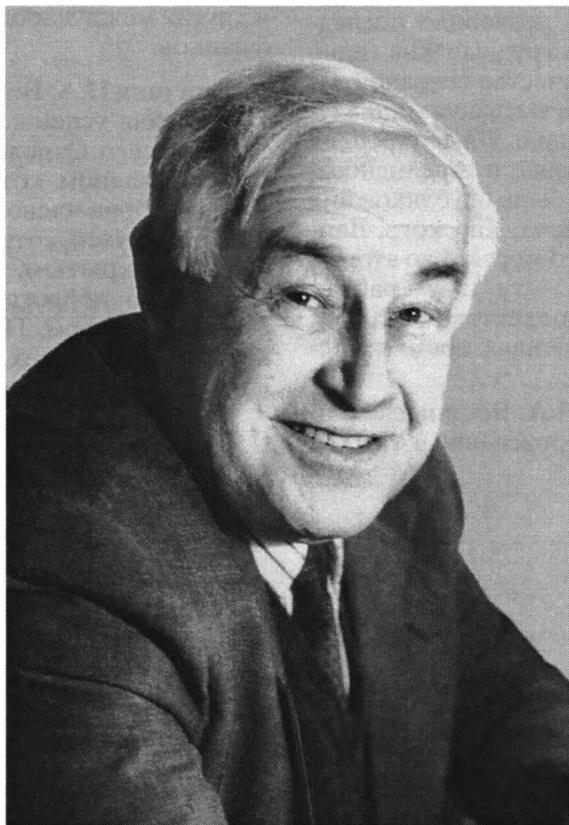
¹*Scientific Research and Design Institute for Offshore Geophysical Exploration Techniques—Federal State Unitary Enterprise (FGUP), ul. Krymskaya 18, Gelendzhik, 353461 Russia*

²*All-Russia Scientific and Industrial Association for Offshore Geological and Geophysical Survey (Soyuzmorgeo), ul. Krasnogvardeyskaya 36, Gelendzhik, 353470 Russia*

³*Ministry of Natural Resources of the Russian Federation, ul. Bol'shaya Gruzinskaya 7/9, Moscow, 123812 Russia*

Abstract—In 1991–1995, the WACDP–WARRP (ShGSP in the Russian abbreviation) inter-branch scientific group of specialists from the Arctic Offshore Geophysical Expedition (MAGE), Sevmorgeologiya and Yuzhmorgeologiya Scientific and Industrial Associations, Polar Offshore Geological Exploration Expedition (PMGRE), Sevmorgeo State Geological Enterprise, Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences and its Southern Division, Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, and Soyuzmorgeo State Scientific and Industrial Association shot wide-angle deep seismic profiling to study the deep structure of the consolidated crust and sedimentary cover of the East Barents Megabasin and acquired 5000 line-km of seismic profiles, 10 Musgrave's soundings from two vessels, and 124 soundings with standalone bottom seismographs. Data obtained shed light on the structural framework of the whole Cenozoic to Proterozoic sedimentary sequence from top to bottom (20–23 km) as well as the crystalline basement and upper mantle to a depth of 50–60 km. Interpreted wide-angle seismic data attest to the ancient (Early Proterozoic) age of the East Barents Megabasin and the prevalence of crustal subsidence throughout its geologic history as a result of the eclogitization of the basaltic layer, which eventually gave rise to an extremely deep sag following the destruction of the ancient West Arctic metaplatform. The interest to this region is particularly high considering that up to 30–35% of the potential hydrocarbon resources of Russia's continental shelf are concentrated beneath the Barents Sea. The East Barents Megabasin apparently falls within the category of oil and gas prolific pelagic basins.

НИКИТА АЛЕКСЕЕВИЧ БОГДАНОВ (1931–2003)



14 декабря 2003 ушел из жизни после непродолжительной, но тяжелой болезни Никита Алексеевич Богданов, член-корреспондент РАН, директор Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН, профессор Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, член редколлегии журнала “Геотектоника”. Н.А. Богданов был крупным ученым и выдающимся организатором науки. Он родился 23 июля 1931 г. в семье известного советского геолога, декана и профессора Геологического факультета МГУ А.А. Богданова. В 1954 г. закончил Московский геологоразведочный институт им. С. Орджоникидзе, после чего приступил к работе в Геологическом институте РАН в отделе тектоники, которым руководил сперва Н.С. Шатский, а затем А.В. Пейве.

Еще до окончания института он начал свои полевые исследования на Дальнем Востоке, тогда еще очень мало изученном, и в дальнейшем, до

конца своей жизни, его научные интересы были связаны с Дальним Востоком и Северо-Востоком России и прилегающей Арктикой, лучшим знатком которых он стал. В 1992 г. совместно с С.М. Тильманом он опубликовал первую достаточно детальную Тектоническую карту этого региона.

В 1963–1964 гг. Н.А. Богданов стажировался в Австралии, а в 1968 г. посетил США, Калифорнию. Ознакомление с геологией этих стран и опыт исследований в России позволили Н.А. Богданову в 1972 г. завершить работу над докторской диссертацией, посвященной палеозойскому развитию Тихоокеанского обрамления, опубликованную в качестве монографии. В этой работе Н.А. Богданов выдвинул идею о заложении геосинклиналей на океанской коре, назвав такие геосинклинали талассогеосинклиналями. К тому времени выяснилось, что реликтами океанской коры являются офиолиты, и Н.А. Богданов принял энергичное участие в их изучении, возглавив

международный проект и организовав международные экскурсии на Урал, в Закавказье и Среднюю Азию.

В 1979 г. с организацией в системе АН СССР Института литосферы Н.А. Богданов по приглашению его первого директора академика А.В. Сидоренко перешел на работу в этот Институт, первоначально в качестве зам. директора, а с 1989 г. директора. Он был деятельным и заботливым руководителем Института, что позволило последнему благополучно пережить трудные 90-е годы. В последнее десятилетие в качестве основной задачи Института Н.А. Богданов выдвинул составление тектонических карт окраинных и внутренних морей России, с чем было связано и переименование института. В 1993–2002 гг. были опубликованы тектонические карты Баренцева, Карского, Лаптевых, Охотского, Каспийского морей, а до этого – карта Средиземного моря. За эту работу Н.А. Богданову с авторским коллективом в 2003 г. была присуждена Государственная премия Российской Федерации.

Организаторский талант Н.А. Богданова ярко проявился при подготовке и проведении в Москве

в 1984 г. Международного геологического конгресса, генеральным секретарем Оргкомитета которого он являлся. Московский конгресс получил высокую оценку всех его иностранных участников, и это еще больше укрепило авторитет Н.А. Богданова среди международной геологической общественности. В дальнейшем Н.А. Богданов продолжал весьма активно участвовать в сессиях Международного геологического конгресса и других международных форумах геологов и геофизиков.

Кончина Н.А. Богданова – большая утрата для коллектива успешно руководимого им Института, для всего Отделения наук о Земле РАН, активным членом которого он являлся, будучи в 1990 г. избран членом-корреспондентом РАН, для всех его друзей, сотрудников и учеников. Он был весьма открытым, благожелательным человеком, и его неожиданный уход явился для всех большим ударом. Память о нем навсегда сохранится в сердцах всех, кто с ним общался по работе и в жизни и в истории отечественной науки.

Редколлегия

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Автоматика и телемеханика*
 Агрохимия
 Азия и Африка сегодня
 Акустический журнал*
 Алгебра и анализ
 Астрономический вестник*
 Астрономический журнал*
 Биологические мембраны
 Биология внутренних вод
 Биология моря*
 Биоорганическая химия*
 Биофизика*
 Биохимия*
 Ботанический журнал
 Вестник РАН*
 Вестник древней истории
 Водные ресурсы*
 Вопросы истории естествознания и техники
 Вопросы ихтиологии*
 Вопросы философии
 Вопросы языкознания
 Восток
 Вулканология и сейсмология
 Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)*
 Генетика*
 Геология рудных месторождений*
 Геомагнетизм и аэрономия*
 Геоморфология
 Геотектоника*
 Геохимия*
 Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология
 Государство и право
 Дефектоскопия*
 Дискретная математика
 Дифференциальные уравнения*
 Доклады Академии наук*
 Журнал аналитической химии*
 Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова
 Журнал вычислительной математики и математической физики*
 Журнал неорганической химии*
 Журнал общей биологии
 Журнал общей химии*
 Журнал органической химии*
 Журнал прикладной химии*
 Журнал технической физики*
 Журнал физической химии*
 Журнал эволюционной биохимии и физиологии*
 Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Записки 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*

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