

ISSN 0016-853X

Номер 4

Июль - Август 2023



ГЕОТЕКТОНИКА



www.sciencejournals.ru

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



СОДЕРЖАНИЕ

Номер 4, 2023

Разломные зоны мегатрансформной системы Долдрамс (Приэкваториальная Атлантика) <i>С. Г. Сколотнев, К. О. Добролюбова, А. А. Пейве, С. Ю. Соколов, Н. П. Чамов, М. Ligi</i>	3
Строение литосферы и условия формирования подводных поднятий приантарктического сектора Южной Атлантики на основе плотностного и физического моделирования <i>Е. П. Дубинин, Д. А. Рыжова, А. И. Чупахина, А. Л. Грохольский, А. А. Булычев</i>	32
Геодинамическая эволюция внутриокеанических островодужных систем: экспансивный (Идзу-Бонин-Марианский), аккреционный (Немуро-Олюторский) и стационарный (Алеутский) типы <i>В. Д. Чехович, А. Н. Сухов</i>	56
Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности протерозойского комплекса осадочного чехла Восточно-Европейской платформы <i>С. Е. Башкова, Е. Е. Кожевникова, Ю. А. Яковлев, Т. В. Карасева, А. В. Боталова</i>	82
Неотектоника и геологическое строение Севанской межгорной впадины (Армения): новые структурные и палеонтологические данные <i>Е. А. Шалаева, В. Г. Трифонов, Я. И. Трихунков, В. В. Титов, А. В. Авагян, Л. Г. Саакян, А. Н. Симакова, П. Д. Фролов, С. А. Соколов, М. А. Васильева, Д. М. Бачманов, Г. М. Овакимян</i>	103
Правила представления статей в журнал “Геотектоника” (<i>Geotectonics</i>)	118

Contents

Vol. 57, no. 4, 2023

Fracture Zones of the Doldrams Megatrasform System (Equatorial Atlantic) <i>S. G. Skolotnev, K. O. Dobrolyubova, A. A. Peyve, S. Yu. Sokolov, N. P. Chamov, M. Ligi</i>	3
Structure of the Lithosphere and Conditions of Formation of Oceanic Rises in the Sub-Antarctic Sector of the South Atlantic Using Density and Physical Modeling <i>E. P. Dubinin, D. A. Ryzhova, A. I. Chupakhina, A. L. Grokholsky, A. A. Bulychev</i>	32
Geodynamic Evolution of Intra-Oceanic Island–Arc Systems: Expansive (Izu-Bonin–Marian), Accretionary (Nemuro–Olyutorsky) and Stationary (Aleutian) Types <i>V. D. Chekhovich, A. N. Sukhov</i>	56
The Deep Structure of the Proterozoic Complex of the Sedimentary Cover of the East European Platform: Oil and Gas Potential <i>S. E. Bashkova, E. E. Kozhevnikova, Yu. A. Yakovlev, T. V. Karaseva, A. V. Botalova</i>	82
Neotectonics and Geological Structure of the Sevan Intermountain Basin (Armenia): New Structural and Paleontological Data <i>E. A. Shalaeva, V. G. Trifonov, Ya. I. Trikhunkov, V. V. Titov, A. V. Avagyan, L. H. Sahakyan, A. N. Simakova, P. D. Frolov, C. A. Sokolov, M. A. Vasiliyeva, D. M. Bachmanov, G. M. Ovakymyan</i>	103
Guidelines to Preparing and Submitting a Manuscript to “Геотектоника”/Geotectonics	118

РАЗЛОМНЫЕ ЗОНЫ МЕГАТРАНСФОРМНОЙ СИСТЕМЫ ДОЛДРАМС (ПРИЭКВАТОРИАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА)¹

© 2023 г. С. Г. Сколотнев¹, К. О. Добролюбова¹, А. А. Пейве¹,
С. Ю. Соколов^{1, *}, Н. П. Чамов¹, М. Ligi²

¹Геологический институт РАН, Пыжевский пер., д. 7, 119017 Москва, Россия

²Istituto di Scienze Marine (CNR), Via Gobetti, bld. 101, 40129 Bologna, Italy

*e-mail: sysokolov@yandex.ru

Поступила в редакцию 27.03.2023 г.

После доработки 05.06.2023 г.

Принята к публикации 23.06.2023 г.

В статье приведены результаты анализа структуры и морфологии разломных зон, образующих мегатрансформную систему Долдрамс (МСД), расположенную в северной части Приэкваториальной Атлантики (6.5°–9° с.ш.) и включающую трансформные разломы Вернадского, Богданова, Пушаровского и мегатрансформ Долдрамс. В работе использовалась батиметрическая карта, построенная по данным многолучевого эхолотирования дна в ходе 45-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”. Установлено, что крупномасштабные вариации ширины разломных долин определяются распределением напряжений, поперечных к разлому. Для участков, где преобладает транспрессия, характерны более узкие разломные долины, в местах преобладания транстенции долины расширяются. Различия геодинамических обстановок в пределах мегатрансформной системы Долдрамс обусловлено различием направления спрединга, которое при движении с юга на север изменяется от $\angle 89^\circ$ до $\angle 93^\circ$. Глубина разломных долин последовательно увеличивается от периферии мегатрансформной системы Долдрамс (разломы Богданова и Долдрамс) к центру (разлом Пушаровского) в соответствии с уменьшением температуры верхней мантии. В каждом разломе глубина долины уменьшается от зон интерсекта рифт–разлом в сторону центра активной части до фоновой глубины. Предполагается, что наблюдаемый подъем днища долины возникает из-за разуплотнения верхней мантии, вызванного серпентинизацией ультраосновных пород. Нарушение выявленных закономерностей вариаций ширины и глубины разломных долин происходит в результате образования в разломной зоне хребтов и поднятий различной природы. В осевых зонах активных частей разломных долин широко распространены медианные хребты, простирающиеся параллельно разлому и представляющие собой серпентинитовые диапиры, выжатые выше поверхности дна. На южных бортах долин разломов Долдрамс и Пушаровского около 10–11 млн лет назад в результате флексурного изгиба краевой части литосферной плиты в условиях транстенции образовались трансверсивные хребты, находящиеся в настоящее время в западных пассивных частях. Трансверсивный хребет на северном борту разлома Вернадского, в состав которого входит гора Пейве, сформировался между 3.65–2.4 млн лет. Частые перескоки оси спрединга в этом районе привели к разделению трансверсивного хребта на три блока. В мегатрансформах, которые в активной части состоят из двух разломных долин, формируются межразломные хребты. Время их образования: в мегатрансформе Пушаровского 30–32 млн лет назад, а в мегатрансформе Долдрамс – ~4 млн лет назад. В силу криволинейности очертаний под давлением движущихся литосферных плит межразломные хребты испытывают продольные (вдоль разлома) напряжения сжатия и растяжения, компенсируемые вертикальными подъемами их отдельных блоков и образованием депрессий, пулл–аппарт впадин и спрединговых центров (последние развиты только в мегатрансформе Пушаровского). Структурообразующие процессы, определяющие строение и морфологию разломных зон в составе мегатрансформной системы Долдрамс, связаны своим происхождением со спрединговой и трансформной геодинамическими системами.

Ключевые слова: Приэкваториальная Атлантика, Срединно-Атлантический хребет, мегатрансформная система Долдрамс, трансформный разлом, спрединговый сегмент, разломная долина, медианный хребет, трансверсивный хребет, межразломный хребет

DOI: 10.31857/S0016853X23040112, **EDN:** ZXC0YU

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X23040112 для авторизованных пользователей.

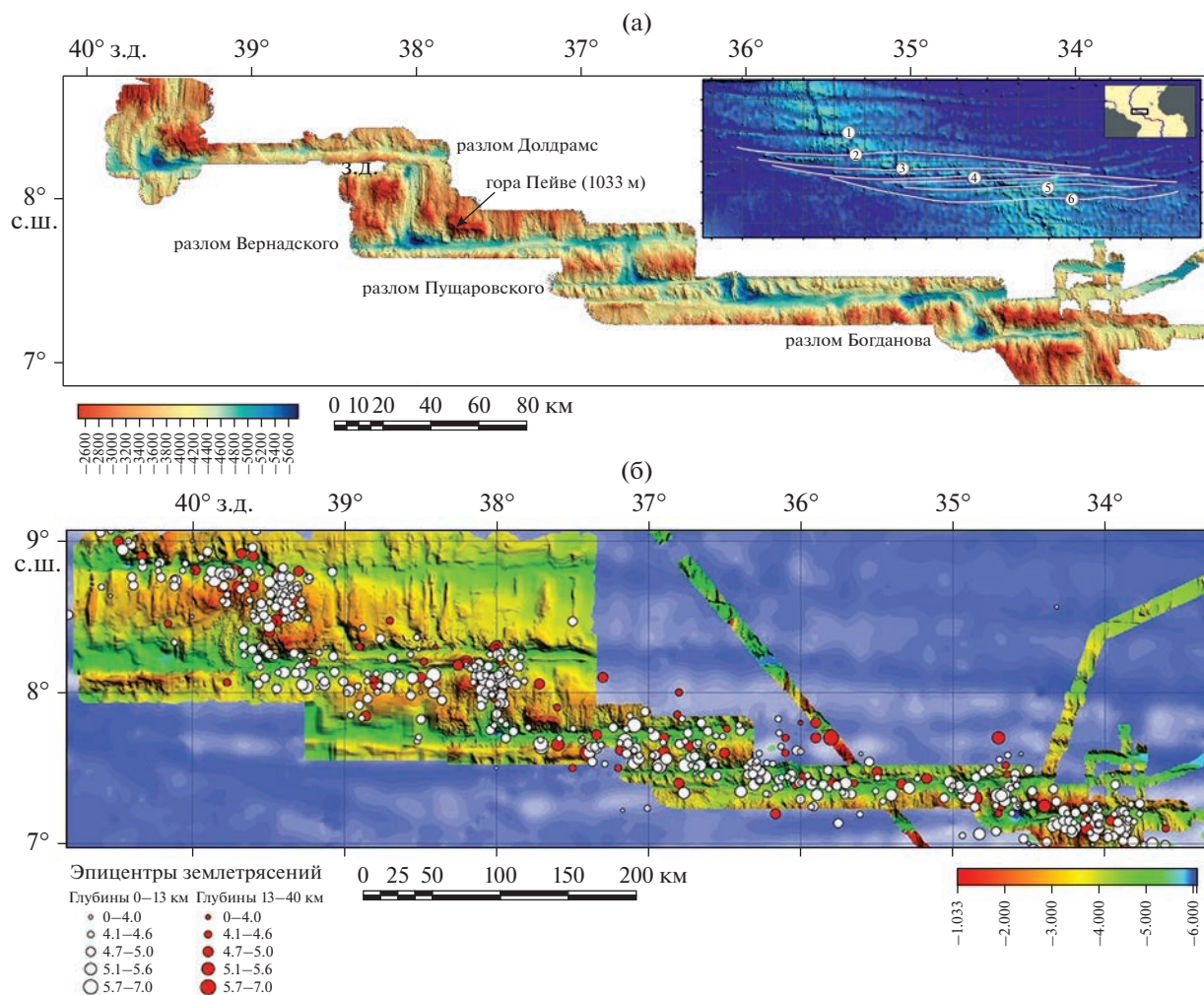


Рис. 1. Рельеф дна и сейсмичность в районе мегатрансформной системы Долдрамс (МСД).

(а) — батиметрическая карта, построенная по данным 45-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” (по данным [10]); (б) — сейсмичность (по данным USGS [31]).

На врезке: положение МСД в структуре Приэкваториальной Атлантики на базе карты предсказанной топографии (по данным [28]).

Разломы (арабские цифры в кружочках): 1 — Архангельского; 2 — Долдрамс; 3 — Вернадского; 4 — Пушаровского; 5 — Богданова; 6 — нетрансформное смещение 6.87° с.ш.

ВВЕДЕНИЕ

Проведенное исследование основано на материалах 45-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”, состоявшегося в 2019 г., и направлено на изучение мегатрансформов как особого типа межплитных границ в океане [10, 30].

Мегатрансформная система Долдрамс располагается в северной части Приэкваториальной Атлантики и заключена между трансформными разломами Долдрамс (на севере) и нетрансформным смещением, пересекающим осевую зону спрединга Срединно-Атлантического хребта (САХ) на широте 6.87° с.ш. (на юге) [9] (рис. 1, а, врезка).

Мегатрансформная система Долдрамс имеет линзовидную форму в плане, суммарный офсет около 630 км и включает трансформные разломы

Долдрамс, Вернадского, Пушаровского и Богданова.

Ранее мы определили этот парагенез, как мегатрансформ Долдрамс (МТД), но изучив это структурное образование более детально, мы пришли к пониманию необходимости уточнить определение и обозначили его как мегатрансформная система Долдрамс (МСД), поскольку некоторые из входящих в систему трансформных разломов, мы перевели в ранг мегатрансформов.

При описании разломов мы будем пользоваться общепринятой терминологией [1, 2, 5]. Для разлома на всем его протяжении используем название разломная зона или зона разлома, в которой выделяются:

— активная часть разлома — отрезок между осями смежных спрединговых сегментов, разде-

ленных разломом — трансформный разлом (или трансформ);

— пассивные — западная и восточная — части разлома, продолжающие с противоположных сторон активную часть разлома.

Основным структурным элементом разломной зоны является разломная долина или трог. Борта долины надстраиваются структурами различной природы — трансверсивными (или поперечными) поднятиями (или хребтами), простирающимися параллельно разломной долине, рифтовыми горами, внутренними океаническими комплексами (ВОК).

Внутреннее строение долины может осложняться внутриразломными структурами:

— медианными хребтами, протягивающимися вдоль оси долины;

— поперечными поднятиями (порогами), пересекающими долину от борта к борту;

— нодальными и другими впадинами (нодальные впадины формируются в зонах интерсекта рифта и разлома).

Изучение строения разломных зон проведено на основе данных по рельефу дна, полученных по результатам батиметрической съемки, выполненной в 45-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов”, а также по батиметрической карте, построенной при компиляции рельефа по данным 6-го, 9-го, 22-го и 45-го рейсов [9, 10, 30] (см. рис. 1, а; Приложение 1: рис. S1).

Целью статьи является изучение мегатрансформов, как особого типа межплитных границ в океане на примере мегатрансформной системы Долдрамс.

СТРОЕНИЕ МЕГАТРАНСФОРМА ДОЛДРАМС

Мегатрансформная система Долдрамс (МСД) находится в северной части Приэкваториальной Атлантики, в нее включен обособленный сегмент Срединно-Атлантического хребта, она имеет линзовидную в плане форму и ограничена на севере трансформным разломом Долдрамс, а на юге — нетрансформным смещением 6.87° (см. рис. 1 врезка).

Расстояние между разломом Долдрамс и нетрансформным смещением 6.87° уменьшается от 170 км в гребневой зоне до 110 км (на 31.3° з.д.) на восточном фланге и 30 км (на 41.7° з.д.) на западном фланге. Мегатрансформная система Долдрамс как самостоятельная структура сформировалась ~30–32 млн лет назад вследствие крупных геодинамических перестроек в Атлантике, в систему входят трансформные разломы Вернадского (7.74° с.ш.), Пушаровского (7.40° с.ш.) и Богданова (7.25° с.ш.) (см. рис. 1). Эти разломы, являясь

субширотными в гребневой зоне, испытывают на флангах изменения в простирации — они либо соединяются, либо утыкаются в разлом Долдрамс — или дискордантные зоны нетрансформного смещения, ограничивающего систему с юга. Все разломы имеют большие офсеты (от 42 до 177 км), а суммарный офсет мегатрансформной системы Долдрамс составляет ~630 км [28].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ПОЛУЧЕННЫЙ МАТЕРИАЛ

Основными методами, которые применялись при изучении океанического дна в районе мегатрансформа Долдрамс в 45-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов”, являлись батиметрическая съемка и донное опробование (драгирование). В ходе съемки было выполнено 18 широтных галсов общей протяженностью 3400 км, галсы планировались с перекрытием таким образом, чтобы обеспечить сплошное покрытие съемкой исследуемой области.

Использовался глубоководный многолучевой эхолот фирмы Teledyne-RESON A/S (США, Дания), модель “SeaBat-7150” с 256-ю лучами (12 кГц), общей апертурой 150° . Обработка полученных данных проводилась в программной среде PDS2000 (RESON) версия 3.7.0.53 (США, Дания) [33], в этой среде была построена цифровая модель рельефа с шагом грида в 100 м и получена батиметрическая карта общей площадью 29000 км² (см. Приложение 1: рис. S1).

Многолучевой эхолот фирмы Teledyne-RESON A/S, модель SeaBat-7150, программная среда PDS2000 версии 3.7.0.53 (США, Дания).

На основе карты проводилось выделение морфоструктур и их парагенезов, их описание, морфометрия и в последующем — генетическая интерпретация. При драгировании были опробованы основные структуры океанического дна в этом районе. В данном исследовании результаты опробования применялись при генетической интерпретации морфоструктур.

СТРОЕНИЕ РАЗЛОМНЫХ ЗОН

Разлом Долдрамс

Длина активной части разлома 177 км, его простирает 91° . По данным, полученным в 6-ом и 45-м рейсах НИС “Академик Николай Страхов” в активной части трансформного разлома Долдрамс фиксируются два трога субширотного простираения, разделенные обширным межразломным хребтом [4] (рис. 2, 1):

- северный трог (см. рис. 2, 1, 1);
- межразломный хребет (см. рис. 2, 1, 2);
- южный трог был изучен с помощью 15-лучевого эхолота в 6-м рейсе (см. рис. 2, 1, 3).

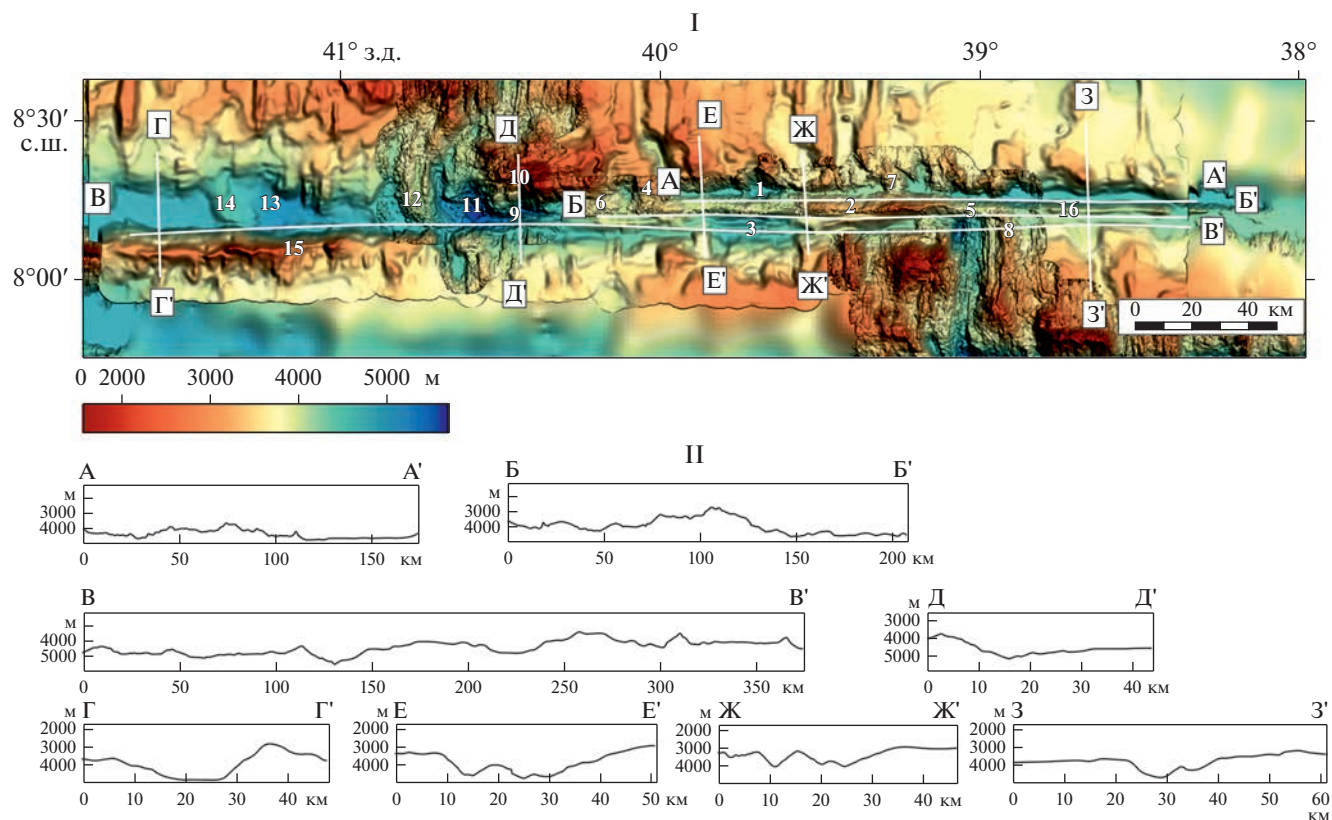


Рис. 2. Рельеф дна в районе разломной зоны Долдрамс по данным 45-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”. I – батиметрическая карта; II – батиметрические профили: А–А', Б–Б', В–В' (продольные); Г–Г', Д–Д', Е–Е', Ж–Ж', З–З' (поперечные).

Обозначено (арабские цифры): 1 – северный трог; 2 – межразломный хребет; 3 – южный трог; 4 – гребневая зона Срединно-Атлантического хребта (САХ); 5 – межразломный хребет; 6 – врез; 7 – поперечный субмеридиональный порог; 8 – рифтовый хребет; 9 – врез (в центре дна); 10 – внутренние океанические комплексы; 11 – нодальная впадина; 12 – рифтовые хребты; 13 – палеонодальная впадина; 14 – поперечный порог; 15 – трансверсивный хребет; 16 – межразломный хребет.

Северный трог не пересекается с рифтовыми долинами. На западе он не доходит до зоны интерсекта 75 км, заканчиваясь на меридиане 39° з.д., где упирается в структуры гребневой зоны Срединно-Атлантического хребта (САХ), на востоке он отгорожен от рифта межразломным хребтом (см. рис. 2, I, 4, 5).

Южный трог протягивается от восточного интерсекта до нодальной впадины, сформировавшейся в западном интерсекте. Данные по сейсмичности района, в соответствии с которыми основная часть землетрясений приурочена к южному трог, свидетельствуют о том, что именно он в настоящее время является активным разломом, хотя в северном трог землетрясения также фиксируются [31] (см. рис. 1, б).

От западного окончания северного трог в сторону западного интерсекта закартирована серия узких неглубоких врез, кулисообразно надстраивающих друг друга и прорезающих структуры гребневой зоны САХ (см. рис. 2, I, 6). Совокупно

они образуют дугу генерального юго-западного простирания, практически достигающую южного трог в районе меридиана 39.4° з.д.

Основная часть землетрясений в северном трог приурочена именно к этой зоне. Если северный трог рассматривать вместе с врезами как единое целое, то можно заключить, что северный разлом в плане имеет дуговидную форму.

Ширина северного трог в активной части разлома в среднем составляет ~7.5 км (здесь и далее ширина долин, депрессий, впадин определялась как расстояние между верхними бровками их противоположных бортов). Между меридианами 38° и 38.6° з.д. ширина резко уменьшается до 3 км (см. рис. 2, II, разрезы Е–Е', Ж–Ж').

Глубина трог в пределах активной части разлома значительно варьирует: на протяженных выровненных участках она составляет 4500 м, в нескольких впадинах, которые по своим размерам и морфологии сходны с нодальными впадинами и, скорее всего, являются их палеоаналога-

ми, она увеличивается до 4650 м (см. рис. 2, II, разрез А–А'). Глубина резко уменьшается до 3850 м в наиболее узком месте между меридианами 38° и 38.6° з.д.

В районе меридиана 38.25° з.д. долину пересекает поперечный субмеридиональный порог, шириной ~6 км и высотой 500 м, который является продолжением рифтового хребта, находящегося к северу от разлома Долдрамс (см. рис. 2, I, 7). Обычно такие массивные образования в осевой зоне спрединга являются неовулканическими поднятиями [9]. Мы полагаем, что, скорее всего, это – отмершее неовулканическое поднятие.

Северный трог имеет U-образное поперечное сечение.

Южный борт северного трога непрерывен и прямолинеен, его верхняя граница не очевидна, поскольку одновременно он является северным склоном межразломного хребта.

Северный борт надстраивается структурами гребневой зоны, представляющими собой чередование рифтовых хребтов и разделяющих их депрессий. При этом и хребты и депрессии заканчиваются на уровне верхней бровки борта разломной долины.

Таким образом, структуры гребневой зоны САХ расположены над дном разломной долины и возвышаются на высоту ее борта. Превышение составляет в среднем 750 м, оно увеличивается вблизи палеонодальных впадин до 1000 м и уменьшается до 450 м в районе поднятия дна между меридианами 38° и 38.6° з.д.

Северный борт отсутствует на участках, где в гребневой зоне развиты субмеридиональные депрессии, морфологически схожие с рифтовой долиной, которые соединены с разломной долиной.

Ширина днища долины в среднем составляет 1.5–2 км, с резким расширением до 4 км в районе палеонодальных впадин и сужением до 0.5–0.8 км в районе поднятий дна. Поверхность дна выровненная, в районе впадин плоская, что свидетельствует о том, что дно перекрыто осадочными толщами.

При драгировании склонов северного борта получены серпентинизированные перидотиты, габбро и измененные базальты при заметном доминировании первых [4, 30].

Межразломный хребет, длиной ~130 км, шириной от 3.5 до 5 км, имеет линзовидную форму в плане и треугольное поперечное сечение. Он прослеживается на всем простирании активной части северного трога и заканчивается в восточной пассивной части разломной зоны. Глубина вершины хребта варьирует от 4000 м до 2650 м, высота над дном долины меняется от 500 м до 1850 м.

Между меридианами 38° и 38.6° з.д. на участке, где резко сужается и воздымается северный раз-

ломный трог, выделяется приподнятый до глубины 3250 м сегмент межразломного хребта высотой до 1250 м и протяженностью ~50 км. Максимальных ширины и высоты межразломный хребет достигает на восточном фланге этого сегмента, где сформировался приподнятый блок длиной 20 км, ограниченный крутыми поперечными склонами (см. рис. 2, II, разрезы Б–Б', Ж–Ж'). Склоны межразломного хребта на всем его протяжении пересечены узкими невысокими поперечными грядами. Гребень хребта узкий, прямолинейный.

Межразломный хребет на востоке плавно соединяется с субмеридиональным пририфтовым хребтом, его западное окончание не вполне очевидно, но скорее всего, оно близко к месту окончанию северного трога (см. рис. 2, I, 8).

Наиболее высокая и широкая часть межразломного хребта была опробована в 6-м и 9-м рейсах НИС “Академик Николай Страхов”. С его склонов подняты серпентинизированные перидотиты, габброиды, базальты и обломочные породы: алевролиты, песчаники и дресвиники [4].

Ширина южного трога разлома Долдрамс в активной части увеличивается от восточного к западному интерсекту от 5 км до 12 км (см. рис. 2, II, разрезы Е–Е', Ж–Ж').

Наибольшая глубина наблюдается вблизи нодальной впадины в западном интерсекте, но от отметки 5150 м глубина резко уменьшается в восточном направлении до 4500 м (см. рис. 2, II, разрез В–В').

В районе восточного интерсекта разломная долина сочленяется с рифтовой впадиной, глубина здесь составляет 5400 м, а дно разломной долины сразу резко поднимается до 4500 м в западном направлении. На протяженных выровненных участках южного трога глубина составляет 4750 м. Наименьшая глубина ~4000 м близка к глубине северного трога между меридианами 38.2° и 38.6° з.д.

Южный трог на западе активной зоны там, где к южному борту подходит зона врезов, идущая от северного трога, имеет необычное строение: очень широкое (~12 км) уплощенное и неровное днище при ширине самой долины – 17 км, вдоль тальвега в центре днища проходит врез шириной 1 км и глубиной 200 м (см. рис. 2, I, 9).

Крутой северный борт, высота которого достигает 1100 м, надстраивается куполовидным поднятием, являющимся внутренним океаническим комплексом (см. рис. 2, I, 10).

Южный борт пологий, ступенчатый, достигающий высоты 750 м (см. рис. 2, II, разрез Д–Д'). Этот участок южного трога, имеет северо-западное простирание, что придает всему южному разлому дугообразную форму.

Значительную часть долины южного разлома составляют медианные хребты (длина 30–40 км,

ширина 2–2.5 км, высота ~250 м) субширотного простирания, которые кулисообразно надстраивают друг друга (см. рис. 2, I, 3).

Разломная зона Долдрамс имеет в плане линзовидную форму, о чем свидетельствуют данные морфометрии, ширина зоны составляет:

- вблизи восточного интерсекта – 18 км;
- в средней части – 22–23 км;
- вблизи западного интерсекта – 17 км.

Таким образом, по всем признакам разлом Долдрамс является мегатрансформом. В нем есть два дугообразных трансформы, между которыми находится межразломный хребет, претерпевший интенсивные тектонические движения, придавшие ему блоковое строение.

В зоне западного интерсекта рифт–разлом сформировалась нодальная впадина диаметром до 9 км и глубиной 5600 м (см. рис. 2, I, 11). Нодальная впадина переуглублена относительно глубины разломной долины на 450 м, что на 200–300 м больше, чем в случаях с палеонодальными впадинами.

Западнее нодальной впадины в разломную долину заходит рифтовый хребет, достигающий ее противоположного борта (см. рис. 2, I, 12).

В находящейся за хребтом западной пассивной части долины глубина составляет 4800 м, при ширине 17 км (см. рис. 2, II, разрезы В–В', Г–Г').

В 50-ти км западнее интерсекта дно долины осложнено изометричной в плане палеонодальной впадиной глубиной 5050 м и диаметром 10 км (см. рис. 2, I, 13).

К западу от этой впадины располагается широкий (9 км) поперечный порог, высота которого достигает 500 м, – это, вероятно, отмерший неовулканический хребет, выступающий с севера (см. рис. 2, I, 14).

На всем протяжении западной пассивной части долина имеет корытообразную форму, днище долины широкое и плоское (см. рис. 2, II, разрез Г–Г'). По данным сейсмического профилирования в этой части разломной долины сформировался осадочный чехол мощностью не менее 200 м [4].

Южный борт долины крутой, непрерывный и прямолинейный и он одновременно является северным склоном трансверсивного хребта (см. рис. 2, I, 15, II, разрез Г–Г').

Северный борт, высота которого достигает 750 м, по строению и морфологии похож на северный трог в активной части. В 6-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” на южном борту долины в западной пассивной части был закартирован крупный протяженный высокий трансверсивный хребет субширотного простирания, сложенный серпентинизированными ультрабазиитами

и измененными и деформированными в мелкие складки базальтами [4] (см. рис. 2, I, 15).

Хребет с шириной ~12 км, протягивается более, чем на 145 км на запад от западного интерсекта, и выходит далеко за пределы закартированной области. С востока на запад глубина гребня хребта уменьшается от 4000 м до 2000 м и затем увеличивается до 2750 м. Таким образом, его высота над бровкой разломной долины варьирует в этом же направлении от 50 м до 2050 м.

В восточном интерсекте отчетливой нодальной впадины не сформировано. Долина северного разлома продолжается в восточную пассивную часть, где ее ширина составляет 11 км, глубина – 4650 м.

От интерсекта на восток на протяжении 25 км фиксируется узкий хребет длиной ~50 км, шириной до 4 км, высотой около 400 м, с вершиной на глубине 4000 м, прижатый к южному борту долины (см. рис. 2, I, 16). Этот хребет можно было бы квалифицировать как медианный, однако он находится на восточном продолжении межразломного хребта и отделен от него небольшой депрессией, при этом их совокупная длина близка к длине офсета разлома Долдрамс.

Мы предполагаем, что этот хребет является восточным флангом межразломного хребта. Об этом свидетельствуют и продукты драгирования, полученные с его склона, они полностью аналогичны породам, которые были подняты с межразломного хребта [4]. Между межразломным хребтом и северным бортом долины дно плоское, широкое, перекрытое осадками (см. рис. 2, II, разрез 3–3'). Высота северного борта около 750 м. Долина имеет корытообразное поперечное сечение.

Разлом Вернадского

В 45-ом рейсе НИС “Академик Николай Страхов” была проведена батиметрическая съемка активной части разлома и небольших фрагментов обеих пассивных частей (рис. 3, I).

В активной части долина имеет субширотное (89°) простирание и длину 146 км. Глубина долины в активной части заметно меняется (см. рис. 3, II, разрез А–А').

Максимальная глубина долины закартирована вблизи западного интерсекта, к востоку от нодальной впадины она составляет 5150 м, далее на восток на протяжении 25 км глубина уменьшается до 4750 м.

От восточного интерсекта, где отсутствует нодальная впадина, днище долины ступенчато поднимается от 5000 м до 4750 м на протяжении 35 км в западном направлении. Глубина 4750 м является характерной для протяженных выровненных участков разломной долины (см. рис. 3, I, 1).

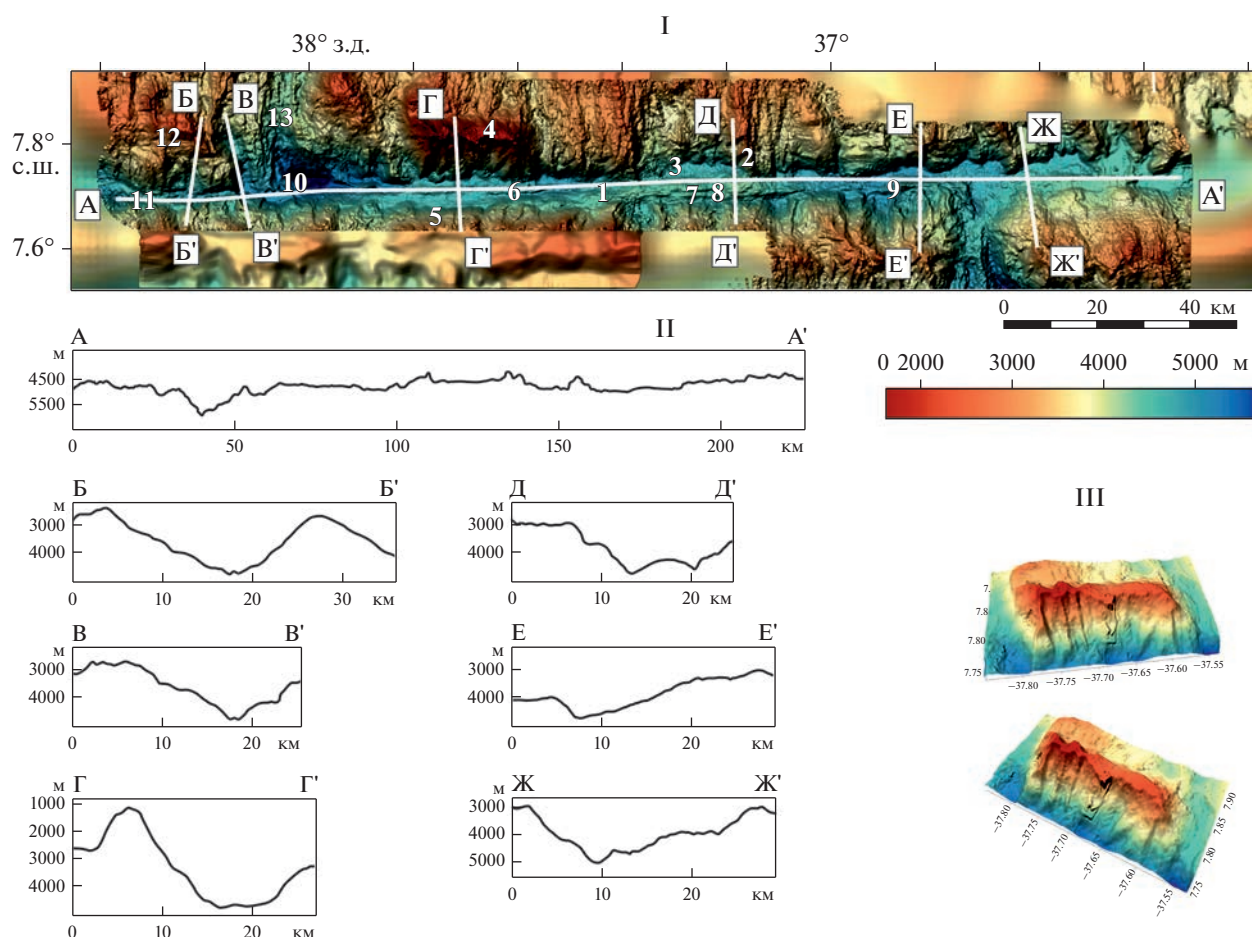


Рис. 3. Рельеф дна в районе разломной зоны Вернадского по данным 45-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”. I – батиметрическая карта; II – батиметрические профили: А–А’ (продольные); Б–Б’, В–В’, Г–Г’, Д–Д’, Е–Е’, Ж–Ж’ (поперечные); III – гора Пейве (3D модель рельефа). Обозначено (арабские цифры): 1 – разломная долина; 2 – медианный хребет; 3–4–5 – борта разломной долины; 6–7 – медианные хребты; 8 – внутриразломное поднятие; 9 – отроги медианного хребта; 10 – нодальная впадина; 11 – борта разломной долины; 12 – трансверсивный хребет; 13 – рифтовая долина.

Минимальная глубина 4600 м долины наблюдается между меридианами 37.4° з.д. и 37.2° з.д. рядом с крупным медианным хребтом (см. рис. 3, I, 2). Каждые 20–30 км в активной части расположены палеонодальные впадины, глубины которых на 100–150 м больше глубин примыкающих участков долины.

Ширина разломной долины в активной части последовательно увеличивается от восточного интерескта рифт–разлом к западному интерескту от 6 км до 12.5 км (см. рис. 3, II, разрезы Г–Г’–Е–Е’).

Северный борт долины, имеющий среднюю высоту ~750 м, – крутой и прерывистый, поскольку субмеридиональные депрессии гребневой зоны САХ, расположенные напротив некоторых палеонодальных впадин, соединяются с разломной долиной (см. рис. 3, I, 3). На остальных участках он прямолинейный или изгибистый.

Извилистые участки наблюдаются около других палеонодальных впадин, напротив которых разломная долина расширяется, вдаваясь в гребневую зону, но прерывания борта здесь не происходит, поскольку субмеридиональная депрессия гребневой зоны не достигает разломной долины, а зависит над ней на уровне верхней бровки борта. Северный борт у горы Пейве осложнен узкими извилистыми грядами длиной до 8 км, высотой ~300 м и шириной до 1.5 км, простирающимися поперек борта долины, вследствие чего его поверхность имеет пилообразный профиль (см. рис. 3, I, 4).

На южном борту долины на восточном фланге активной части до меридиана 37.3° з.д. борт отсутствует, здесь крупные рифтовые хребты, являющиеся бывшими неовулканическими поднятиями, и разделяющие их депрессии сопрягаются с разломной долиной. В данном случае южную гра-

ницу разломной долины можно провести по подножию рифтовых хребтов. Западнее меридиана 37.3° з.д. южный борт высотой ~ 600 м на расстоянии ~ 50 км непрерывен, слабо извилист или прямолинеен (см. рис. 3, I, 5). На этом участке долина имеет U-образный профиль.

Вблизи западного интерсекта высота обоих бортов возрастает до 1000–1200 м.

В активной части разлома в долине сформировалась сложная система медианных хребтов. На западном фланге разломной долины от нодальной впадины и до 37.5° з.д. протягиваются пять сменяющих друг друга хребтов длиной 10–15 км, шириной 1.5–2 км и высотой 100–150 м (см. рис. 3, I, 6).

Далее к востоку следует более крупный медианный хребет, отделенный от южного борта долины узкой депрессией (см. рис. 3, I, II, разрез Д–Д'). Наибольшей ширины (до 4 км) и превышением над дном долины (300 м) он достигает между 37.4° з.д. и 37.2° з.д. На этом участке хребет состоит из двух гребней и на восточном фланге надстраивается округлым в плане поднятием диаметром ~ 7 км и высотой до 500 м (см. рис. 3, I, 8).

Далее на восток этот хребет сужается и до восточного интерсекта продолжается несколькими узкими (до 1 км) невысокими (до 100 м) гребнями, расположенными на южном борту разлома и продолжающимися в восточную пассивную часть разлома (см. рис. 3, I, 9).

Расположенная в 33-х км к востоку от западного интерсекта гора Пейве, которая надстраивает северный борт долины, протягивается параллельно разлому на расстояние в 37 км и имеет ширину 9 км, высоту над бровкой северного борта до 3000 м и достигает глубины 1033 м (см. рис. 3, I, II, разрез Г–Г'). В западной части горы ее вершина плоская как результат эрозии, когда гора находилась выше уровня моря [10] (см. рис. 3, III).

Со склонов и вершины горы преимущественно драгированы габбро и в меньшей мере – базальты и серпентинизированные перидотиты, при этом среди поднятых образцов присутствуют разности, несущие признаки субаэрального выветривания [4]. Среди глубинных пород много разностей, тектонизированных в различной степени. Этот спектр пород близок к породам, слагающим внутренние океанические комплексы (ВОК). Однако удлиненная морфология горы и отсутствие борозд тектонического выпавивания на ее вершинной поверхности не позволяют отнести ее к внутренним океаническим комплексам.

На основании полученных данных и проведенного анализа мы считаем, что гора Пейве является трансверсивным хребтом. С обеих сторон гора Пейве ограничена палеорифтовыми долинами (см. рис. 3):

– на западе на меридиане 37.85° з.д.;

– на востоке на меридиане 37.58° з.д.

Между современной рифтовой долиной и палеорифтовой долиной, расположенной вдоль меридиана 37.85° з.д. и ограничивающей гору Пейве с запада, северный борт разломной долины надстраивается широкой (до 4 км) ступенью протяженностью 6 км, соединяющейся на севере с куполовидной структурой ВОК (см. рис. 3, I, 13). Эта ступень, находящаяся на продолжении горы Пейве, скорее всего, является ее отчлененным фрагментом.

В восточной пассивной части в пределах закартированной площади глубина долины вблизи интерсекта составляет 5000 м. Далее к востоку долина последовательно перегораживается тремя поперечными порогами, за каждым из которых ее глубина уменьшается, достигая 4500 м через 30 км от зоны интерсекта (см. рис. 3, II, разрез А–А').

Ширина долины здесь в среднем ~ 5 км, но имеется несколько локальных расширений на стороне северного борта, высота которого ~ 750 м (см. рис. 3, II, разрез Ж–Ж'). Южный борт, надстраивающийся овальными поднятиями межразломного поднятия, прямолинеен, его высота 500 м [9]. На всем протяжении, включая участок напротив рифтовой долины, днище долины широкое, плоское и, вероятно, перекрыто осадками, поперечный профиль долины корытообразный с крутым северным бортом и более пологим ступенчатым южным бортом.

В западном интерсекте расположена нодальная впадина глубиной ~ 6000 м и диаметром ~ 8 км (см. рис. 3, I, 10). Она заглублена, относительно разломной долины, на 850 м. Западнее нодальной впадины глубина разломной долины сначала резко уменьшается с 5150 м до 5000 м, а затем на протяжении 25 км уменьшается медленно и ступенчато до глубины 4750 м (см. рис. 3, II, разрез А–А'). Ее ширина на этом участке составляет 4–5 км (см. рис. 3, II, разрезы Б–Б', В–В'). Долина имеет молодой облик:

– V-образное сечение;

– очень узкое прямолинейное днище, лишенное осадков;

– крутые борта высотой 650–750 м.

Здесь в днище долины и на ее северном борту имеются мелкие извилистые гребни высотой 50–100 м и шириной 1–1.5 км (см. рис. 3, I, 11), простирающиеся поперечно склону. На данном участке северный борт завершается непротяженным (до 10 км) трансверсивным хребтом, воздымающимся до глубины 2200 м (см. рис. 3, I, II, разрез Б–Б'). Западнее трансверсивного хребта находится палеорифтовая долина, простирающаяся вдоль меридиана 38.45° з.д. [9].

Трансверсивный хребет находится на западном продолжении горы Пейве и отделен от нее

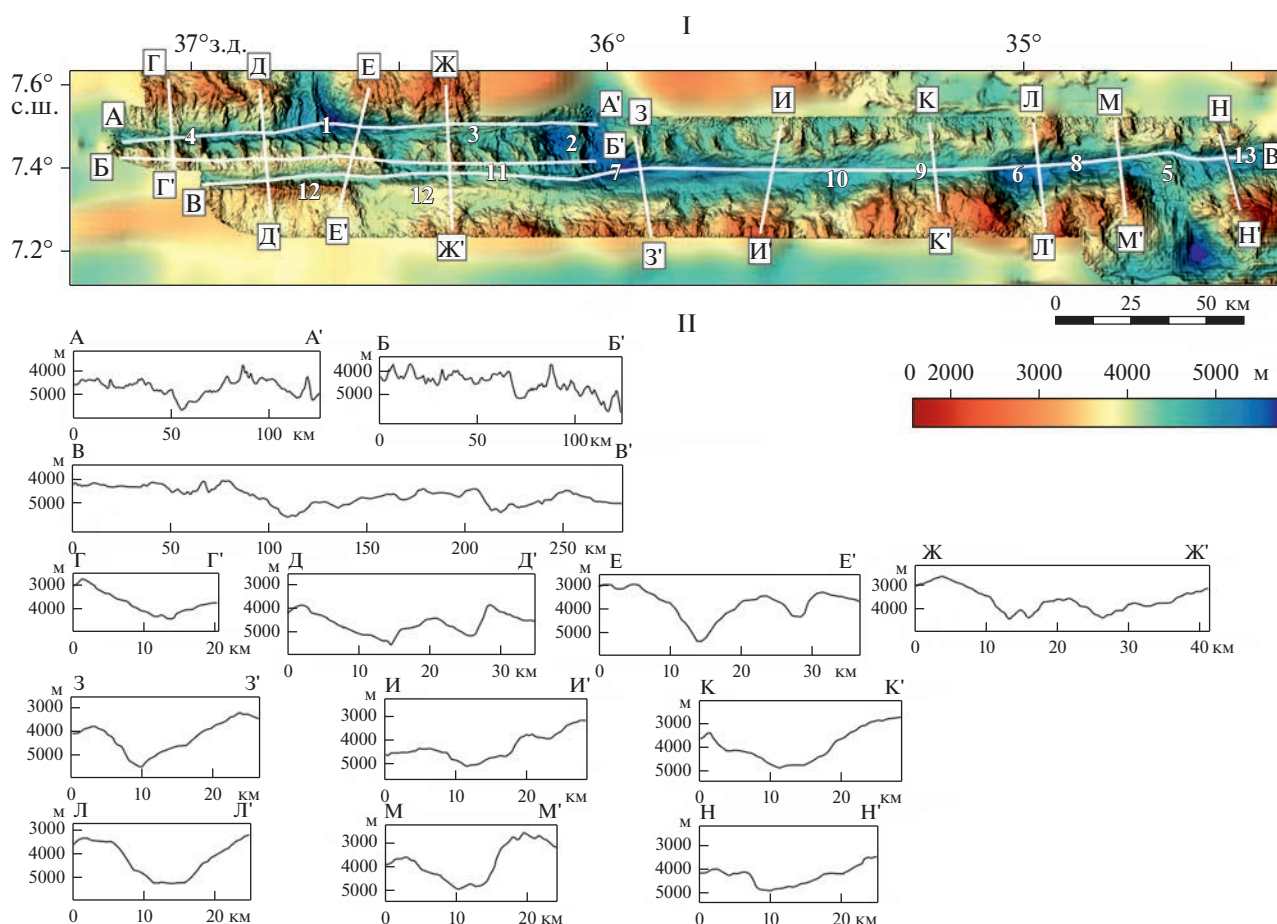


Рис. 4. Рельеф дна в районе разломной зоны Пушаровского по данным 45-го рейса НИС «Академик Николай Страхов». I – батиметрическая карта; II – батиметрические профили: А–А', Б–Б', В–В' (продольные); Г–Г', Д–Д', Е–Е', Ж–Ж', З–З', И–И', Л–Л', М–М', Н–Н' (поперечные).

Обозначено (арабские цифры): 1 – нодальная впадина; 2 – неовулканический хребет; 3 – медианные хребты; 4 – гребни; 5 – неовулканический хребет; 6–7 – нодальные впадины; 8 – медианные хребты; 9 – внутриразломное поднятие; 10 – медианный хребет; 11 – поперечный порог; 12 – трансверсивный хребет; 13 – разломная долина.

несколькими при-рифтовыми хребтами и самой рифтовой долиной (см. рис. 3, I, 13).

По-видимому, этот трансверсивный хребет, гора Пейве и ступень между ними, находящиеся на одной линии, ранее представляли единый трансверсивный хребет общей длиной ~53 км, разделенный в настоящее время рифтовой и палеорифтовой долинами на три сегмента.

Западнее трансверсивного хребта согласно карте *GEBCO* [21] разломная долина резко расширяется до 18 км, ее днище, перекрытое осадочными толщами, становится широким и плоским, поперечный профиль становится корытообразным [21].

Разлом Пушаровского

Разлом Пушаровского – это двойной разлом, состоящий из двух близко расположенных разломных трогов, разделенных межразломным

хребтом линзовидной формы, который прорезан коротким спрединговым центром (~30 км) [9, 30] (рис. 4, I).

Совокупная длина активной части обоих разломов 186 км (северный разлом – 67 км и южный – 119 км).

Батиметрической съемкой охвачены активная часть и часть западной пассивной части северного разлома, а также активная и большие фрагменты западной и восточной пассивных частей южного разлома.

Простираение разломов в активной части субширотное 89°. Южный разлом в плане дуговидный, поскольку простираение долины в его восточной пассивной части незначительно отклоняется в направлении против часовой стрелки.

Наибольшие глубины долины северного разлома наблюдаются в районах интерсектов рифт-разлом. В активной части глубина долины постепенно уменьшается от 5300 м до 4950 м от запад-

ного интерсекта на протяжении 20 км к востоку, а затем в районе появления медианного хребта резко уменьшается до 4550 м (см. рис. 4, II, разрез А–А').

На восточном фланге активной части глубина постепенно уменьшается в западном направлении от 5200 м до 4950 м, а затем резко достигает минимальных значений 4500 м вблизи медианного хребта. В зоне западного интерсекта находится нодальная впадина глубиной 5750 м и диаметром ~10 км, — она глубже дна долины на 450 м (см. рис. 4, I, 1).

В районе восточного интерсекта нодальная впадина отсутствует, здесь в долину выдвинут крупный неовулканический хребет, что приводит к ее сужению (см. рис. 4, I, 2).

Таким образом, центральная часть северного трога между меридианами 36.15° – 36.45° з.д. существенно приподнята (максимально до глубины 4300 м).

В целом ширина долины северного разлома в активной части изменяется слабо и равна 5 км. Северный борт долины крутой, непрерывный, прямолинейный. Южный борт на восточном фланге активной части от восточного интерсекта и до меридиана 36.40° з.д. отсутствует, поскольку субмеридиональные структуры межразломного хребта выходят непосредственно в разломную долину.

Западнее этого меридиана южный борт также крутой и спрямленный, он без изменений переходит в западную пассивную часть и прерывается только в одном месте на меридиане 36.50° з.д., где межразломный хребет прорезается широкой и глубокой субмеридиональной депрессией. Высота обоих бортов вблизи западного интерсекта ~1150 м, напротив медианного хребта она составляет ~450 м. Борты продолжают вверх со сглаженным рельефом овальных поднятий на севере и контрастным рельефом межразломного хребта на юге.

Северный борт долины изрезан, т.к. поперек борта спускаются мелкие гребни, развитые на поверхности овальных поднятий.

Долина имеет молодой облик (см. рис. 4, II, разрез Е–Е'):

- V-образный профиль;
- узкое прямолинейное дно, не засыпанное осадочными породами;
- крутые симметричные борты.

В районе приподнятой части долины сформировался узкий (шириной 2–2.5 км), протяженный (до 40 км) косой хребет высотой 400–500 м (см. рис. 4, I, 3).

В районе приподнятой части долины сформировался узкий (шириной 2–2.5 км), протяженный (до 40 км) косой хребет высотой 400–500 м (см. рис. 4, I, 3). На востоке он приурочен к оси долины и при движении к западу все более при-

жимается к южному борту, в конце концов образуя ступень в его рельефе. В целом простирание этого хребта — 75° . На востоке косой хребет распадается на ряд коротких (5–10 км) и менее высоких хребтов, упирающихся в северный борт.

В западной пассивной части разлома V-образная долина сужается до 2.5–3.5 км (см. рис. 4, II, разрезы Г–Г', Д–Д'). Глубина долины резко уменьшается к западу от нодальной впадины от 5300 м до 5000 м и далее к западу постепенно, ступенчато — до 4750 м и еще далее к западу — до 4450 м (см. рис. 4, II, разрезы Г–Г'). Долина от западного интерсекта до меридиана 36.85° з.д. на протяжении 20–25 км имеет молодой облик:

- V-образное поперечное сечение;
- узкое прямолинейное дно в виде вреза, лишенное осадков;
- крутые борта высотой 600 м на юге и 380 м на севере.

Далее к западу дно расширяется до 1 км и уплощается, по-видимому, в силу того что перекрыто осадочными породами. Высота бортов на обеих сторонах 250 м. На днище долины имеется несколько коротких (до 7 км) узких (до 0.5 км) невысоких (50–100 м) извилистых гребней (см. рис. 4, I, 4).

Долина южного разлома в активной части существенно шире (6.5–7 км), чем долина северного разлома и в активной части практически не меняется, расширяясь вблизи палеонодальной и нодальной впадин до 7.5 км (см. рис. 4, II, разрезы З–З' — М–М'). Наибольшие глубины южной долины вблизи интерсектов (см. рис. 4, II, разрез В–В').

В 30 км к западу от восточного интерсекта глубина долины составляет 5250 м. В сторону интерсекта глубина долины уменьшается, поскольку здесь находится крупное неовулканическое поднятие (см. рис. 4, I, 5). Западнее долина углубляется до 5350 м, т.к. здесь на меридиане 35° з.д. находится палеонодальная впадина (см. рис. 4, I, 6, II, разрез Л–Л').

Западнее этой впадины дно долины резко поднимается до глубины 4450 м, поскольку здесь начинается продольное поднятие, занимающее почти все днище долины. На западном ограничении этого продольного поднятия дна глубина долины резко уменьшается до 4850 м. Далее к западу дно постепенно снижается до глубины 5000 м, но перед нодальной впадиной глубина резко увеличивается до 5350 м (см. рис. 4, I, 7). Нодальная впадина заглублена на 310 м относительно долины и имеет абсолютную глубину 5660 м и диаметр ~11 км.

Поперечное сечение долины на значительном протяжении активной части корытообразное с широким днищем и асимметричное из-за более

пологого южного борта. Высота бортов варьирует (см. рис. 4, II, разрез 3–3'):

- ~1000 м (западный интерсект);
- 600 м (восточный интерсект);
- 250 м (район продольного поднятия дна долины).

Северный борт — прямолинейный и непрерывный, южный борт (в восточной половине) — извилистый, в районе палеонодальной впадины на меридиане 35° з.д. прерывается крупной субмеридиональной депрессией, рассекающей гребневую зону. Западнее меридиана 35.65° з.д. на южном борту, на уровне его верхней бровки на глубине ~4500 м находится широкая ступень шириной 3–6 км, которая выше сменяется межразломным поднятием. Эта ступень простирается до западного интерсекта и по своему структурному положению схожа с не достигшим полного формирования трансверсивным хребтом.

В осевой части долины между восточным интерсектом и палеонодальной впадиной, расположенной на меридиане 35° з.д., имеется несколько невысоких (до 100 м) коротких (до 6 км) узких (до 0.5 км) медианных хребтов (см. рис. 4, I, 8).

Расположенное между 35.1° з.д. и 35.35° з.д. крупное продольное поднятие дна долины имеет длину ~67 км. Высота поднятия варьирует от 500 м на востоке до 150 м на западе. Дно в районе этого поднятия — плоское и тальвег долины проявляется фрагментарно в виде очень узких и неглубоких врезов. Данное поднятие на всем протяжении венчается широким невысоким валом (с превышением до 30 м относительно поверхности поднятия), простирающимся в направлении 75° (см. рис. 4, I, 9).

С запада поднятие обрамляется узким косым хребтом шириной ~2 км и высотой до 200 м с простиранием ~70°. Его западная часть находится в осевой зоне разлома, восточная часть — на его северном борту (см. рис. 4, I, 10).

В западной пассивной части южного разлома ширина разломной долины сужается до 6–6.5 км (см. рис. 4, II, разрез Ж–Ж').

Ее южный борт на всем протяжении крутой и прямолинейный, северный борт на первых 60-ти км до меридиана 36.50° з.д., где, как говорилось выше, находится широкая и глубокая субмеридиональная депрессия, пересекающая межразломный хребет, отсутствует, поскольку на данном участке долина полностью или частично переграживается несколькими поперечными порогами, идущими и с юга, и с севера со стороны межразломных структур. Наибольший из этих порогов имеет ширину около 4 км и высоту до 450 м (см. рис. 4, I, 11).

Западнее меридиана 36.50° з.д. долина сужается до 4 км северный борт также становится кру-

тым, прямолинейным и непрерывным, но он более пологий в сравнении с южным бортом, над которым на этом участке развит трансверсивный хребет (см. рис. 4, II, разрез Е–Е').

Высота бортов увеличивается с востока на запад от 350 м до 600 м. Глубина долины западнее нодальной впадины 5250 м, но к западу дно долины быстро поднимается до 4850 м, а затем постепенно (4500 м) углубляется до 4800 м в районе палеонодальной впадины (см. рис. 4, II, разрез В–В').

Наиболее приподнятая (4300 м) часть долины находится на том участке, где на южном борту долины возвышается наиболее высокая часть трансверсивного хребта. На этом участке днище долины хорошо выражено, плоское, вероятно перекрыто осадками, поперечное сечение долины имеет U-образный вид (см. рис. 4, II, разрез Д–Д').

Южный борт, начиная от западного интерсекта, завершается узким (4–6 км) трансверсивным хребтом, состоящим из двух сегментов, разделенных субмеридиональной депрессией. Длина сегментов составляет порядка 40–50 км (см. рис. 4, I, 12). Восточный сегмент воздымается до глубины 3750 м, более высокий западный сегмент — до 3000 м, их высоты над бровкой южного борта составляют 150 м и 900 м, соответственно (см. рис. 4, II, разрезы Д–Д', Ж–Ж').

В районе восточной пассивной части разлома Пушаровского мы располагаем фрагментарными батиметрическими данными. Однако этих данных достаточно, чтобы констатировать, что в восточном направлении разломная долина отклоняется к северу, ее ширина ~7 км, а глубина в изученном участке составляет 5050 м, днище долины широкое и плоское, перекрытое осадками (см. рис. 4, I, 13).

Долина имеет асимметричное поперечное сечение, северный борт крутой прямолинейный, высотой ~700 м, южный борт — изгибистый, отражающий неровности рельефа межразломного поднятия, пологий ступенчатый с неясным положением бровки (см. рис. 4, II, разрез Н–Н').

Две ветви разлома Пушаровского разделены межразломным линзовидным хребтом, протягивающимся на всем простирании разлома (см. Приложение 1: рис. S1). Его строение в значительной мере организовано структурами растяжения типа пулл-апарт впадин и палеоспрединговых центров [9]. На западном фланге межразломного хребта находится приподнятый блок, расположенный западнее крупной субмеридиональной впадины, вытянутой вдоль меридиана 36.50° з.д. (см. рис. 4, II, разрез Б–Б').

До впадины средний глубинный уровень вершинной поверхности хребта составляет 4250 м, а западнее впадины — 3750 м, следовательно, амплитуда этого воздымания ~500 м.

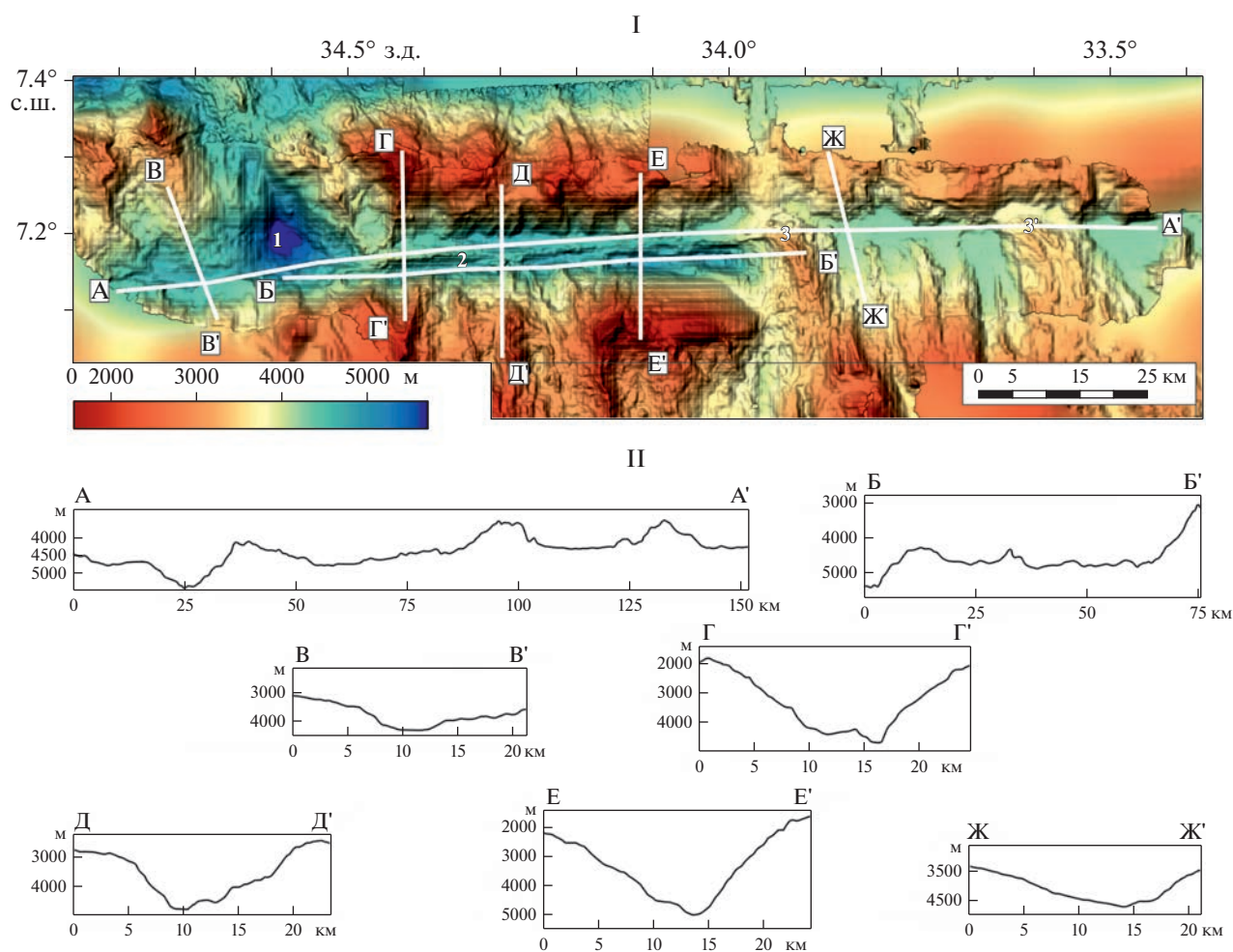


Рис. 5. Рельеф дна в районе разломной зоны Богданова по данным 45-го рейса НИС «Академик Николай Страхов». I – батиметрическая карта; II – батиметрические профили: А–А', Б–Б' (продольные); В–В', Г–Г', Д–Д', Е–Е', Ж–Ж' (поперечные). Обозначено (арабские цифры): 1 – нодальная впадина; 2 – медианный хребет; 3 – поперечный порог.

Таким образом, по всем признакам разлом Пушаровского, как и разлом Долдрамс, является мегатрансформом. В разломе Пушаровского сформированы два дугообразных трансформала, между которыми простирается межразломный хребет, претерпевший интенсивные тектонические движения, придавшие ему блоковое строение.

Разлом Богданова

Батиметрическая съемка была проведена нами в активной части и небольших фрагментах пассивных частей разлома Богданова (рис. 5, I).

Длина офсета составляет 70 км. Долина в активной части U-образного сечения и шириной ~10 км имеет субширотное простирание 85° (см. рис. 5, II, разрезы Г–Г'–Е–Е').

Глубина долины является наибольшей вблизи интерсектов (см. рис. 5, II, разрезы А–А', Б–Б').

В районе западного интерсекта, где развита нодальная впадина, глубина равна 5050 м и она резко уменьшается до 4750 м в восточном направлении (см. рис. 5, I, 1).

Нодальная впадина глубиной до 6150 м и диаметром ~10 км углублена на 1100 м относительно долины. В районе восточного интерсекта нодальная впадина отчетливо не проявлена. Здесь в зоне интерсекта сформировалась впадина глубиной ~5000 м, от которой глубина разломной долины постепенно уменьшается до 4800 м в западном направлении.

Глубины 4750–4800 м характерны для протяженных выровненных участков долины, при этом в палеонодальных впадинах глубина может достигать до 4900 м. Вблизи обоих интерсектов разломные долины перегорожены крупными неовулканическими поднятиями, проникающими из гребневой зоны. Около этих поднятий дно до-

лины поднимается, здесь отмечены минимальные значения глубины долины 4550 м.

Оба борта — крутые, северный борт непрерывен, прямолинеен, но изрезан мелкими грядами, спускающимися с овальных поднятий. Ранее при драгировании этого борта были получены главным образом серпентинизированные ультрабазиты [6]. Южный борт также непрерывен, но извилист, он вдаётся в гребневую зону на 2–3 км там, где к разлому подходят крупные субмеридиональные депрессии. Высота обоих бортов почти одинаковая, — на большем протяжении долины она составляет 750–800 м, у восточного интерсекта — ~1000 м, у западного интерсекта — до 1200 м.

Через всю активную часть долины простирается медианный хребет шириной 2.5–3 км и высотой 300–500 м, состоящий из нескольких кулисообразно расположенных, частично перекрывающихся сегментов (см. рис. 5, I, 2).

В восточной пассивной части днище долины поднимается до глубины 4250 м (см. рис. 5, II, разрез А–А').

Днище долины широкое и плоское, засыпано осадками, ее генерализованная ширина близка к 10 км (см. рис. 5, II, разрез Ж–Ж').

Северный борт высотой 500 м — непрерывный, извилистый, он вдаётся в межразломное поднятие на участках, где это поднятие пересекается субмеридиональными депрессиями, разделяющими овальные поднятия.

Южный борт прерывистый, поскольку депрессии, разделяющие рифтовые хребты, непосредственно выходят в разломную долину. Долина имеет корытообразное поперечное сечение.

В изученном фрагменте долины она перегорожена двумя поперечными порогами шириной до 11 км и высотой ~750 м, которые являются продолжением рифтовых хребтов, сформировавшихся к югу от разлома (см. рис. 5, I, 3). Ранее они идентифицированы нами как бывшие неовулканические поднятия [9].

В западной пассивной части на участке, протяженностью ~25 км, глубина долины вблизи интерсекта составляет ~5000 м, но резко уменьшается в западном направлении до 4750 м (см. рис. 5, II, разрез А–А');

— борта долины выражены слабо (сильно изгибистые, ступенчатые);

— высота нижней части борта — 250 м (ширина долины на этом уровне — 6–6.5 км);

— высота верхней части борта также ~250 м (ширина долины на этом уровне ~10 км);

— днище долины узкое извилистое;

— поперечное сечение долины U-образное.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Трансформные разломы уверенно выделяются по рельефу дна, распределению эпицентров землетрясений и гравитационных аномалий в редукции Буге [11, 31] (см. рис. 1, а, б). Вдоль их активных зон происходят преимущественно мелкофокусные землетрясения сдвигового типа, свидетельствующие о том, что трансформы — это зоны сдвиговых деформаций [32]. В разломах Вернадского, Пушаровского и Богданова землетрясения нередко случаются и в пассивных частях разломов. По кинематике все разломы мегатрансформной системы Долдрамс представляют собой зоны правосторонних сдвигов.

В нашем исследовании приведена карта распределения гравитационных аномалий в редукции Буге для района мегатрансформной системы Долдрамс, построенная по данным [21, 28] (рис. 6).

Глубокие отрицательные минимумы аномалий в редукции Буге (до 214 мГал) сосредоточены в основном вдоль рифтовых долин и обладают обратной корреляцией с рельефом. Вдоль долин трансформных разломов также наблюдаются минимумы, но умеренной амплитуды — 270–280 мГал.

Поскольку трансформные разломы не являются областями распространения горячей мантии и структурами, в которых формируются разрезы коры большой мощности, то очевидно, что низкоплотностные, по сравнению с флангами САХ и котловинами массы в разрезах разломов, — это в разной степени серпентинизированные ультраосновные породы, которые преобладают среди пород, драгированных с бортов разломов.

Причины вариаций ширины разломных долин

Данные по ширине и глубине разломных долин и высоте их бортов приведены в таблице 1. Ширина изученных разломных долин заметно варьирует от 3.5 км до 18 км (см. табл. 1). Можно выделить генеральные вариации ширины, охватывающие ее изменения в масштабе, сопоставимом с активными частями разломов и их крупными фрагментами, протяженностью не менее 40–45 км, и локальные вариации ширины, свойственные участкам разлома меньшей протяженности.

Генеральные вариации ширины изученных разломных долин имеют определенные закономерности, которые, по нашему мнению, находят объяснение в особенностях геодинамической обстановки в районе мегатрансформной системы Долдрамс. Она является фрагментом большого соединительного звена между Южной и Центральной Атлантикой, которые раскрывались самостоятельно, при этом направления спрединга были разные [12, 23, 26].

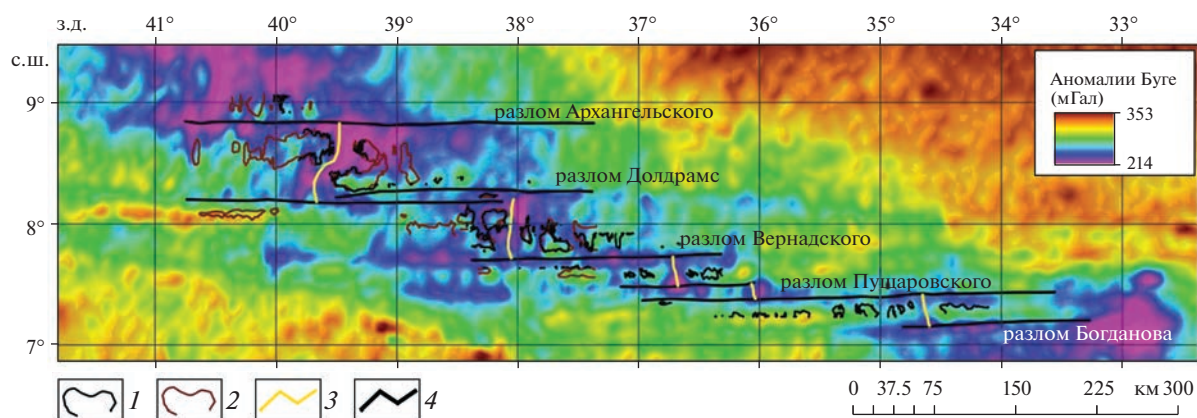


Рис. 6. Карта гравитационного аномального поля в редукции Буге в районе мегатрансформной системы Долдрамс и ее окружения.

На врезке: шкала значений аномалий Буге.

1 – изобата 3000 м (по данным 45-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”); 2 – изобата 3000 м (по данным 6-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”); 3 – оси спрединговых сегментов; 4 – трансформные разломы

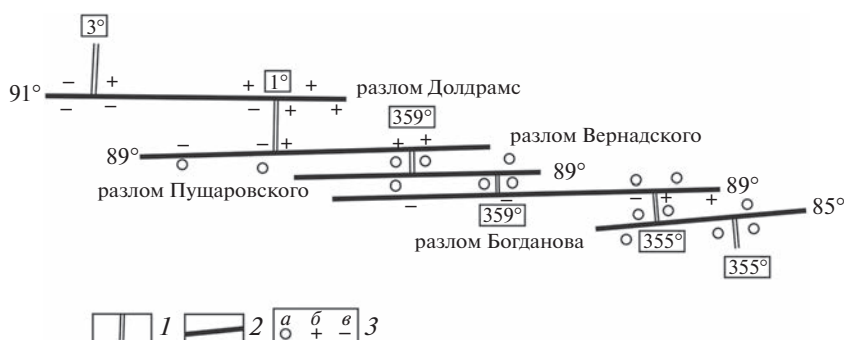


Рис. 7. Схема трансформных разломов и рифтов в мегатрансформной системе Долдрамс. Обозначено: простирание трансформных разломов, град.; направление осевых зон спрединга, град. (в рамке).

1 – оси спрединга; 2 – трансформные разломы; 3 – геодинамические режимы на границе разломных зон: а – отсутствие сжатия и растяжения, б – сжатие, в – растяжение, поперечное разлому

Когда произошел раскол Экваториального сегмента Гондваны, то в новообразованном океанском бассейне, соединившем Южную и Центральную Атлантику, направления спрединга должны были компенсировать эту разницу. В результате происходящей аккомодации в Экваториальном сегменте Атлантики возникает пестрая, по-видимому, изменчивая во времени картина распределения направлений спрединга, отраженных в простираниях трансформных разломов [20].

Следствием является возникновение транспрессионных или транстензионных режимов в различных разломных зонах.

В районе мегатрансформной системы Долдрамс (МСД) в настоящее время наблюдается геодинамическая обстановка, представленная на рисунке 7.

Простирание наиболее южного разлома Богданова – 85° , простирание наиболее северного разлома Долдрамс – 91° , а следующий к северу от

МСД разлом Архангельского развернут под большим углом – 93° . Внутри мегатрансформной системы Долдрамс простирание разломов Вернадского и Пушаровского имеют промежуточное значение – 89° .

Таким образом, наблюдается закономерный поворот трансформных разломов и, соответственно, – направлений спрединга с юга на север по часовой стрелке от 85° к 93° . Вследствие чего в сегменте, в котором направление спрединга не перпендикулярно трансформе, литосферные плиты по одну сторону от оси спрединга могут расходиться и, следовательно, по другую сторону – сходиться.

Анализ батиметрической карты позволил установить, что между разломами Архангельского–Долдрамс–Вернадского ось спрединга ортогональна разлому Долдрамс, а между разломами Пушаровского и Богданова ортогональна разлому Богданова.

Таблица 1. Морфометрия долин трансформных разломов (поперечные сечения)

Разлом	Части разлома	Ширина, км	Глубина днища долины, м			Высота бортов, м			Перепад высот, м	Интервал глубин, м
			макс	фоновая	мин	макс	преобладающая	мин	*	**
Долдрамс	Активная часть (северный трог)	7.5	4650	4500	3850	1000	750	450	—	—
	пассивная часть (восточная)	11	4750	4650	4650	750	750	750	—	—
	Активная часть (южный трог)	5–12	5150	4750	4000	1100	750	—	350	400
	пассивная часть (западная)	17	5150	4800	4800	750	750	750	—	—
Вернадского	Активная часть	6–12.5	5150	4750	4600	1200	750	600	450	400
	пассивная часть (западная)	4–18	5150	4750	4750	750	750	650	—	—
	пассивная часть (восточная)	5	5000	5000	4500	750	750	500	—	—
Пушаровского	Активная часть (северный трог)	5	5300	4950	4550	1150	750	400	400	350
	пассивная часть (западная)	2.5–3.5	5300	4750	4450	600	—	260	—	—
	пассивная часть (восточная)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Пушаровского	Активная часть (южный трог)	6.5–7.5	5350	5000	4850	1000	600	250	400	350
	пассивная часть (западная)	4–6.5	5250	4500	4300	600	—	350	—	—
	пассивная часть (восточная)	7	5050	5050	5050	—	700	—	—	—
Богданова	Активная часть	10	5050	4750	4550	1200	800	750	400	300
	пассивная часть (западная)	10	5000	4750	4750	—	500	—	—	—
	пассивная часть (восточная)	10	4250	4250	4250	—	500	—	—	—

Примечание. *— разница между максимальной и преобладающей высотой борта;

** — разница между максимальной и фоновой глубиной долины.

В соответствии с этим, условия сжатия, перпендикулярные разлому, могут возникать в восточных пассивных и активных частях разломов Долдрамс, Вернадского и в восточной пассивной части южного разлома Пушаровского, при этом условия растяжения характерны для западных пассивных частей разломов Долдрамс, Вернад-

ского и южного разлома Пушаровского, а также для его активной части (см. рис. 1, см. рис. 7). Нейтральными в этом отношении являются северный разлом Пушаровского и разлом Богданова.

Генеральные вариации ширины долин изученных разломных зон в целом коррелируют с исследованной геодинамической обстановкой. Доли-

ны разломов Долдрамс и Вернадского имеют соответственно:

- наименьшую ширину – в восточной пассивной части (11 и 5 км);
- промежуточную ширину – в активной части (5–12 и 6–12.5 км);
- наибольшую ширину – в западной пассивной части (17 и 18 км).

Мы полагаем, что сужение долин в восточных пассивных частях является результатом того, что они формируются в условиях сжатия, и наоборот, расширение западных пассивных частей это – результат растяжения. В активных частях этих разломов существуют условия сжатия, и по нашим данным ширина долины здесь последовательно уменьшается с запада на восток. В разломе Богданова, где отсутствуют условия сжатия или растяжения, ширина долины практически неизменна во всех частях разлома и составляет ~10 км.

Эта закономерность не свойственна двойному разлому Пушаровского. В западных пассивных частях его северного и южного трогов ширина разломных долин резко сокращается до 2.5–3.5 км в северном и до 4 км в южном разломах, что долины в 1.5–2 раза более узкие, чем можно было предполагать в соответствии с геодинамической схемой (см. рис. 7).

Приведенные факты свидетельствуют о том, что в разломе Пушаровского действует еще один фактор, определяющий ширину разломных долин. Мы полагаем, что данное сужение разломных долин вызвано воздыманием западного сегмента межразломного хребта, разделяющего долины северного и южного трогов разлома Пушаровского. На продольном батиметрическом профиле, проходящем через срединную часть этого хребта видно, что западнее меридиана 36.50° з.д. средняя глубина вершинной части хребта существенно уменьшается от отметки 4250 до 3750 м (см. рис. 4, II, разрез Б–Б').

Это дает основание предположить, что блок межразломного хребта на западе закартированной площади испытал или испытывает подъем с амплитудой до 500 м, что и привело к сужению разломных долин обеих ветвей разлома Пушаровского на этом участке западной пассивной части.

Аналогичное явление выявлено в активной части двойного разлома Долдрамс. Обе его разломные долины существенно сужаются (до 3 км) на участке, где один из сегментов межразломного хребта испытал высокоамплитудный блоковый подъем.

В западной пассивной части разлома Вернадского на участке, расположенном западнее зоны интерсекта, разломная долина резко сужается 4 км, но на расстоянии 40–45 км западнее она расширяется до 18 км [28]. Это аномальное суже-

ние скорее всего, связано с относительно недавним перескоком оси спрединга в восточном направлении.

Таким образом, одним из главных факторов генеральных вариаций ширины разломных долин является возникновение в разломных зонах условий растяжения или сжатия перпендикулярных простиранию разлома. Условия сжатия приводят к сужению, а растяжения – к расширению разломных долин. Кроме того, существенное влияние оказывают рост внутриразломных поднятий и тектонические явления в прилегающих межразломных участках океанского дна.

Локальные расширения разломных долин на 1–5 км наблюдаются в районе нодальных и палеонодальных впадин и на участках, где с долиной со стороны гребневой зоны САХ сопрягаются субмеридиональные депрессии.

Мелкомасштабные вариации ширины приводят к пилообразной в плане границе разломной долины, что происходит там, где борт долины осложняется серией узких (~1 км) невысоких (50–100 м) гребней, спускающихся к долине либо со склонов горы Пейве, либо с вершин овальных поднятий, развитых на межразломных поднятиях между разломами Вернадского, Пушаровского и Богданова.

Причины вариаций глубины разломных долин

Характеризующим разломные долины параметром является их глубина. При исследовании срединговых сегментов было обнаружено закономерное увеличение глубины спрединговых сегментов от периферии к центру мегатрансформной системы Долдрамс (МСД), расположенному между двумя ветвями разлома Пушаровского [9]. Аналогичное увеличение глубины прослеживается для трансформных разломов МСД.

Мы провели сравнение наибольших глубин изученных разломных долин, которые в каждом случае наблюдаются вблизи нодальных впадин (см. табл. 1). Эти значения являются наибольшими в двойном разломе Пушаровского – 5300 м в северном и 5350 м в южном разломе. В примыкающих к нему с юга и с севера разломах Богданова и Вернадского значения глубин равны 5050 м и 5150 м, соответственно, а в наиболее удаленном от разлома Пушаровского разломе Долдрамс – 5150 м (в действующем южном трансформе).

Во всех разломах в их активных частях вдоль-разломные вариации глубины долины имеют один и тот же характер: глубина долины от наибольших значений в районе интерсектов рифт–разлом быстро уменьшается до некоторого уровня, называемого как фоновый. Фоновые глубины характерны для протяженных и уплощенных участков разломных долин, и они также наибольшие в раз-

ломе Пушаровского — 5000 м и 4950 м, соответственно в южном и северном трогах (см. табл. 1). Во всех остальных разломах они составляют 4750 м. Было показано, что чем больше глубина осевой зоны спредингового сегмента, входящего в состав МСД, тем меньше температура верхней мантии под ним [9].

Следовательно, глубины разломных долин, входящих в состав МСД, также определяются верхнемантийными температурами, и чем ниже их температура, тем глубже разломная долина.

Наибольшие глубины разломных долин коррелируют с наибольшими глубинами рифтовых долин, которые также отмечаются вблизи нодальных впадин. Глубины рифтовых долин уменьшаются по мере удаления от зоны интерсекта с разломом в связи с увеличением в этом направлении температуры верхней мантии и интенсивности магматической аккреции коры.

В поиске причины уменьшения глубины разломной зоны в активной части в направлении интерсекта с рифтом мы связали низкие значения аномалий Буге в разломных долинах с серпентинизацией верхнемантийных пород, которые вероятно здесь доминируют в силу крайне низкой магматической аккреции в зонах интерсектов. В этом случае уменьшение глубины разлома в активной части в направлении от интерсектов является следствием увеличения объема и подъема разуплотненных при серпентинизации мантийных пород.

Зоны трансформов очень благоприятны для процессов серпентинизации:

- в этих зонах мантийные ультраосновные породы находятся в днище долины или вблизи днища;

- вследствие постоянных тектонических движений в этой области поддерживается непрерывное растрескивание пород и проникновение морской воды, которая осуществляет серпентинизацию литосферной мантии;

- трениедвигающихся в противоположном направлении литосферных плит приводит к разогреву их краевых частей, и, следовательно, подогреву проникшей вглубь морской воды, что ускоряет процессы серпентинизации.

По подсчетам температура вдоль поверхности сместителя может увеличиться на 200–400°C [18].

Серпентинизированные ультраосновные породы, по существу, это уже являются не мантийными, но коровыми породами. На сейсмических профилях, пересекающих трансформные разломы, под разломной долиной идентифицируются слои со скоростями сейсмических волн, как у базальтов и габбро (коровые породы) [7]. Но под разломными долинами не имеется такого количества габбро и базальтов, т.к. в продуктах

опробования бортов долин резко доминируют серпентинизированные перидотиты [4, 6]. Однако экспериментальные работы показали, что серпентинизация ультраосновных пород приводит к уменьшению их сейсмических скоростей, при этом в зависимости от степени серпентинизации они могут соответствовать сейсмическим скоростям для базальтов и габброидов [19].

Трансформные разломы также являются местом, где происходит новообразование океанической коры, но это — не магматический, а гидротермально-метаморфический процесс, в основе которого находится частичная или полная серпентинизация первично мантийного материала. Таким образом, второй и третий лои океанической коры, распознаваемые на сейсмических профилях под трансформными разломами, сложены ультраосновными породами, в различной степени серпентинизированными.

В активной части глубина долины увеличивается, по сравнению с фоновой глубиной, в районе впадин и уменьшается там, где сформировались поднятия, в том числе — вблизи медианных хребтов. Впадины, морфометрия и морфология которых подобны нодальным впадинам, выраженные в гравитационном поле аномалий Буге в виде овальных пятен, определяются нами как палеонодальные впадины.

Разница в глубине между этими впадинами и фоновой глубиной долины составляет 50–200 м, что существенно меньше разницы глубин между долиной и активной нодальной впадиной. Это обстоятельство может быть следствием как того, что впадины заполняются осадками, так и более быстрого подъема дна на этих участках, по сравнению с другими участками долины.

Нодальные впадины одновременно являются структурами и разлома, со свойственными ему сдвиговыми напряжениями, и рифта, в котором преобладают условия растяжения. Сочетание этих двух факторов приводит к формированию глубоких впадин. Отчетливые нодальные впадины в районе мегатрансформной системы Долдрамс выявлены только в западных интерсектах. В восточных интерсектах нодальные впадины накладываются неовулканические поднятия или на блоковые поднятия междолинных хребтов. Для нодальных впадин характерны наиболее низкие в разломных долинах значения аномалий Буге (~215 мгал) (см. рис. 6).

Причина, по которой разломная долина не является непрерывной чередой палеонодальных впадин, но эти впадины эпизодически встречаются в активной и пассивной частях разломной зоны, — представляет несомненный интерес для исследования.

Мы полагаем, что нодальные впадины сохраняются в виде своих палеоаналогов в тех случаях,

когда был эпизод асимметричного спрединга или, возможно, произошел перескок оси спрединга, при этом напротив палеонодальной впадины может находиться палеорифтовая долина.

В изученных пассивных частях разломов глубина долины варьирует в меньшей степени. В пассивных частях разлома Долдрамс и в восточных пассивных частях разлома Вернадского и южной ветви разлома Пушаровского глубины разломных долин на 50–250 м больше, чем фоновые глубины в их активных частях (см. табл. 1).

Эта разница будет еще больше, если принять во внимание, что мощность осадочного чехла в пассивных частях существенно больше, чем в активных частях. Этот факт находится в соответствии с закономерным углублением дна океана вследствие его опускания из-за остывания и увеличения мощности подлитосферной мантии по мере увеличения расстояния от оси спрединга [29].

В этой связи мы можем считать, что, когда не происходит углубление разломной долины в пассивных частях, следует ожидать воздействия дополнительных факторов или процессов. В зоне разлома Богданова глубина разломной долины в восточной пассивной части меньше на 500 м, глубины долины в ее активной части (см. табл. 1).

В восточной пассивной части днище разлома очень широкое и плоское, что указывает на то, что здесь в долине накоплен мощный осадочный чехол, и, скорее всего, ее первоначальное дно было опущено относительно днища долины в активной части. При этом на соседнем участке в активной части долины осадки не накопились в таком количестве, потому что долина на границе активной и восточной пассивной частей перекрыта крупным неовулканическим поднятием, которое может являться барьером для поступления осадочного материала к западу (см. рис. 5, I, 3).

В обеих западных пассивных частях разлома Пушаровского глубины долин на 500–750 м меньше глубин в их активных частях. Очевидно, что поднятие этих частей разломных долин связано с воздыманием на 500 м блока межразломного хребта разлома Пушаровского.

Борта разломных долин

В изученном районе разломные долины почти на всем простирании имеют отчетливо выраженные прямолинейные борта. Наибольшая высота бортов наблюдается вблизи нодальных впадин и составляет 1000–1200 м, наименьшая высота приурочена к внутриразломным поднятиям — 250–450 м (см. табл. 1). Преобладающая фоновая высота ~750 м характерна для большинства изученных разломных зон как в активной, так и пассивной частях.

Разница между максимальной и фоновой высотой борта в каждом из разломов находится в диапазоне 350–450 м, что сопоставимо с разницей 350–400 м между фоновой и максимальной глубиной разломов в их активных частях: (см. табл. 1). Это свидетельствует о том, что высота борта нивелируется в активной части разлома за счет уменьшения глубины разломной долины, в результате серпентинизации мантийных пород,

Борт долины трансформного разлома отсутствует в месте ее пересечения с рифтовой долиной.

За пределами зоны интересекта, на участках пересечения с палеорифтовыми долинами борт отсутствует, например:

- участок северного борта в активной части разлома Вернадского (см. рис. 3, I, 3);

- на участках на восточном фланге активной части разлома Вернадского, где к разлому примыкают бывшие крупные неовулканические поднятия, разделенные глубокими депрессиями (см. рис. 3, I, 9).

Причиной отсутствия борта долины послужили перескоки оси спрединга, или асимметричный спрединг, вследствие чего осевые структуры смогли сохраниться в первоначальном виде.

Также отсутствует отчетливо выраженный южный борт в восточной пассивной части разлома Богданова на участках, где к разлому примыкают субмеридиональные депрессии, разделяющие рифтовые хребты и осадочный чехол, заполнявший разломную долину, заходит в субмеридиональные депрессии. Борта отсутствуют, когда разломная долина перегораживается неовулканическим поднятием или его палеоаналогом.

В основном борта разломных долин прямолинейны, но на отдельных участках они могут быть извилистыми. Если форма изгибистая, то борт заходит вглубь гребневой зоны там, где к разлому подходит крупная субмеридиональная депрессия. На некоторых участках, особенно там, где в разломной зоне развиты продольные поднятия днища, борт может быть ступенчатым.

Борта долин могут надстраиваться структурами гребневой зоны или трансверсивными хребтами, при этом рельеф гребневой зоны превышает днище долины на высоту борта, — это хорошо видно, когда гребневая зона сложена рифтовыми горами. В этом случае рифтовые горы и разделяющие их субмеридиональные депрессии срезаются на уровне верхней бровки борта.

Поднятия в разломных зонах

Строение разломных зон осложняется присутствием различного рода поднятий, таких как:

- поперечные пороги;
- вдольразломные поднятия днища долины;

— медианные, трансверсивные и межразломные хребты.

Поперечные пороги. Большинство поперечных порогов шириной от 4 до 9 км и высотой 400–500 м являются продолжением рифтовых хребтов, возникших как неовулканические поднятия, которые формировались при наиболее интенсивных импульсах вулканической активности, что приводило к тому, что они проникали в разломную долину и перегораживали ее.

В настоящее время такие неовулканические поднятия наблюдаются в восточных интересектах разлома Богданова и северной ветви разлома Пушаровского, а также — в обоих интересектах южной ветви разлома Пушаровского. Но имеются такие пороги, связь которых с неовулканическими поднятиями не очевидна, как, например, в восточной пассивной части разлома Вернадского. Возможно, их возникновение связано с интенсивными процессами серпентинизации.

Медианные хребты. Медианные хребты — это узкие поднятия длиной от 10 до 40 км, шириной 1.5–4 км и высотой 250–500 м, как правило, протягивающиеся параллельно разломной долине и расположенные в ее приосевой части.

Наиболее мелкие медианные хребты (длиной ~6 км, шириной 0.5 км и высотой 100 м) зафиксированы в обеих разломных долинах разлома Пушаровского и они имеют косое простирание ~75° по отношению к разломной долине. Наиболее часто медианные хребты развиты в активных частях разломов.

Медианные хребты нами не опробованы и для понимания их природы мы приняли во внимание обстоятельство, при котором в разломе Богданова наиболее низкие значения аномалий Буге приурочены не только к нодальным впадинам, но и ко всей активной части разлома, в которой на всем протяжении развит вдольосевой медианный хребет, состоящий из нескольких сегментов (см. рис. 5, 1, 2; см. рис. 6).

Это дает основание полагать, что медианный хребет сложен низкоплотностными породами: базальтами, или сильно серпентинизированными ультрабазитами. Нами не выявлено признаков того, что в активной части долины разлома Богданова, происходил активный вулканизм, наиболее вероятно, что медианный хребет сложен сильно серпентинизированными породами.

Это дает основание предполагать, что медианные хребты представляют собой протяженные серпентинитовые диапиры, сложенные повсеместно встречающимися серпентинизированными ультраосновными породами под разломными долинами.

Напряжения сжатия перпендикулярные разлому, характерные для некоторых разломов мегатрансформной системы Долдрамс способство-

вали выведению этих диапиров выше поверхности дна (см. рис. 7).

Наличие в разломе Пушаровского косых медианных хребтов указывает на то, что в этом разломе существовали или существуют напряжения сжатия и других направлений. Мы полагаем, что причиной этих напряжений является линзовидная криволинейная в плане форма межразломного хребта в разломе Пушаровского. В связи с тем, что силы сжатия возникают тогда, когдадвигающаяся литосферная плита наталкивается на выступ межразломного хребта и давит на него, создавая локальные напряжения сжатия, в том числе — в разломной долине.

Трансверсивные хребты. Трансверсивные хребты простираются параллельно разлому и надстраивают некоторые сегменты бортов разломных долин. Склон трансверсивного хребта, обращенный к структурам гребневой зоны, как правило, ориентирован поперечно по отношению к ним. В районе мегатрансформной системы Долдрамс выявлено три трансверсивных хребта — два хребта на южном борту в западных пассивных частях разломов Долдрамс и один хребет в южной ветви разлома Пушаровского, а также гора Пейве на северном борту в активной части разлома Вернадского.

Наиболее крупный из исследованных трансверсивных хребтов располагается в разломной зоне Долдрамс. По результатам опробования в его составе значительную роль играют серпентинизированные ультрабазиты, также имеются измененные и деформированные базальты. С этим хребтом связано поле максимальных для района мегатрансформной системы Долдрамс значений аномалий Буге (до 330 мГал) (см. рис. 6). Данный хребет может быть сложен неизмененными магнитными породами, драгированные серпентинизированные ультрабазиты занимают незначительное место в его разрезе. Но не исключено, что хребет аномально высок, изостатически не компенсирован и в настоящее время испытывает опускание.

Генезис трансверсивных хребтов вызывает особый интерес в научном сообществе и большинство исследователей полагают, что эти структуры формируются под действием сил сжатия или растяжения, возникающих по разным причинам в сдвиговых разломных зонах [3, 7, 13–15, 25, 27].

Трансверсивный хребет, находящийся на южном борту в западной пассивной части разлома Долдрамс, по своим размерам (ширина ~12 км, высота над бровкой борта до 2050 м) сопоставим с одним из наиболее крупных трансверсивных хребтов Атлантики, образовавшимся на южном борту долины разлома Вима [15] (см. рис. 2, 1, 15).

Так же, как и в разломе Вима, в разломе Долдрамс западная часть трансверсивного хребта

приподнята, длина хребта (>145 км) сопоставима с длиной офсета.

Bonatti and et al. [13] показали, что трансверсивный хребет разлома Вима образовался 10 млн лет назад как флексурный изгиб края Южно-Американской плиты в результате напряжений растяжения, возникших в активной части разлома Вима при повороте направления спрединга в северной части Приэкваториальной Атлантики по часовой стрелке, произошедшего 11 млн лет назад.

Трансверсивный хребет в разломе Долдрамс находится в 177 км к западу от оси спрединга и в соответствии со скоростью полу-спрединга равной 1.5 см/год [16], он не мог подняться раньше, чем 11.8 млн лет назад. В этой связи мы можем предположить, что по времени образования трансверсивный хребет в разломе Долдрамс сопоставим по времени возникновения с трансверсивным хребтом разлома Вима и своим образованием связан с событием, приведшим к изменению направления спрединга, вызвавшего условия растяжения в правосторонних трансформах. Таким образом, данный трансверсивный хребет это — флексурообразный изгиб края Южно-Американской плиты, возникший в условиях растяжения около 11 млн лет назад в разломе Долдрамс.

Мы полагаем, что аналогичное происхождение имеет также трансверсивный хребет на южном борту южной ветви разлома Пушаровского, который меньше по размеру (ширина 4–6 км, высота над бровкой борта 900 м), но по многим параметрам схож с хребтами в разломах Вима и Долдрамс (см. рис. 4, I, 12). Над ним наблюдаются высокие значения аномалий Буге, его длина (~100 км) сопоставима с офсетом южного разлома Пушаровского, западная часть более высокая, чем восточная, — расстояние от оси спрединга до начала хребта ~160 км, что указывает на возраст дна в районе хребта не моложе 10.7 млн лет (см. рис. 6).

Гора Пейве, при ширине 9 км, отличается от исследованных трансверсивных хребтов существенно меньшей длиной (37 км), большей высотой (3000 м над бровкой борта) и заметно меньшими значениями номалий Буге (~300 мГал) (см. рис. 3, I, 4; см. рис. 6).

Ранее гора Пейве была поднята выше уровня моря, о чем свидетельствует плоская вершина, впоследствии, гора испытала интенсивные опускания и сейчас погружена на 1033 м ниже уровня океана (см. рис. 3, III).

Анализ структурного рисунка дна в районе западного интерсекта разлома Вернадского, дает основание полагать, что гора Пейве является наиболее высоким и протяженным сегментом ранее единого трансверсивного хребта протяженностью ~53 км, разделенного к настоящему

времени рифтовой и палеорифтовой долиной на три сегмента.

Это означает, что в данном спрединговом центре вероятно происходили неоднократные пересечки оси спрединга. В пользу этого предположения свидетельствует наличие в гребневой зоне между разломами Вернадского и Долдрамс еще нескольких палеорифтовых долин.

Сложное развитие этого спредингового сегмента, сопровождающегося неоднократными перескоками оси спрединга, подтверждают данные о возрасте пород. В соответствии с возрастом габбро, определенным методом U/Pb изотопной геохронологии по цирконам, выделенным из габбро, драгированного в самой высокой западной части горы Пейве, подъем хребта произошел не раньше 3.65 млн лет назад, когда сформировалось габбро [8].

Вместе с габброидами драгированы песчанистые известняки, в которых песчанистая составляющая представлена обломками габброидов, претерпевших субаэральное выветривание. Возраст этих известняков, определенный по фораминиферам составляет 3.2–2.4 млн лет [4]. Следовательно, подъем горы Пейве произошел в интервале времени 3.65–2.4 млн лет назад.

Пушаровский [4] также привел возраст известковистого песчаника ~3.2 млн лет, определенный по фораминиферам и полученный по данным исследования рифтового хребта, надстраивающего восточный борт рифтовой долины между разломами Долдрамс и Вернадского, — это дает основание полагать, что возраст базальта также близок к этому времени.

Однако в соответствии со скоростью полу-спрединга и расстоянием этого хребта от оси спрединга (~10 км) его возраст должен быть не более 0.7 млн лет. С противоположного западного борта рифтовой долины подняты известняки именно с таким возрастом 0.7 млн лет. Сопоставление этих данных показало, что современная рифтовая долина сформировалась в результате перескока оси спрединга, произошедшего ~0.7 млн лет назад, в район дна с возрастом ~3.2 млн лет.

Принимая во внимание имеющиеся возрастные определения и сложившийся структурный парагенез на этом участке дна океана, мы разработали следующую реконструкцию развития событий, в ходе которых был образован трансверсивный хребет и произошло его расчленение (рис. 8).

До 3.65 млн лет назад ось спрединга была сопряжена с палеорифтовой долиной 37.58° з.д., но 3.65 млн лет назад или несколько ранее произошел перескок оси спрединга в западном направлении в район палеорифтовой долины 38.45° з.д., где возраст дна был существенно более древним — 3.65 млн лет (см. рис. 8, а, б).

Здесь под рифтовой долиной в коровой камере сформировались габбро западной части горы Пейве. В интервале 3.65–2.4 млн лет назад произошел подъем трансверсивного хребта на северном борту в активной части разлома Вернадского, при этом в подъем была вовлечена только наиболее нагретая часть литосферы, расположенная между действующей и сравнительно недавно отмершей рифтовой долиной, в настоящее время простирающейся вдоль меридиана 37.58° з.д. (см. рис. 8, в).

Вскоре после 2.4 млн лет назад произошел перескок оси спрединга в район палеорифтовой долины 37.85° з.д., где возраст дна был древнее 3.2 млн лет (см. рис. 8, г). Это привело к разделению трансверсивного хребта на западный и восточный сегменты (гора Пейве).

Западный сегмент оказался в пассивной части разлома, однако разломная долина напротив его по своим структурным особенностям более соответствовала разломной долине в активной части разлома, каковой до этого момента она и являлась. Более того, она несла признаки роста трансверсивного хребта, выраженные в ее сужении и обмелении и V-образном поперечном сечении. 0.7 млн лет назад произошел последний перескок оси спрединга в область дна с возрастом 3.2 млн лет, при этом западный сегмент трансверсивного хребта раскололся на две части (см. рис. 8, д).

Однако еще предстоит исследованиями выяснить природу трансверсивного хребта, составной частью которого является гора Пейве, но мы приводим наше понимание его эволюции.

- По многим признакам он схож с другими вышеописанными трансверсивными хребтами в районе МСД, только сформировался в более позднее время 3.65–2.4 млн лет назад. Исходя из этого, мы можем предположить, что механизм его образования близок к другим трансверсивным хребтам МСД. Он заключается в том, что ранее 3.65–2.4 млн лет назад в данном регионе произошло глобальное геологическое событие, приведшее к нестабильности спрединга, и, как следствие, — к частым перескокам оси спрединга. Это событие, возможно, инициировало возникновение межразломного хребта в разломе Долдрамс. В этой нестабильной обстановке могли возникнуть условия растяжения в разломе Вернадского и, как реакция на них, произошел флексурный изгиб края Африканской плиты.

- Некоторые структурные особенности пространства, окружающего трансверсивный хребет в разломной зоне Вернадского, могут указывать на то, что он образовался в условиях сжатия, к которым относятся:

- уменьшение глубины и сужение разломной долины напротив трансверсивного хребта;

- наличие извилистых в плане мелких невысоких гряд на склоне хребта, обращенном к разлому, а также в тыловой части хребта на примыкающих к нему участках гребневой зоны.

Волнообразные изгибы гряд это — результат их деформации под действием сил сжатия, перпендикулярных к простиранию разлома.

Продольное поднятие днища разломной долины

Продольное поднятие днища разломной долины, как самостоятельная положительная структура, зафиксировано только в южной ветви разлома Пушаровского (см. рис. 4, 1, 9). Продольное поднятие воздымается на 500 м над уровнем днища долины и простирается на значительное расстояние вдоль долины (до 67 км). В отличие от медианных хребтов, которые являются узкими обособленными структурами, это поднятие заполняет всю долину. Вершинная часть поднятия осложняется пологими валами, имеющими косое простирание.

Мы считаем, что по своему генезису это поднятие близко к трансверсивным хребтам, образовавшимся в условиях растяжения, с которыми его сближает большая протяженность и повышенные относительно остальной части разломной долины значения аномалий Буге (см. рис. 6). В пользу этого указывает то, что западнее, поднятие сменяется широкой ступенью на южном борту разлома, которая по своему структурному положению является, возможно, зародышем трансверсивного хребта или незавершенным трансверсивным хребтом.

Южный разлом Пушаровского — единственный из разломов мегатрансформной системы Долдрамс, который находится в режиме трансенсии (см. рис. 7).

Рост поднятий в трансформах в виде флексурообразного изгиба края литосферной плиты возможен даже при одних сдвиговых деформациях [27].

Bonatti and et al. [13] утверждают, что этот рост является более высокоамплитудным тогда, когда в трансформе возникают условия растяжения, поперечные разлому.

Можно предположить, что формирование продольных поднятий отличается от роста трансверсивных хребтов меньшей интенсивностью напряжений растяжения.

Межразломные хребты

В пределах мегатрансформной системы Долдрамс в двойных разломах Долдрамс и Пушаровского имеются два межразломных хребта. Эти два разлома являются мегатрансформами, с которыми их объединяет наличие линзовидного межразломного хребта, ограниченного двумя дугообразными в плане трансформами [9, 24].

Главные особенности межразломного хребта разлома Пушаровского следующие:

- он возник с самого начала образования мегатрансформной системы Долдрамс и разлома Пушаровского ~30–32 млн лет назад;
- на протяжении всей своей геологической истории находился в поле воздействия двух плит,двигающихся в противоположных направлениях;
- образование в нем впадин растяжения типа пулл-апарт;
- на месте впадин растяжения типа пулл-апарт могли возникать спрединговые центры.

Межразломный хребет разлома Долдрамс возник сравнительно недавно. В соответствии с характером распределения землетрясений, активной в настоящее время является южная ветвь разлома Долдрамс, сменившая в этом качестве северную ветвь.

На западном продолжении северного разлома сформировалась система мелких врезов, соединяющая его с южным разломом, при этом к этой зоне врезов также приурочены современные землетрясения. Эти два факта могут свидетельствовать о том, что либо сдвиговые движения периодически происходят и вдоль северного трога, либо происходит смена активного разлома с южного на северный.

Изотопно-геохронологическим U/Pb методом по цирконам определен возраст одного из габброидов, драгированного с межразломного хребта на расстоянии ~130 км от западной осевой зоны спрединга, который составляет ~11 млн лет [8]. Однако, исходя из скорости полуспрединга и расстояния от оси спрединга до точки драгирования, возраст дна в этой точке составляет ~8.5 млн лет.

Это означает, что сначала краевая часть Южно-Американской плиты, которую представлял собой межразломный хребет, двигалась к западу относительно северного разлома, затем возникновение южного разлома привело к выделению межраз-

ломного хребта, ставшего частью Африканской плиты, и его перемещению к востоку (рис. 9).

Очевидно, что межразломный хребет появился тогда, когда северный разлом перестал быть активным и возник южный разлом. Время этого события можно определить по расстоянию между западным окончанием долины северного разлома и осью спрединга к северу от разлома Долдрамс или по длине участка межразломного хребта, находящегося в восточной пассивной части этого разлома, которые близки друг другу и составляют ~60 км.

В соответствии с этим расстоянием и скоростью полу-спрединга ~4 млн лет назад северный разлом перестал быть активным, возник южный разлом, отчленивший от Южно-Американской плиты межразломный хребет. В это время возникает нестабильность спрединга, выраженная частыми перескоками его оси, между разломами Долдрамс и Вернадского и происходит образование трансверсивного хребта на северном борту разлома Вернадского, составной частью которого является гора Пейве.

Возможно, одно и то же событие, произошедшее ~4–3.65 млн лет назад, стало причиной структурообразующих процессов в области от разлома Долдрамс до разлома Вернадского, включая их разломные зоны. Следует отметить, что в это же время к северу от разлома Долдрамс возникло нетрансформное смещение, с тех пор мигрирующее к северу вдоль оси спрединга. Вероятно, это событие имело более глобальный масштаб, поскольку по данным изучения аномального магнитного поля рубеж 4–3.5 млн лет назад характеризовался резким изменением скорости спрединга в Атлантике [17].

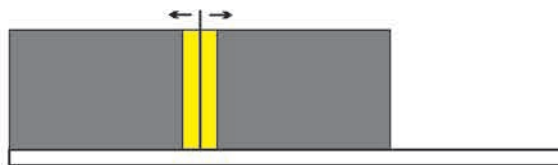
Оба межразломных хребта мегатрансформной системы Долдрамс испытали высокоамплитудные блоковые вертикальные движения. Признаки этих движений запечатлены на профилях глубины, расположенных вдоль оси хребтов, в обмелении и

Рис. 8. Предполагаемый сценарий образования и расчленения трансверсивного хребта на северном борту разлома Вернадского.

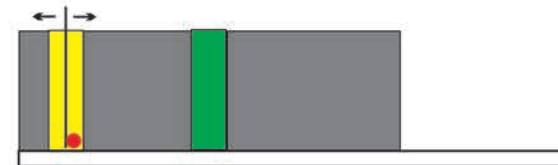
(а) — состояние системы перед началом формирования трансверсивного хребта, (б) — перескок оси спрединга к западу около 3.65 млн лет назад, возникновение палеорифтовой долины, которая в настоящее время находится на меридиане 37.58° з.д., формирование в осевой зоне спрединга габбро, которое слагает гору Пейве; (в)–(г) — последовательное раздвижение океанического дна и формирование океанической коры в интервале времени 3.65–2.4 млн лет назад; (д) — образование трансверсивного хребта на северном борту разломной долины в ее активной части; (е) — перескок оси спрединга на восток в интервале 2.4–0.7 млн лет назад, возникновение палеорифтовой долины, которая в настоящее время находится на меридиане 38.45° з.д., расчленение трансверсивного хребта на два сегмента, при этом гора Пейве оказывается в восточном сегменте; (ж) — перескок оси спрединга к западу в интервале 0.7–0 млн лет назад, возникновение палеорифтовой долины, которая в настоящее время находится на меридиане 37.85° з.д., расчленение западного сегмента трансверсивного хребта на две части.

1–2 — долины: 1 — рифтовые (приуроченные к оси спрединга), 2 — палеорифтовые; 3 — древнее океаническое дно (до 3.65 млн лет); 4 — разновозрастные полосы океанического дна (образовано после 3.65 млн лет назад); 5 — трансверсивный хребет, 6 — ось спрединга, 7 — направление спрединга; 8 — положение пород, для которых определен возраст: а — габбро горы Пейве с возрастом 3.65 млн лет, б — известковистый песчаник с возрастом 3.2–2.4 млн лет, в — известняк с возрастом 0.7 млн лет

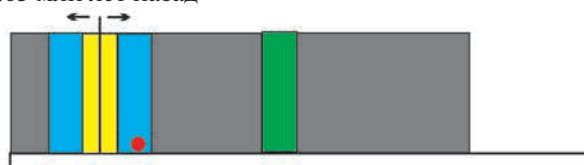
(а) до 3.65 млн лет назад



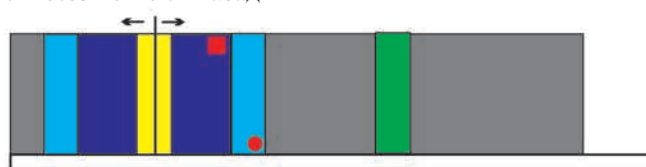
(б) 3.65 млн лет назад



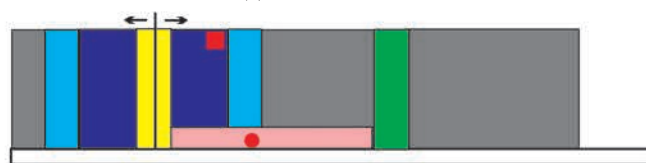
(в) 2.4–3.65 млн лет назад



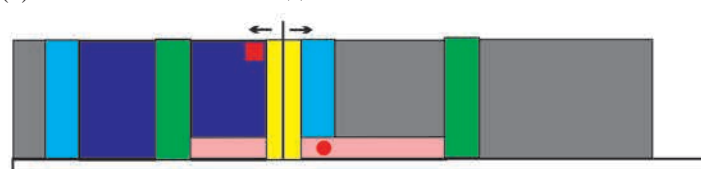
(г) 2.4–3.65 млн лет назад



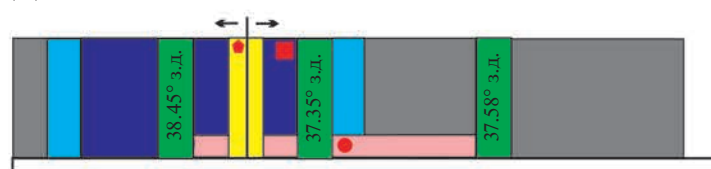
(д) 2.4–3.65 млн лет назад



(е) 0.7–2.4 млн лет назад



(ж) 0–0.7 млн лет назад



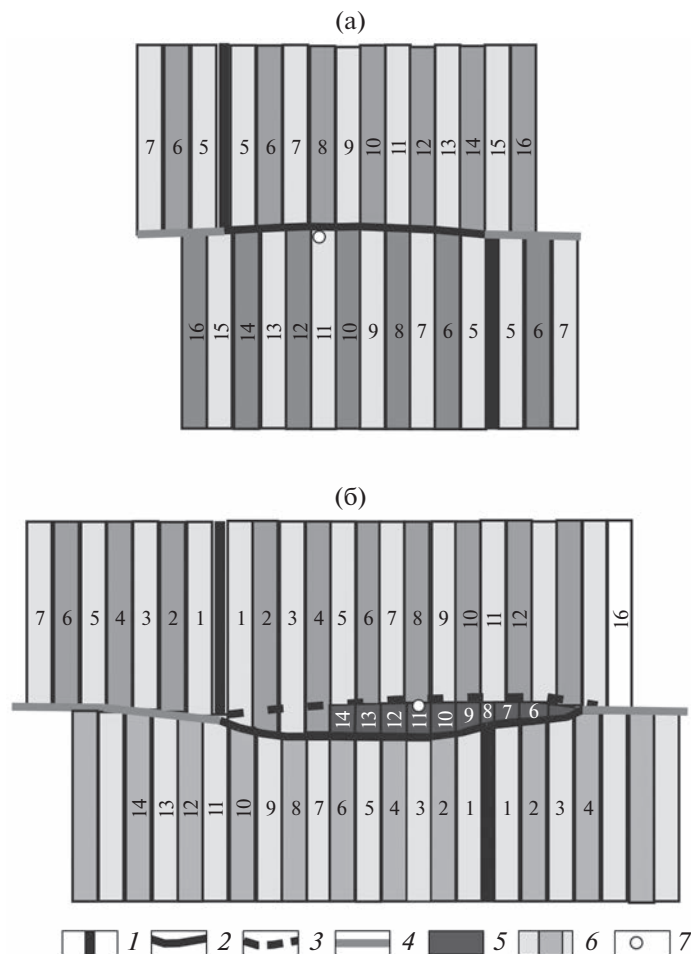


Рис. 9. Схема образования межразломного хребта в мегатрансформе Долдрамс.

(а) — период до 4 млн лет назад, когда активным был северный разлом; (б) — период после 4 млн лет назад, когда активным стал южный разлом. 1 — осевая зона спрединга; 2–3 — трансформ: 2 — активный, 3 — не активный; 4 — пассивные части разломной зоны, 5 — межразломный хребет, 6 — разновозрастные полосы океанического дна (цифры на них — возраст в млн лет); 7 — положение габбро, для которого определен возраст в 11 млн лет

сужении сегментов разломных долин, примыкающих к сегментам хребтов, испытавших подъем.

На этих профилях глубины видно, что в западной пассивной части разлома Пушаровского более западный блок межразломного хребта поднят над более восточным блоком на 500 м (см. рис. 4, II, разрез Б–Б').

В активной части разлома Долдрамс более восточный блок межразломного хребта поднят над более западным блоком на 1350 м (см. рис. 2, II, разрез Б–Б').

С приподнятого блока межразломного хребта разлома Долдрамс, наряду с магматическими породами, драгированы сравнительно хорошо отсортированные обломочные породы — от алевролитов до дресвяников, в которых зерна представлены обломками серпентинизированных ультрабазитов, габброидов и базальтов [4]. Их присутствие

свидетельствует о том, что эта часть межразломного хребта не ранее 4 млн лет назад находилась выше уровня океана — с тех пор и до наших дней происходит ее интенсивное опускание, поскольку современные минимальные глубины хребта составляют 2650 м.

Рассмотрим причины вертикальных блоковых движений в пределах межразломных хребтов. Высокостоящие межразломные хребты имеются в северной части политрансформа Сан Паулу (хребет Атоба), выступающие над уровнем океана в виде скал Петра и Павла.

Maia and et al. [25] считает, что этот подъем вызван действием сил сжатия, направленных вдоль разлома и возникших в результате проградации рифта, расположенного к северу от разлома Сан Паулу. Принимая эту точку зрения за основу, мы полагаем, что подъем блоков межразломных хребтов мегатрансформной системы Долдрамс

вызван силами сжатия, направленными вдоль разломов. Напряжения сжатия возникают потому, что межразломные хребты имеют в плане линзовидную криволинейную форму.

Двигающаяся литосферная плита в зоне сдвига наталкивается на выступ межразломного хребта и давит на него, создавая локальные напряжения сжатия и приводя к подъему его отдельных блоков. Последующее опускание поднятого блока это — результат компенсации его изостатической неуравновешенности.

*Механизмы и факторы структуро-
и корообразования в разломных зонах
мегатрансформной системы Долдрамс (МСД)*

Для проведения анализа параметров строения и морфологии разломных зон мегатрансформной системы Долдрамс мы привлекли различные процессы, явления и факторы, важнейшие из которых связаны со спредингом океанического дна, — именно спрединг приводит к образованию сдвиговых зон, соединяющих пространственно разобщенные спрединговые сегменты. Геологические события, происходящие в спрединговой геодинамической системе во многом определяют особенности строения трансформных разломов.

Различия в направлении спрединга в соседних сегментах Срединно-Атлантического хребта приводит к появлению в разломных зонах напряжений сжатия или растяжения, перпендикулярных разлому. В условиях сжатия происходит сужение разломных долин, они способствуют формированию медианных хребтов, встреченных в большинстве активных частей изученных разломов. В условиях растяжения происходит расширение разломных долин и образование продольных поднятий днища разломных долин (в активной части южной ветви разлома Пушаровского) и ступенчатых бортов.

В ходе раскрытия Атлантического океана возникали кратковременные эпизоды, во время которых могло происходить изменение направления спрединга, скорости спрединга или одновременно то и другое [17]. При этих изменениях в активных частях трансформных разломов могли установиться режимы сжатия или растяжения. В Атлантике 11 млн лет назад произошел поворот направления спрединга против часовой стрелки, что привело к возникновению режима растяжения в правосторонних трансформных разломах. В результате этого, в некоторых из таких разломных зон возникли крупные трансверсивные хребты, в частности, — хребты Вима и Сан Паулу [13, 25].

По многим структурным параметрам, времени образования и, как мы считаем, по механизму образования этим трансверсивным хребтам близки трансверсивные хребты, сформировавшиеся в

пределах мегатрансформной системы Долдрамс на южных бортах разломов Долдрамс и южного разлома Пушаровского.

В Атлантике 3.5–4 млн лет назад был эпизод резкого изменения скорости спрединга, что проявилось в районе мегатрансформной системы Долдрамс в нестабильности спрединга, выраженной в частых перескоках оси спрединга и в асимметрии спрединга. Мы связываем с этим эпизодом образование трансверсивного хребта на северном борту разлома Вернадского, составной частью которого является гора Пейве.

Перескоки оси спрединга и асимметрия спрединга отражаются и на строении и морфологии разломных долин, поскольку в этом случае нодальные впадины, рифтовые долины вместе с неовулканическими поднятиями сохраняются в ранге соответствующих палеоструктур. Вблизи бывших нодальных впадин разломная долина расширяется и углубляется. Напротив бывших неовулканических поднятий и рифтовых долин у разломной долины исчезают борта, а вышеуказанные структуры достигают днища рифтовой долины.

Осевые зоны спрединга являются центрами магматической аккреции океанической коры. При наиболее интенсивных импульсах магматизма в рифтовой долине формируются крупные неовулканические поднятия, которые также протягиваются и в разломную долину, перегораживая ее: неовулканические поднятия в разломах Пушаровского и Богданова. Современные и палеоаналоги таких неовулканических поднятий формируют поперечные пороги в разломных долинах.

Не меньшее влияние на строение зон трансформных разломов оказывают процессы, происходящие непосредственно в трансформных разломах, их можно отнести к трансформной геодинамической системе. Из того, что мы проанализировали на примере мегатрансформной системы Долдрамс, мы выделяем образование межразломных и медианных хребтов и корообразование, связанное с серпентинизацией мантийных пород. Данные трансформные процессы действуют вместе со спрединговыми процессами и контролируют их.

В районе мегатрансформной системы Долдрамс межразломные хребты, в соответствии с численным моделированием, возникли в разломах Пушаровского и Долдрамс, имеющих наибольшие офсеты 186 км и 177 км, соответственно [24]. В таких разломных зонах может возникнуть не одна, а две дуговидных в плане зоны ослабления прочности литосферы, по которым одновременно или с временным интервалом закладываются сдвиги, соединяющие спрединговые сегменты и обособляющие линзовидный межразломный хребет.

Образованию межразломного хребта в разломе Долдрамс ~4 млн лет назад способствовало наступление эпохи нестабильности спрединга, спровоцировавшей возникновение южной ветви этого разлома. Образованию межразломного хребта в разломе Пушаровского также предшествовала эпоха резкого изменения направления спрединга ~30–32 млн лет назад, что привело к возникновению мегатрансформной системы Долдрамс и мегатрансформа Пушаровского с двумя разломными трогами [9].

Криволинейные очертания образованных межразломных хребтов влияют на движение смежных литосферных плит вдоль трансформы. Давление, оказываемое движущимися плитами на искривленную поверхность межразломного хребта, приводит к возникновению продольных зон сжатия и растяжения в его пределах. В зонах сжатия происходит блоковое воздымание фрагментов хребта, что приводит к уменьшению глубины и сужению разломных долин на участках воздымания.

Поднятые блоки межразломных хребтов наблюдаются в обоих мегатрансформах: Долдрамс и Пушаровского. Зоны растяжения приводят к образованию в пределах межразломных хребтов субмеридиональных депрессий или пулл-апарт впадин, которые могут переходить в спрединговые центры. Такие морфоструктурные образования наблюдаются только в разломе Пушаровского.

Особенность нового корообразования в трансформных разломах заключается в серпентинизации мантийных пород, становящихся при этом частью океанической коры. Повышение температуры условий в результате трения движущихся в разные стороны литосферных плит ускоряет процессы серпентинизации. Серпентинизированные породы испытывают подъем на протяжении всей активной части разлома, что приводит к уменьшению глубины разломной долины. Во всех активных частях разломов продольный профиль глубин одинаковый — от зон интерсектов в сторону центральной части трансформы идет уменьшение глубины до некоторого фонового значения. В слое серпентинизированных пород зарождаются диапиры, которые, поднимаясь, приводят к образованию медианных хребтов.

На строение и морфологию разломных долин влияет осадочный процесс, который значительно захватывает пассивные части разломных долин, имеющих более древний возраст, чем их активные части. Накопление осадочных отложений приводит к уменьшению глубины долины, к выполаживанию ее днища. Поперечный профиль глубин приобретает корытообразную форму.

При формировании мощных осадочных призм, перекрывающих борта долин, границы долин становятся извилистыми, соединяясь с границами

субмеридиональных депрессий, развитых в гребневой зоне Срединно-Атлантического хребта.

ВЫВОДЫ

1. Мегатрансформная система Долдрамс (МСД) включает трансформные разломы Вернадского и Богданова и мегатрансформы Пушаровского и Долдрамс. Мегатрансформы имеют две разломные долины, разделенные линзовидным межразломным хребтом.

2. В пределах мегатрансформной системы Долдрамс направление спрединга при движении с юга на север изменяется от $\angle 89^\circ$ до $\angle 93^\circ$, приводя к возникновению на некоторых участках разломных долин напряжений сжатия или растяжения, перпендикулярных направлению спрединга. На участках действия напряжений сжатия разломные долины более узкие, а на участках растяжения — более широкие.

3. Глубина разломных долин последовательно увеличивается с периферии мегатрансформной системы Долдрамс (разломы Богданова и Долдрамс) к центру (разлом Пушаровского) в соответствии с уменьшением температуры верхней мантии на уровне зоны магмогенерации.

4. В каждом разломе глубина долины уменьшается от зон интерсекта рифт—разлом в сторону центра активной части до некоторой фоновой глубины. Предполагается, что данное явление — это результат подъема днища долины, произошедшее из-за разуплотнения литосферы, вызванного серпентинизацией ультраосновных пород. Мы рассматриваем данную серпентинизацию как новый тип образования океанической коры.

5. В осевых зонах активных частей разломных долин мегатрансформной системы Долдрамс широко распространены медианные хребты, в основном, простирающиеся параллельно разлому, это — серпентинитовые диапиры, выжатые выше поверхности дна.

6. На южных бортах долин разломов Долдрамс и Пушаровского 10–11 млн лет назад в результате флексурного изгиба края литосферной плиты в условиях транстенсии образовались протяженные, сопоставимые с длиной офсета, трансверсивные хребты, находящиеся в настоящее время в западных пассивных частях.

7. Трансверсивный хребет на северном борту разлома Вернадского, в состав которого входит гора Пейве, сформировался между 3.65–2.4 млн лет. Частые перескоки оси спрединга в этом районе привели к разделению трансверсивного хребта на три сегмента.

8. Продольное поднятие днища разломной долины, встреченное в активной части южной ветви разлома Пушаровского, рассматривается нами как трансверсивный хребет, формирующийся в

условиях ограниченной транстенсии и не завершивший свое развитие.

9. Межразломный хребет в мегатрансформе Пушаровского существует с начала возникновения мегатрансформной системы Долдрамс ~30–32 млн лет назад, в мегатрансформе Долдрамс он образовался ~4 млн лет назад. Возникшая под давлением движущихся литосферных плит криволинейность очертаний хребтов привела к тому, что межразломные хребты испытали продольные (вдоль разлома) напряжения сжатия и растяжения, компенсируемые вертикальными подъемами их отдельных блоков и образованием депрессий, пулл–аппарт впадин и спрединговых центров (последние находятся только в мегатрансформе Пушаровского). Поднимавшиеся блоки могли достигать уровня моря, после чего испытали погружение.

10. В разломных долинах распространены поперечные пороги, большинство из которых являются бывшими крупными неовулканическими поднятиями, и овальные впадины, наследующие нодальные впадины.

11. В активных частях разломов долина имеет преимущественно U-образное поперечное сечение, а в пассивных частях разломов долина имеет корытообразное поперечное сечение, вследствие заполнения ее осадочным чехлом. Появление участков с V-образным сечением указывает на тектонические движения несдвиговой природы, которыми были охвачены данные участки.

12. Структуры гребневой зоны САХ, примыкающие к разломным зонам, в основном “подвешены” над днищем разломной долины на высоту ее борта, в среднем около 750 м, за исключением случаев, когда глубокие субмеридиональные депрессии, часть из которых является палеорифтовыми долинами, непосредственно соединяется с разломными долинами.

13. Структурообразующие процессы, определяющие строение и морфологию разломных зон, входящих в состав МСД, связаны своим происхождением со спрединговой и трансформной геодинамическими системами.

Благодарности. Авторы благодарны экипажу НИС “Академик Николай Страхов” за всестороннюю помощь в экспедиционных исследованиях в ходе 45-го рейса. Авторы признательны рецензентам Е.А. Гусеву (ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург, Россия) и Е.П. Дубинину (Научно-учебный Музей Землеведения МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия) за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственных заданий Геологического института РАН № FMMG-2022-0003 “Мезомасштаб-

ные структуры океанического дна: строение, состав, происхождение, рудообразование” (руководитель д.г.-м.н. А.А. Пейве (ГИН РАН)); FMMG-2023-0005 “Влияние глубинного строения мантии на тектонику, морфологию структур дна и опасные геологические процессы в глубоководных и шельфовых акваториях Мирового океана” (руководитель д.г.-м.н. С.Ю. Соколов (ГИН РАН)) и FMUN-2019-0076 при частичной финансовой поддержке гранта № 18-55-7806 Итал_т.

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубинин Е.П. Трансформные разломы океанической литосферы. — Под ред. С. А. Ушакова — М.: МГУ, 1987. 179 с.
2. Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. — М.: Научный Мир, 2000. 176 с.
3. Пейве А.А. О вертикальных тектонических движениях земной коры в зонах трансформных разломов Центральной Атлантики // Геотектоника. 2006. № 1. С. 31–43.
4. Пушаровский Ю.М., Разницин Ю.Н., Мазарович А.О. и др. Строение зоны разлома Долдрамс: Центральная Атлантика. — Под ред. Ю.М. Пушаровского — М.: Наука. 1991. 224 с. (Тр. ГИН АН СССР. 1991. Вып. 459).
5. Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н., Базилевская Е.С. Разломные зоны Центральной Атлантики. — Под ред. Ю.М. Пушаровского — М.: ГЕОС, 1995. 160 с. (Тр. ГИН РАН. 1995. Вып. 495).
6. Пушаровский Ю.М., Сколотнев С.Г., Пейве А.А. и др. Геология и металлогения Срединно-Атлантического хребта. 5°–7° с.ш. — Под ред. Ю.М. Пушаровского — М.: ГЕОС, 2004. 152 с. (Тр. ГИН РАН. 2004. Вып. 562).
7. Разницин Ю.Н. Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеоокеанических бассейнов. — Под ред. Ю.М. Пушаровского — М.: Наука, 2004. 270 с. (Тр. ГИН РАН. 2004. Вып. 560).
8. Сколотнев С.Г., Бельтнев В.Е., Лепехина Е.Н. и др. Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы в Центральной Атлантике, геотектонические следствия // Геотектоника. 2010. № 6. С. 24–59.
9. Сколотнев С.Г., Добролюбова К.О., Пейве А.А., Соколов С.Ю., Чамов Н.П., Лиги М. Строение спрединговых сегментов Срединно-Атлантического хребта между трансформными разломами Архангельского и Богданова (Приэкваториальная Атлантика) // Геотектоника. 2022. № 1. С. 3–26.
10. Сколотнев С.Г., Санфилиппо А., Пейве А.А. и др. Новые данные по строению мегатрансформной системы Долдрамс (Центральная Атлантика) // ДАН. 2020. Т. 491. № 1. С. 29–32.

11. *Balmino G., Vales N., Bonvalot S., Briaes A.* Spherical harmonic modeling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies // *J. Geodes.* 2012. Vol. 86. P. 499–520.
12. *Bedard J.H.* The opening the Atlantic, the Mesozoic New England igneous province and mechanisms of continental breakup // *Tectonophysics.* 1985. Vol. 113. No. 34. P. 209–232.
13. *Bonatti E., Brunelli D., Buck W.R. et al.* Flexural uplift of a lithospheric slab near the Vema transform (Central Atlantic): Timing and mechanisms // *EPSL.* 2005. Vol. 240. P. 642–655.
14. *Bonatti E., Ligi M., Gasperini L., Carrara G., Vera E.* Imaging crustal uplift, emersion and subsidence at the Vema fracture zone // *EOS.* 1994. No. 9. P. 371–372.
15. *Bonatti E., Sarnthein M., Boersma A. et al.* Neogen crustal emersion and subsidence of the Romanche fracture zone, Equatorial Atlantic // *EPSL.* 1997. Vol. 35. P. 369–383.
16. *Cande S.C., Kent D.V.* A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97. No. B10. P. 13917–13951.
17. *Cande S.C., LaBrecque J.L., Haxby W.F.* Plate kinematics of the South Atlantic: Chron 34 to present // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. No. B11. P. 13479–13492.
18. *Chen Y.J.* Thermal model of oceanic transform faults // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. P. 8839–8851.
19. *Christensen N.I., Salisbury M.H.* Structure and constitution of the lower oceanic crust // *Rev. Geophys and Space Physics* 1975. Vol. 13. No. 1. P. 57–85.
20. *De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S.* Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions // *Geophys. Res. Lett.* 1994. Vol. 21. P. 2191–2194.
21. *GEBCO 30" Bathymetry Grid.* – Vers. 20141103. 2014. <http://www.gebco.net>.
22. *Hoofst E.E.E., Detrick R.S., Toomey D.R. et al.* Crustal thickness and structure along three contrasting spreading segments of the Mid-Atlantic Ridge, 33.5°–35° N // *J. Geophys. Res.* 2000. Vol. 105. No. B4. P. 8205–8226.
23. *Klitgaard K.D., Shouten H.* Plate kinematics of the central Atlantic. – In: *The Geology of North America.* – Vol. M – *The Western North Atlantic Region.* – GSA. 1986. Vol. 3. P. 351–373.
24. *Ligi M., Bonatti E., Gasperini L. and Poliakov A.N.B.* Oceanic broad multi-fault transform plate boundaries // *Geology.* 2002. Vol. 30. P. 11–14.
25. *Maia M., Sichel S., Briaes A. et al.* Extreme mantle uplift and exhumation along a transpressive transform fault // *Nature Geoscience.* 2016. V. 9 P. 619–624. <https://doi.org/10.1038/NCEO2759>
26. *Nürnberg D., Müller R.D.* The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present // *Tectonophysics.* 1991. No. 191. P. 27–53.
27. *Pockalny R.A., Gente P., Buck W.R.* Oceanic transverse ridges; a flexural response to fracture zone–normal extension // *Geology.* 1996. No. 24. P. 71–74.
28. *Sandwell D.T., Smith W.H.F.* Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate // *J. Geophys. Res.* 2009. Vol. 114. No. B1. P. 1–18.
29. *Sclater J.G., Anderson R.N. and Bell M.L.* Elevation of ridges and evolution of the Central– Eastern Pacific // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76. P. 7888–7915.
30. *Skolotnev S.G., Sanfilippo A., Peyve A.A. et al.* Large-scale structure of the Doldrums multi-fault transform system (7°–8° N Equatorial Atlantic): Preliminary results from the 45th expedition of the R/V A.N. Strakhov // *Ofioliti.* 2020. Vol. 45. No. 1. P. 25–41.
31. *USGS earthquake catalogue.* URL: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/> (Accessed April 27, 2021).
32. *Wilson J.T.* A new class of faults and their bearing on continental drift // *Nature.* 1965. Vol. 207. No. 4995. P. 343–347.
33. *PDS2000 (RESON), vers.3.7.0.53,* <http://www.tedynemarine.com/reson>

Fracture Zones of the Doldrums Megatransform System (Equatorial Atlantic)

S. G. Skolotnev^a, K. O. Dobrolyubova^a, A. A. Peyve^a, S. Yu. Sokolov^a, *, N. P. Chamov^a, M. Ligi^b

^aGeological Institute RAS, Pyzhevsky per., bld. 7, 119017 Moscow, Russia

^bIstituto di Scienze Marine (CNR), Via Gobetti, bld. 101, 40129 Bologna, Italy

*e-mail: sysokolov@yandex.ru

This article presents results of the structural and morphological analysis of the fracture zones which are part of Doldrums Megatransform System (MTS), located in the northern part of the Equatorial Atlantic (6.5°–9° N) that include Vernadskiy and Bogdanov transform faults and the Doldrums and Pushcharovskiy megatransforms. Bathymetric map, based on the multibeam echo sounding data, collected during 45 cruise of the R/V Akademik Nikolaj Strakhov was used for this analysis. It was established that large-scale variations in the width of fracture zone valleys are determined by the distribution of stresses perpendicular to the fracture zone. In the areas with compressive stresses, the fracture zone valleys are narrower, and the in extension areas are wider. The difference in geodynamic settings within the MTS is due to the difference in spreading directions, which change from $\angle 89^\circ$ to $\angle 93^\circ$ when moving from south to north. The depth of fracture zone valleys consistently increases from the periphery of the MTS (Bogdanov and Doldrums faults) to the center (Pushcharovskiy fracture zone) in accordance with a decrease in the upper mantle temperature. In each fracture zone, the valley depth decreases from the rift- fracture zone intersections towards the center of the active part

to a certain background depth. It is assumed that this phenomenon is the result of the uplift of the valley bottom, which occurred due to the decompaction of the lithosphere, caused by the serpentinization of ultramafic rocks. The violation of the revealed variations in the width and depth of fracture zone valley patterns occurs as a result of various ridges and uplifts formation in the fracture zone. In the axial zones of the active parts of the fracture zone valleys median ridges are widespread, extending parallel to the fracture zone and representing serpentinite diapirs squeezed out above the bottom surface. Transversal ridges which were formed 10–11 million years ago as a result of the lithospheric plate edge flexural bending under extensional conditions are now located in the western passive parts on the southern sides of the of Doldrums and Pushcharovskiy fracture zone valleys. The transverse ridge on the northern side of the Vernadskiy fracture zone, which includes Mount Peyve, was formed between 3.65–2.4 Ma. Due to the frequent jumps of the spreading axis in this region, it was divided into three segments. There are interfracture zone ridges in megatransforms, which in the active part consist of two fracture zone valleys. Time of their formation: in Pushcharovskiy megatransform – 30–32 million years ago and in Doldrums megatransform – about 4 million years ago. Due to the curvilinearity of the outlines and under the pressure of moving lithospheric plates, the interfracture zone ridges experience longitudinal (along the fault) compressive and tensile stresses, which are compensated by vertical uplifts of their separate blocks and the formation of depressions, pull apart depressions, and spreading centers (the latter are only in Pushcharovskiy megatransform). Structure-forming processes that determine pattern and morphology of the fracture zones as a part of the MTS are related by their origin to the spreading and transform geodynamic systems.

Keywords: Equatorial Atlantic, Mid-Atlantic Ridge, Doldrums Megatransform System, transform fault, spreading segment, fracture zone valley, median ridge, transverse ridge, interfracture zone ridge

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДВОДНЫХ ПОДНЯТИЙ ПРИАНТАРКТИЧЕСКОГО СЕКТОРА ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ НА ОСНОВЕ ПЛОТНОСТНОГО И ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

© 2023 г. Е. П. Дубинин^{1, 2}, Д. А. Рыжова^{1, 2, *}, А. И. Чупахина¹,
А. Л. Грохольский¹, А. А. Булычев²

¹Научно-учебный Музей Землеведения МГУ им. М.В. Ломоносова,
д. 1, Ленинские горы, 119991 Москва, Россия

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
геологический факультет, д. 1, Ленинские горы, 119991 Москва, Россия

*e-mail: dasha_0292r@mail.ru

Поступила в редакцию 21.04.2023 г.

После доработки 03.06.2023 г.

Принята к публикации 16.06.2023 г.

Кинематическая реорганизация границ плит, сопровождаемая отмиранием старых и формированием новых центров спрединга и проявлениями плюмовой магматической активности в юго-восточной части антарктического сектора Южной Атлантики, привела к формированию сложного структурного плана региона. Следствием этих процессов стало образование системы хребтов, поднятий и плато, имеющих различную морфологическую выраженность и различные геофизические характеристики. Результаты плотностного моделирования строения коры и тектоносферы по профилям, протягивающимся от Фолклендского плато до Мозамбикского хребта и пересекающим серию поднятий и хребтов, разделенных глубоководными котловинами, показали, что поднятия имеют различное строение коры, что свидетельствует о различном их происхождении. Условия формирования подводных поднятий разных типов, были изучены на основании физического моделирования. Построена новая экспериментальная модель формирования литосферы и подводных поднятий региона, важную роль в которой сыграли раскол крупной магматической провинции Агульяс на собственно плато Агульяс и поднятие Северо-Восточная Георгия, аккреция океанической коры на спрединговом хребте Агульяс и последующий перескок оси спредингового хребта Агульяс, приведший к прекращению спрединга на этом хребте и формированию южного сегмента Срединно-Атлантического хребта и сопряженных поднятий Метеор и Айлос Оркадас. Перескоки осей спрединга, сопровождаемые периодической активностью горячих точек сыграли важную роль в формировании подводных поднятий разных генетических типов, что в свою очередь предопределило различное строение их коры.

Ключевые слова: литосфера, кора, спрединг, Атлантика, Срединно-океанический хребет, Срединно-Атлантический хребет, палео-хребет, подводные поднятия, магматические провинции, плотностное и физическое моделирование

DOI: 10.31857/S0016853X23040057, **EDN:** UAVGWX

ВВЕДЕНИЕ

Южная Атлантика и прилегающая юго-западная часть Индийского океана характеризуются общей историей развития, которая началась с раскола юго-западной части суперконтинента Гондваны около 190–180 млн лет назад и связана с отделением Африки и Южной Америки от Антарктиды и раскрытием Атлантического и Индийского океанов. Район исследований представляет собой литосферный клин между литосферой Атлантического и Индийского океанов, ограни-

ченный крупными разломными системами Агульяс–Фолклендским, Дю-Туа–Эндрю Бейн–Принц Эдуард.

Дно рассматриваемой акватории сформировано сложным сочетанием океанических котловин (Африкано-Антарктической, Мозамбикской, Агульяс, Транскей, Капской и др.), сегментов современных (Юго-западный Индийский хребет (ЮЗИХ), Срединно-Атлантический хребет (САХ)) и палео-спрединговых хребтов (хребет Агульяс), внутриокеанических поднятий (Мод, Северо-Восточная Георгия, Айлос Оркадас, Метеор, Мо-

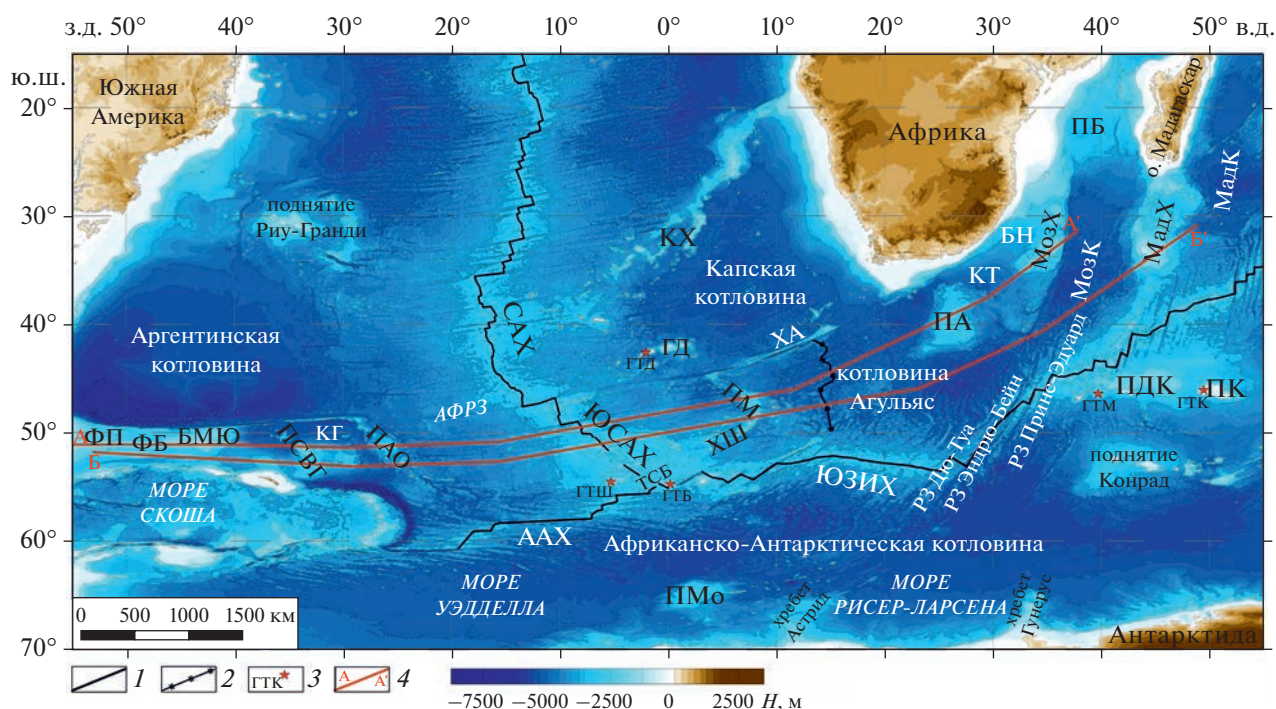


Рис. 1. Рельеф дна антарктического сектора Южной Атлантики (по данным [54], с дополнениями).

Хребты: САХ – Срединно-Атлантический хребет; ААХ – Американско-Антарктический хребет; КХ – Китовый хребет; МадХ – Мадагаскарский хребет; МозХ – Мозамбикский хребет; ХА – хребет Агульяс; ХШ – хребет Шона; ЮЗИХ – Юго-Западный Индийский хребет; ЮСАХ – Южный сектор Срединно-Атлантического хребта. **Поднятия:** ПАО – поднятие Айлос Оркадас; ПБ – поднятие Бейра; ПДК – поднятие Дель Кано; ПК – поднятие Крозе; ПМ – поднятие Метеор; ПМо – поднятие Мод; ПСВГ – поднятие Северо-Восточная Георгия. **Бассейны:** БН – бассейн Натал; ФБ – Фолклендский бассейн. **Плато:** ПА – плато Агульяс; ФП – Фолклендское плато. **Котловины:** КГ – котловина Георгия; КТ – котловина Транскей; МадК – Мадагаскарская котловина; МозК – Мозамбикская котловина. **Горячая точка:** ГТБ – Буве; ГТД – Дискавери; ГТК – Крозе; ГТМ – Марион; ГТШ – Шона. **Обозначено:** ТСБ – тройное соединение Буве; БМЮ – банка Мориса Юинга; ГД – подводные горы Дискавери; АФРЗ – Агульяс-Фолклендская разломная зона.

1 – ось срединно-океанических хребтов; 2 – ось палеосрединного хребта Агульяс (ПХА); 3 – горячие точки; 4 – положение профилей

замбикский хребет и др.), краевых плато (Фолклендское, Агульяс), микроконтинентов (поднятия Бейра и Мориса Юинга) (рис. 1).

Рельеф крупнейших морфоструктур осложнен многочисленными неравномерно распределенными по акватории небольшими поднятиями, подводными горами, трогами разломных и шовных зон разного генезиса.

Разнообразие структур и картина геофизических полей, отражают гетерогенное строение коры и литосферы и свидетельствуют о ее сложной эволюции, для которой были характерны неоднократные кинематические реорганизации геометрии границ плит, осложненные активной деятельностью горячих точек Шона, Буве, Дискавери. Кинематические перестройки сопровождались перескоками осей спрединга, приводящими к отмиранию одних спрединговых хребтов и образованию других, что, в свою очередь, отражалось в аномальных геофизических полях и, в частности, в нарушении последовательности и простираения

линейных магнитных аномалий и плотностной структуры литосферы.

Целью настоящей работы является установление особенностей глубинного строения коры и литосферы подводных поднятий вдоль ее трансатлантического сечения на основе плотностного моделирования и выявление с помощью физического моделирования геодинамических условий формирования поднятий разных генетических типов.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДВОДНЫХ ПОДНЯТИЙ ПРИАНТАРКТИЧЕСКОГО СЕКТОРА ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ

Представленные в данном регионе подводные поднятия различаются по своей морфологии. Многие из них приурочены к палео- и современным границам плит и располагаются вблизи срединно-океанических хребтов, трансформных

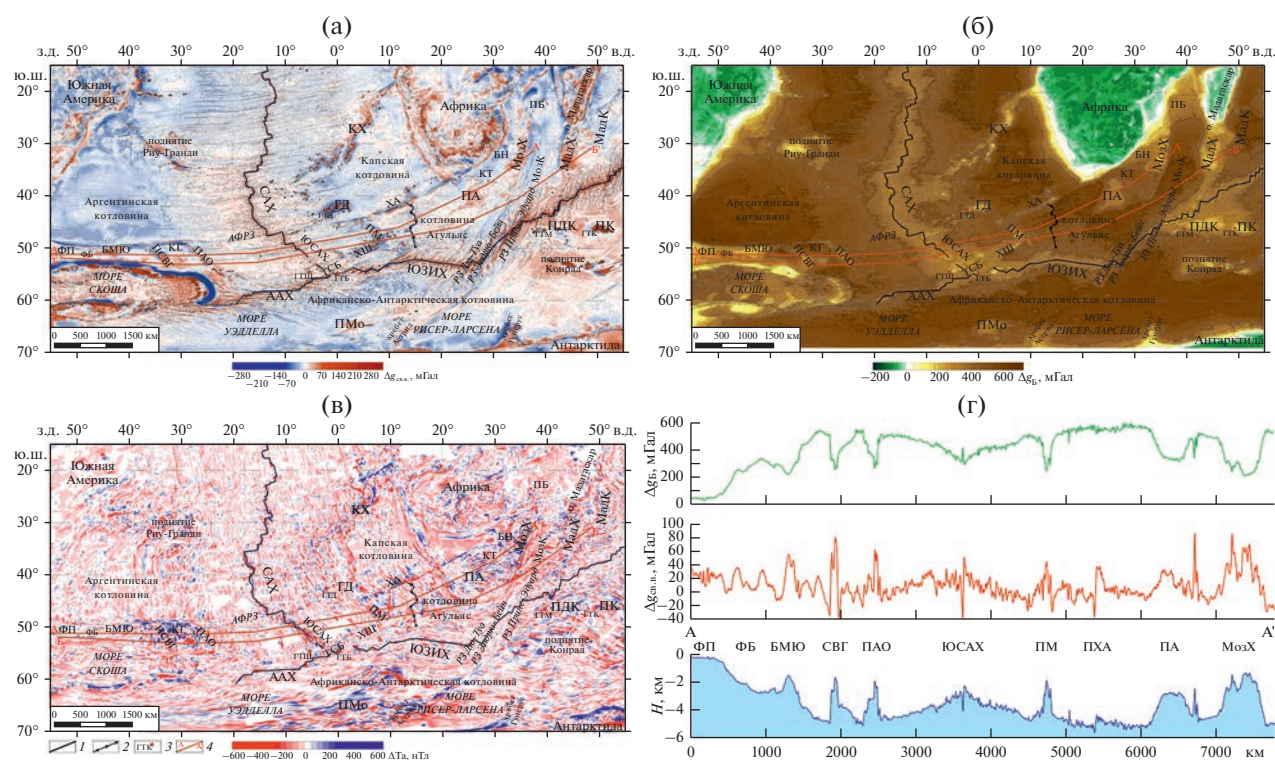


Рис. 2. Геофизическая характеристика антарктического сектора Южной Атлантики.

(а) — карта аномального поля силы тяжести в свободном воздухе $\Delta g_{\text{св.в.}}$ (по данным [54]); (б) — карта аномального поля силы тяжести в редукции Буге $\Delta g_{\text{б}}$; (в) — аномальное магнитное поле ΔT_a (по данным [44]); (г) — графики аномального поля силы тяжести в свободном воздухе, в редукции Буге и рельефа дна вдоль трансатлантического Профиля-1. **Хребты:** САХ — Срединно-Атлантический хребет; ААХ — Америко-Антарктический хребет; КХ — Китовый хребет; МадХ — Мадагаскарский хребет; МозХ — Мозамбикский хребет; ХА — хребет Агульяс; ХШ — хребет Шона; ЮЗИХ — Юго-Западный Индийский хребет; ЮСАХ — Южный сектор Срединно-Атлантического хребта. **Поднятия:** ПАО — поднятие Айлос Оркадас; ПБ — поднятие Бейра; ПДК — поднятие Дель Кано; ПК — поднятие Крозе; ПМ — поднятие Метеор; ПМо — поднятие Мод; ПСВГ — поднятие Северо-Восточная Георгия. **Бассейны:** БН — бассейн Натал; ФБ — Фолклендский бассейн. **Плато:** ПА — плато Агульяс; ФП — Фолклендское плато. **Котловины:** КГ — котловина Георгия; КТ — котловина Транскей; МадК — Мадагаскарская котловина; МозК — Мозамбикская котловина. **Горячая точка:** ГТБ — Буве; ГТД — Дискавери; ГТК — Крозе; ГТМ — Марион; ГТШ — Шона. Обозначено: ТСБ — тройное сочленение Буве; БМО — банка Мориса Юинга; ГД — подводные горы Дискавери; АФРЗ — Агульяс-Фолклендская разломная зона.

1 — ось срединно-океанических хребтов; 2 — ось палеосрединного хребта Агульяс (ПХА); 3 — горячие точки; 4 — положение профилей

разломов и шовных зон палеограниц плит, разделяющих разновозрастные блоки литосферы.

Большой объем доступных геолого-геофизических материалов свидетельствуют о разной выраженности подводных поднятий в геофизических полях и разном глубинном строении исследуемых структур, их различном происхождении и помогает восстановить условия их формирования и развития в свете пространственно-временной эволюции литосферы всего региона (рис. 2).

В работе были использованы:

- батиметрические данные (Global Predicted Bathymetry) [54];
- аномалии силы тяжести в свободном воздухе [54], полученные по спутниковым данным;
- модель аномального магнитного поля EMAG2v3 [44];

— модель сейсмотомографии SL2013sv [55];

— данные о возрасте океанического дна, полученные на основе анализа аномального магнитного поля [47].

Палеосрединный хребет Агульяс

Палеосрединный хребет Агульяс располагается в центральной части котловины Агульяс и ограничивается с севера Агульяс-Фолклендской разломной зоной. Ограничение хребта с юга трудно определить вследствие сложной морфологии дна в результате деятельности горячей точки Шона (см. рис. 1). Хребет пересекают четыре палеотрансформных разлома, сформированные в процессе спрединга. В рельефе дна палеосрединный хребет слабо выражен.

Океаническая кора, сформированная на спрединговом хребте Агульяс ранее входила в состав плиты Мальвинес.

La Brecque and et al. [35] первыми предположили существование плиты Мальвинес в западной части бассейна Агульяс, формирование ее коры проходило между хронами 34 и 31. Считается, что спрединг на хребте Агульяс начался ~96 млн лет [40]. Отмечалась асимметрия плиты, а именно — различие в размерах плиты к западу и востоку от палеоспредингового хребта [35].

Marks and et al. [40] в исследованиях, основанных на данных детального изучения линейных магнитных аномалий в бассейне Агульяс, показали, что асимметричное строение плиты обусловлено большей скоростью спрединга в восточной части плиты Мальвинес. Скорости на начальных стадиях на востоке оцениваются в 4.33 см/год, на западе — 2.38 см/год. После хрона 33 спрединг имел симметричный характер [40].

Мы полагаем, что наряду с асимметричным спредингом, объяснение асимметрии котловины Агульяс связано с прекращением спрединга на хребте Агульяс, перескоком спрединговой оси к западу и формированием Южного сегмента Срединно-Атлантического хребта (ЮСАХ), на древней литосфере котловины Агульяс, часть которой (котловина Георгия) в результате этого процесса оказалась западнее современного ЮСАХ.

Ось палеоспредингового хребта Агульяс фиксируется в аномалиях гравитационного поля в свободном воздухе интенсивным (до -40 мГал) минимумом, а в аномалиях в редукции Буге хребет отмечается слабозаметной линейной аномалией амплитудой до 560 мГал (см. рис. 2, а, б).

Южный сегмент Срединно-Атлантического хребта

Южный сегмент Срединно-Атлантического хребта (ЮСАХ) протягивается от 48° ю.ш. до 55° ю.ш. на расстояние около 800 км между Агульяс-Фолклендской разломной зоной и зоной тройного сочленения Буге (ТСБ). Скорость спрединга на этом отрезке ЮСАХ составляет 3.2–3.6 см/год [3, 9]. Для данного сегмента характерна симметричная картина линейных магнитных аномалий, начиная с хроны С30.

Южный сегмент САХ имеет строение, характерное для медленно-спрединговых хребтов Атлантики. Однако структурная сегментация и морфологическая выраженность его осевой зоны меняются вдоль простирания хребта с севера на юг.

На севере хребет имеет характерную морфологию рифтовой долины с глубиной дна достигающей 3000 м, в центральной части отмечается максимальная глубина до 4000 м, в южной части наблюдается повышение уровня дна осевой зоны до

2000 м и местами — до 1000 м и морфология южной части хребта принимает вид осевых поднятий (см. рис. 1).

В северной части сегмента осевая зона смещается на несколько десятков километров поперечными трансформными разломами. Угол между простиранием хребта и направлением растяжения составляет $\sim 70^\circ$, т.е. для данного участка характерен косой спрединг.

По мере приближения к тройному сочленению Буге трансформные разломы исчезают, а их место занимают нетрансформные смещения оси спрединга, разбивающие рифтовую ось на более короткие сегменты с меньшей величиной смещения. По всей видимости, это связано с влиянием термической аномалии, создаваемой горячими точками Буге и Шона, которое уменьшает прочность литосферы [10, 11].

Гравитационное поле в свободном воздухе хорошо коррелируется с морфологией хребта. Южный сегмент САХ проявляется положительными значениями поля силы тяжести в свободном воздухе, амплитудой до 50 мГал (см. рис. 2, а). Осевая часть с хорошо выраженной рифтовой долиной фиксируется отрицательной аномалией гравитационного поля (до -40 мГал), зоны разломов также проявляются отрицательными значениями поля ($-10\ldots-35$ мГал). Участки на юге сегмента с морфологией осевого поднятия отмечаются положительными аномалиями.

В гравитационном поле в редукции Буге хорошо отражена степень прогречности осевой литосферы и подлитосферной мантии. ЮСАХ проявлен повышенными значениями поля силы тяжести в редукции Буге (250–320 мГал) (см. рис. 2, б). Для южного окончания хребта, которое находится в зоне влияния горячих точек, характерен минимум аномального гравитационного поля, амплитуда которого варьирует от 10 до 130 мГал.

В магнитном поле Южный сегмент САХ обладает характером аномалий, типичным для спрединговых хребтов (см. рис. 2, в). Он отмечается симметричными относительно его оси линейно-вытянутыми аномалиями северо-западного простирания, целостность которых нарушается в зонах разломов. В южной части ЮСАХ, по сравнению с северным участком, интенсивность осевой аномалии выше и варьирует от -440 нТл до 360 нТл, к периферии амплитуда аномалий уменьшается до $-40-50$ нТл.

Поднятия Метеор и Айлос Оркадас (сопряженные структуры)

Поднятия Айлос Оркадас и Метеор являются сопряженными асейсмическими хребтами, образованными в позднем мелу–раннем палеоцене в результате продвижения к югу рифтовой зоны

ЮСАХ [3, 34, 50] (см. рис. 1). При возникновении они представляли собой единую структуру, сформированную магматической активностью горячей точки Шона, и впоследствии оказались разнесенными на 2500 км друг от друга в результате рифтогенного раскола литосферы плиты Мальвинес ~62–59 млн лет назад, а также смещения к западу литосферного блока Фолклендского плато [16, 30, 35, 38].

Сопряженные поднятия Метеор и Айлос Оркадас расположены:

– поднятие Метеор – между 3° и 12° в.д. (к востоку от оси САХ);

– поднятие Айлос Оркадас – между 30° и 21° з.д. (к западу от оси САХ).

В рельефе данные структуры имеют сходное строение и выражены в форме локальных поднятий субмеридионального простирания высотой 2000–2500 м и шириной 150–200 км (см. рис. 2, г).

Вулканическая активность, связанная с деятельностью горячей точки Шона, больше проявлялась в южных частях поднятий и, судя по строению рельефа, была более интенсивной в районе поднятия Метеор [35, 38, 61].

Различия в структуре фундамента двух поднятий и пространственное распределение вулканизма свидетельствуют о некоторой асимметрии в процессах рифтогенеза, в которых формировались поднятия.

Ciesielskian et al. [18] считают, что оба поднятия были сформированы в течение короткого интервала времени в раннем палеоцене во время формирования Южного сегмента САХ.

Поднятие Метеор отделяет поздне меловую кору, сформированную на хребте Агульяс от более молодой позднепалеоценовой коры, формирующей молодой восточный фланг Южного сегмента САХ [22].

В аномальном гравитационном поле в свободном воздухе поднятие Метеор выделяется линейно-вытянутой интенсивно положительной аномалией (до 70 мГал), которая оконтурена отрицательными значениями поля (до –50 мГал) (см. рис. 2, а, г).

В аномальном гравитационном поле в редукции Буге поднятие Метеор характеризуется аномалией, вытянутой в северо-западном направлении, амплитуда которой варьирует от 200 до 385 мГал (см. рис. 2, б, г).

Поднятие Айлос Оркадас прилегает к коре котловины Георгия средне мелового возраста [17] (см. рис. 1). В северной части поднятия Айлос Оркадас ограничивается Агульяс-Фолклендской разломной зоной, в центральной части образует относительно ровное плато. Возраст поднятия Айлос Оркадас по данным глубоководного мор-

ского бурения (скважина 702 ODP) составляет около 62 млн лет [16].

В поле силы тяжести в свободном воздухе поднятие Айлос Оркадас характеризуется положительными значениями до 50 мГал в северо-западном направлении (см. рис. 2, а, г).

Аномалии силы тяжести в редукции Буге над поднятием Айлос Оркадас вытянуты в северо-западном направлении и характеризуется амплитудой в диапазоне от 220 до 420 мГал (см. рис. 2, б, г).

По форме, направлению и амплитуде аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе поднятия Метеор и Айлос Оркадас имеют очень схожую структуру (см. рис. 2). Поднятие Метеор характеризуется чуть большими значениями поля по сравнению с поднятием Айлос Оркадас (разница в 20 мГал). Такая небольшая разница может быть связана с различием в толщине коры, определяемая интенсивностью магматической активности горячей точки Шона.

Котловины, окружающие поднятия, также имеют схожие значения аномалий, амплитуда которых достигает 600 мГал.

В магнитном поле данные структуры выделяются разнознаковыми аномалиями, которые в южной части имеют хаотичное простирание (см. рис. 2, в).

К западу от поднятия Айлос Оркадас и к востоку от поднятия Метеор аномалии формируют сходную картину поля и характеризуются интенсивными положительными значениями до 300 нТл, подтверждающими, что данные участки сложены океанической корой, имеющей сходное строение и единое происхождение на палеоспрединговом хребте Агульяс.

Плато Агульяс

Плато Агульяс расположено вблизи южной оконечности Африки. Оно покрывает территорию более чем на 3–4 км² и возвышается на 2500 м над океанским дном [25] (см. рис. 1). По сейсмическим данным средняя мощность земной коры в районе плато Агульяс составляет 20 км, с максимальными значениями в 24 км [48].

В строении коры выделяют три основных сейсмических комплекса [49]:

– верхний комплекс определен как серия многочисленных вулканических потоков на плато, составляющих его верхнюю часть, для которой характерна скорость 4.1 км/с;

– средний комплекс представляет собой утолщенную за счет магматических интрузий океаническую кору со скоростью 6.0 км/с;

– нижний комплекс мощностью до 10 км, характеризуется высокими сейсмическими скоростями – ~7.0–7.6 км/с.

Такая глубинно-скоростная модель интерпретируется как переуплотненная и утолщенная океаническая кора, характерная и для других крупных магматических провинций, такие как плато Онтонг-Джава или северная провинция плато Кергелен.

Некоторые участки нижней коры (нижнего сейсмического комплекса) имеют более низкие скорости прохождения сейсмических волн, чем окружающие ее области. Это может свидетельствовать о континентальном строении этих фрагментов. Исследования пород, взятых из выступов фундамента, свидетельствуют, как аргумент в пользу того, что кора плато Агульяс может быть частично континентальной [64].

Плато Агульяс в аномальном гравитационном поле в свободном воздухе проявляется положительной вытянутой в меридиональном направлении аномалией, невысокой амплитуды до 55 мГал (см. рис. 2, а).

В северо-западной части наблюдаются группа линейных отрицательных и положительных аномалий, интенсивность которых меняется в пределах от –95 до 100 мГал.

С западной, восточной и северо-восточной стороны от плато Агульяс поле силы тяжести характеризуется спокойными значениями аномалий (от –30 до 10 мГал), которые приурочены к котловине Агульяс и бассейну Транскей.

В аномальном гравитационном поле в редукции Буге плато проявляется широкой вытянутой в южном направлении аномалией (см. рис. 2, б, г).

Интенсивность аномалии варьирует от 260 до 410 мГал, что может быть признаком ее магматической природы.

В аномальном магнитном поле плато Агульяс характеризуется линейно-вытянутыми знакопеременными аномалиями субширотного направления (см. рис. 2, в).

Интенсивность аномалий уменьшается с севера на юг. В северной части амплитуда аномалий изменяется от –360 нТл до 585 нТл, в южной варьирует от –100 нТл до 155 нТл.

Поднятие Северо-Восточная Георгия

Поднятие Северо-Восточная Георгия образует океаническое плато в юго-западной части Атлантического океана между 30° и 38° з.д. и 48° и 56° ю.ш. в котловине Георгия, разделяя ее на восточную и западную части (см. рис. 1). Западная часть поднятия образует дугообразный хребет, вытянутый в северном направлении, при этом восточная сторона поднятия представляет собой более широкую структуру.

Labrecque and et al. [35] полагают, что формирование поднятия Северо-Восточная Георгия

связано с конвергенцией в конце мелового периода между Южно-Американской плитой и плитой Мальвинес.

Kristoffersen u Labrecque [33] несколько позже, по результатам бурения ODP 114 (скв. №№ 698, 699, 700) предположили, что часть поднятия Северо-Восточной Георгия образовалась в центре спрединга.

В скважине № 698 на глубине ~219 м ниже морского дна были подняты пробы керна с сильно выветренным базальтом, в котором исходные железомарганцевые минералы полностью изменены до гематита, с некоторыми микробрекциями, содержащими фрагменты серпентинитов [18].

Скважина № 699, пробуренная на северо-восточном склоне поднятия Северо-Восточная Георгия, выявила кору, которая образована ранее поднятий Айлос Оркадас и Метеор.

На глубине ~516 м ниже морского дна были отобраны образцы керна с содержанием гранитного гравия и переотложенного вулканического кварцевого песка неопределенного возраста [18].

Такое разнообразие пород, полученных по результатам бурения, предполагает некоторую неоднозначность в условиях формирования этого поднятия, допускающую его вероятное магматическое происхождение с возможным влиянием серпентинизации и наличием остатков континентальной коры.

В поле силы тяжести в свободном воздухе поднятие Северо-Восточная Георгия характеризуется линейной аномалией, вытянутой в северо-западном направлении с повышенными значениями поля до 70 мГал (см. рис. 2, а, г).

В поле силы тяжести в редукции Буге поднятие характеризуется повышенными значениями поля, аномальные значения которого варьируют от 180 мГал до 420 мГал и выделяется двумя аномалиями (см. рис. 2, б, г):

— первая аномалия имеет линейно-вытянутую форму и северо-западное простирание, центральная часть аномалии осложнена пониженными значениями до 280 мГал, которые могут быть связаны с наличием утоненной континентальной коры в его структуре;

— вторая аномалия характеризуется изометричной формой, амплитудой до 350 мГал, что может свидетельствовать о наличии более плотных магматических пород в структуре поднятия.

В аномальном магнитном поле поднятие проявляется хаотичным распределением разнонаправленных аномалий (см. рис. 2, в). Интенсивность аномалий варьирует в пределах –300–450 нТл.

*Мозамбикский хребет, поднятие Бейра,
Мадагаскарский хребет*

Мозамбикский хребет простирается в субмеридиональном направлении почти параллельно береговой линии юго-восточной части Африки между 25° и 35° ю.ш. Морфологически хребет представляет линейную структуру длиной ~1100 км и шириной 160 км на севере и 350 км на юге и является формальным продолжением африканского континента. Наименьшая глубина составляет 1200 м, средняя глубина достигает 2900 м. Хребет состоит из северного, центрального и юго-западного погруженных блоков, возвышающихся до 3500–4000 м над дном прилегающей котловины, расположенной на глубине ~5000 м [29]. Блоки разделены долинами и депрессиями субширотного простирания.

Мозамбикский хребет отделяется от Африки бассейном Натал. В северной части бассейн выражен не так ярко, как на юге, его глубина в северной части составляет 1500–2000 м, в южной части глубина бассейна достигает максимальной отметки почти в 4000 м.

Бассейн Натал в поле силы тяжести в свободном воздухе характеризуется отрицательными значениями (от –30 до –5 мГал), в редукции Буге – повышенными значениями (от 200 до 415 мГал). В южной части бассейна в магнитном поле фиксируются линейные знакопеременные аномалии, которые подтверждают океанический тип коры. К востоку от Мозамбикского хребта располагается Мозамбикская котловина, которая отделяется Мадагаскарским хребтом от Мадагаскарской котловины. Мозамбикская и Мадагаскарская котловины в потенциальных полях отображаются значениями, типичными для океанической коры.

В магнитном поле они выделяются знакопеременными линейными аномалиями, в поле силы тяжести в редукции Буге – повышенными до 400 мГал значениями поля, в свободном воздухе – средними значениями от –18 до –3 мГал.

Исследования строения Мозамбикского хребта начались в 1970-х гг. Были сделаны первые предположения о том, что Мозамбикский хребет сложен утоненной континентальной корой [36]. Веские доказательства вулканической природы хребта были получены в исследованиях Симпсона [60], который изучил толеитовые базальты и установил их меловой возраст. Геофизические, в частности, геомагнитные данные также позволили оценить возраст его происхождения между 140 и 122 млн лет назад [32, 46]. Ряд исследователей предполагали, что Мозамбикский хребет является микроконтинентом, отделенным от африканского материка [40, 41].

Современные исследования показали, что северо-восточная часть хребта представляет собой утоненную континентальную кору, покрытую

осадочным чехлом, в то время как в строении его южной части значительную роль играют магматические породы [23, 43].

Этот факт, включая данные сейсмических исследований, подтверждает возможность океанического происхождения южной части Мозамбикского хребта, которая имеет геохимическое сходство с плато, образованными под действием горячих точек в Южной Атлантике [15, 25, 29, 62].

Мозамбикский и Мадагаскарский хребты в поле силы тяжести в свободном воздухе характеризуются положительными значениями (см. рис. 2, а).

В поле силы тяжести в редукции Буге характеризуются пониженными значениями по сравнению с прилегающими котловинами (см. рис. 2, б).

В аномальном магнитном поле ΔT структуры Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов представляют собой хаотичное распределение разнотканых аномалий, не имеющих какого-либо выраженного простирания (рис. 2, в).

Анализ результатов сейсмотомографии обнаруживает зону повышенных скоростей продольных волн в районе Мозамбикского хребта на глубине 50 км, что может свидетельствовать о континентальном типе коры в его пределах [59].

Однако Мадагаскарский хребет в данных сейсмотомографии не проявляется на этой глубине, что может свидетельствовать о разном генезисе двух структур и их различном глубинном строении.

К северу от Мозамбикского хребта располагается поднятие Бейра, которое морфологически представляет собой выступ фундамента, расположенный примерно в 70 км от побережья Африки [46]. Эта структура имеет 300 км в длину и 120 км в ширину и ориентирована субпараллельно окраине континента (см. рис. 1). Данные сейсмических и гравиметрических исследований показывают, что поднятие Бейра подстилается утоненной сильно растянутой континентальной корой мощностью 20–23 км. От африканского континента поднятие отделяется древней океанической корой или максимально утоненной континентальной коры мощностью 7–10 км. Юго-восточная окраина поднятия Бейра контактирует с нормальной океанической корой Мозамбикского бассейна.

Таким образом, характеристики аномальных геофизических полей, свидетельствуют о различном строении подводных поднятий в приантарктическом секторе Южной Атлантики (см. рис. 2, г).

В поле силы тяжести в свободном воздухе положительными значениями по сравнению с окружающей корой характеризуются структурные формы спрединговых и палеоспрединговых хребтов, трансформные разломы и океанические плато (см. рис. 2, а).

Также четко выделяются структуры поднятий Метеор и Айлос Оркадас, маркирующие контакты между разновозрастными участками океанической коры.

В магнитном поле также отражается сложное и гетерогенное строение коры (см. рис. 2, в).

В большинстве случаев в котловинах магнитные аномалии расположены последовательно, однако в определенных местах их хронология и простираются нарушаются. Структуры Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов, а также поднятий Агульяс и Северо-Восточной Георгии представляют собой хаотичное распределение разнознаковых аномалий без какого-либо выраженного простираения. Изменения хронологии в картине линейных магнитных аномалий также является следствием перестроек осей спрединга и термического влияния горячих точек, за которыми следует перемагничивание пород коры вследствие ее прогрева.

Таковыми особенностями характеризуется кора на границах плиты Мальвинес, а также в районе границ плато Агульяс, поднятий Мод и Северо-Восточной Георгии. Картину линейных магнитных аномалий осложняют также следы крупных трансформных разломов и шовных зон палеограниц плит, по которым наблюдается смещение аномалий, нарушение их хронологической последовательности и изменения в простираении.

СТРОЕНИЕ КОРЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Для выявления вариаций в строении коры подводных поднятий было проведено плотностное моделирование строения литосферы по двум региональным трансатлантическим профилям, пересекающим южную часть Атлантического океана от Фолклендского плато до Мозамбикского хребта (см. рис. 1; рис. 3).

Плотностная модель тектоносферы до глубины 100 км представлена пятью основными слоями, гравитационный эффект от которых, исходя из анализа структуры аномального гравитационного поля, имеет разные частотные и амплитудные характеристики:

- водный слой с плотностью 1.03 г/см^3 ;
- слой осадочных пород со средней плотностью 2.1 г/см^3 ;
- слой океанической коры с переменными значениями плотности ($2.70\text{--}2.88 \text{ г/см}^3$);
- слой подкоровой литосферной мантии, который имеет переменную плотность в зависимости от возраста литосферы: от 3.21 г/см^3 под осью спредингового хребта до 3.31 г/см^3 при возрасте старше 100 млн лет;

— астеносферный слой так же с переменной плотностью в зависимости от возраста и расстояния от центра спрединга: 3.19 г/см^3 под осью спрединга и до 3.29 г/см^3 при возрасте старше 100 млн лет.

Плотность в слоях модели задавались постоянными в пределах отдельных блоков, а не менялись градиентно по глубине.

Такое распределение значений плотности можно допустить для блоков земной коры, но не для слоя подкоровой литосферы и астеносферы, которые по структуре и составу значительно более однородны. Дискретное назначение плотности не меняет картины аномального распределения масс в разрезе для регионального моделирования, которое проводилось в этом исследовании.

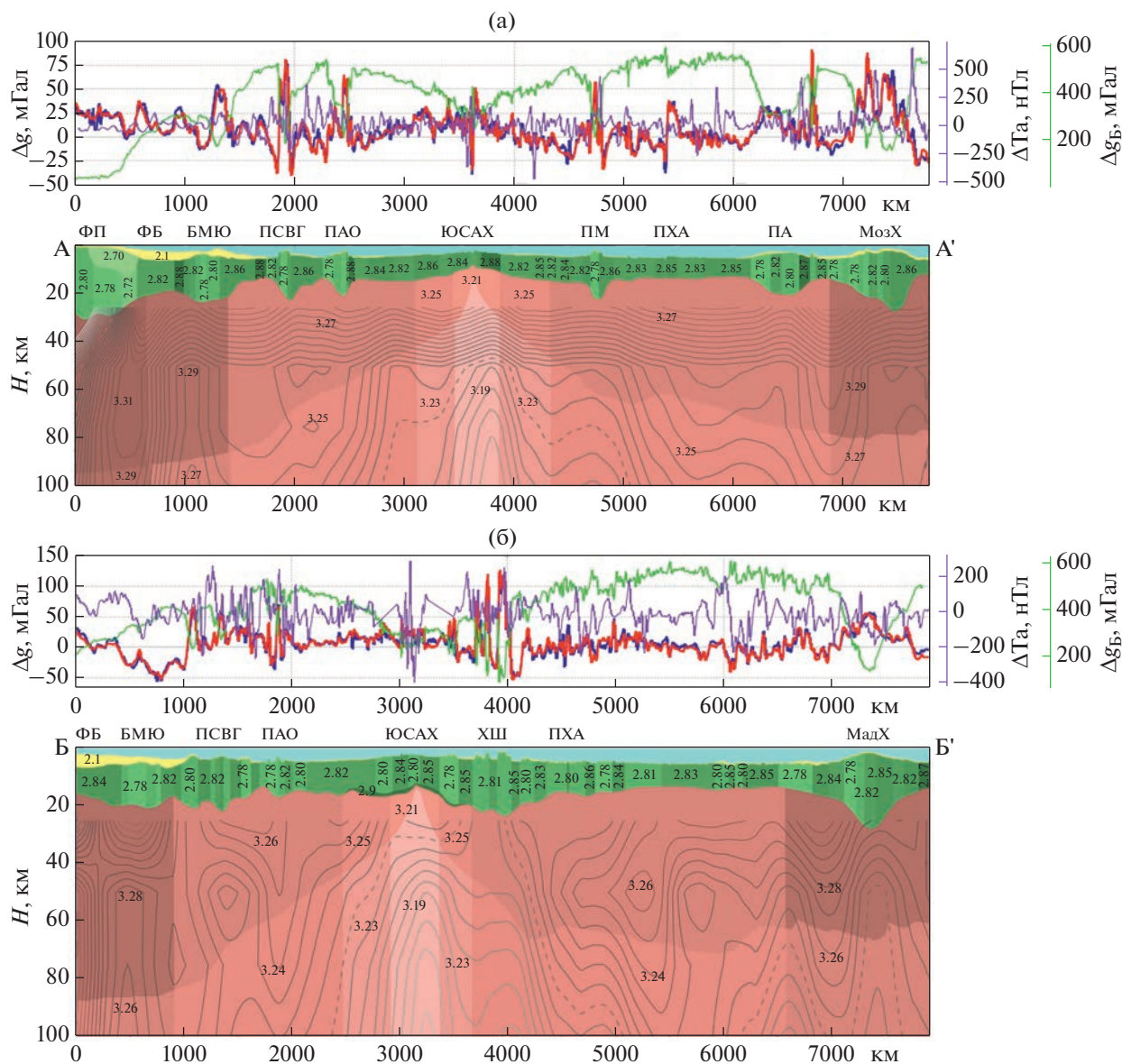
Профиль А—А' с запада на восток пересекает Фолклендское плато, банку Мориса Юинга, котловину Георгия, поднятия Северо-Восточной Георгии, Айлос Оркадас, центральный сегмент ЮСАХ, поднятие Метеор, палеоспрединговый хребет Агульяс, котловину и плато Агульяс и Мозамбикский хребет (см. рис. 1, профиль А—А'; см. рис. 3, а).

Протяженность профиля А—А' составляет более 7500 км. Рельеф дна меняется от 1.2 км, на таких поднятиях как банка Мориса Юинга и Мозамбикский хребет, до 5.3 в котловине Агульяс. Через центральный сегмент ЮСАХ рельеф от оси спрединга к его флангам изменяется от 2.5 до 3.8 км. Глубина оси спрединга достигает 3.9 км.

По результатам анализа модели сейсмотомографии [55] показано, что на глубине 25–50 км, почти на всем протяжении профиля значения скорости не изменяются. На этой глубине наблюдается резкое уменьшение скорости только в районе Фолклендского плато, что может свидетельствовать о наличии утоненной континентальной коры. С 50 км и до 200 км наблюдается падение скоростей в области спредингового хребта ЮСАХ. Это обусловлено тем, что под хребтом располагается разогретое частично расплавленное вещество астеносферы.

С запада и востока от ЮСАХ, в районе поднятий Айлос Оркадас и Метеор происходит контакт разновозрастных блоков литосферы. Такая же картина наблюдается в районе плато Агульяс и Мозамбикского хребта, Фолклендского плато и банки Мориса Юинга.

Плотность пород коры в центральной части профиля А—А' (возраст дна от 0 до 20 млн лет) изменяется как по латерали, так и по глубине. Мощность земной коры западного фланга ЮСАХ составляет ~13 км, при этом мощность его восточного фланга немного больше и составляет ~15 км.



Агульяс, в которой располагается одноименный палеоспрединовый хребет, характеризуется типичными значениями плотности, для котловин с океаническим типом коры. Мощность коры не превышает 14 км.

Фолклендское плато, банка Мориса Юинга и Мозамбикский хребет характеризуются повышенными значениями плотности в подкоровой мантии и астеносферном слое, что свидетельствует о присутствии разновозрастных блоков на профиле. Фолклендское плато сложено утоненной континентальной корой, о чем свидетельствует разуплотненный блок коры (2.70 г/см^3), мощностью $\sim 12 \text{ км}$.

Профиль Б–Б', протяженностью более 7500 км, также имеет субширотное простирание и расположен несколько южнее Профиля А–А' (см. рис. 1). Профиль Б–Б' пересекает с запада на восток южную часть Фолклендского плато и банки Мориса Юинга, поднятий Северо-Восточная Георгия и Айлос Оркадас, южную часть Южного сектора САХ, и южное окончание Мадагаскарского хребта.

В рельефе дна океана едва наблюдается ось спредингового хребта ЮСАХ, глубина которого изменяется от 2.5 км до 3.3 км. Причем его восточный фланг приподнят примерно на 1 км, относительно западного фланга. Рельеф дна оставшейся части изменяется от 1.1 км, на Мадагаскарском хребте, до 5.5 км в Мозамбикской котловине.

На модели сейсмотомографии начиная с глубины 25 км и до 200 км наблюдается гетерогенность тектоносферы вдоль всего профиля. В приосевой части ЮСАХ и на его восточном фланге наблюдается понижение сейсмических скоростей, что свидетельствует о сильном прогреве мантийного вещества.

На плотностной модели южного профиля наблюдается увеличение мощности земной коры под ЮСАХ до 15 км и выделяется более плотный блок небольшой мощности (2.9 г/см^3), возможно связанного с частично серпентизированной мантией (см. рис. 3, б).

Восточный фланг хребта осложнен вулканической постройкой – хребтом Шона, мощность коры под которым достигает 24 км. Наблюдается разуплотнение блоков коры ($2.80\text{--}2.85 \text{ г/см}^3$), которое связано с близким расположением горячих точек Буве и Шона. Поднятия Айлос Оркадас и Северо-Восточная Георгия почти сливаются в единую структуру, плотностная характеристика которых также схожа ($2.78\text{--}2.84 \text{ г/см}^3$). Мощность земной коры поднятия Айлос Оркадас уменьшается до 17 км.

В котловине Агульяс отмечается увеличение мощности земной коры с восточной стороны от палеоспрединового хребта Агульяс (до 17 км),

ближе к Мозамбикской котловине она составляет около 12 км. Плотность блоков в районе палеохребта возрастает до 2.85 г/см^3 . Мадагаскарский хребет характеризуется увеличенной плотностью в слое подкоровой мантии и астеносферном слое, а также мощностью земной коры ($\sim 30 \text{ км}$). Плотность блоков коры Мадагаскарского хребта изменяется от 2.78 г/см^3 до 2.85 г/см^3 .

Таким образом, плотностные модели разреза тектоносферы по трансатлантическим профилям, которые пересекают гетерогенные структуры при всем своем сходстве имеют некоторые отличия. В аномальном гравитационном поле в свободном воздухе средняя амплитуда аномалий над северным профилем ниже на 10 мГал, чем над южным (15 и 25 мГал, соответственно).

В области оси спрединга южного профиля наблюдаются высокоамплитудные магнитные аномалии, которые связаны с плюмовой активностью горячих точек Буве и Шона, приводящая к увеличению мощности магнитоактивного слоя. В поле силы тяжести в редукции Буге ЮСАХ характеризуется широкой аномалией пониженных значений. Это также связано с прогревом мантийного вещества под действием близкого расположения горячих точек.

Нами представлены обобщенные характеристики коры подводных поднятий, полученные на основании плотностного моделирования, анализ которых позволяет выделить основные типы коры (табл. 1).

Разное строение коры поднятий, по всей видимости, связано с разными геодинамическими условиями формирования этих структур. Пространственно-временные реконструкции эволюции литосферы юго-восточной части Атлантики позволяют идентифицировать временные рамки реорганизации границ плит и проявления магматической активности горячих точек, что, в свою очередь, позволяет восстановить условия формирования подводных поднятий разных типов.

ЭТАПЫ РАСКРЫТИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКИ

Развитие спрединга морского дна в результате относительного движения Африки, Южной Америки и Антарктиды является ключом к процессу формирования сложного морфоструктурного плана и гетерогенного строения литосферы приантарктического сектора Южной Атлантики. На сегодняшний день существует немало моделей реконструкции литосферы Западной Гондваны и отдельных поднятий, основанных на геолого-геофизических данных [3, 7, 8, 19, 21, 26, 32, 34, 37, 39, 40, 46, 48, 51, 52, 65]. Тем не менее, многие вопросы строения и эволюции подводных

Таблица 1. Параметры строения литосферы вдоль трансатлантических профилей.

Название, параметры	Фолклендское плато	Банка Мориса Юинга		Поднятие Северо-Восточная Георгия		Поднятие Айлос Оркадас		ЮСАХ		Поднятие Метеор	Хребт Шона
		север	юг	север	юг	север	юг	север	юг		
Тип коры	утолщенная континентальная	утолщенная континентальная осложненная магматизмом	утолщенная континентальная осложненная магматизмом	утолщенная океаническая	утолщенная океаническая	утолщенная океаническая	утолщенная океаническая	утолщенная океаническая	утолщенная океаническая	утолщенная океаническая	утолщенная океаническая
Глубина дна, км	0.4–2.8	1.4–2.5	2.9–3.2	1.7–2.8	2.4–3.5	1.9–3.3	2.4–3.9	2.3–3.6	1.7–3.3	1.8–3.6	0.7–3.5
Мощность земной коры, км (вместе с осадочными толщами)	18–30	16–22	16–20	17–22	16–21	15–20	14–16	7–13	11–17	15–22	17–22
Плотность, г/см ³	2.70–2.80	2.78–2.82	2.78–2.84	2.78–2.86	2.80–2.82	2.78–2.88	2.78–2.82	2.82–2.88	2.80–2.90	2.78–2.86	2.81–2.85
Название, параметры	Котловина Агульяс		Палеохребет Агульяс		Плато Агульяс	Мозамбикский хребет		Мозамбикская котловина		Мадагаскарский хребет	
	север	юг	север	юг							
Тип коры	океаническая				утолщенная континентальная осложненная магматизмом		утолщенная океаническая		утолщенная океаническая		
Глубина дна, км	4.1–5.3	3.9–5.6	4.6–5.4	4.2–5.0	2.5–3.9	1.2–3.8		4.2–5.7		1.0–3.4	
Мощность земной коры, км (вместе с осадочными толщами)	12–14	12–16	12–13	14–16	15–20	16–27		12–15		16–28	
Плотность, г/см ³	2.83–2.86	2.78–2.86	2.83–2.85	2.80–2.83	2.78–2.87	2.78–2.82		2.78–2.85		2.78–2.85	

поднятий остаются открытыми к обсуждению исследователей.

В границах рассматриваемой акватории можно выделить четыре крупных сектора океанической коры, сформированной при распаде гондванских материков:

– Сектор I, где кора сформирована в центральной части ЮЗИХ в створе континентальных окраин Мозамбика и Антарктиды в районе моря Риссер-Ларсена;

– Сектор II, где кора сформирована на САХ в створе Капской и Аргентинской континентальных окраин;

– Сектор III, где образована кора клиновидного в плане сектора, отделенного от них демаркационными разломными системами Агульяс-Фолклендской и Дю-Туа – Эндрю-Бейн – Принц-Эдуард;

– Сектор IV, где образована кора сектора моря Уэдделла, который расположен южнее Америка-но-Антарктического хребта.

Генезис и эволюция структур секторов I и II изучены относительно хорошо. Формирование океанического дна здесь происходило в процессе равномерного наращивания коры на спрединговых хребтах.

Развитие структур секторов III и IV предстоит во многом исследовать. Здесь формирование коры и структур океанического дна сопровождалось неоднократными кинематическими перестройками и перескоками осей спрединга, отмиранием спрединговых хребтов и проявлениями плюмового магматизма. Строение коры осложнено рядом океанических поднятий, подстилаемых корой противоречивого генезиса.

В пределах литосферы клиновидного сектора III можно выделить несколько провинций сложенных корой, сформированной на различных спрединговых хребтах и подверженной магматическому воздействию горячих точек:

– провинция с корой, сформированной на спрединговых хребтах Агульяс, ЮЗИХ, а также в ходе предполагаемого спрединга в котловине Транскей;

– провинция с корой, сформированной в ходе спрединга на прямолинейном отрезке ЮЗИХ.

– провинция с корой, сформированной в ходе спрединга на спрединговом хребте моря Уэдделла с неоднократно менявшимся направлением спрединга, преимущественно северо-западного–юго-восточного направления.

Границы провинций, имеющих кору, сформированную на разных спрединговых хребтах, прослеживаются в рельефе дна, магнитном и гравитационном полях и ропредставляют собой псевдоразломы, шовные зоны и следы различ-

ных исторических генераций тройного сочленения Буве.

Началу спрединга в западной части Гондваны предшествовал рифтогенный раскол континентальной литосферы инициируемым воздействием плюма Кару (178–188 млн лет назад). Возраст наиболее древних даек в бассейне реки Лимпопо ~174 млн лет, а в южной Африке и Антарктике – 180 млн лет и более. Они фиксируют начало магматической активизации, вызванное растяжением литосферы по широкой площади, сопровождаемым последующим излиянием расплавов и формированием высокоскоростных тел в нижней коре [27, 39, 45].

История спрединга на акватории этого сектора включает несколько этапов.

• Первый этап (~174–150 млн лет назад) – за рифтогенным расколом континентальной литосферы последовал спрединг и формирование океанической коры в створе континентальных окраин Мозамбика и моря Риссер-Ларсена. Здесь прослеживается наиболее древняя аномалия M25, возникшая ~155–156 млн лет назад. Формирование Мозамбикского бассейна, привело к обособлению Мозамбикского хребта и образованию многочисленных магматических поднятий. В это же время 166–154 млн лет назад сформировалась океаническая кора мощностью ~20 км в Фолклендском бассейне между банкой Мориса Юинга и Фолклендским плато [56].

• Второй этап (150–135 млн лет назад) – начинается спрединг в субмеридиональном направлении в акватории современного моря Уэдделла. Этот спрединговый центр примыкал к континентальной коре Северного Мозамбикского хребта и Северной долины Натал и стремился соединиться с функционирующим, начиная со времени в 155–157 млн лет назад, спрединговым центром в Мозамбикской котловине [46] (рис. 4, а).

Продолжающееся движение Антарктиды на юг относительно Африки стало причиной отделения Фолклендского плато от Антарктиды. Ко времени хрона M20 (147 млн лет назад), океаническая кора образовалась между Южной Америкой и Антарктидой в южной части моря Уэдделла [31]. Рифтинг между Южной Америкой и Африкой начался 138 млн лет назад [49].

• Третий этап – начиная с интервала ~130–135 млн лет назад, спрединг в северо-восточного–юго-западного направлении развивается в южной долине Натал и затем – в котловине Транскей, соединенной в то время с бассейном, расположенным к востоку от банки Мориса Юинга. Возможно, в это время происходит отделение банки Мориса Юинга от Северного Мозамбикского хребта и формируется тройное сочленение Буве-1 [3]. В период 131–125 млн лет назад на океанической коре формируются массивы магмати-

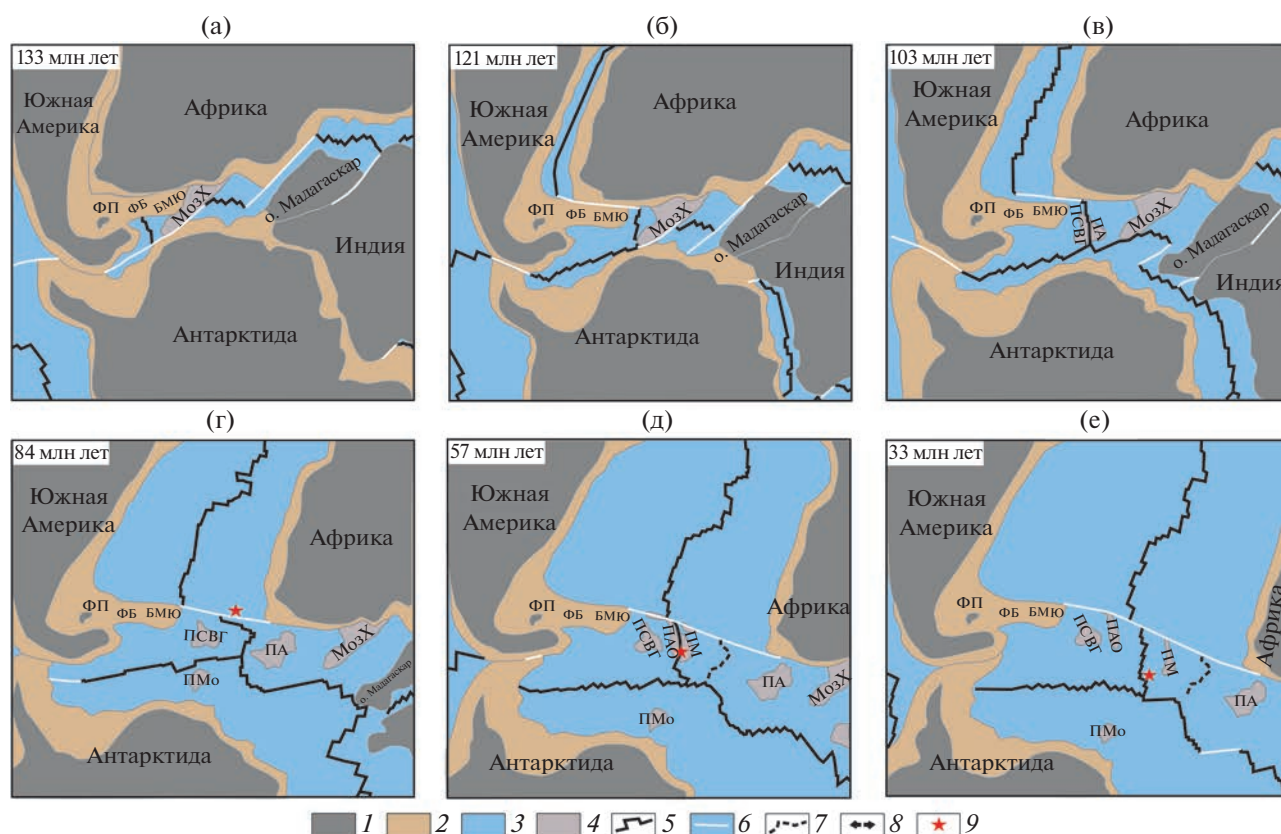


Рис. 4. Палеорекострукции плит для интервала от 133 млн лет до 33 млн лет (по [65], с изменениями и дополнениями). (а) — формирование Сомалийского и Мозамбикского бассейнов; (б) — раскрытие Южной Атлантики, формирование спредингового хребта Агульяс; (в) — формирование плато Агульяс; (г) — раскол плато Агульяс на три блока — поднятие Северо-Восточная Георгия, плато Агульяс и поднятие Мод; (д) — продвижение к югу САХ и прекращение спрединга на хр. Агульяс; (е) — аккреция новой коры на южном сегменте САХ и формирование поднятий Метеор и Айлос Оркадас. *Хребты:* МадХ — Мадагаскарский хребет; МозХ — Мозамбикский хребет; *Поднятия:* ПАО — поднятие Айлос Оркадас; ПМ — поднятие Метеор; ПМо — поднятие Мод; ПСВГ — поднятие Северо-Восточная Георгия. *Плато:* ПА — плато Агульяс; ФП — Фолклендское плато. *Обозначено:* БМЮ — банка Мориса Юинга; ФБ — Фолклендский бассейн. 1–3 — кора: 1 — континентальная, 2 — утоненная континентальная, 3 — океаническая; 4 — подводные поднятия; 5 — ось спрединговых хребтов; 6 — разломные зоны; 7 — палеохребет; 8 — направления раздвижения плит; 9 — горячие точки

ческих поднятий Южного Мозамбикского хребта и, возможно, — поднятия Астрид [46].

• Четвертый этап — на протяжении интервала 125–105 млн лет назад продолжался спрединг в котловине Транскей. Начался спрединг в Южной Атлантике, важным индикатором которого считается аномалия М5п (~126 млн лет) [63] (см. рис. 4, б).

Продвигающаяся к югу рифтовая зона САХ в Южной Атлантике подошла к Фолклендскому плато с мощной континентальной литосферой, которая послужила структурным барьером на пути рифта. Это привело к существенной кинематической перестройке границ плит — образованию крупного Агульяс–Фолклендского трансформного разлома длиной более 1110 км, разделяющего Африканскую плиту с юга и Фолклендское плато (Южноамериканская плита) с севера, а также соединяющего сегмент САХ и спрединговый хребет в бассейне Транскей.

• Пятый этап — период нормального магнитного поля, в районе южной оконечности Африки сформировалась крупная магматическая провинция, морфоструктурным выражением которой явилось плато Агульяс (см. рис. 4, в; рис. 5, а).

Это событие привело к перескоку оси спрединга, сопровождавшимся отмиранием спрединга в котловине Транскей и образованием нового спредингового хребта Агульяс и одноименного плато, являющегося результатом магматической деятельности горячей точки. Такая кинематическая перестройка привела к формированию тройного сочленения Буве-2, в котором соединились спрединговые хребты юго-западного–северо-восточного простирания — хр. Агульяс, ЮЗИХ и хр. Уэддельский [48].

В дальнейшем ~96 млн лет назад плато Агульяс раздробилось на фрагменты — собственно, плато Агульяс, поднятие Мод и поднятие Северо-Восточная Георгия, которые, перемещаясь, окажут-

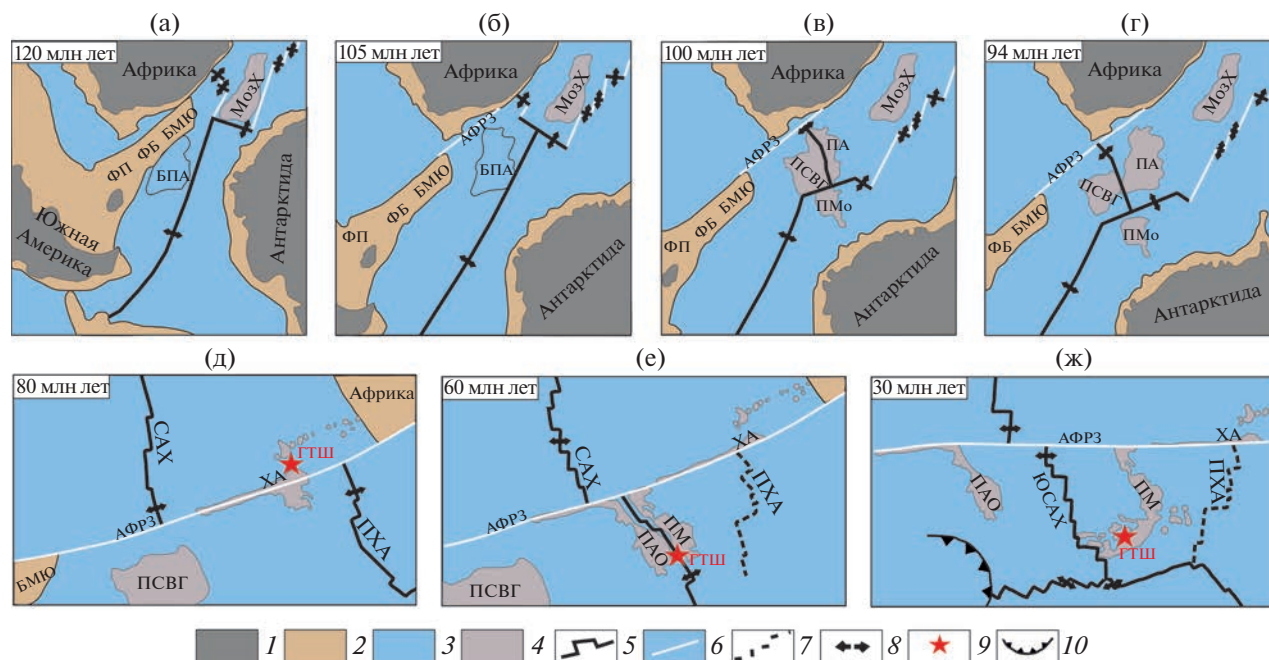


Рис. 5. Тектонические реконструкции формирования подводных поднятий.

(а)–(г) – палеорекострукции положения спрединговых хребтов и эволюции плато Агульяс в интервале времени 120–94 млн лет, (по [48] с дополнениями): (а) – спрединг в Южной Атлантике и в бассейне Транскей; (б) – продвижение Фолклендского плато на запад и формирование крупной Агульяс-Фолклендской разломной зоны, (в) – перескок спрединга и образование крупной магматической провинции Агульяс; (г) – спрединг на хребте Агульяс, формирование коры одноименной котловины и разбиение крупной магматической провинции Агульяс на три фрагмента; (д)–(ж) – формирование Южного сегмента Срединно-Атлантического хребта и сопряженных поднятий Метеор и Айлос Оркадас, (по [28], с дополнениями): (д) – отмирание спредингового хребта Агульяс, (е) – продвижение Южного сегмента Срединно-Атлантического хребта и образование единой структуры поднятий Метеор и Айлос Оркадас, (ж) – аккреция океанической коры на Южном сегменте Срединно-Атлантического хребта. Обозначено: БПА – местоположение будущего плато Агульяс; БМО – банка Мориса Юинга; МозХ – Мозамбикский хребет; ПА – плато Агульяс; ПАО – поднятие Айлос Оркадас; ПМ – поднятие Метеор; ПМО – поднятие Мод; ПСВГ – поднятие Северо-Восточная Георгия; ПХА – палеохребет Агульяс; САХ – Срединно-Атлантический хребет; ХА – хребет Агульяс; ФБ – Фолклендский бассейн; ФП – Фолклендское плато.

1–3 – кора: 1 – континентальная, 2 – утоненная континентальная, 3 – океаническая; 4 – подводные поднятия; 5 – ось спрединговых хребтов; 6 – разломные зоны; 7 – палеохребет; 8 – направления раздвижения плит; 9 – горячие точки; 10 – область развития моря Скоша

ся вблизи трех материков – Африки, Антарктиды и Южной Америки [48] (см. рис. 4, д, см. рис. 5, в).

Mueller u Jokat [46] предположили, что поднятие Мод могло быть фрагментом Южной части Мозамбикского хребта.

• Шестой этап – спрединг на хребте Агульяс продолжался вплоть до хрона С29 (60–64 млн лет назад) и сформировал кору котловины Агульяс (или Мальвинес) (см. рис. 4, г). В период 60–80 млн лет назад активность горячей точки Шона в районе сочленения хребта Агульяс и Агульяс-Фолклендской разломной зоны привела к формированию приразломного хребта и ряда небольших магматических поднятий в этой котловине (см. рис. 5, д).

• Седьмой этап – характеризовался прекращением спрединга на хребте Агульяс и формированием нового спредингового сегмента на южном продолжении САХ (см. рис. 4, д; см. рис. 5, е). Та-

кая кинематическая реорганизация, вероятно, происходила под влиянием термической аномалий связанной с деятельностью горячей точки Шона, что зафиксировано в поднятиях рельефа. Продвижение нового сегмента спредингового хребта ЮСАХ к югу привело к перескоку оси спрединга хребта Агульяс на 1105 км к западу, произошедшим между хронами С31 и С26. Этот перескок сопровождался постепенным прекращением спрединга на хребте Агульяс и формированием двух сопряженных поднятий Метеор и Айлос Оркадас симметрично расположенных относительно оси ЮСАХ и фиксирующих место его заложения (см. рис. 5, е).

Новый южный спрединговый сегмент САХ начал генерировать молодую кору, которая в современном морфоструктурном плане отделяется поднятиями Метеор и Айлос Оркадас от более древней коры котловины Агульяс, сформированной на спрединговом хребте Агульяс.

В реконструкциях Marks и Tikku [41] начало формирования сопряженных шовных зон Метеор и Айлос Оркадос, как место рифтогенного раскола литосферы плиты Мальвинес датируется в 83 млн лет. В это же время началось постепенное уменьшение скорости спрединга на хребте Агульяс. Здесь в раскрытии океанических бассейнов участвовали Южно-Американская, Африканская, Антарктическая плиты и микроплита Мальвинес. Кора микроплиты Мальвинес подстилает котловину Агульяс, где в настоящее время находится одноименный палеоспрединговый хребет Агульяс, и котловину Восточная Георгия, расположенную между поднятием Айлос Оркадас и поднятием Северо-Восточная Георгия.

Когда спрединг на хребте Агульяс завершился во время хрона C27o (61.2 млн лет), плита Мальвинес вошла в состав Африканской плиты. Поднятия Метеор и Айлос Оркадас, расположенные на западном фланге плиты Мальвинес, представляют собой шовные зоны, маркирующие границы между корой плиты Мальвинес и более молодой корой Южно-Американской плиты, сформированной на ЮСАХ [3].

• Восьмой этап — связан с прекращением спрединга в море Уэдделла, формированием плиты Скоша и Американо-Антарктического хребта (ААХ) [4, 20, 65]. Причины прекращения спрединга в акватории моря Уэдделла обсуждаются исследователями. Прекращение спрединга в море Уэдделла стало результатом столкновения спредингового центра моря Уэдделла с зоной субдукции вдоль юго-восточной окраины формировавшейся плиты Скоша (дуга Джейн).

Этот этап эволюции сопровождался рифтогенным разрушением континентального моста между Южной Америкой и Антарктидой и раскрытием моря Скоша, которое началось со спрединга в западной части моря Скоша ~26 млн лет назад, последующего столкновения Западного хребта Скоша со структурным барьером Фолклендского плато и его отмиранием [4, 13, 20, 24].

Дальнейшее изменение направления астеносферного потока в субширотном направлении привело к растяжению литосферы континентального моста в районе моря Скоша, образованию зоны субдукции вдоль восточной окраины плиты Скоша и ААХ, соединяющего южную границу плиты Скоша с тройным соединением Буве [42].

Таким образом, кинематические и структурные перестройки приантарктической части Южной Атлантики были в значительной степени стимулированы активностью горячих точек (Шона, Буве), следы магматической деятельности которых хорошо выражены в рельефе дна в виде хребтов, цепочек подводных гор и вулканических плато [28].

Причина усиленного снабжения расплавом этого региона может быть связана с обширной термальной аномалией в мантии, связанной с наличием африканского суперплюма, инициирующего магматическую активность плюма Кару-Феррар и последующую миграцию астеносферного расплава, реализующегося в магматической активности горячих точек.

Мы не исключаем возможность того, что структуры подводных поднятий могут включать фрагменты континентальной коры, отторженной от краевых частей континентов (например, поднятие Бейра и Мозамбикский хребет).

Имеющиеся модели реконструкций положения материков и аккреции океанической коры, а также восстановление основных этапов кинематических перестроек границ плит и магматической активизации горячих точек позволяют с большой вероятностью установить генезис подводных поднятий и тип слагающей их коры.

Это обстоятельство существенно дополняет выводы, полученные при интерпретации геофизической информации.

ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДВОДНЫХ ПОДНЯТИЙ

Постановка экспериментов и методика моделирования

Для выявления геодинамической связи плюмовой активности и кинематических перестроек нами проведено физическое моделирование условий формирования структур подводных поднятий приантарктической части Южной Атлантики.

Экспериментальные исследования проводились на модельных материалах, в соответствии с условиями подобию и методиками, описанными в работах [1, 2, 14, 57, 58].

В процессе подготовки эксперимента расплавленное, однородное модельное вещество, помещенное в ванну, охлаждалось сверху. Затвердевшее до необходимой толщины оно имитировало литосферу, которая припаивалась к поршню и противоположной стенке экспериментальной ванны. Изменение длительности охлаждения при подготовке модельной плиты обеспечивает различное соотношение ее хрупкого и пластичного слоев.

В модельной плите можно задавать различные типы неоднородностей — центры локализации деформаций (разрезы — рифтовые трещины или ослабленные зоны с более тонкой литосферой в области прогрева рифта и др.) [2, 5]. После подготовки начиналось горизонтальное растяжение модели.

Особенностью региона Южной Атлантики является наличие горячих точек. Их термическое

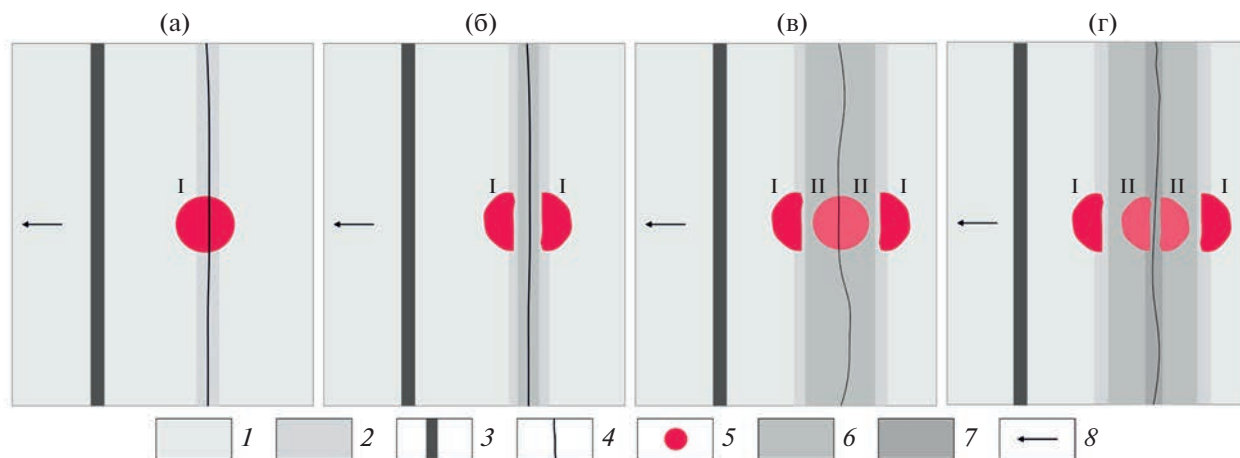


Рис. 6. Схема проведения экспериментов.

(а) – формирование крупной магматической провинции Агульяс и одноименного спредингового хребта; (б) – аккреция океанической коры на спрединговом хребте Агульяс (формирование котловины Агульяс); (в) – перескок оси спрединга, формирование Южного сегмента Срединно-Атлантического хребта и сопряженных поднятий Метеор и Айлос Оркадас; (г) – аккреция океанической коры на Южном сегменте Срединно-Атлантического хребта. Обозначены (римские цифры) стадии магматической активизации горячих точек. 1 – модельная плита; 2 – ослабленная зона; 3 – поршень установки; 4 – разрез; 5 – область влияния ЛИИ (пониженная толщина и прочность литосферы); 6 – новообразованная литосфера первого этапа аккреции (после формирования магматической провинции и ее раскола); 7 – новообразованная литосфера второго этапа аккреции (после формирования магматической провинции); 8 – направление растяжения

влияние в различные периоды эволюции континентального рифтинга и океанического спрединга в экспериментах воспроизводилось с помощью локального источника нагрева (ЛИИ).

Приспособление ЛИИ, генерирующее термическую аномалию при подготовке экспериментов, помещалось в модельную астеносферу в нужной локации и включалось в нужное время по мере развития экспериментального процесса. При необходимости возможна регулировка интенсивности его нагрева. Образующаяся при работе ЛИИ термическая аномалия с более горячим модельным веществом моделировала локальное уменьшение прочности модельной литосферы и тепловое воздействие астеносферных потоков на структурообразование в ней.

Задачей экспериментов было установление влияния горячих точек на кинематические перестройки спрединговых хребтов и выявление условий формирования подводных поднятий приантарктического сектора Южной Атлантики.

Ранее нами экспериментально было показано, что наличие горячей точки (в природе Шона) вблизи молодой окраины отодвигающегося континентального блока (Фолклендское плато) могло привести к кинематической перестройке спрединговых хребтов [6]. Ее следствием являлось прекращение спрединга на хребте Агульяс, перескок оси спрединга, формирование сегмента ЮСАХ и шовных зон Метеор и Айлос Оркадас.

В настоящей работе, в соответствии с данными палеореконокструкций, нами было проведено фи-

зическое моделирование условий формирования структур в Южной Атлантике. Оно учитывало наличие двух этапов магматической активизации горячих точек и кинематическую реорганизацию спрединговых хребтов.

В соответствии с имеющимися палеореконокструкциями предполагалась следующая последовательность событий:

- формирование крупной магматической провинции Агульяс и одноименного спредингового хребта;

- спрединг на хребте Агульяс и формирование сопряженных парных структур плато Агульяс и поднятия Северо-Восточная Георгия в результате раскола единого плато Агульяс;

- аккреция океанической коры на спрединговом хребте Агульяс (формирование котловины Агульяс),

- перескок оси спрединга хребта Агульяс и формирование нового спредингового сегмента – ЮСАХ и сопряженных поднятий Метеор и Айлос Оркадас, фиксирующих начальное место его формирования под влиянием магматической активности горячей точки Шона,

- аккреция океанической коры на ЮСАХ.

Подготовка экспериментов осуществлялась следующим образом. После охлаждения модельной литосферы и достижения ею толщины H , в ней на всю глубину делался разрез, и затем начиналось ее растяжение со скоростью V (рис. 6).

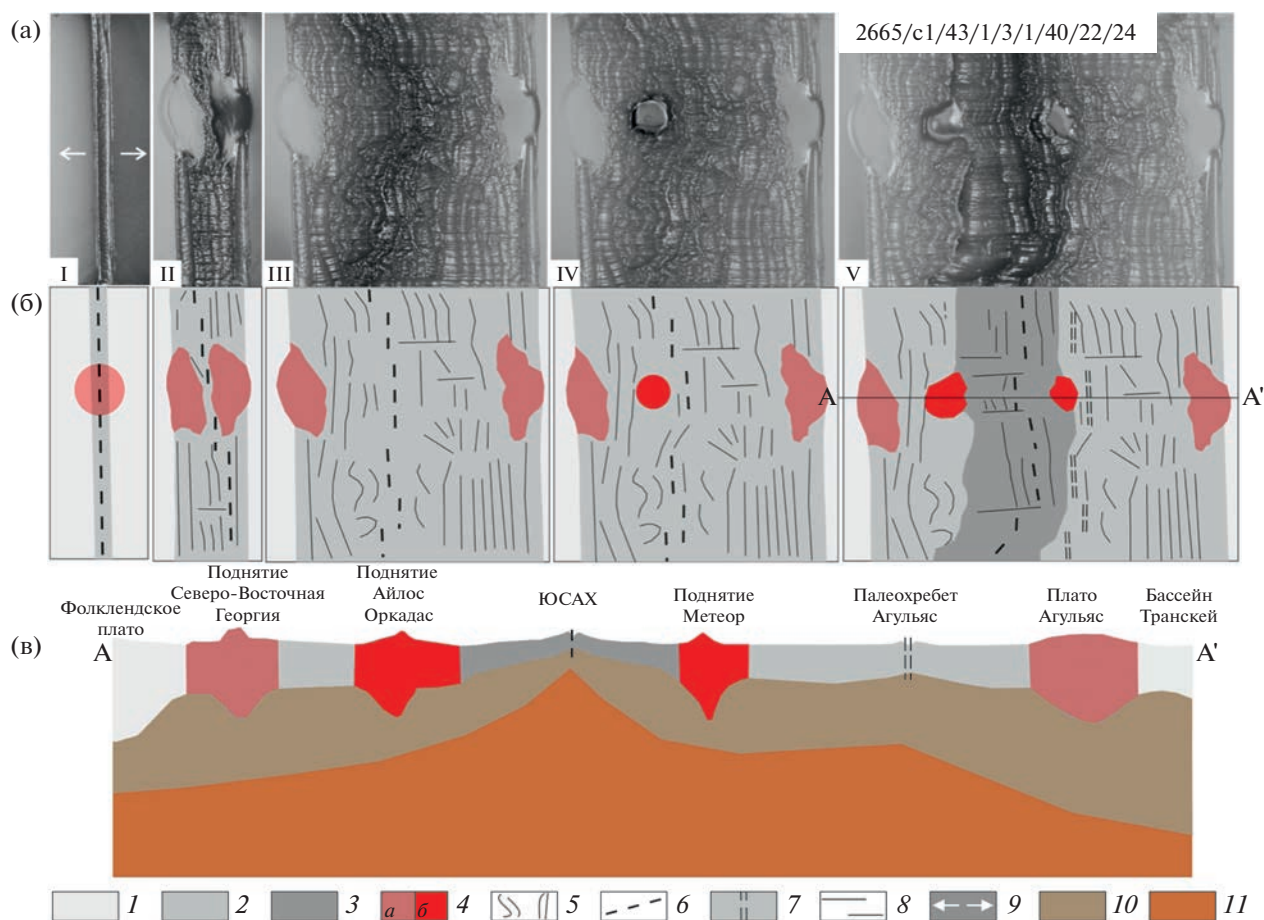


Рис. 7. Экспериментальная модель формирования вулканических провинций Южной Атлантики в два этапа активности горячих точек $H = 3 \times 10^{-3}$ м; $V = 3.75 \times 10^{-5}$ м/с⁻¹. (I)–(V) – стадии эксперимента: (а) – модель (вид сверху); (б) – структурные схемы; (в) – схематичное строение литосферы вдоль профиля А–А'.

1 – континентальная модельная литосфера; 2 – модельная океаническая кора, образованная на первом этапе спрединга (в природе – на хребте Агульяс); 3 – модельная океаническая кора, образованная на втором этапе спрединга после перескока оси (в природе – на ЮСАХ); 4 – активность первой (а) и второй (б) горячих точек и образование магматических провинций (в природе – плато Агульяс (а) и поднятия Метеор и Айлос Оркадас (б)); 5 – границы между аккреционными валами; 6 – спрединговая ось; 7 – палеоспрединговая ось; 8 – поперечные смещения оси; 9 – направление растяжения; 10 – модельная литосферная мантия; 11 – расплав модельного вещества, имитирующий астеносферу

После формирования полосы новой модельной литосферы первый раз включался ЛИН, действие которого приводило к образованию магматической провинции (см. рис. 6, а). Далее ЛИН выключался и при продолжающемся растяжении модели происходил раскол магматической провинции на два блока, между которыми продолжалась аккреция коры на спрединговом хребте (котловина Агульяс) (см. рис. 6, б).

Затем делался перерыв в растяжении, имитирующий прекращение спрединга на хребте Агульяс и вторично включался ЛИН, имитирующий активность второй горячей точки (в природе Шона) в пределах литосферы котловины Агульяс (см. рис. 6, в).

После формирования новой вулканической провинции, ЛИН выключался и начиналось растяжение (рис. 6, г).

Результаты моделирования

В подготовленной модельной плите был сделан разрез, имитирующий спрединговый хребет Агульяс (рис. 7, а, (I)).

После этого началось растяжение и в течение небольшого периода времени происходило наращивание модельной коры. Затем в первый раз включался ЛИН. В области его действия модельная литосфера проплавлялась и расплав изливался на поверхность плиты, формируя аналог природной магматической провинции (см. рис. 7, а, б, (I)).

В процессе дальнейшего растяжения расплав застывал и в это ослабление перескакивала спрединговая ось раскалывая магматическую провинцию на две части (природные аналоги плато Агульяс и блока Северо-Восточная Георгия) (см. рис. 7, а, б, (II)).

На модельном спрединговом хребте Агульяс продолжалось симметричное наращивание новой коры (см. рис. 7, а, б, (III)).

Далее, между спрединговой осью и левой частью разделенной магматической провинции во второй раз был включен ЛИН (см. рис. 7, а, б, (IV)).

Его действие привело к образованию в модели второй магматической провинции. В эту область опять произошел перескок оси спрединга. Дальнейший спрединг на этом сегменте разделил новую магматическую провинцию на две части (природные аналоги поднятий Метеор и Айлос Оркадас) (см. рис. 7, а, б, (V)).

После этого в модели продолжилось наращивание коры на новом спрединговом хребте (природный аналог ЮСАХ). В экспериментах этой серии, на отдельных участках модели, в результате растягивающих и сдвиговых деформаций, с одной стороны, и значительных вертикальных подвижек, с другой, наблюдалось излияние расплава по разломам ограничивающих отдельные блоки модельной литосферы.

В соответствии с результатами эксперимента № 2665 был построен схематичный профиль через основные структуры (см. рис. 7, в). Профиль показывает соответствие образовавшихся структур экспериментальной модели реальным структурам региона южной Атлантики.

Проведенное моделирование показало вероятный сценарий формирования магматических провинций южной Атлантики в течение двух этапов активизации действия горячих точек. На каждом из этапов ее действие приводило к термомеханическому ослаблению литосферы, формированию магматической провинции и перескоку спрединговой оси в сторону ослабленной литосферы.

Следствием перескока было отмирание одного спредингового хребта, заложение нового и формирование двух пар сопряженных подводных поднятий магматического генезиса: плато Агульяс — поднятие Северо-Восточная Георгия и поднятий Метеор — Айлос Оркадас.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приантарктический сектор южной части Атлантического океана отличается сложным строением и историей своего развития, что связано с перемещением трех гондванских материков Африки, Южной Америки и Антарктиды и активностью горячих точек Шона, Буве.

Проведенный нами анализ геолого-геофизической информации позволил определить закономерности характеристик аномальных геофизических полей подводных поднятий и установить диапазоны значений характерные для разных типов структур.

Значительные различия в наблюдаемых батиметрических и геофизических характеристиках отмечаются между океаническими котловинами разного возраста, предполагаемыми блоками с континентальной корой (Фолклендское плато, банка Мориса Юинга), современными и палеоспрединговыми хребтами. Близкие характеристики имеют внутриплитные подводные поднятия и плато магматического генезиса.

Проведенное нами плотностное моделирование строения литосферы вдоль двух трансатлантических профилей, пересекающих различные подводные поднятия и котловины, позволило выделить глубинное строение поднятий и предположить вероятные типы слагающей их коры:

- утоненная континентальная кора микроконтинентов (поднятие Бейра) [53];

- утоненная континентальная кора поднятий, не полностью отделенных от материка (северная часть Мозамбикского хребта);

- утоненная континентальная кора осложненная плюмовым магматизмом (южная часть Мозамбикского хребта [12];

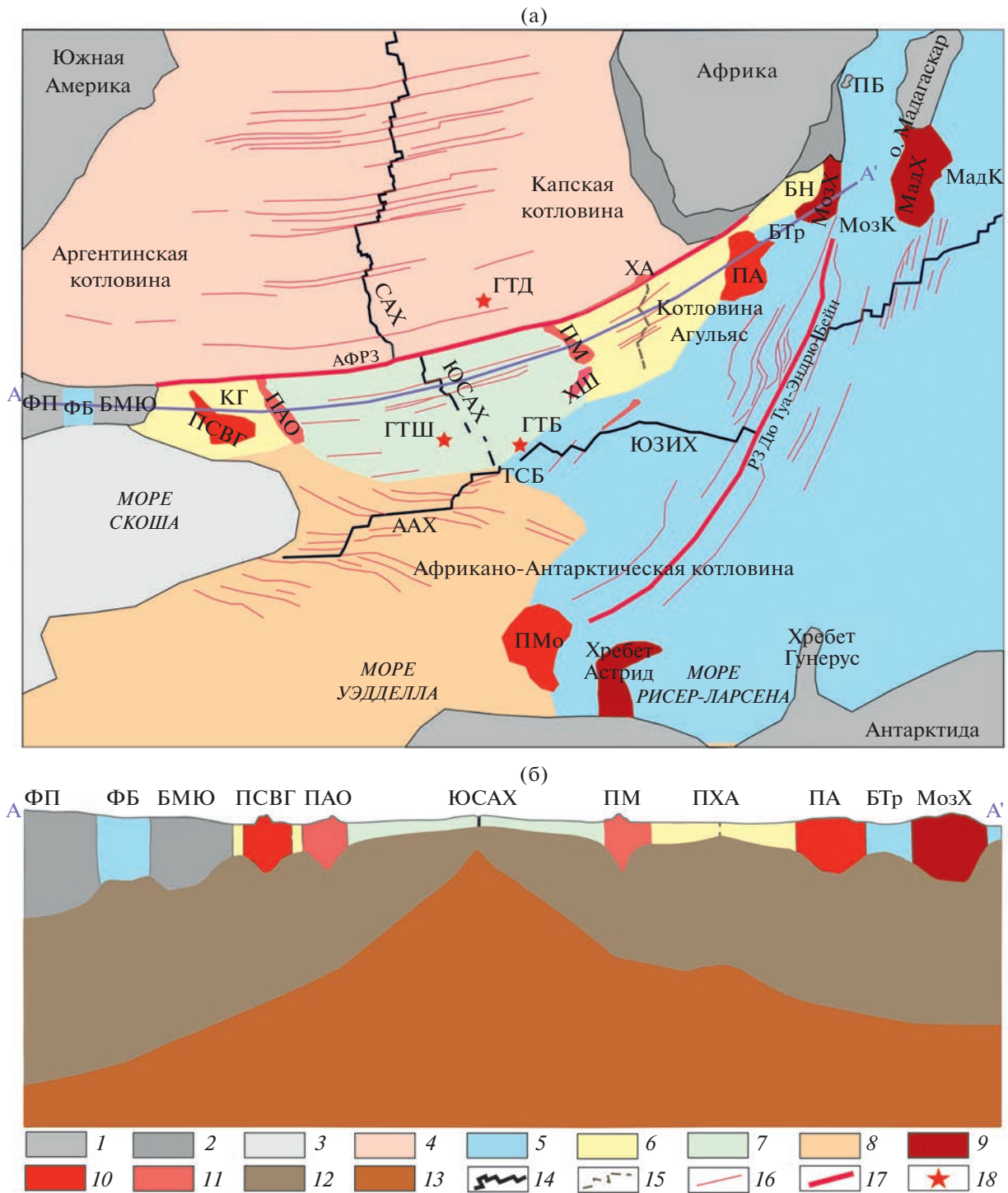
- кора, утолщенная за счет андеплейтинга вызванного плюмовым магматизмом (плато Агульяс [48], поднятие Северо-Восточная Георгия, поднятия Метеор и Айлос Оркадас).

Нами представлена структурная схема региона и трансатлантический профиль глубинного строения литосферы, построенные на основании анализа геолого-геофизической информации, плотностного и физического моделирования (рис. 8).

На схеме и на глубинном профиле показаны гетерогенные блоки литосферы, сформированные на разных спрединговых хребтах (Юго-Западном Индийском, Срединно-Атлантическом, Американо-Антарктическом, Уэддельском и хребте Агульяс) и разделенные подводными поднятиями разной морфологической выраженности и разного строения.

Границами между блоками являются следы трансформных разломов или палеодивергентные шовные зоны. Последние, представляют собой либо палеоспрединговые хребты (хребет Агульяс, Уэддельский хребет), либо шовные зоны, сформированные в результате перескоков осей спрединга, как правило, выраженные в поднятиях (Метеор и Айлос Оркадас, Северо-Восточная Георгия и плато Агульяс) и разделяющие разновозрастные блоки литосферы, либо псевдоразломы — следы продвижения спредингового хребта в пределы старой океанической литосферы (Юго-Западного Индийского хребта — к западу и Американо-Антарктического хребта — к востоку).

Все это создает сложный морфоструктурный план, на формирование которого и эволюцию



литосферы этого региона решающее влияние оказали следующие факторы:

— пространственно-временная миграция Южно-Американской, Африканской и Антарктической литосферных плит, разделенных разными спрединговыми хребтами соединяющихся в зонах тройных сочленений;

— существование континентального блока Фолклендского плато в пределах Южно-Американской плиты, которое могло служить структурным барьером на пути продвигающейся с севера в южном направлении рифтовой оси сегмента САХ;

— наличие плюмовой магматической активности, сформировавшей структуру плато Агульяс;

Рис. 8. Структурная схема приантарктического сектора Южной Атлантики (а) и глубинное строение литосферы вдоль трансатлантического профиля (б).

Обозначено: ТСБ — тройное сочленение Буве; БМЮ — банка Мориса Юинга; АФРЗ — Агульяс-Фолклендская разломная зона; ПХА — палеохребет Агульяс. *Хребты*: САХ — Срединно-Атлантический хребет; ААХ — Америко-Антарктический хребет; МадХ — Мадагаскарский хребет; МозХ — Мозамбикский хребет; ХА — хребет Агульяс; ХШ — хребет Шона; ЮЗИХ — Юго-Западный Индийский хребет; ЮСАХ — Южный сектор Срединно-Атлантического хребта. *Поднятия*: ПАО — поднятие Айлос Оркадас; ПБ — поднятие Бейра; ПМ — поднятие Метеор; ПМо — поднятие Мод; ПСВГ — поднятие Северо-Восточная Георгия. *Бассейны*: БН — бассейн Натал; БТр — бассейн Транскей; ФБ — Фолклендский бассейн. *Плато*: ПА — плато Агульяс; ФП — Фолклендское плато. *Котловины*: КТ — котловина Транскей; МадК — Мадагаскарская котловина; МозК — Мозамбикская котловина. *Горячая точка*: ГТБ — Буве; ГТД — Дискавери; ГТШ — Шона.

1–8 — земная кора, сформированная на спрединговых хребтах: 1 — континентальная, 2 — утоненная континентальная, 3 — моря Скоша, 4 — океаническая САХ, 5 — океаническая ЮЗИХ, 6 — океаническая палеохребта Агульяс, 7 — океаническая ЮСАХ; 8 — океаническая ААХ и моря Уэдделла; 9–11 — поднятия, сформированные: 9 — на океанической коре (магматические), 10 — на палеохребте Агульяс, 11 — на ЮСАХ; 12 — модельная литосферная мантия; 13 — расплав модельного вещества, имитирующий астеносферу; 14–15 — хребты: 14 — спрединговые, 15 — палеоспрединговые; 16 — следы трансформных разломов; 17 — демаркационные разломы, ограничивающие район исследования; 18 — расположение горячих точек

льяс, в месте соединения трех рифтовых ветвей, а именно — восточной (ЮЗИХ), северной (хребет Агульяс, упирающийся в разломную зону Агульяс) и юго-западной (спрединговый хребет, уходящий в сторону моря Уэдделла), при этом, каждая рифтовая ветвь генерировала свою кору, разделившую единое плато Агульяс на три блока — собственно, плато Агульяс, поднятие Северо-Восточная Георгия и поднятие Мод (см. рис. 8, а);

— наличие горячей точки (в природе Шона) на океанической коре котловины Агульяс, вблизи окраины Фолклендского плато, могло стимулировать продвижение к югу сегмента САХ.

Следствием этого был перескок оси спрединга, выразившийся в отмирании спредингового хребта Агульяс, формировании сегмента ЮСАХ и шовных зон Метеор и Айлос Оркадас, фиксирующих место его первоначального заложения и разделяющих разновозрастные блоки литосферы, сформированные на палеохребте Агульяс и ЮСАХ.

Процесс перескока оси спрединга не являлся одномоментным явлением, а заключался в постепенном прекращении спрединга на хребте Агульяс и ростом скорости спрединга на новом активном южном сегменте САХ. Такая кинематическая реструктуризация спрединговых хребтов продолжалась на протяжении от 83 до 60.9 млн лет и характеризовалась существованием микроплиты Мальвинес [40].

В результате перескока существенно сократилась активная часть Агульяс-Фолклендского трансформного разлома, а ЮЗИХ начал стремительно продвигаться к западу до его соединения с молодым южным сегментом САХ в зоне современного ТСБ, в то время как Уэдделльский хребет вступил в фазу своего отмирания и прекращения спрединга.

Близкое положение горячей точки Шона привело к формированию поднятия Шона. Южная часть сегмента САХ и западная часть ЮЗИХ были подвержены термическому влиянию горячей точ-

ки Буве, что повлияло на структурную сегментацию и осевую морфологию хребтов.

Северная часть ЮСАХ характеризуется наличием трансформных разломов, узкой отчетливой осевой рифтовой долиной.

Вся южная часть ЮСАХ отражает влияние термической аномалии на сегментацию и морфологическую выраженность южного участка спредингового хребта, где наблюдается рассеянный спрединг, отсутствуют трансформные разломы и преобладают нетрансформные смещения.

На основании физического моделирования структурообразующих деформаций в районе исследования построена экспериментальная модель, которая позволила выявить особенности эволюции литосферы данного региона. Исследованы условия образования подводных поднятий южного сектора приантарктической части Южной Атлантики в результате реорганизации геометрии границ плит, приведшей к неоднократным перескокам оси спрединга.

Следствием кинематических перестроек, часто связанных с проявлениями плюмовой магматической активности стал раскол на три блока крупного плато Агульяс — собственно плато Агульяс, поднятие Северо-Восточная Георгия и поднятие Мод, формирование спредингового хребта Агульяс и одноименной котловины, последующее отмирание спредингового хребта Агульяс и формирование ЮСАХ, генерирующего новую молодую океаническую кору, отделенную от более древней коры и литосферы котловины Агульяс сопряженными симметрично расположенными относительно оси ЮСАХ хребтами Метеор и Айлос Оркадас.

ВЫВОДЫ

Таким образом, анализ геолого-геофизической информации, результаты плотностного и физического моделирования позволяют выявить ос-

новые генетические типы подводных поднятий в данном регионе и установить геодинамические условия их формирования.

1. Современные спрединговые хребты (южный сегмент Срединно-Атлантического хребта — сформированный в результате продвижения оси Срединно-Атлантического хребта к югу под влиянием горячей точки Шона; Юго-Западный Индийский хребет — сформированный в результате продвижения к западу и соединения с южным сегментом Срединно-Атлантического хребта в области современного положения тройного сочленения Буве; Американско-Антарктический хребет — сформированный в результате необходимости кинематического урегулирования замкнутости границ плит между Южно-Американской и Антарктической плитами и плитой Скоша).

2. Палеоспрединговый хребет Агульяс, сформированный в результате формирования южного сегмента Срединно-Атлантического хребта, в результате чего произошло прекращение спрединга на хребте Агульяс.

3. Асейсмические хребты, частично отделенные от континента и подстилаемые утоненной континентальной корой (Мозамбикский хребет).

4. Хребты, сформированные в результате плюмового магматизма, сложенные утолщенной за счет андерплейтинга океанической корой (Мадагаскарский хребет).

5. Поднятия Метеор и Айлос Оркадас, образованные при формировании южного сегмента Срединно-Атлантического хребта на старой океанической литосфере в результате перескока оси спрединга вызванного активной деятельностью горячей точки.

6. Погруженные плато и поднятия (Агульяс, Северо-Восточная Георгия, Мод), представляющие собой фрагменты крупной единой магматической провинции.

7. Микроконтинент Бейра, представляющий собой отторженный блок с утоненной континентальной корой.

Благодарности. Авторы благодарят рецензента А.А. Пейве (ГИН РАН, г.Москва, Россия) и анонимного рецензента за конструктивные замечания и признательны редактору М.Н. Шуплецов (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 22-27-00110).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Аналоговое моделирование структурообразующих деформаций литосферы в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. № 1. С. 76–94.
2. Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Макушкина А.И. Физическое моделирование условий образования микроконтинентов и краевых плато континентальных окраин // Физика Земли. 2018. № 1. С. 69–82.
3. Дубинин Е.П., Суцевская Н.М., Грохольский А.Л. История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного соединения Буве // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. № 5. С. 423–443.
4. Дубинин Е.П., Кохан А.В., Тетерин Д.Е., Грохольский А.Л., Курбатова Е.С., Суцевская Н.М. Тектоническое строение и типы рифтогенных бассейнов моря Скотия, Южная Атлантика // Геотектоника. 2016. № 1. С. 41–61.
5. Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Особенности структурообразования в процессе развития литосферы Аденовского залива (физическое моделирование) // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 3. С. 522–547.
6. Дубинин Е.П., Чупахина А.И., Грохольский А.Л. Физическое моделирование условий формирования подводных поднятий Метеор и Айлос Оркадас (Южная Атлантика) // Океанология. 2023. Т. 63. № 3. С. 482–491.
7. Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Иванов С.В. Строение земной коры и история геологического развития осадочных бассейнов индоокеанской акватории Антарктики. — СПб: ИЦ “Академия”, 2015. 200 с.
8. Лейченко Г.Л., Суцевская Н.М., Беляцкий Б.В. Геодинамика атлантического и индийского секторов Южного океана // ДАН. 2003. Т. 391. № 5. С. 675–678.
9. Пейве А.А., Зителлини Н., Перфильев А.С., Мазарович А.О., Разницын Ю.Н., Турко Н.Н., Симонов В.А., Аверьянов С.Б., Бортолуци Д., Булычев А.А., Гасперини Л., Гиллод Д.А., Гладун В.А., Евграфов Л.М., Ефимов В.Н. и др. Строение Срединно-Атлантического хребта в районе тройного сочленения Буве // ДАН. 1994. Т. 338. № 5. С. 645–648.
10. Пейве А.А., Перфильев А.С., Пушаровский Ю.М., Симонов В.А., Турко Н.Н., Разницын Ю.Н. Строение района южного окончания Срединно-Атлантического хребта (тройное сочленение Буве) // Геотектоника. 1995. № 1. С. 51–68.
11. Пушаровский Ю.М. Тектоника и геодинамика спрединговых хребтов Южной Атлантики // Геотектоника. 1998. № 4. С. 41–52.
12. Рыжова Д.А., Коснырева М.В., Дубинин Е.П., Булычев А.А. Строение тектоносферы Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов по геофизическим данным // Вестн. МГУ. Сер.4. Геология. 2021. № 6. С. 20–29.
13. Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Куренцова Н.А. и др. Пролив Дрейка и море Скоша — океанские ворота Западной Антарктики. — В кн.: *Строение и история развития литосферы*. — Т. 4 — *Вклад России в Меж-*

- дународный Полярный год. — М.: Paulsen, 2010. С. 66–90.
14. Шемента А.Н. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10–19.
 15. Ben-Avraham Z., Hartnady C.J.H., le Roex A.P. Neotectonic activity on continental fragments in the Southwest Indian Ocean: Agulhas Plateau and Mozambique Ridge // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100. B4. P. 6199–6111.
 16. Bradford M.C., Hailwood E.A. Magnetostratigraphy of Sediments from Sites 701 and 702. — In: *SubAntarctic South Atlantic. — Proceedings of Scientific Results ODP, Leg. 114.* — (Ocean Drilling Program, Sci. Prospects. College Station, TX. 1991. Vol. 114). P. 359–366.
 17. Brenner C., La Brecque J.L. Bathymetry of the Georgia Basin and environs. — In: *Sub-Antarctic South Atlantic. — Proc. Sci. Results ODP, Leg. 114.* — (Ocean Drilling Program, Sci. Prospects. College Station, TX. 1988. Vol. 114). P. 23–26.
 18. Ciesielski P.R., Kristoffersen Y., Hailwood E.A., et al. Site 698. — In: *SubAntarctic South Atlantic. — Proc. Sci. Results ODP, Leg. 114.* — (Ocean Drilling Program, Sci. Prospects. College Station, TX. 1988. Vol. 114). P. 87–254.
 19. Cox K.G. Karoo igneous activity, and the early stages of the break-up of Gondwanaland. — In: *Magmatism and the Causes of Continental Break-Up.* — Ed. by B.C. Storey, T. Alabaster, R.J. Pankhurst — (Geol. Soc., London, Spec. Publ. 1992. Vol. 68). P. 137–148.
 20. Eagles G., Jokat W. Tectonic reconstructions for paleobathymetry in Drake Passage // *Tectonophysics*. 2014. Vol. 611. P. 28–50.
 21. Eagles G., König M. A model of plate kinematics in Gondwana breakup // *Geophys. J. Int.* 2008. Vol. 173. P. 703–717.
 22. Evans H.F., Westerhold T., Channell J.E.T. ODP Site 1092: Revised Composite Depth Section has Implications for Upper Miocene 'Cryptochrons' // *Geophys. J. Int.* 2004. Vol. 156. No. 2. P. 195–199.
 23. Fischer M.D., Uenzelmann-Neben G., Jacques G., Werner R. The Mozambique Ridge: A document of massive multistage magmatism // *Geophys. J. Int.* 2017. Vol. 208. No. 1. P. 449–467.
 24. Galindo-Zaldivar J., Balanya J., Bohoyo F., Jabaloy A. Active crustal fragmentation along the Scotia–Antarctic plate boundary east of the South Orkney Microcontinent (Antarctica) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. Vol. 204. P. 33–46.
 25. Gohl K., Uenzelmann-Neben G. The crustal role of the Agulhas Plateau, southwest Indian Ocean: Evidence from seismic profiling // *Geophys. J. Int.* 2001. Vol. 144. P. 632–646.
 26. Hanyu T., Nogi Y., Fujii M. Crustal formation and evolution processes in the Natal Valley and Mozambique Ridge, off South Africa // *Polar Science*. 2017. Vol. 13. P. 66–81.
 27. Hastie W.W., Watkeys M.K., Aubourg C. Magma flow in dyke swarms of the Karoo LIP: implications for the mantle plume hypothesis. // *Gondwana Research*. 2014. Vol. 25. P. 736–755.
 28. Hoernle K., Schwindrofska A., Werner R., van den Bogaard P., Hauff F., Uenzelmann-Neben G., Garbe-Schönberg D.D. Tectonic dissection and displacement of parts of Shona hotspot volcano 3500 km along the Agulhas-Falkland Fracture Zone // *Geology*. 2016. Vol. 44. No. 4. P. 263–266.
 29. Jacques G., Hauff F., Hoernle K. et al. Nature and origin of the Mozambique Ridge, SW Indian Ocean // *Chem. Geol.* 2019. Vol. 507. P. 9–22.
 30. Kent D.V., Gradstein F.M. A Jurassic to recent chronology. — In: *The Western North Atlantic Region.* — (GSA. 1986. Vol. M). P. 45–50.
 31. König M., Jokat W. The Mesozoic breakup of the Weddell Sea // *J. Geophys. Res.* 2006. Vol. 111. P. 1–28.
 32. König M., Jokat W. Advanced insights into magmatism and volcanism of the Mozambique Ridge and Mozambique Basin in the view of new potential field data // *Geophys. J. Int.* 2010. Vol. 180. No. 1. P. 158–180.
 33. Kristoffersen Y., Labrecque J. On the tectonic history and origin of the Northeast Georgia Rise. — In: *SubAntarctic South Atlantic. — Proc. Sci. Results ODP, Leg. 114.* — (Ocean Drilling Program, Sci. Prospects. College Station, TX. 1991. Vol. 114). P. 23–38.
 34. Labrecque J.L., Ciesielski P.F., Clement B. Sub-Antarctic South Atlantic. — in: *Proceedings of Scientific Results ODP, Leg. 114.* — (Ocean Drilling Program, Sci. Prospects. 1987. Vol. 114), p. 135.
 35. Labrecque J.L., Hayes D.E. Seafloor spreading history of the Agulhas Basin // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1979. Vol. 45. No. 2. P. 411–428.
 36. Laughton A.S., Matthews D.H., Fisher R.L. The structure of the Indian Ocean. — In: *The Sea; Ideas and Observations.* — Ed. by M. Hill, (NY, USA. 1970. Vol. 4. Is. 2). P. 543–586.
 37. Lawver L.A., Gahagan L.M., Dalziel I.W.D. A tight fit-early Mesozoic Gondwana: A plate reconstruction perspective // *Mem. Nat. Inst. Polar Res. Spec.* 1998. Iss. 53. P. 214–229.
 38. Le Roex A., Class C., O'Connor J., Jokat W. Shona and discovery aseismic ridge systems, South Atlantic: Trace element evidence for enriched mantle sources // *J. Petrol.* 2010. Vol. 51. No. 10. P. 2089–2120.
 39. Leinweber V.T., Jokat W. The Jurassic history of the Africa–Antarctica corridor — new constraints from magnetic data on the conjugate continental margins // *Tectonophysics*. 2012. Vol. 530–531. P. 87–101.
 40. Marks K.M., Stock J.M. Evolution of the Malvinas Plate south of Africa // *Marin. Geophys. Res.* 2001. Vol. 22. P. 289–302.
 41. Marks K.M., Tikku A.A. Cretaceous reconstructions of East Antarctica, Africa and Madagascar // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. Vol. 186. P. 479–495.
 42. Martos Y.M., Galindo-Zaldivar J., Catalán M., Bohoyo F., Maldonado A. Asthenospheric Pacific-Atlantic flow barriers and the West Scotia Ridge extinction // *J. Geophys. Res.* 2014. Vol. 41. P. 43–49.

43. *Matsinhe N.D., Tang Y., Li C.F. et al.* The crustal nature of the northern Mozambique Ridge, Southwest Indian Ocean // *Acta Oceanologica Sinica*. 2021. Vol. 40. No. 7. P. 170–182.
44. *Meyer B., Chulliat A., Saltus R.* Derivation and Error Analysis of the Earth Magnetic Anomaly Grid at 2 arc min Resolution Version 3 (EMAG2v3) // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2017. Vol. 18. P. 4522–4537.
45. *Mueller C.O., Jokat W., Schreckenberger B.* The crustal structure of Beira High, central Mozambique—Combined investigation of wide-angle seismic and potential field data // *Tectonophysics*. 2016. Vol. 683. P. 233–254.
46. *Mueller C.O., Jokat W.* The initial Gondwana break-up: A synthesis based on new potential field data of the Africa-Antarctica Corridor // *Tectonophysics*. 2019. Vol. 750. P. 301–328.
47. *Muller R.D., Sdralias M., Gaina C., Roest W.R.* Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. Vol. 9. No. 4. P. 1–19.
48. *Parsieglia N., Gohl K., Uenzelmann-Neben G.* The Agulhas Plateau: Structure and evolution of a large igneous province // *Geophys. J. Int.* 2008. Vol. 174. P. 336–350.
49. *Pérez Díaz L., Eagles G.* Constraining South Atlantic growth with seafloor spreading data // *Tectonics*. 2014. Vol. 33. No. 9. P. 1848–1873.
50. *Raymond C.A., LaBrecque J.L., Kristoffersen Y.* Islas Orcadas Rise and Meteor Rise: The tectonic and depositional history of two aseismic plateaus from sites 702, 703, and 704. — In: *Sub-Antarctic South Atlantic*. — Proc. Sci. Results ODP, Leg. 114. — (Ocean Drilling Program, Sci. Prospects. College Station, TX. 1991. Vol. 114). P. 5–22.
51. *Reeves C. V. et al.* Insight into the Eastern Margin of Africa from a new tectonic model of the Indian Ocean // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 2016. Vol. 431. No. 1. P. 299–323.
52. *Reeves C.V., de Wit M.J.* Making ends meet in Gondwana: retracing the transforms of the Indian Ocean and reconnecting continental shear zones // *Terra Nova*. 2000. Vol. 12. No. 6. P. 272–282.
53. *Riley T.R., Leat P.T., Curtis M.L., Millar L.L., Fazal A.* Early-Middle Jurassic dolerite dykes from western Dronning Maud Land (Antarctica): Identifying mantle sources in the Karoo large igneous province // *J. Petrol.* 2005. Vol. 46. P. 1489–1524.
54. *Sandwell D.T., Müller D., Smith W.H.F., Garcia E., Francis R.* New global marine gravity from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // *Science*. 2014. Vol. 346. No. 6205. P. 65–67.
55. *Schaeffer A.J., Lebedev S.* Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone // *Geophys. J. Int.* 2013. Vol. 194. P. 417–449.
56. *Schimschal C.M., Jokat W.* The Falkland Plateau in the context of Gondwana breakup // *Gondwana Research*. 2019. Vol. 68. P. 108–115.
57. *Shemenda A.I., Grokholsky A.L.* A formation and evolution of overlapping spreading centers (constrained on the basis of physical modeling) // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 199. P. 389–404.
58. *Shemenda A.I., Grokholsky A.L.* Physical modeling of slow seafloor spreading // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. P. 9137–9153.
59. *Simmons N.A., Myers S.C., Johannesson G., Matzel E.* LLNL-G3Dv3: Global P wave tomography model for improved regional and teleseismic travel time prediction // *J. Geophys. Res.* 2012. Vol. 117. No. B10. P. 1–28.
60. *Simpson E.S.W., Schlich R., et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. — (Washington, U.S. Govern. Print. Office. 1974. Vol. 25). P. 1–873.
61. *Sleep N.H.* Ridge-crossing mantle plumes and gaps in tracks // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2002. Vol. 3. No. 12. P. 1–33.
62. *Thompson J. O., Moulin M., Aslanian D., de Clarens P., Guillocheau F.* New starting point for the Indian Ocean: Second phase of breakup for Gondwana // *Earth-Science Rev.* 2019. Vol. 191. P. 26–56.
63. *Torsvik T.H., Rouse S., Labails C., Smethurst M.A.* A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin // *Geophys. J. Int.* 2009. Vol. 177. No. 3. P. 1315–1333.
64. *Tucholke B.E., Houtz R.E., Barrett D.M.* Continental crust beneath the Agulhas Plateau, Southwest Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86. P. 3791–3806.
65. *Vérard C., Flores K., Stampfli G.* Geodynamic reconstructions of the South America–Antarctica plate system // *J. Geodynamics*. 2012. Vol. 53. P. 43–60.

Structure of the Lithosphere and Conditions of Formation of Oceanic Rises in the Sub-Antarctic Sector of the South Atlantic Using Density and Physical Modeling

E. P. Dubinin^{a, b}, D. A. Ryzhova^{a, b, *}, A. I. Chupakhina^a, A. L. Grokholsky^a, A. A. Bulychev^b

^a*Earth Science Museum (The Natural History Museum) at Lomonosov Moscow State University, bld.1, Leninsky Gory, 119991 Moscow, Russia*

^b*Lomonosov Moscow State University, Geological Faculty, bld.1, Leninsky Gory, 119991 Moscow, Russia*

*e-mail: dasha_0292r@mail.ru

The kinematic reorganization of plate boundaries, accompanied by the cessation of old spreading centers and the formation of new ones, and manifestations of plume magmatic activity in the southeastern part of the

Antarctic sector of the South Atlantic led to the formation of a complex structural plan of the region. As a result of these processes, a system of ridges, rises, and plateaus with varying morphological expressions and different geophysical characteristics were formed. Results of density modeling of the crust and lithosphere structure along profiles extending from the Falkland Plateau to the Mozambique Ridge and crossing a series of rises and ridges separated by deepwater basins showed that rises have different crustal structures, indicating different origins. The conditions for the formation of different types of submarine rises were studied based on physical modeling. A new experimental model of lithosphere and submarine rises formation in the region was constructed, in which the fracture of the large Agulhas magmatic province into the Agulhas Plateau and the North-east Georgia rise played an important role, as did the accretion of oceanic crust on the Agulhas spreading ridge and subsequent jump of the spreading axis, leading to the cessation of spreading on this ridge and the formation of the southern segment of the Mid-Atlantic Ridge and its associated Meteor and Islas Orcadas rises. Jumps of spreading axes, accompanied by the periodic activity of hotspots, played an important role in the formation of submarine rises of different genetic types, which determined the different structures of their crust.

Keywords: lithosphere, crust, spreading, Near-Antarctic part of the South Atlantic, Mid-Oceanic Ridge, Mid-Atlantic Ridge, paleo-ridge, sub-marine rises, magmatic provinces, density and physical modeling

УДК 551.24

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВНУТРИОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОДУЖНЫХ СИСТЕМ: ЭКСПАНСИВНЫЙ (ИДЗУ-БОНИН-МАРИАНСКИЙ), АККРЕЦИОННЫЙ (НЕМУРО-ОЛЮТОРСКИЙ) И СТАЦИОНАРНЫЙ (АЛЕУТСКИЙ) ТИПЫ

© 2023 г. В. Д. Чехович¹, *, А. Н. Сухов¹

¹Геологический институт РАН, Пыжевский пер., д. 7, 119017 Москва, Россия

*e-mail: vadimchekhovich@mail.ru

Поступила в редакцию 17.05.2023 г.

После доработки 30.05.2023 г.

Принята к публикации 23.06.2023 г.

Авторами предложена типизация внутриокеанических островодужных систем по геодинамике их развития в океаническом пространстве. Существующие в настоящее время и реконструируемые (представленные террейнами на окраинах континентов) внутриокеанические островодужные системы позднего мезозоя–кайнозоя подразделяются на экспансивный, аккреционный и стационарный типы. Системы экспансивного типа (Идзу–Бонин–Марианский и Малых Антильских островов), разрастаются как в сторону субдуцирующей океанической плиты, так и в сторону свободного океанического пространства, — их геодинамика определяется процессами в океанических плитах. Мантийные течения под нависающей литосферной плитой направлены на встречу субдуцирующей плите. Аккреционные системы, типа Олюторско–Восточно–Камчатской, Немуро–Мало–Курильской и Талкитна, завершили свое развитие в составе активных окраин континентов. Палеотектоническая реконструкция подобных систем показывает, что эти системы в процессе своего развития уменьшались до реликтовых террейнов, тектонически совмещенных с континентальными окраинами. Геодинамика внутриокеанических систем аккреционного типа также зависит от процессов в океанических плитах, однако приводит к обратному результату по сравнению с экспансивными системами. Это связано с противоположным, по сравнению с экспансивным типом, направлением мантийных течений под нависающей плитой, т.е. совпадающим по направлению с мантийным течением под поглощаемой плитой. Стационарная Алеутская островодужная система является межконтинентальной и ее развитие в пространстве, также как формирование внутренних структур (палеогеновая островная дуга хребта Бауэрс), зависело от различия в относительном перемещении Евразийской и Северо–Американской литосферных плит. Наиболее специфической особенностью этой системы является отсутствие признаков раскрытия тыловодужного бассейна, что неизменно характеризует экспансивные и аккреционные островодужные системы. Предполагается, что эта специфическая особенность системы может быть связана с мантийным течением под нависающей плитой, которое имеет поперечное направление по отношению к направлению субдуцирующей плиты. Алеутская система, от момента своего формирования, была и осталась автохтонной по отношению к Северо–Американскому и Евразийскому континентам.

Ключевые слова: геодинамика, внутриокеанические островодужные системы, субдуцирующая плита, активная окраина континента, мантийное течение, движение литосферных плит, мезозой–кайнозой

DOI: 10.31857/S0016853X23040045, **EDN:** ZZFNDU

ВВЕДЕНИЕ

Понятие “островодужная система”, введенное Каригом [68, 69], включает действующую вулканическую островную дугу, окраинные моря с различными внутренними структурами — остаточные дуги, междуговые бассейны, зоны, связанные с действием плюмов, тектонические сооружения на коре окраинного моря, а также окраины кон-

тинентов различной геодинамической природы. Теоретическим вопросам формирования и развития именно внутриокеанических островодужных систем посвящены работы [62, 79, 96].

Среди существующих в настоящее время и реконструируемых (представленных террейнами на окраинах континентов) внутриокеанических островодужных систем позднего мезозоя–кайнозоя по различному характеру геодинамического раз-

вития в пространстве отчетливо выделяются системы экспансивного, аккреционного и стационарного типов.

Системы экспансивного типа, ярким примером которой является Идзу-Бонин–Марианская, разрастаются либо в сторону субдуцирующей океанической плиты, либо в сторону свободного океанического пространства, с образованием задуговых бассейнов, остаточных и действующих островных дуг [62, 64, 74, 79]. Этот процесс продолжается и в настоящее время, в ходе раскрытия междуговых бассейнов — Огасавара в тылу действующей Идзу-Бонинской дуги и Западно-Марианского в тылу Марианской дуги.

Аккреционные системы, завершившие свое развитие, включены в состав активных окраин континентов. Их геологическое прошлое может быть реконструировано только при геологических, петролого-геохимических, изотопных и палеомагнитных исследованиях, подобно Олюторско-Восточно-Камчатской, Немуро-Мало-Курильской и Кроноцкой системам [14, 15, 25, 26].

К стационарным типам может быть отнесена Алеутская островодужная система, которая является межконтинентальной и ее развитие в пространстве, также как формирование внутренних структур (хребет Бауэрс) зависело от относительного перемещения Евразийской и Северо-Американской литосферных плит. Наиболее специфической чертой этой системы является отсутствие признаков раскрытия тыловодужного бассейна, что неизменно характеризует экспансивные и аккреционные островодужные системы [40].

Настоящая работа имеет своей целью, после общей характеристики типов исследуемых островодужных систем, предпринять попытку систематизации их специфических особенностей геодинамики и общих черт эволюции.

ЭКСПАНСИВНЫЙ ТИП

Экспансивный тип островодужных систем представлен Идзу-Бонин–Марианской системой в центральной и северо-западной частях Тихоокеанской окраины и Мало-Антильской системой в центре западной части Атлантической окраины.

Идзу-Бонин–Марианская островодужная система

Идзу-Бонин–Марианская островодужная система входит в состав Филиппинской литосферной плиты [103, 111] (рис. 1). Эта система является наиболее изученной с применением самых различных методов исследований [74, 96, 103, 104]. Филиппинская плита отделена от Тихого океана Идзу-Бонинским и Марианским глубоководными желобами, а от вулканических дуг окраины юго-восточной Азии (Сикоку, Рюкю и Филип-

пинской) глубоководными желобами — Нанкайским и Рюкю на севере и Минданао (или Филиппинским) на юге.

Между конечными районами распространения желобов Рюкю и Филиппинским располагается область (~300 км по простиранию) сложного сочленения Идзу-Бонин–Марианской островодужной системы с современной вулканической дугой Лусон. Раннемеловой возраст коры получен для бассейна Хуатунг (131–119 млн лет) [47]. Подводный хребет Гагуа, отделяет этот бассейн от Западно-Филиппинской котловины Идзу-Бонин–Марианской островодужной системы (рис. 1).

На севере котловины выделяется область Амами-Оки–Дайто сложного строения с до эоценовыми террейнами типа океанических островов (OIB) [63, 64]. Наиболее древний возраст коры на севере Западно-Филиппинской котловины определен 55 млн лет [64]. Эта кора рассматривается как реликт нависающей плиты при начале формирования Идзу-Бонин–Марианской островодужной системы.

Зона разлома в центральной части Западно-Филиппинской котловины интерпретируется как след спредингового хребта бассейна, формировавшегося в период 54–33 млн лет [74]. Однако как состав вулканитов, так и скоростные характеристики земной коры к северу и югу от этого спредингового хребта существенно различны и до сих пор мало объяснимы [104].

Хребет Кюсю-Палау, ограничивающий Западно-Филиппинскую котловину с востока, рассматривается как остаточная островная дуга позднеэоцен–раннеолигоценового возраста, на что указывает возраст базальтов, пройденных скважиной 448 глубоководного бурения [95]. Существует мнение, что 25 млн лет назад произошел раскол этой дуги, в результате чего между остаточной дугой, за дугой Западно-Марианского хребта начал формироваться междуговой бассейн Паресе-Вела [95], что полностью соответствует принципиальной модели Д.Карига [68, 69].

Современный анализ всех имеющихся данных позволяет считать, что хребет Кюсю-Палау включает в себя также реликты первоначальной палео-Идзу-Бонин–Марианской системы [104].

Между завершившей свое активное развитие в миоцене дугой Западно-Марианского хребта и современной Идзу-Бонин–Марианской вулканической островной дугой располагаются плиоцен-современные междуговые структуры Марианского бассейна с океаническим типом коры и трога Нисиносима [99].

Геодинамические следствия. Приведенное описание показывает, что заложение и эволюция Идзу-Бонин–Марианской островодужной системы обязано только постоянной субдукции океанической плиты. Инициация зоны субдукции, связана

с глобальной геодинамической перестройкой Пацифики 60–50 млн лет назад [49]. Принципиальной отличительной чертой эволюции Идзу-Бонин–Марианской системы является последовательное приращение областей окраинных бассейнов и островных дуг при отступании глубоководного желоба (зоны субдукции) в сторону Пацифики [96, 104].

Важными элементами строения Филиппинского сегмента, присущими внутриокеаническим дугам в начальной фазе их развития, являются бонинитовые комплексы, залегающие в основании преддуговых разрезов Идзу-Бонин–Марианской островодужной системы и прослеживаемые вдоль глубоководных желобов, по данным глубоководного бурения на 3000 км [62, 74]. Этот факт также отличает строение Идзу-Бонин–Марианской островодужной системы от Восточно-Камчатской и Олюторской, Немуро–Мало-Курильской и Алеутской в пределах которых бониниты не были обнаружены, несмотря на проведенные исследования [40].

В соответствии с палеомагнитными данными [108] начальное формирование Филиппинской литосферной плиты происходило южнее экватора с последующим значительным ~3000 км перемещением и вращением таких крупных структур, как Западно-Филиппинский бассейн. Современные реконструкции предполагают, что инициация зоны субдукции Идзу-Бонин–Марианской системы и, собственно, возникновение литосферной плиты Филиппинского моря, произошло в юго-восточной части длительно существовавшего трансформного разлома Кингдао, ограничивавшего океанические плиты Изанаги и Тихоокеанскую.

В пределах современного складчатого сооружения Филиппинского архипелага, ограничивающего с запада Идзу-Бонин–Марианскую островодужную систему, начиная с поздней юры, совмещены офиолитовые комплексы разного возраста (поздняя юра, ранний и поздний мел, ранний кайнозой) и различной геодинамической природы (океанические и надсубдукционные) [48]. Эта ситуация расшифровывается как последовательная аккреция задуговых бассейнов и островных дуг, наращивавших континентальную окраину до приближения Филиппинской литосферной плиты (рис. 2).

Таким образом, Филиппинская литосферная плита вплоть до миоцена не была связана со своим современным западным обрамлением, развитие которого в меловое и палеогеновое время происходило совершенно независимо [50, 108, 110]. Приведенные данные и построения приводят к выводу о том, что Идзу-Бонин–Марианская островодужная система является аллохтонной по от-

ношению к азиатской окраине, в отличие от Японской, Курильской и Алеутской.

Инициация субдукции привела к последующему непрерывному расширению островодужной системы [50]. Один из вариантов такой экспансии в сторону Тихого океана предложен в работе [95, 96] и может приниматься для времени, которое предшествовало началу субдукции западной части Филиппинской плиты под окраину Азиатского континента. Однако для этого же времени не может быть исключена и возможность расширения плиты в противоположном направлении – в сторону океанического пространства, обрамлявшего восточную окраину Азии.

Индо-Евразийская коллизия, произошедшая 50–45 млн лет назад обусловила появление мощных мантийных потоков широтного и северо-восточного направления, что подтверждается как математическими расчетами напряжений, так и появлением изверженных пород с особыми индо-тихоокеанскими геохимическими характеристиками [62, 87]. По данным мантийной анизотропии в мантии под областью Идзу-Бонин–Марианской островодужной системы, рассчитанные для глубин 50 и 200 км, мантийные течения ориентированы с запада на восток [67].

Островодужная система Малых Антильских островов

Островодужная система Малых Антильских островов является восточной частью Карибской литосферной плиты, под которую субдуцирует океаническая литосфера Атлантики вдоль глубоководного желоба Пуэрто Рико [33, 35, 54, 82] (рис. 3).

В систему Малых Антильских островов входят Венесуэльская океаническая котловина, подводный хребет Авес, междуговой бассейн Гренада, гряда известняковых и вулканических островов Малых Антильских островов и сложно построенная аккреционная призма вплоть до границы с глубоководным желобом (рис. 4).

Венесуэльская котловина. Данная котловина расположена в восточной части Карибского бассейна и ограничена [47, 54]:

- на западе – поднятием Беата;
- на востоке – подводным хребтом Авес;
- на севере – островными склонами Больших Антильских островов, которые в восточной части осложнены желобом Муэртос;
- на юге – островной грядой Подветренных Малых Антильских островов с Венесуэльским желобом, расположенным к северу от подводного хребта Кюрасао.

Интерпретация симметричных магнитных аномалий показывает возраст коры Венесуэльской

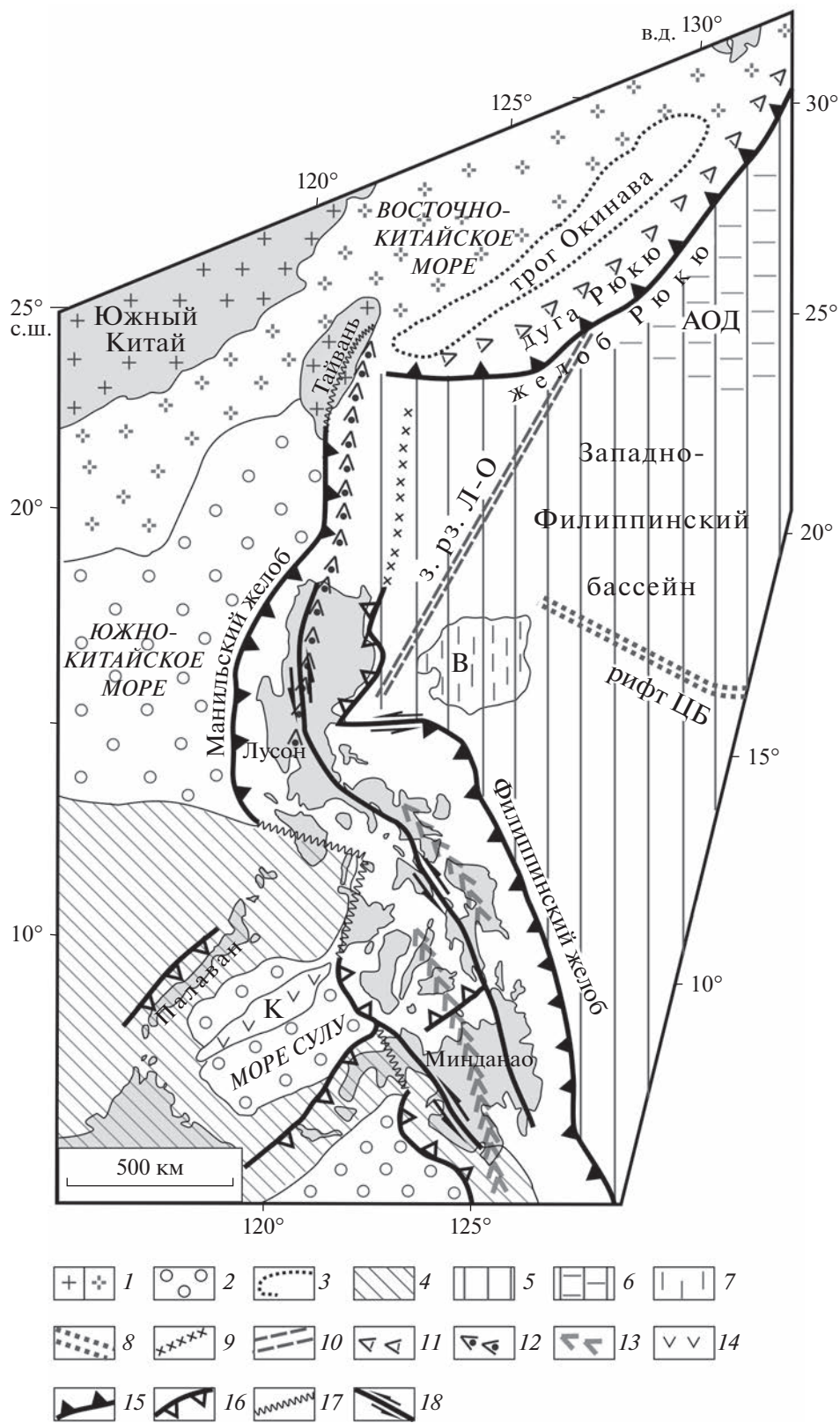


Рис. 2. Тектоническая схема западного обрамления Филиппинской литосферной плиты (с использованием данных [104, 111]).

Евразийская литосферная плита (1–4): 1 – Евразийский континент: а – суша, б – шельф; 2 – задуговой бассейн Южно-Китайского моря с океанической корой; 3 – трог Окинава с утоненной континентальной корой; 4 – микроконтинентальный блок Палаван; Филиппинская литосферная плита (5–10): 5 – Западно-Филиппинский бассейн; 6 – композитная область Амами–Оки–Дайто (А–О–Д); 7 – океаническое вулканическое поднятие Бенхам (Б); 8 – рифт Центрального бассейна (ЦБ); 9 – подводный хребет Гагуа; 10 – зона разломов Лусон – Окинава (з. рз. Л–О); Островные дуги (11–14): 11 – дуга Рюкю; 12 – дуга Лусон; 13 – Филиппинская дуга; 14 – ремнантная дуга (подводный хребет Кайаган в море Сулу); 15 – активные зоны субдукции; 16 – остаточные поверхностные структуры зон субдукции; 17 – коллизионные границы; 18 – сдвиги

котловины 92–108 млн лет, определяемой как восточная часть Карибской крупной магматической провинции [54, 57, 82].

В восточной части Венесуэльской котловины фиксируется северо-восточная ориентировка магнитных аномалий перед поднятием хребта Авес, что заметно отличается от субмеридиональных аномалий запада Венесуэльской котловины [54, 56].

Было выявлено, что мощность консолидированной земной коры восточнее хребта Авес в области северо-восточных магнитных аномалий, почти вдвое меньше мощности подобной коры Карибского вулканического плато в пределах Венесуэльской котловины [90] (рис. 5).

Эти данные позволяют рассматривать эту часть Венесуэльской котловины как тыловую структуру островной дуги хребта Авес.

Ограничение южного борта впадины проходит вдоль северного подножия подводного хребта Кюрасао, сложенного мощной (до 14 км) толщей дислоцированных осадочных пород. Кора котловины погружается под окраину континента с образованием аккреционной призмы хребта Кюрасао. На севере Венесуэльской котловины желоб Муэртос отделяет ее от складчатых структур дуги Больших Антильских остров. Внешний склон желоба характеризуется падающими под островную террасу разрывами.

Это позволяет рассматривать северную границу Венесуэльской котловины как конвергентную. Расчеты по мгновенной кинематике вращения Северной Америки по отношению к Южной дают скорость схождения 0.2 см/год, что подтверждает приведенные соображения [90] (рис. 6).

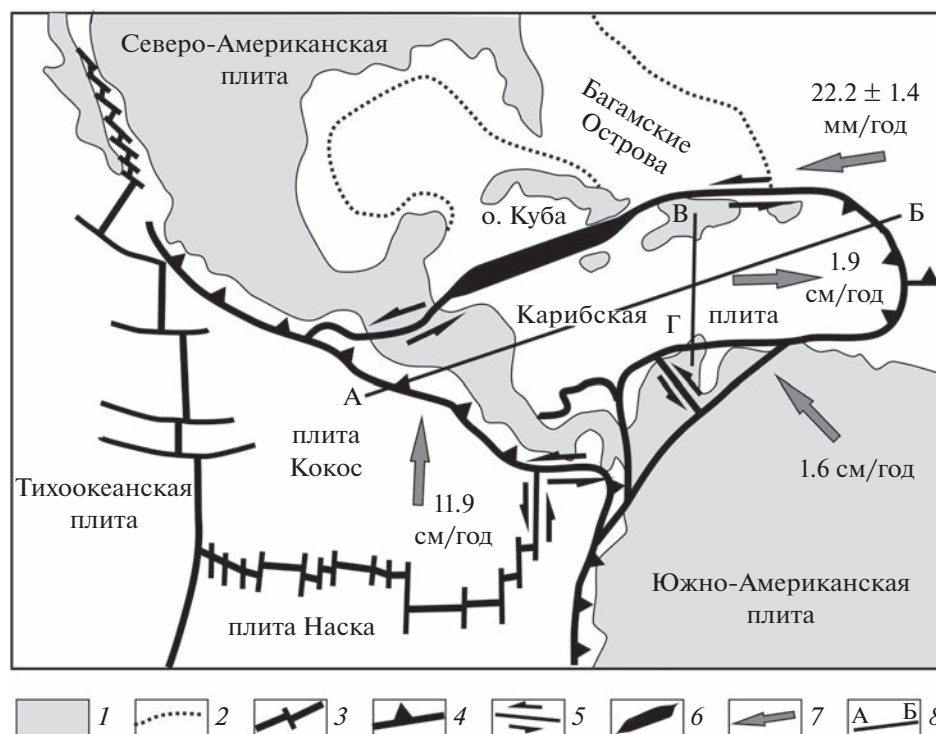


Рис. 3. Принципиальные структуры Мексикано-Карибского региона.

1 – суша; 2 – акватории (точки – граница шельфа); 3 – спрединговые хребты; 4 – зона субдукции; 5 – сдвиги; 6 – глубоководная впадина Бартлетт; 7 – направление перемещения океанических и континентальных плит; 8 – линии профилей А–Б и В–Г (см. рис. 5 и рис. 6)

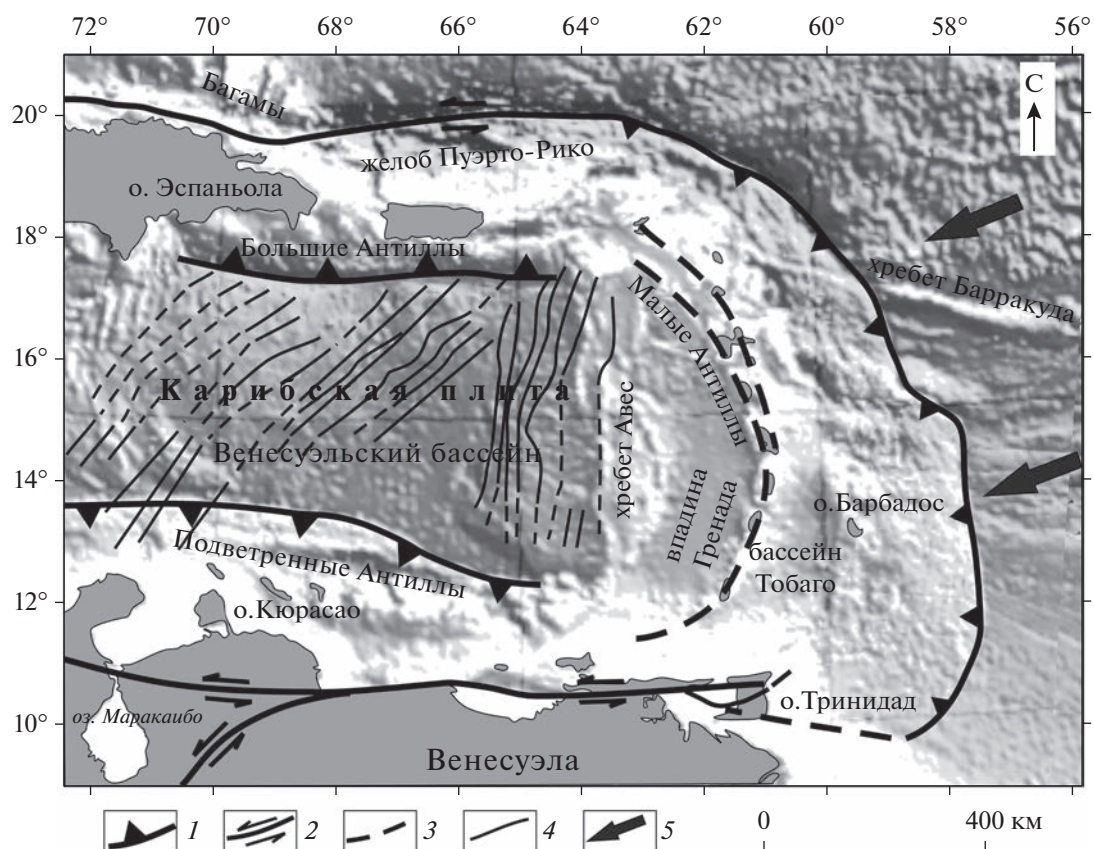


Рис. 4. Схема строения островодужной системы Малых Антильских островов (по данным [37, 54]).

1 – зоны субдукции и подвига; 2 – сдвиги; 3 – островная дуга Малых Антильских островов, раздвоенная в северной части: восточная – Известняковые Антиллы, западная – Вулканические Антиллы; 4 – полосовые магнитные аномалии в Венесуэльском бассейне и в тыловом прогибе мел-палеоценовой дуги Авес; 5 – направление перемещения океанической коры Атлантики

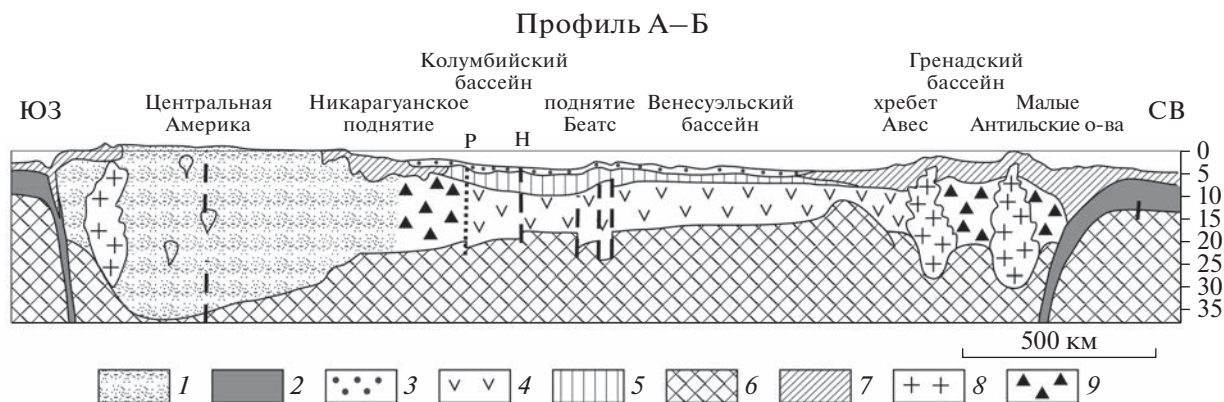


Рис. 5. Продольный профиль через Карибскую литосферную плиту (по [90], с изменениями).

1–2 – кора: 1 – континентальная, 2 – океаническая; 3 – кайнозойский осадочный чехол; 4 – кора Карибского океанического плато; 5 – меловой вулканогенно-осадочный чехол; 6 – мантия; 7 – аккреционные призмы; 8 – субдукционные интрузивные тела; 9 – кора пред-дуговых и междугловых бассейнов

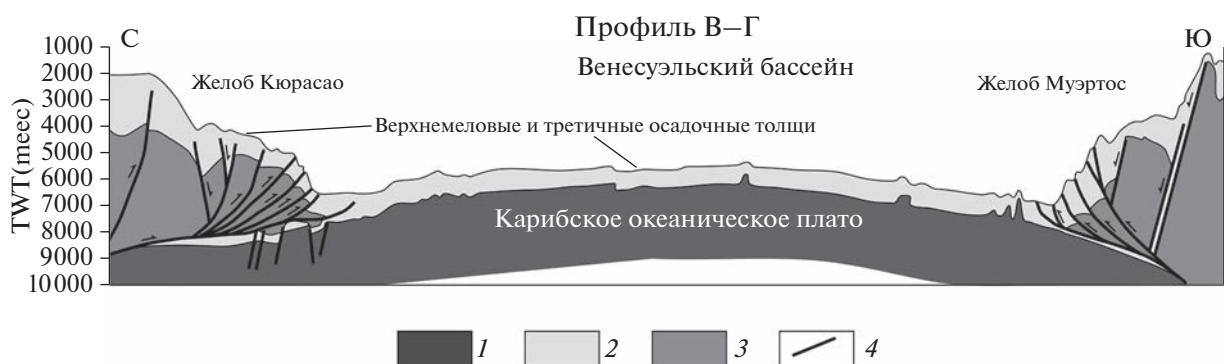


Рис. 6. Поперечный профиль через Карибскую литосферную плиту (по данным [54]).

1 — магматические комплексы Карибского океанического плато; 2 — верхнемеловые и кайнозойские осадочные комплексы чехла Карибского плато; 3 — складчатые комплексы Венесуэльской и Пуэрто-Риканской окраин Венесуэльского бассейна; 4 — разломы

Поднятие Авес. Оно протягивается в меридиональном направлении и разделяет Венесуэльскую и Гренадскую впадины. Мощность земной коры хребта Авес составляет 27 км [31, 41]. При драгировании склонов подводных гор были подняты в основном вулканические породы и гранитоиды [53]. Изотопный возраст гранодиоритов определяется в 75 млн лет, а осадочные породы по микрофауне имеют возраст средний эоцен—средний плейстоцен [90]. Новые данные, полученные по драгировкам последних лет, свидетельствуют о присутствии до-туронских вулканитов [53]. Большинство исследователей рассматривает поднятие Авес как позднемеловую-палеоценовую структуру островодужной природы [41, 56, 90].

Впадина Гренада. Она расположена между поднятием Авес и грядой Малых Антилл. По последним данным многоканальных сейсмических исследований, бассейн Гренада характеризуется корой океанического типа лишь в своей южной наиболее глубокой части [53]. Северная же его часть близка по своему строению подводного поднятия Авес.

Островная дуга Малых Антильских островов. Она образует слабовыпуклую к востоку дугу, протягивающуюся от пролива Анегада, отделяющего их от системы Больших Антильских островов, к континентальному склону Южно-Американского континента в районе 62° з.д. Ширина подводной основной террасы в южной части Малых Антильских островов составляет всего 40–60 км, к северу от острова Доминик — 100–120 км и дуга выражена двумя грядами островов.

На всех островах, входящих в арх. Малых Антильских островов самые древние отложения представлены эоценом. Однако на острове Дезирад обнаружены юрско-меловые образования островодужной природы [38]. Существуют два предположения о развитии этой части гряды [38]:

— гряда в этой части может являться продолжением дуги Больших Антилл, хотя ее развитие началось только в барреме—апте;

— эта часть гряды может быть отражением самостоятельной островной дуги в период раннего развития Карибской плиты с зоной субдукции восточного направления.

В раннем плиоцене начинается плиоцен—современный этап вулканизма Малых Антильских островов. Ось максимального распространения в северной двойной цепи островов сместилась к западу на несколько десятков километров, в южной, одинарной цепи — на первые километры. Коррелятивная связь вулканизма Малых Антильских островов с расположенной к востоку сейсмофокальной зоной не вызывает сомнений. Наклоненное на запад положение сейсмических границ океанической плиты хорошо увязывается с положением и наклоном сейсмофокальной зоны, прослеженной под Малыми Антильскими островами до глубины 200 км [35].

Аккреционная призма Малых Антильских островов (или поднятие Барбадос). Поднятие Барбадос имеет аккреционное происхождение и представляет собой поднятую часть крупной (мощностью ~18 км) более древней, нежели современная, аккреционной призмы во фронте дуги Малых Антилл и протягивается в бассейн Тобаго [35, 36, 42, 58, 60, 106].

Геодинамические следствия

При анализе геодинамической ситуации развития островодужной системы Малых Антилл приходится разделять проблемы геодинамики раннего (юрско—до-аптского) развития Карибского вулканического плато (LIP), перемещенного из Тихого океана, как это считается большинством исследователей Карибско—Мексиканского региона [37, 54, 82, 90], и более поздними событиями, связанными с геодинамикой островодужной системы Малых Антильских островов (поздний мел—настоящее время), как это сделано в работах [56, 106].

Поскольку задачей данной работы является конкретное рассмотрение геодинамики внутриокеанических островодужных систем, то проблемам раннего развития Карибской плиты, несмотря на живой интерес к этому международного геологического сообщества [33, 36, 37, 53, 54, 90], мы можем уделить лишь опосредованное внимание. Тем не менее, проблемный вопрос — существование юрских островодужных образований в пределах северо-восточной окраины дуги Малых Антильских островов (о. Дезтрад) может быть предположительно решен именно с привлечением материалов по раннему развитию Карибской плиты, поскольку начало формирования внутриокеанической дуги Больших Антильских островов произошло позже 130 млн лет назад в апт-альбское время.

При установившемся мнении о хребте Авес, как восточном замыкании дуги Больших Антилл [28, 31, 39, 41], развитие островодужной системы Малых Антильских островов мы рассматриваем как отступление желоба в палеогене, рифтинг островодужной структуры хребта Авес, с последующим образованием междуговой впадины Гренада и дуги Малых Антильских островов.

В связи с этим предпочтительным может считаться мнение [38] о том, что геодинамическая обстановка на острове Дезирад отражает существование самостоятельной юрско-раннемеловой островной дуги в период начального развития Карибской плиты.

Еще одним необычным фактом геодинамического развития островодужной системы Малых Антильских островов служит раздвоение северной части цепи островов на известняковые (без действующих вулканов) и вулканические ветви. Исследование эоценовых и олигоценовых вулканических пород известняковых Малых Антильских островов показало, что различия между магматическими источниками действующей и затухшей ветвью островной дуги отсутствуют [36].

Эти факты свидетельствуют, что наиболее приемлемым объяснением разветвления островодужной цепи является поглощение в северной части субдукционной зоны подводных хребтов Тибурон и Барракуда Атлантического океана, приведшее, всего лишь, к выполаживанию этой части зоны субдукции. Таким образом, разветвление северной части дуги Малых Антилл является частным случаем, не меняющим геодинамическую закономерность экспансивного развития островодужной системы [28].

Островодужные системы экспансивного типа имеют следующие особенности их геодинамики.

- Спонтанная инициация субдукции в пределах свободного океанического пространства:

- либо вдоль трансформных разломов с погружением более плотной литосферы под литосферу

мантийного клина, что приводит к растягиванию и магматизму, как это предполагается для Филиппинской плиты [30];

- либо во фронтальной части не океанического плато, под которое при перемещении погружается нормальная океаническая кора, как это рассчитывается для Карибской плиты [36, 54].

- Направление мантийных течений под Филиппинской и Карибской плитами направлено на встречу (в сторону) субдуцирующей океанической плиты [41, 67, 88, 102].

- Аллохтонное формирование Идзу-Бонин-Марианской и Мало-Антильской островодужных систем относительно континентальных окраин.

- Разрастание островодужных систем либо в сторону субдуцирующей океанической плиты, либо в сторону свободного океанического пространства, с образованием задуговых бассейнов, остаточных и действующих островных дуг.

АККРЕЦИОННЫЙ ТИП

Строение внутриокеанических систем аккреционного типа выявляется лишь при анализе состава структурно-вещественных комплексов, слагающих чужеродные террейны в пределах Тихоокеанских континентальных окраин. В качестве исследованных российскими геологами и хорошо известных авторам, будут вкратце охарактеризованы Олюторский, Восточно-Камчатский и Немуро-Мало Курильский сегменты позднемеловой Немуро-Олюторской островодужной системы, представленные в современной структуре соответствующими террейнами [1, 3, 5–8, 10, 17, 18, 25, 34, 61, 94].

Олюторская островодужная система

Олюторский террейн. Олюторский террейн имеет внутриокеаническую природу, он занимает южную часть Корякского нагорья и протягивается на юго-запад по краю Камчатского перешейка, захватывая п-ов Озерный.

Террейны Олюторской островодужной системы формируют тектонический покров на кампан-маастрихтских и палеогеновых флишевых толщах укэлятского континентального склона Азии, с отчетливой границей, которая прослеживается более чем на 800 км [12, 14, 25] (рис. 7).

Величина тектонического перекрытия оценивается ~70–100 км, при мощности покрова не более 10–12 км. Флиш Укэлятской зоны надвинут на верхнемеловые терригенные толщи, перекрывающие Учхичильский континентальный блок, который по разрывам граничит с обширным полем Северо-Корякских юрско-раннемеловых террейнов океанической природы [15].

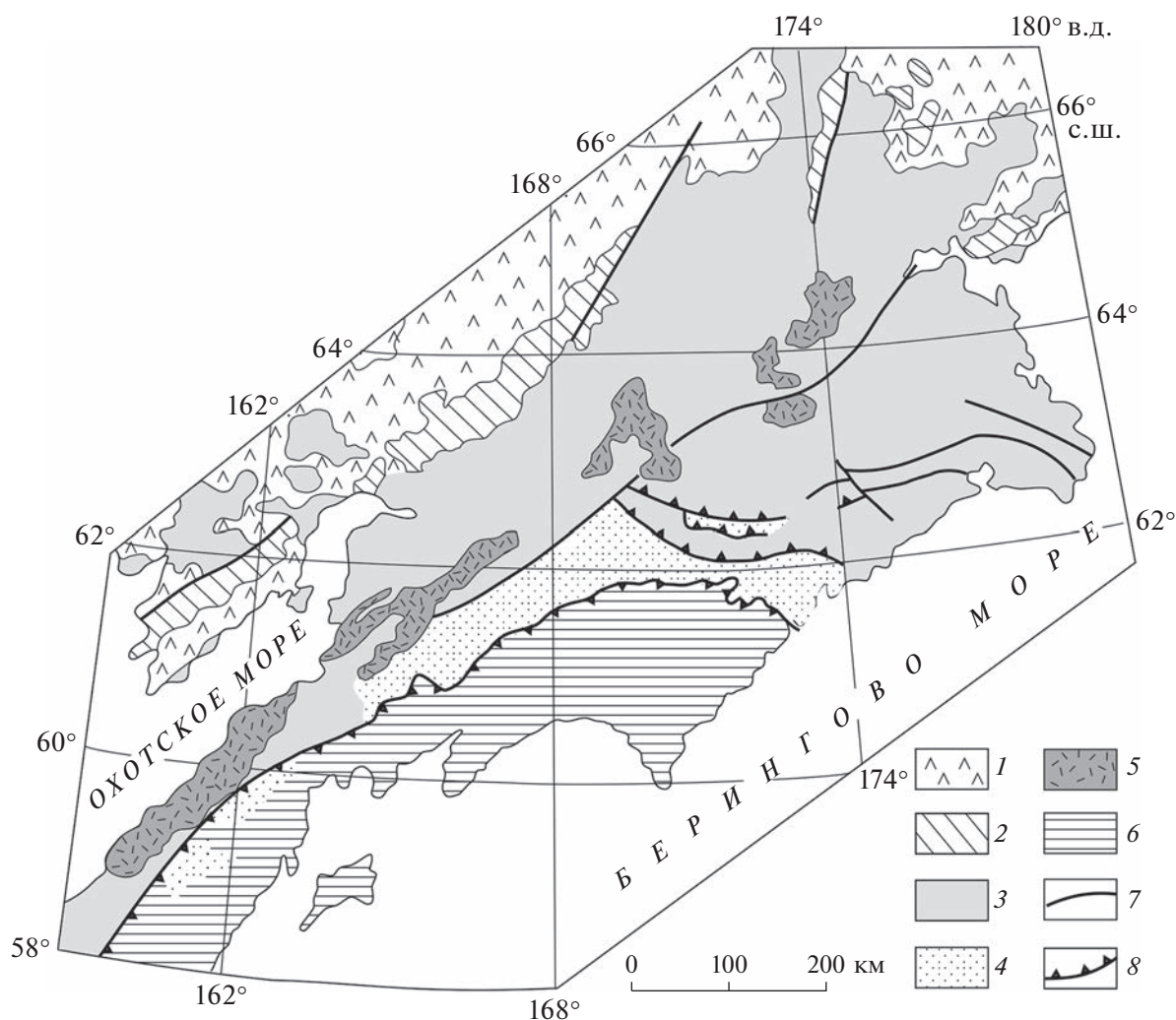


Рис. 7. Принципиальные структуры Корякского региона.

1 – Охотско-Чукотский вулканический пояс (альб–средний кампан); 2 – аккреционные комплексы Удско-Мургальской дуги (верхняя юра–нижний мел); 3 – террейны северной Корякии океанической и надсубдукционной природы; 4 – терригенные мелководные и шельфовые комплексы Учхичильского поднятия и Укэляятские флишевые толщи континентального склона (кампан–эоцен); 5 – Западно-Камчатско-Корякский вулканический пояс (средний эоцен–олигоцен); 6 – аккретированные образования внутриокеанических островных дуг (позднемеловой Олюторской и позднемеловой–палеогеновой Говенской); 7 – разломы; 8 – надвиги и тектонические покровы

Поле Северо-Корякских террейнов пересекается выходами палеогеновых вулканитов Западно-Камчатско-Корякского окраинно континентального вулканогенного пояса, протягивающегося почти на 1000 км [19]. В составе Олюторского террейна выделяется несколько субтеррейнов с различной структурно-вещественной характеристикой, определяемой их геодинамической природой.

Островодужные комплексы. Островодужные комплексы в пределах Олюторского террейна распространены наиболее широко. В составе большинства развитых здесь толщ присутствует позднемеловой кремнисто-вулканогенный комплекс. Возраст кремнисто-вулканогенного комплекса

устанавливается как коньяк–датский. Среди вулканитов присутствуют базальты и андезитобазальты как толеитовой островодужной, так и известково-щелочной серий. Анализ петролого-геохимических особенностей дает основание сделать вывод о принадлежности этих вулканических серий как тыловой (остаточной) части островной дуги [6, 18].

Комплекс глубинных магматических камер островной дуги (дунит-клинопироксенит-габбровый) составляет целый ряд массивов, в большинстве своем располагающихся вблизи фронта Ватынско-Вывенского надвига. Эти тела представляют собой бескорневые аллохтонные массы, или пластины. Все массивы дунит-клинопироксе-

нит-габбрового комплекса относятся по возрасту к позднему мелу. Исходная магма для таких расплавов отвечает базальтам островодужного типа, вследствие чего они рассматриваются как остатки промежуточных магматических камер, аналогичных по составу островодужным базальтам [3].

Комплекс N-MORB толеитовых базальтов лова окраинного моря и его осадочного чехла, выделяется в некоторых районах. Этот комплекс изучен в районах оз. Гытгын и оз. Эпильчик, на южном побережье бухты Анастасия и в центральной части Олюторского хребта (бассейн р. Ничакваям), породы этого комплекса в каждом из районов своего проявления характеризуют определенный возрастной интервал [6]:

- альб–туронский;
- сеноман–раннеконьякский;
- сантон–кампанский;
- позднесантонско–раннекампанский.

Вероятно, упомянутая ситуация связана с латеральной сменой возраста окраинноморских базальтов по мере удаления от оси или центров спрединга. Логично считать, что этот комплекс является тыловодужным по отношению к Олюторскому сегменту внутриокеанической дуги. Лавовое основание этого комплекса перекрывается осадочной толщей преимущественно кремнистого состава с весьма незначительной примесью туфогенного материала.

Восточно-Камчатский террейн. Структурно-вещественные комплексы Восточно-Камчатского террейна, в основном слагающие хребты Кумроч, Тумрок, Валагинский и Вахильский, а также восточный склон Срединного хребта, представляют (аналогичный Олюторскому террейну) латеральный ряд субтеррейнов определенной геодинамической природы — это (с запада на восток) [1, 12]:

- комплекс осадочного чехла окраинного моря (верхний мел–палеоцен);
- позднемеловой–раннепалеогеновый островодужный комплекс;
- комплекс глубинных магматических камер островной дуги;
- комплекс преддугового аккреционного меланжа.

Мы приводим основные различия составляющих эти комплексы ассоциаций от идентичных Олюторского террейна. Комплекс осадочного чехла тыловодужного бассейна Восточно-Камчатского террейна характеризуется существенно большим участием в его составе туфогенных пород с простоями кремней и практически отсутствием чисто кремнистых толщ с очень малой примесью туфового материала. Отсутствуют сведения о лавовом основании этого комплекса. Островодужный комплекс, при схожем петро-геохимическом составе базальтоидов, отличается повышенным ще-

лочным, высококалийным составом пород, в том числе пикритового ряда, подчеркивающим их тыловодужное (ремнантное) положение в структуре вулканической дуги [18, 21].

В ряде случаев, как, например, на юго-западе восточного склона Срединного хребта повышенные содержания калия в расплавах приводят к появлению пород шошонитовой серии в составе пород кирганинской свиты маастрихт–палеоценового возраста. Аналогичная по составу и возрасту китильгинская толща отмечается и в Валагинском хребте [20]. В пределах Олюторского террейна подобные щелочные лавы фиксируются лишь спорадически.

Комплекс глубинных магматических камер, имеет два отличия от подобного комплекса в Олюторском террейне — это более молодой, преимущественно маастрихтский возраст дунит-клинопироксенит-габбровых массивов и присутствие пород сиенитового состава как в указанных массивах, так и существование самостоятельных сиенитовых массивов [12].

Немуро-Мало-Курильский террейн. В структуру террейна входят структурно-вещественные комплексы южной части полуострова Немуро (о. Хоккайдо) и островов Малой Курильской гряды (о. Шикотан, о. Полонского, о. Зеленый, о. Танфильева, о. Юрий, о. Анучина, о. Демина). Наибольший материал по геологии этого террейна дает изучение о. Шикотан и п-ова Немуро, [7, 8, 59, 61].

Максимальное распространение и значение для расшифровки строения рассматриваемого террейна имеет островодужный комплекс позднемелового–палеоценового возраста о. Шикотан [8]. В современной структуре он представлен северной и южной ассоциациями, разделенными полосой развития хаотических комплексов. Северная ассоциация, рассматриваемая как тыловая часть островной дуги, в стратиграфически нижних и средних частях представлена толеитового и известково-щелочного состава лавами, лаво-и туфобрекчиями, а также туфами. Часть из этих образований формировалась в субаэральных условиях. Возраст рассматривается как позднемеловой–палеоценовый.

Верхние толщи северной ассоциации сложены вулканогенными породами щелочного состава — шошонитами, которые известны и на других островах Малой Курильской гряды, а также на п-ве Немуро (о. Хоккайдо) [7, 61]. Возраст пояса шошонитов по изотопным определениям соответствует палеоцену. Южная ассоциация по составу слагающих ее вулканогенных пород островодужной природы и по возрасту отличается от северной ассоциации, главным образом, отсутствием щелочных пород и чрезвычайной дислоцированностью. Эта ассоциация рассматривается как фронталь-

ная часть Немуро—Мало-Курильской островной дуги.

Следует отметить, что определения К/Аг возраста вулканогенных толщ дает широкий интервал значений от 105 до 65 млн лет. Хаотический комплекс главного структурного шва, разделяющий структурно-формационные комплексы северной и южной ассоциаций, во фронтальной зоне представлен олистостромой, претерпевшей тектоническую переработку. Блоки и обломки в хаотических комплексах о. Шикотан представлены преимущественно вулканогенными породами, слагающими комплексы северной и южной ассоциаций, а также габброидами. Кроме того, обнаружены инородные блоки кварц-полевошпатовых песчаников и кварцсодержащих кремнистых алевролитов, из которых определены органические остатки, датированные эоценом [8].

Материалы по западной части рассматриваемого террейна (п-ов Немуро) обнаруживают существенно более усеченную картину строения островодужного комплекса, считается, что вулканические толщи представлены [59, 61, 72]:

- нижняя часть (кампан—маастрихт) — толеитовые базальты;

- средняя часть — щелочные породы (шошониты и монзониты, по К—Аг определениям 84—88 млн лет (коньяк—сантон);

- верхняя часть — известково-щелочные лавы (андезиты) палеоцена.

Островодужный комплекс п-ова Немуро, как в работе [61], так и в более ранних, интерпретировался как образование пред-дугового бассейна и сравнивался с подобными комплексами во внутриокеанической Идзу-Бонин—Марианской островодужной системы.

Это мнение не соответствует данным, полученным по Малым Курильским островам [7, 8]. В недавнем исследовании [59], как нам представляется, можно искать решение этого вопроса на основании результатов определения возраста обломочных цирконов из морских осадочных пород верхнемеловой—палеоценовой группы Немуро и континентальной эоценовой группы Урахоро.

В осадочных породах группы Немуро, кроме обломков цирконов мезозойского (75—80%) и палеозойского возраста (~15%), обнаружены цирконы докембрийского возраста (пик 1.8 млрд лет — до 10%). Именно докембрийские значения возраста цирконов считаются свидетельством формирования вулканической дуги на окраине континентального блока (возможно Охотоморского) [7, 8], хотя этому противоречат петролого-геохимические данные о внутриокеанической островодужной природе вулканитов группы Немуро [59].

Противоречия могут быть сняты, если рассматривать образования группы Немуро как склон

тыловой части дуги к тыловому бассейну при тектонической эрозии пред-дуговой фронтальной зоны [43, 44, 109]. Важность результатов обсуждаемого исследования для палеотектонических построений состоит в том, что, судя по всему, в позднемеловое время ширина окраинного бассейна Немуро—Мало-Курильской дуги не была столь значительной, как это трактуется по результатам палеомагнитных исследований [8].

Геодинамика и последствия аккреции внутриокеанических островодужных террейнов

Олюторский террейн. Небольшая мощность тектонического покрова образований верхней коры, чешуйчатое строение, отсутствие как во фронте надвига, так и на границах отдельных тектонических пластин офиолитовых массивов (или серпентинитового меланжа) и полное отсутствие высокометаморфизованных пород из подошвенных частей офиолитов, позволяют считать, что в Олюторском террейне есть проявления аккреционного процесса на верхнекоровом уровне [23] (или чешуйчатой аккреции, по [100]).

При верхнекоровом уровне аккреционного процесса субдукция нижележащих горизонтов океанической литосферы может какое-то время продолжаться, что поддерживает вулканические процессы в коррелятивно связанном с субдукцией вулканическом поясе в пределах окраины континента [100]. Именно этот процесс происходит при аккреции Олюторского островодужного террейна, поскольку начавшееся (47.9 млн лет) формирование Западно-Камчатско—Корякского окраинно континентального вулканического пояса продолжалось еще несколько миллионов лет [19] (рис. 8).

Восточно-Камчатский террейн. Коллизионный тип аккреции Восточно-Камчатского террейна имеет [25, 27, 100]:

- мощность аккреционных толщ Восточно-Камчатского террейна (при участии в их строении более древних образований);

- проявление метаморфизма под надвиговых триггерных пород;

- мощность консолидированного континентального фундамента Западно-Камчатского блока.

В этом случае происходит незначительный подвиг аккреирующего террейна под континентальную окраину и отрыв погружающейся океанической литосферы. В рассматриваемом случае соответствуют условиям модели отрыва погружающейся океанической литосферы:

- незначительная по величине ширина окраинного бассейна с океанической корой;

- крутой угол поглощения вероятно более мощной океанической коры [73].

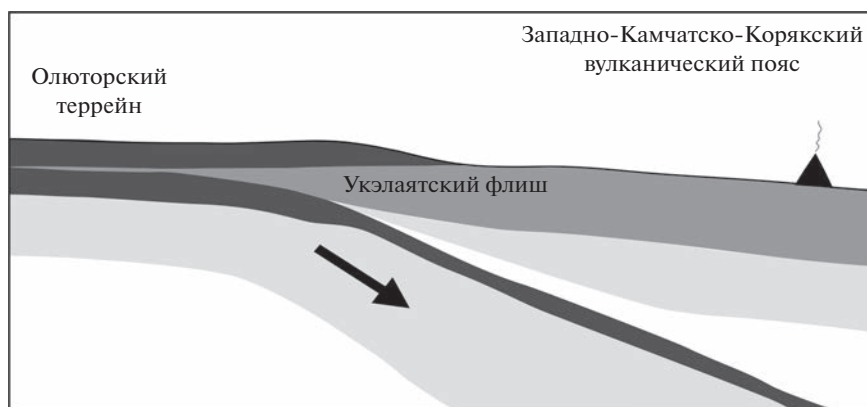


Рис. 8. Чешуйчатый тип аккреции Олюторского террейна (сегмента Немуро—Олюторской внутриокеанической дуги (по данным [100], с изменениями).

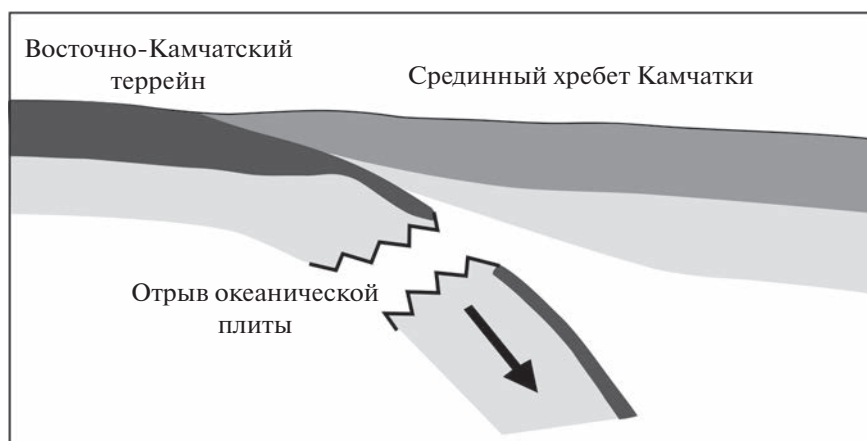


Рис. 9. Коллизионный тип аккреции Восточно-Камчатского террейна (сегмента Немуро—Олюторской внутриокеанической дуги) (по данным [100], с изменениями).

При подобной ситуации возникновение над-субдукционного окраинно-континентального вулканического пояса невозможно, что подтверждают геологические и геофизические данные об отсутствии подобных образований юго-западнее Кинкильского отрезка этого пояса на Камчатском перешейке (рис. 9).

Немуро-Олюторская островодужная система в пределах Пацифики. Палеомагнитные данные определяют положение Немуро—Мало-Курильского, Восточно-Камчатского и Олюторского сегментов на широте порядка 47° — 50° с.ш. [10, 77, 78].

Д.М. Печерским и М.Н. Шапиро [15, 26] была выдвинута идея (для расстояния ~1400 км до окраины Азиатского континента) перемещения зоны субдукции и коррелятивно связанной с ней внутриокеанической дуги в процессе накатывания расширяющейся океанической плиты Палеопацифики на океаническую литосферу, пассивно примыкавшую в позднем мелу к окраине

континента [13, 27]. При этом авторы идеи разместили в пространстве Пацифики разновозрастные внутриокеанические позднемеловые образования Ачайваям-Валагинской и Кроноцко-Говенской дуг с очень близкими палеомагнитными определениями их долготного положения на разных, произвольно предлагаемых широтах, что мы полагаем весьма искусственным.

Поскольку наша принципиальная позиция заключается в признании первостепенности данных наземной геологии, то, обращаясь к установленным геологическим свидетельствам, подобной трактовке противоречат следующие обстоятельства:

- прекращение вулканизма в островной дуге в дании (65—62 млн лет), тогда как аккреция, с которой должно быть связано прекращение вулканизма, произошла в раннем эоцене (50 млн лет);
- существование в Олюторском сегменте террейнов окраинного бассейна, подтверждающее

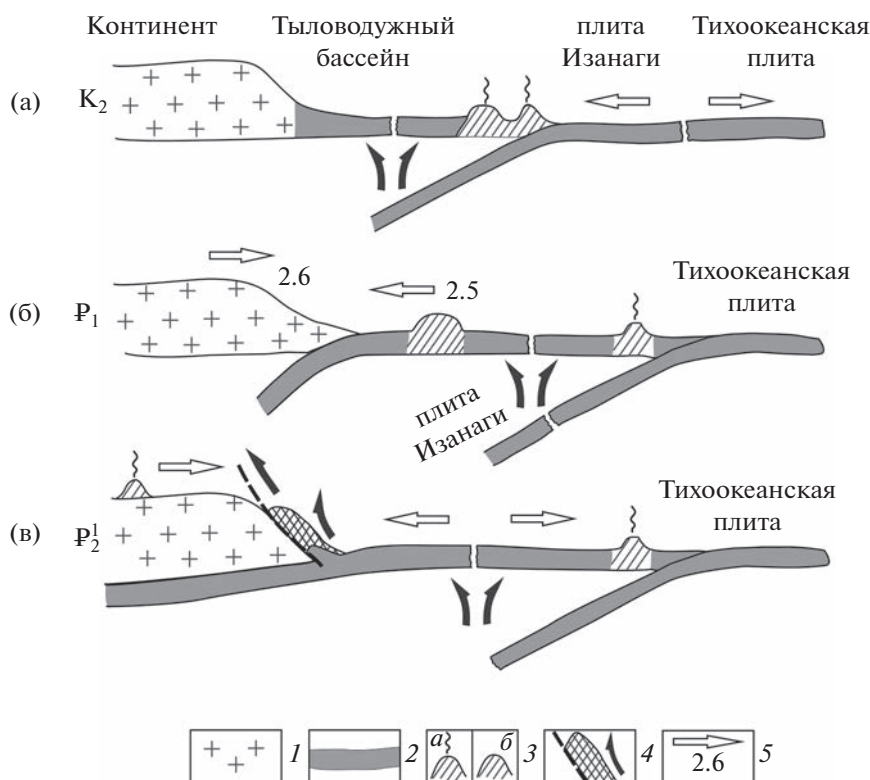


Рис. 10. Палеотектонические профили развития Олюторского сегмента Немуро-Олюторской внутриокеанической островодужной системы аккреционного типа.

1 – континентальная окраина; 2 – океаническая кора, включая окраинноморскую кору тыловых и междугловых бассейнов; 3 – вулканические постройки: а – действующие, б – остаточные; 4 – тектонический покров образований Олюторского островодужного террейна с чешуями океанической коры тылового бассейна в основании; 5 – направление перемещения и скорости в см/год (по [4])

правило латерального ряда – островная дуга–западно-ориентированную зону субдукции под нее океанической плиты Тихоокеанской, – это противоречит предложенной модели “накатывания” молодой океанической литосферы, при котором формируется фронтальная часть островной дуги [13, 18, 22];

– необъяснимость возникновения на окраине континента Западно-Камчатско-Корякского вулканического пояса.

Нами были представлены соображения о единой в позднем мелу Олюторско-Восточно-Камчатской дуге, претерпевшей раскол в связи субдукцией под дугу спредингового хребта Изанаги–Пацифик, что привело к началу поглощения под дугой Тихоокеанской плиты с резко замедленной скоростью расширения (перемещение плиты Изанаги – 20 см/год, Тихоокеанской – ~7 см/год) [24, 25].

Эта ситуация привела к последовательному отступанию зоны субдукции в сторону океана и расколу единой дуги на пассивную (остаточную) Восточно-Камчатско-Олюторскую и активную в палеогене Кроноцко-Говенскую. Субдукция спредингового хребта привела также к формированию астеносферного окна и мантийным потокам повышенной щелочности, что фиксируется шошонитовым комплексом кирганинской свиты юго-востока Камчатки и китигильского вулканического комплекса Валагинского хребта [19] (рис. 10).

Время раскола определялось следующими процессами:

– завершение вулканизма в Олюторской и Восточно-Камчатской частях дуги в датском веке;

– несогласное соотношение верхнемеловых и палеогеновых толщ в Кроноцкой части Кроноцко-Говенской дуги с тектоническим выводом на поверхность офиолитового меланжа [12].

В последние годы были проведены исследования, в которых реконструируется положение океанических плит западной окраины Тихого океана,

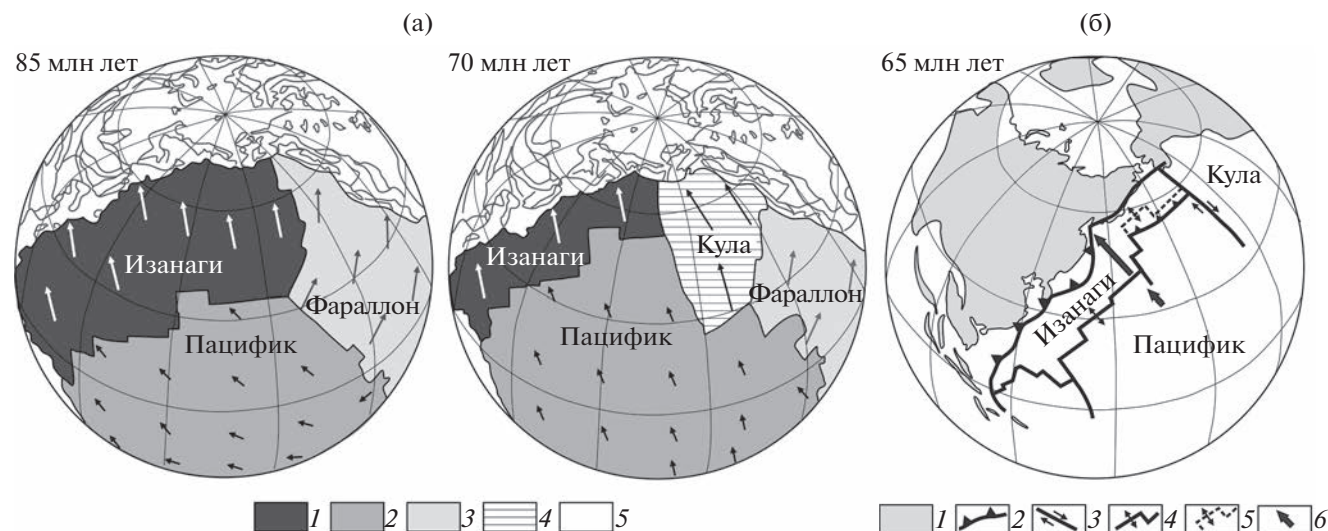


Рис. 11. Идентичные реконструкции конфигурации спредингового хребта Изагаги-Пацифик (Тихоокеанская плита). (а) – 85 и 70 млн лет (по [49]): 1–4 – плита: 1 – Изагаги, 2 – Пацифик (Тихоокеанская), 3 – Фараллон, 4 – Кула; 5 – Евразийский и Северо-Американский континенты; (б) – 65 млн лет (по [108], с изменениями): 1 – Евразийский и Северо-Американский континенты; 2 – зона субдукции; 3 – трансформный разлом; 4 – спрединговый хребет Изагаги–Пацифик; 5 – положение субдуцированного спредингового хребта Изагаги–Пацифик; 6 – направление перемещения океанических плит (длина стрелок указывает на относительную скорость перемещения)

в частности, – конфигурация и положение относительно континентальных окраин спредингового хребта Изагаги–Пацифик (Тихоокеанская) для позднего мела–кайнозоя [49, 79, 93, 101, 107].

Конфигурация и положение перемещавшегося на север спредингового хребта Изагаги–Пацифик относительно континентальных окраин в позднем мелу и кайнозое является идентичным, по крайней мере, от 120 млн лет [49, 79, 93, 101, 107] (рис. 11).

Поскольку приведенные геологические данные обосновывают субдукцию этого спредингового хребта под Олюторско–Восточно-Камчатскую островную дугу в раннем палеоцене (даний – 65 млн лет), то на реконструкции (см. рис. 11, б) северо-восточные части спредингового хребта уже были поглощены в зоне субдукции островной дуги. Таким образом, зона субдукции Олюторско–Восточно-Камчатской островной дуги находилась непосредственно юго-восточнее субдуцированных частей спредингового хребта (см. рис. 11).

Дальнейшее развитие определялось относительно медленным раскрытием междугового бассейна, обусловившим перемещение ремнантной дуги и океанической коры задугового бассейна в сторону двигавшегося навстречу им Евразийского континента [4]. Поглощение океанической коры привело к формированию Западно-Камчатско–Корякского вулканического пояса.

Геодинамика доаккреционного перемещения внутриокеанических дуг

Для рассмотрения геодинамики доаккреционного перемещения внутриокеанических дуг необходим анализ строения террейнов островодужной природы для определения конкретной модели аккреции и имеющихся материалов и данных по геодинамике океанических плит. Исследование строения аккрецированных островодужных террейнов позволяет выяснить, была дуга ремнантной или действующей, имеются остатки фронтальной или ее тыловой части, возможность участия в структуре аккрецированных террейнов фрагментов океанической коры задуговых бассейнов.

Геодинамика океанических плит определяет формирование внутриокеанической островной дуги и перемещение действующей или пассивной дуги (террейна) до континентальной окраины как места аккреции. Рассматривая три сегмента Немуро–Олюторской островодужной системы, разделенные трансформными разломами, можно считать, что их доаккреционное перемещение связано с различными причинами. Наиболее простой причиной является заклинивание зоны субдукции Немуро–Мао–Курильской дуги с включением последней в состав Тихоокеанской плиты, расширившейся в север–северо-западном направлении.

Для Олюторско–Восточно-Камчатского сегмента после раскола дуги началось раскрытие бассейна между террейном остаточной и активной Кроноцко–Говенской дугой, что и обуслови-

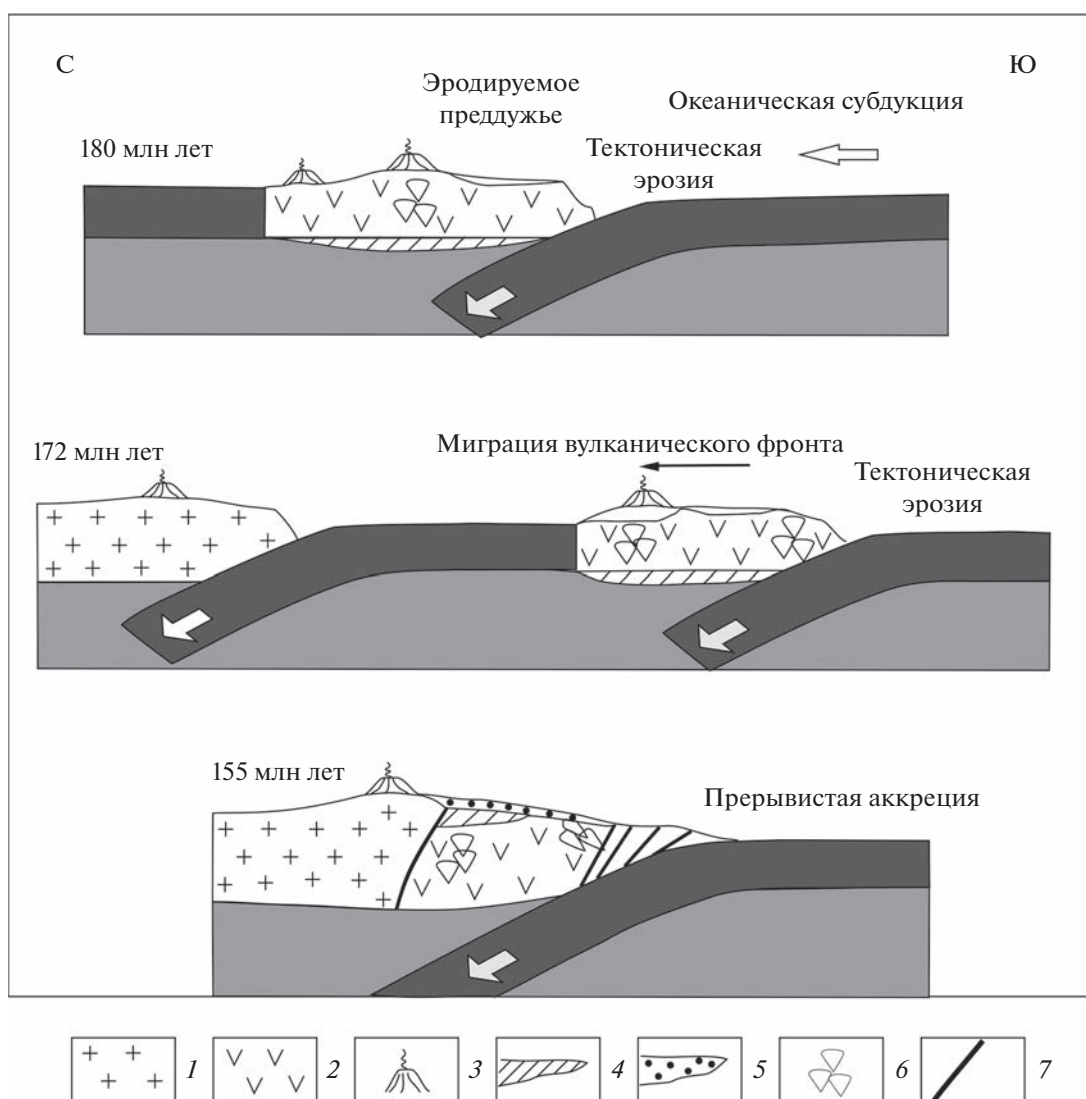


Рис. 12. Палеотектоническая схема аккреции внутриокеанической дуги Талкитна с субдукцией коры тылового бассейна под континентальную окраину Северной Америки при косой субдукции (по данным [44], с изменениями). 1 – кора континентальной окраины; 2 – кора внутриокеанической островной дуги; 3 – действующие вулканы; 4 – нижняя кора островной дуги; 5 – кроющие отложения формации Накнек; 6 – магматические расплавы; 7 – разломы

ло перемещение остаточной дуги и океанической коры задугового бассейна в сторону континента. Поглощение океанической коры под континентальной окраиной привело к формированию над-субдукционного Западно-Камчатско-Корякского вулканического пояса.

На северо-восточной стороне Тихоокеанской окраины известен иной пример доаккреционного перемещения юрско-раннемеловой внутриокеанической островодужной системы Талкитна [43, 83, 86]. При косой субдукции океанической плиты,двигающейся под континентальную окраину, внутриокеаническая дуга, включена в состав океанической плиты и перемещается до начала аккреции [89] (рис. 12).

СТАЦИОНАРНЫЙ ТИП

Алеутская островодужная система

В состав Алеутской островодужной системы входят:

- Алеутская островная дуга;
- Алеутская глубоководная котловина с ограничивающим ее на западе подводным хребтом Ширшова и находящимся в ее центральной части дугообразным хребтом Бауэрс;
- котловина Бауэрс, расположенная к югу от одноименного хребта;
- Командорская глубоководная котловина, примыкающая к Азиатской окраине;
- обширный Берингоморский шельф.

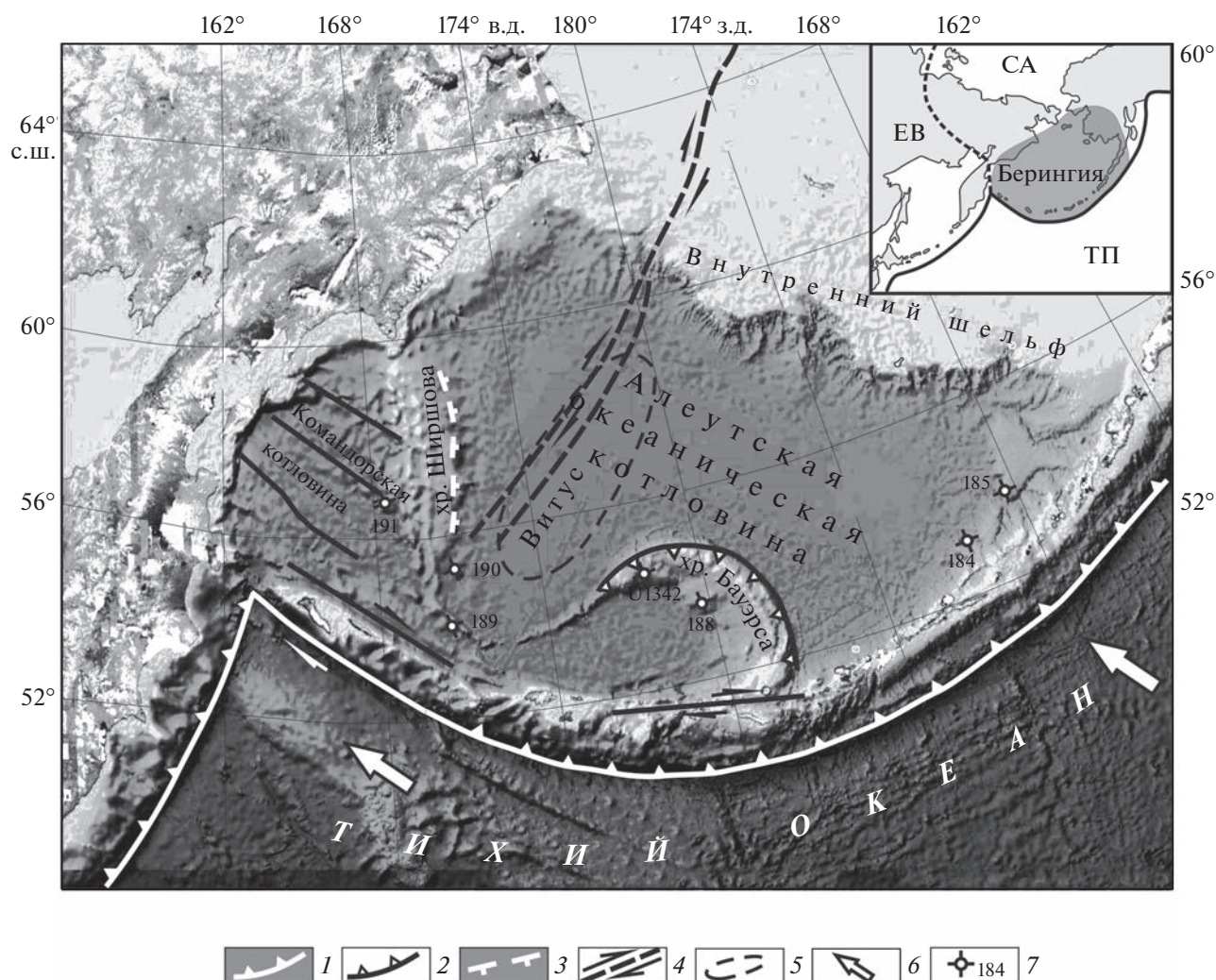


Рис. 13. Тектоническая схема Алеутской внутриокеанической островодужной системы. Затемненная площадь (в правом верхнем углу схемы) соответствует малой литосферной плите Берингия (по [9]). 1–2 – зона субдукции: 1 – современная Алеутской островной дуги, 2 – палеогеновая подводного хребта Бауэрс; 3 – надвиговое сооружение подводного хребта Ширшова; 4 – сдвиги, включая позднемеловую – палеогеновую трансформную границу между Евразийской и Северо-Американской плитами; 5 – условная граница поднятия Витус; 6 – направление перемещения Тихоокеанской плиты; 7 – положение скважин глубоководного бурения

В течение многих лет проводились геологические исследования строения и развития Алеутской островодужной системы, также проводилось глубоководное бурение [55, 98].

Геодинамическая интерпретация полученных данных по природе и развитию структур, входящих в Алеутскую островодужную систему, часто существенно отличается, за исключением Алеутской островной дуги, – большинством исследователей она признана дугой внутриокеанической природы, соединяющей Азиатский и Северо-Американский континенты. Однако по данным сейсмологов в современной структуре Алеутская островодужная система входит в состав самостоятельной малой литосферной плиты Берингия [9, 80] (рис. 13).

Алеутская островная дуга. Отделяющая Берингово море от Тихого океана Алеутская островная дуга морфологически отчетливо разделяется на Алеутскую и Командорскую части, однако обычно она рассматривается как единая внутриокеаническая островодужная структура [55].

Наиболее древние признаки надсубдукционного вулканизма обнаружены в породах из центральной зоны дуги, а также Командорских островов, возраст которых определяется 46.2 млн лет методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ [66, 76].

Важнейшей характеристикой вулканических комплексов фронтальной части Алеутской дуги выступает отсутствие в ее составе как пород офиолитовой ассоциации, так и бонинитов, т.е. типичных признаков для преддуговых частей и бас-

сейнов внутриокеанических островодужных систем [68, 96].

Тем не менее, отсутствие типичного преддугового бассейна в Алеутской дуге компенсируется поднятой островной террасой. Особенностью земной коры океанической части Алеутской дуги является также значительная мощность (35–37 км), которая существенно превышает мощность земной коры внутриокеанических дуг на западе Тихоокеана (от 18 до 25 км) [65].

Этот факт показывает пока неразрешенную проблему, которая заключается в необычно высокой магматической активности Алеутской зоны субдукции и утонения коры в результате процессов субдукционной эрозии, особенно интенсивной при косо́й субдукции [44].

Командорский блок Алеутской дуги отделен от Командорской океанической котловины и юго-западной части Алеутской котловины активным вертикальным сдвигом, который имеет протяженность более 400 км и соединяется на юго-востоке со сдвиговой границей Тихоокеанской плиты, что позволяет рассматривать его как отдельную микроплиту [95]. Скорость перемещения Командорского блока (микроплиты) в сторону Камчатки равняется 2/3 скорости перемещения Тихоокеанской плиты [71, 75].

Алеутская глубоководная котловина. Данная котловина характеризуется типичной для океанических бассейнов мощностью консолидированной земной коры (7.6–8.4 км) [46]. В центральных частях котловины осадочный чехол достигает 4–5 км. Вдоль Азиатской континентальной окраины и края Беринговоморского шельфа отмечается увеличение мощности до 7 км. В западной части котловины выделяется поднятие Витус, северо-западный склон которого совпадает с палеогеновой трансформной границей между Евразийской и Северо-Американской литосферными плитами. Определение раннемеловых магнитных аномалий в Алеутской котловине (M1–M13) подвергалось сомнению [97]. Более поздние сейсмические исследования показали, что строение коры котловины аналогично строению коры океанов и не сходно со строением коры расширяющихся задуговых бассейнов [40].

Командорская котловина. Она занимает западную часть Берингова моря, отделена от Алеутской котловины подводным хребтом Ширшова. Средние глубины составляют 3.3–3.4 км. Мощность осадочного чехла составляет 1–2 км.

Скважиной № 191 на глубине 900 м достигнуты толеитовые базальты, изотопный возраст которых определен в 9.8 млн лет. Начало раскрытия Командорской океанической котловины по интерпретации магнитных аномалий соответствует раннему миоцену. Субмеридиональные линейные магнитные аномалии и данные по тепловому

потoku с наибольшими его значениями вдоль относительно узкой зоны, могут отражать положение зон палеоспрединга [2]. В настоящее время разработаны несколько моделей ее раскрытия [25, 32, 45].

Котловина Бауэрса. Она отгораживена от Алеутской дугообразным подводным хребтом Бауэрса, возвышающимся над днищами смежных котловин на 2–2.5 км. Поверхность дна этой котловины почти в три раза меньше Командорской. Мощность осадочного чехла составляет 2–2.5 км, тепловой поток заметно выше, нежели в Алеутской котловине, но существенно ниже, чем в Командорской (до 105 мВт/м²). Мощность земной коры составляет 10–12 км. Природа котловины Бауэрса, вероятно, может рассматриваться как тыловой бассейн олигоценовой островной дуги хребта Бауэрса.

Подводный хребет Бауэрса. Он начинается к северу от островов Алеутской дуги, имеет выпуклую к северу дугообразную форму, понижается и суживается к западу, оставаясь в пределах Северо-Американской плиты. Мощность осадочного чехла в пределах западного склона хребта составляет 0.7–0.9 км. На восточном склоне хребта обнажаются породы фундамента. Структура вдоль восточного и северного склонов, сходна с заполненным осадками желобом, мощностью 12 км.

Мощность земной коры хребта Бауэрса в наиболее поднятой части составляет 21–28 км, в наиболее погруженной части — ~15 км. Поднятие Бауэрса интерпретируется как палеоостроводужная структура, что подтверждают данные глубоководного бурения (скв. U1342 на гребне хребта Бауэрса), установившие под отложениями среднего миоцена разрез вулканитов типичных островодужных серий, датированных 32–26 млн лет методом ⁴⁰Ar/³⁹Ar [92].

На юго-западном продолжении хребта Бауэрса подняты внутриплитные вулканиты, имеющие возраст 22–24 млн лет [105].

Подводный хребет Ширшова. Он разделяет Алеутскую и Командорскую океанические котловины. Строение хребта выясняется по данным сейсморазведочных, магнитометрических исследований, измерениям теплового потока и результатами драгирования [2, 16].

Амфиболиты акустического фундамента по составу соответствуют океаническим базальтам (N-MORB). Возраст метаморфизма амфиболитов составляет 47±5 млн лет (средний эоцен). Конкордантный возраст цирконов из амфиболизированных габро составляет 73±1.4 млн лет [16].

Триасовые, кампан–маастрихтские и раннепалеоценовые кремни не содержат примеси вулканогенного материала. Нижнеолигоценовые мелководные отложения перекрывают складчатое основание. Структура хребта и акустического

фундамента характеризуется западной вергентностью. Мощность земной коры составляет 18 км [2].

Прямолинейность структур хребта Ширшова, отсутствие фрагментов отложений глубоководного желоба вдоль восточного и западного склонов хребта, океаническая природа кампанских амфиболитов фундамента и время их метаморфизма (47 ± 5 млн лет), близкое к этапу перестройки направления перемещения Тихоокеанской плиты [49], показывают, что природа хребта Ширшова является тектонической, связанной со сгущиванием океанической коры Алеутской котловины.

Геодинамические следствия

Возникновение Алеутской системы связано с инициацией зоны субдукции в океанических плитах Пацифики, занимавших пространство между Евразийской и Североамериканской континентальными плитами, после изменения направления перемещения Тихоокеанской плиты с север–северо-запада на северо–запад. Это обстоятельство, привело к формированию ортогональной субдукции вдоль юго-восточного склона Аляскинского шельфа, косой субдукции в центральных частях дуги и трансформной границе на западе (Командорский блок).

Связь геодинамики островодужной системы с континентальными плитами, с нашей точки зрения, является определяющей для развития ее структур. Это объясняется тем, что, поскольку с кампанского века и в палеогене после инициации субдукции и формирования Алеутской дуги, по нашему мнению, скорость перемещения Североамериканской плиты по сравнению с Евразийской была выше, то несоответствие этого перемещения с величиной отступления желоба привело к поглощению океанической коры Североамериканской плиты с образованием олигоцен–миоценовой островной дуги хребта Бауэрс.

Активность дуги хребта Бауэрс прекратилась с началом формирования малой литосферной плиты Берингия. Процесс алеутской субдукции не вызвал раскрытия молодого окраинного бассейна, как это свойственно развитию других окраинных островодужных систем запада Тихого океана.

По данным [93] изменение направления мантийного потока на соответствующее погружению океанической плиты, возможно, препятствует формированию окраинного бассейна. Кроме этого, обсуждается вопрос о мантийном течении под всей нависающей плитой в Алеутской системе и под малой литосферной плитой Берингия, вращение которой происходит по часовой стрелке [52, 81]. Направление этого мантийного течения (с востока на запад) имеет нормальное (на востоке) или косое соотношение с субдуцирующей океа-

нической плитой, что, возможно, препятствует раскрытию тылового бассейна.

В работе [96] было показано, что только Алеутская островная дуга сформирована на нормальной океанической коре, тогда как все остальные имеют в своем основании либо кору задуговых бассейнов океанического типа, либо кору предшествовавших внутриокеанических дуг или аккреционных комплексов и вулканических плато. Это обстоятельство не позволяет составить типичную характеристику земной коры внутриокеанических дуг в плане их структуры и мощности.

Хребет Ширшова, хребет Бауэрс, входящие в структуру Алеутской островодужной системы, были сформированы в результате различных геодинамических процессов, но не были связаны с процессами поглощения Тихоокеанской плиты, как это характерно для внутренних структур Идзу–Бонин–Марианской системы. Только раскрытие олигоцен–миоценовой Командорской океанической впадины в определенной мере связано с субдукцией Тихоокеанской плиты, поскольку в результате перехода от косой субдукции к трансформному скольжению произошло появление астеносферного окна, приведшего к спредингу и образованию Командорской котловины.

Межконтинентальная Алеутская островодужная система перемещалась в юг–юго-западном направлении на ≥ 350 –400 км, вместе с движением Евразийского и Североамериканского континентов. Формирование и развитие Алеутской системы, таким образом, происходило при геодинамическом взаимодействии океанических и континентальных плит при продвижении системы с востока на запад, обусловленной косой субдукцией. С момента своего появления, Алеутская система была и оставалась автохтонной по отношению к Североамериканскому и Евразийскому континентам.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проблемы геодинамики внутриокеанических островодужных систем экспансивного, аккреционного и стационарного типов заставляют обратиться к более глобальному подходу – вопросам существования систем этих типов в пределах Панталассы, наследием которой является Пацифика, и закрывшихся океанов – Монголо-Охотского и Индо-Евразийского.

Представляется непреложным, что финальным аккордом геодинамики внутриокеанических систем всех трех типов, как в раннепалеозойском–раннемеловом Монголо-Охотском океане, так и в позднелавозойском–эоценовом Индо-Евразийском явилось преобразование этих систем в аккреционные в результате закрытия океанов в процессе коллизии континентов [29, 70, 91].

В нашем исследовании мы рассмотрели примеры аккреционных внутриокеанических островодужных систем в пределах Тихоокеанских окраин, финальные этапы развития которых не связаны с коллизией континентов. Эволюция подобных систем зависит от геодинамических событий в океанических плитах.

Особую роль играют такие процессы, как:

- субдукция спрединговых хребтов под островные дуги с возникновением астеносферных окон и рифтинг, как самих островных дуг (Олюторский и Восточно-Камчатский сегменты);
- субдукция тыловых бассейнов (сегмент Немуро);
- формирование расширяющихся междугловых бассейнов (Олюторско–Кроноцкий, или Ветловский междугловый бассейн);
- заклинивание субдукционных зон островных дуг вулканическими океаническими поднятиями (Мало-Курильский сегмент);
- косая субдукция под внутриокеаническую островодужную систему и континентальную окраину (островодужная система Талкитна).

Как ни странно, но принципиально важно, – зависимость геодинамики аккреционных внутриокеанических систем от процессов в океанических плитах, также велика, как и для внутриокеанических систем экспансивного типа.

В итоге, в одном случае внутриокеанические островодужные системы сокращаются в пространстве под влиянием процессов в океанических плитах Тихоокеана и затем, приближаясь к континенту, входят в его состав.

В другом случае также внутриокеанические системы, но экспансивного типа, на всем протяжении своего развития расширяются в пространстве, оставляя в нем остаточные дуги, тыловые и междугловые бассейны с океанической корой.

Заметным различием между этими типами внутриокеанических систем является инициация и эволюция экспансивных систем в пределах Тихоокеана, вдали от областей активных окраин континентов. Даже приближение Идзу-Бонин-Марианской системы к сложно построенной континентальной окраине вызвало лишь формирование двойной субдукции, а не сокращение системы в пространстве [51, 104].

Возможно, причины принципиально различного характера геодинамики экспансивного и аккреционного типов развития внутриокеанических островодужных систем следует искать в различии процессов мантийных течений, возникших после закрытия Палеоазиатского и Индо-Азиатского океанов. К сожалению, некоторые факты можно почерпнуть лишь по результатам исследования индо-океанских геохимических ха-

рактеристик океанических комплексов, распространенных вплоть до Камчатки [11, 85].

Однако, как показывают исследования [85] глубинная граница в мантии между Индийским и Тихоокеанским типом могла существовать с начала раннего мела. Тем не менее, мантийные течения под Филиппинской плитой, судя по данным мантийной анизотропии на глубинах 50 и 200 км направлены на встречу субдуцирующей Тихоокеанской плите [67]. Аналогичное встречное по отношению Атлантической субдукции направление мантийных течений отмечено и для Карибской плиты [41].

Восстановление направления мантийных течений для аккреционных, сокращавшихся в пространстве, и лишь реконструируемых, островодужных систем невозможно. Однако, при прямой противоположности геодинамики этих систем, логично предполагать, что направление мантийных течений под нависающей плитой в аккреционной системе должно быть противоположным по отношению к такому же направлению в системе экспансивного типа, то есть согласным с направлением субдуцирующей плиты.

Иной тип геодинамики свойственен стабильной Алеутской островодужной системе, которая непосредственно связана с геодинамикой Евразийского и Северо-Американского континентов. От типичного строения внутриокеанических систем экспансивного и аккреционного типов Алеутскую систему отличает, прежде всего, отсутствие сформированного тылового бассейна.

Предполагается, что эта специфическая черта системы может быть связана с мантийным течением под нависающей плитой, которое имеет поперечное направление по отношению к направлению субдуцирующей плиты.

Формирование существующих внутренних структур Алеутской системы – палеогеновой островной дуги хребта Бауэрс и неогеновой океанической Командорской котловины были обусловлены, в первом случае – компенсацией разной скорости перемещения Северо-Американской и Евразийской континентальных плит, во втором случае, – появлением астеносферного окна вдоль Командорского сдвига.

ВЫВОДЫ

1. Авторами разработана систематизация внутриокеанических островодужных систем по геодинамике их развития в океаническом пространстве.

2. Среди существующих в настоящее время и реконструируемых (представленных террейнами на окраинах континентов) внутриокеанических островодужных систем позднего мезозоя–кайнозоя по различному характеру геодинамического

развития в пространстве отчетливо выделяются системы экспансивного, аккреционного и стационарного типов.

3. Системы экспансивного типа, примерами которых являются Идзу-Бонин—Марианская и Малых Антильских островов, разрастаются либо в сторону субдуцирующей океанической плиты, либо в сторону свободного океанического пространства, с образованием задуговых бассейнов, остаточных (ремнантных) и действующих островных дуг. Геодинамика внутриокеанических систем экспансивного типа определяется процессами в океанических плитах. Мантийные течения под нависающей литосферной плитой направлены навстречу субдуцирующей плите.

4. Аккреционные системы, типа Олюторско—Восточно-Камчатской, Немуро—Мало-Курильской, Талкитна, завершили свое развитие, будучи включенными в состав активных окраин континентов. Их геологическое прошлое, реконструированное при геологических, петролого-геохимических, изотопных и палеомагнитных исследованиях, показывает, что эти системы сокращались в пространстве, вплоть до образования реликтовых террейнов, тектонически совмещенных с континентальными окраинами. Геодинамика внутриокеанических систем аккреционного типа также зависит от процессов в океанических плитах. Сделано предположение, что мантийные течения под нависающей литосферной плитой в аккреционных системах, в противоположность такому же направлению в экспансивных системах, совпадали с направлением субдуцирующей плиты.

5. Стационарная Алеутская островодужная система является межконтинентальной и ее развитие в пространстве, также как формирование внутренних структур (хребет Бауэрс) зависело от относительного перемещения Евразийской и Северо-Американской литосферных плит. Наиболее специфической чертой этой системы является отсутствие признаков раскрытия тыловодужного бассейна, что неизменно характеризует экспансивные и аккреционные островодужные системы. Предполагается, что эта специфическая черта системы может быть связана с мантийным течением под нависающей плитой, которое имеет поперечное направление по отношению к направлению субдуцирующей плиты. С момента своего возникновения, Алеутская система была и оставалась автохтонной по отношению к Северо-Американскому и Евразийскому континентам.

Благодарности. Авторы искренне признательны д.г.-м.н. А.А. Пейве (ГИН РАН, г. Москва, Россия) и анонимному рецензенту за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена в рамках бюджетной темы “Фундаментальные проблемы тектонических, литогенетических и магматических процессов в формировании складчатых структур Северо-Востока Азии”, FMMG-2023-0010.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аккреционная тектоника Восточной Камчатки.* — Под ред. В.П. Зинкевича, Е.А. Константиновской, Н.В. Цуканова и др. — М.: Наука, 1993. 272 с.
2. *Богданов Н.А., Непрочнов Ю.П.* Геология глубоко-водных впадин Берингова моря. — В кн.: *История происхождения окраинных и внутренних морей.* — Докл. 27-го Симпозиума МГК — М.: Наука, 1984. Т. 6. Ч. 2. С. 4—11.
3. *Батанова В.Г.* Интрузивные мафит-ультрамафитовые комплексы Юга Корякии. — Автореф. дис. ... к. г.-м. н. — М.: ГИН РАН, 1991. 25 с.
4. *Вержбицкий Е.В., Кононов М.В.* Генезис литосферы северной части мирового океана. — М.: Научный Мир, 2010. 478 с.
5. Геология западной части Беринговоморья. — М.: Наука, 1990. 158 с.
6. Геология юга Корякского нагорья. — М.: Наука, 1987. 158с.
7. *Говоров Г.И.* Геодинамика Малокурильской островодужной системы по геохронологическим и петрохимическим данным // ДАН. 2000. Т. 372. № 4. С. 521—524.
8. *Голионко Б.Г.* Строение и геологическое развитие южной части Курильской островной дуги в позднем мелу—миоцене, в связи с субдукцией Тихоокеанской плиты. — Автореф. дис. ... к. г. м.-н. — (М.: ИО РАН, 1992), 27 с.
9. *Гордеев Е.И., Пинегина Т.К., Ландер А.В., Кожурин А.И.* Берингия: сейсмическая опасность и фундаментальные вопросы геотектоники // Физика Земли. 2015. № 4. С. 58—63.
10. *Коваленко, Д.В.* Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Юга Корякии. — Автореф. дис. ... д. г.-м. н. — М.: ИГЕМ РАН, 2000. 48 с.
11. *Мартынов Ю.А., Кимура Ж.-И., Мартынов Ф.Ю., Рыбин А.В., Катакузе М.* Индийский тип мантии под Курильской островной дугой: изотопные исследования основных лав о. Кунашир // Петрология. 2012. Т. 20. № 1. С. 93—100.
12. *Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона, масштаба 1 : 2500000.* — М.: ИЛ РАН, 2000. 193 с.
13. *Печерский Д.М., Шапиро М.Н.* Палеомагнетизм верхнемеловых и палеогеновых вулканогенных серий Восточной Камчатки: доказательства абсолютных перемещений древних зон субдукции // Физика Земли, 1996. № 2. С. 31—51.
14. *Соловьев А.В.* Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового и структурного анализа. —

- Под ред. Н.А. Богданова — М.: Наука, 2008. 318 с. (Тр. ГИН РАН. 2008. Вып. 577).
15. Соколов С.Д. Очерк тектоники северо-востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
 16. Сухов А.Н., Чехович В.Д., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Ландер А.В. Возраст фундамента подводного хребта Ширшова (Берингово море) по результатам исследования цирконов методом U-PB SHRIMP // ДАН. 2011. Т. 439. № 2. С. 233–239.
 17. Сухов А.Н., Богданов Н.А., Чехович В.Д. Геодинамика и палеогеография северо-западного обрамления Тихого океана в позднем мелу // Геотектоника. 2004. № 1. С. 73–86.
 18. Сухов А.Н., Цуканов Н.В., Беляцкий Б.В., Рукавишников Д.Д. Вулканические комплексы тыловой части позднемеловой Ачайваям-Валагинской палеодуги в структуре хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земл., 2016. № 4. С. 20–34.
 19. Федоров П.И., Коваленко Д.В., Агеева О.А. Западно-Камчатско-Корякский окраинно-континентальный вулканогенный пояс: возраст, состав и источники формирования // Геохимия. 2011. № 8. С. 813–838.
 20. Федоров П.И., Шанцер А.Е., Флеров Г.Б., Колосков А.В., Ананьев В.В. О соотношении кирганинского и китильгинского вулканоплутонических комплексов Камчатки // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2013. Т. 21. № 1. С. 44–52.
 21. Цуканов Н.В. Тектоническое развитие притихоокеанской зоны Камчатки в позднем мезозое—раннем кайнозое. — М.: Наука, 1991. 103 с.
 22. Цуканов Н.В. Позднемезозойская-кайнозойская геодинамика Олюторско-Камчатской аккреционной области. — Мат-лы XXIII Междунар. науч. конф. “Школы по морской геологии. Геология морей и океанов”. — М.: ИО РАН, 2019. Т. V. С. 281–286.
 23. Чехович В.Д. О разных уровнях аккреции энсиматических островных дуг // Геотектоника. 2006. № 2. С. 24–35.
 24. Чехович В.Д., Сухов А.Н. Раскол позднемеловой Ачайваям-Валагинской вулканической дуги в палеогене (террейны Южной Кореи и Восточной Камчатки) // ДАН, 2006. Т. 409. № 5. С. 658–661.
 25. Чехович В.Д., Сухов А.Н., Кононов М.В., Паланджян С.А. Геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса в позднемеловое—раннепалеогеновое время // Геотектоника. 2009. № 22. С. 1–28.
 26. Шапиро М.Н. Позднемеловая Ачайваям-Валагинская дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
 27. Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 8. С. 863–880.
 28. Allen R.W., Collier J.S., Stewart A.G., Henstock T., Goes S., Rietbrock A. The role of arc migration in the development of the Lesser Antilles: A new tectonic model for the Cenozoic evolution of the eastern Caribbean // Geology. 2019. Vol. 47. No. 9. P. 891–895.
 29. Aitchison J.C., Ali J.R., Shoshonites in Southern Tibet: Record Late Jurassic rifting of a Tethyan intraoceanic island arc // J. Geol. 2007. Vol. 115. No. 2. P. 197–213.
 30. Arculus R.J., Ishizuka O., Bogus K.A. et al. A record of spontaneous subduction initiation in the IzuBonin-Mariana arc // Nature Geosci. 2015. Vol. 8. P. 728–734.
 31. Arnaiz-Rodriguez M.S., Audemard F. Isostasy of the Aves Ridge and neighbouring basins // Geophys. J. Int. 2018. Vol. 215. P. 2183–2197.
 32. Baranov B.V., Seliverstov N.I., Murav'ev A.V., Muzurov E.L. The Komandorsky Basin as a product of spreading behind a transform plate boundary // Tectonophysics. 1991. Vol. 199. P. 237–269.
 33. Barrera-Lopez C.V., Mooney W.D., Mikhail K., Kaban M.K. Regional geophysics of the Caribbean and Northern South America: Implications for tectonics // Geochem. Geophys. Geosyst. 2022. Vol. 23. P. 1–24.
 34. Ben-Avraham Z., Nur A., Jones D., Cox A. Continental accretion oceanic plateau to allochthonous terrain // Science. 1981. Vol. 213. P. 47–54.
 35. Biju-Duval B., Moore J.C., Blackinton G. et al. Premiers resultats des forages IPOD implants lors de la croisiere 78A du Glomar Challenger au nord-est de la ride de la Barbade (arc des Petites Antilles): Tectonique frontale d'un prisme d'accrdtion // C.R. Acad. Sci. D. 1981. Vol. 293. No. 8. P. 621–628.
 36. Bosch D., Zami F., Philippon M., Lebrun J.-F., Münch P., Cornée J.-J. et al. Evolution of the northern part of the Lesser Antilles arc — Geochemical constraints from St. Barthélemy Island lavas // Geochem. Geophys. Geosyst. 2022. Vol. 23. P. 1–29.
 37. Boschman L.M., van Hinsbergen D.J.J., Torsvik T.H., Spakman W., Pindell J.L. Kinematic reconstruction of the Caribbean region since the Early Jurassic // Earth-Sci. Rev. 2014. Vol. 138. P. 102–136.
 38. Bouysse Ph.t Schmidt-Effing R., Westercamp D. La Desirade Island (Lesser Antilles) revisited: Lower Cretaceous radiolarian cherts and arguments against an ophiolitic origin for the basal complex // Geology. 1983. Vol. 11. No. 4. P. 244–247.
 39. Christeson G.L., Pitken T.J. Crustal structure of the Caribbean—northeastern South America arc continent collision zone // J. Geophys. Res. 2008. Vol. 113. B08104. P. 1–19.
 40. Christensen G.L., Bath G.A. Aleutian oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 2015. Vol. 425. P. 167–175.
 41. Chen Y-W., Colli L., Bird D.E., Jonny Wu J., Zhu H. Caribbean plate tilted and actively dragged eastwards by low-viscosity asthenospheric flow // Nature Communications. 2021. Vol. 12. P. 1–9.
 42. Cleary W., Curan H.A., Thayer P.A. Barbados Ridge: Inner trench slope sedimentation. — Northampton,

- MA. Smith College, Geosciences: Faculty Publ. 1984. P. 527–540.
43. Clift P.D., Pavlis T., DeBari S.M., Draut A.E., Rioux M., B. Kelemen P.B. Subduction erosion of the Jurassic Talkeetna-Bonanza arc and the Mesozoic accretionary tectonics of western North America // *Geology*. 2005. Vol. 33. No. 11. P. 881–884.
 44. Clift P., Vannucchi P. Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust // *Rev. Geophys.* 2004. Vol. 42. P. 1–31. RG2001.
 45. Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W. Geologic framework of the Bering Sea crust. — In: *Geology and Resource Potential of the Continental Margin of Western North America and Adjacent Ocean Basins: Beauford Sea to Baja California*. — Ed.by D.W. Scholl, A. Grantz, J.G. Vedder — Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, TX. 1987. Vol. 6. P. 73–102.
 46. Deschamps A., Lallemand S. Geodynamic setting of Izu-Bonin-Mariana boninites. — In: *Intra-Oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes*. — Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2003. Vol. 219. P. 163–185.
 47. Diebold J.B., Stoffa P.L., Buhl P., Truchan M. Venezuela Basin crustal structure // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86. No 9. P. 7901–7923.
 48. Dimalanta D., Faustino-Eslava D., Gabo-Ratio J., Marquez E.C., Padrones J. et al. Characterization of the proto-Philippine Sea Plate: Evidence from the emplaced oceanic lithospheric fragments along Eastern Philippines // *Geosci. Frontiers*. 2020. Vol. 11. P. 3–11.
 49. Domeier M., Shepard G.V., Jacob J., Gaina C., Torsvik T.H. Intraoceanic subduction spanned the Pacific in the Late Cretaceous–Paleogene // *Sci. Advance*. 2017. Vol. 3. No. 11. P. 1–5.
 50. Faccena C., Di Giuseppe E., Funiciello F., Lallemand S., Hunen van J. Control of seafloor aging on the migration of the Izu-Bonin-Mariana trench // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. Vol. 288. No. 3. P. 386–398.
 51. Faccena C., Holt A., Becker Th., Lallemand S. Dynamics of the Ryuku-Izu-Bonin-Mariana double subduction system // *Tectonophysics*. 2018. Vol. 746. P. 229–238.
 52. Finzel E.S., Flesch L.M., Ridgway K.D., Holt W.E., Ghosh A. Surface motions and intraplate continental deformation in Alaska driven by mantle flow // *Geophys. Res. Lett.* 2015. Vol. 42. P. 4350–4358. <https://doi.org/10.1002/2015GL063987>
 53. Garroq C., Lalltmand S., Marcaillou B., Lebrun J-F., Padron C., Kingelhoefer F., Laigle M. Genetic relation between the Aves Ridge and the Grenada back-arc basin, East Caribbean sea // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2021. Vol. 126. P. 1–29.
 54. García-Reyes A., Dymen J. Structure, age, and origin of the Caribbean Plate unraveled // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2021. Vol. 571. P. 117100.
 55. *Geology and Resource Potential of the Continental Margin of Western North America and Adjacent Ocean Basins: Beauford Sea to Baja California*. — Ed.by D.W. Scholl, A. Grantz, J.G. Vedder — Houston, (eds. TX. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources. 1987. Vol. 6.
 56. Giunta G., Oliverri E. Some remarks on the Caribbean Plate kinematics: Facts and remaining problems. — *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*. — Ed.by K.H. James, M.A. Lorente, J.L. Pindell — Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2009. Vol. 328. P. 57–75.
 57. Ghosh N., Hall S.A., Casey J.P. Seafloor spreading magnetic anomalies in the Venezuelan Basin. — In: *Caribbean–South America plate boundary and regional tectonics*. — Boulder. Colorado. USA 1984. P. 65–80.
 58. Gomez S., Bird D., Mann P. Deep crustal structure and tectonic origin of the Tobago-Barbados ridge // *Interpretation*. 2018. Vol. 6. No. 2. P. T471–T484.
 59. Harisma H., Naruse H., Asanuma H., Hirata H. The origin of the Paleo-Kuril Arc, NE Japan: Sediment provenance change and its implications for plate configuration in the NW Pacific eigion Since the Late Cretaceous // *Tectonics*. 2022. Vol. 41. P.1–30.
 60. Huyghe P., Foata M., Deville E., Mascle G. Channel profiles through the active thrust front of the southern Barbados prism // *Geology*. 2004. Vol. 32. No. 5. P. 429–432.
 61. Ikeda Y., Goto M. Late Cretaceous to early Paleogene fore- arc magmatism and subduction initiation in the Paleo-Kuril arc-trench system, eastern Hokkaido, Japan // *J. Geodynam.* 2018. Vol. 122. P. 41–53.
 62. Ishizuka O., Tani K., Reagan M.K., Kanayama K., Umino S., Harigane Y., Sakamoto I., Miyajima Y., Yuasa M., Dunkley D.J. The timescales of subduction initiation and subsequent evolution of an oceanic island arc//*Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. Vol. 306. P. 220–240.
 63. Ishizuka O., Yuasa M., Tamura T., Shukuno H., Stern R.J., Naka J., Joshima M., Taylor N. Migrating shoshonitic magmatism tracks Izu–Bonin–Mariana intra-oceanic arc rift propagation // *Earth Planetary Sci. Lett.* 2010. Vol. 294. P. 111–122.
 64. Ishizuka O., Hickey-Vargas R., Arculus R.J., Yogodzinski G.M., Savov I.P., Kusano Y., McCarty A., Brandl Ph.A., Sudo M. Age of Izu-Bonin-Mariana arc basement // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2018. Vol. 481. No. 2. P. 80–90.
 65. Janiszewski H.A., Abers G.A., Shillington D.J., Calkins J.A. Crustal structure along the Aleutian island arc: constrained by active source data // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013. Vol. 14. No. 8. P. 2977–2992.
 66. Jicha B.R., Scholl D.W., Singer B.S., Yogodzinski G.M., Kay S.M. Revised age of Aleutian Island arc formation implies high rate of magma production // *Geology*. 2006. Vol. 34. No. 3. P. 661–664.
 67. Jolivet L., Faccenna C., Becker Th., Tesauro M., Sternai P., Bouilho P. Mantle Flow and Deforming Continents: From India-Asia Convergence to Pacific Subduction // *Tectonics*. 2018. Vol. 37. P. 2887–2914.

68. *Karig D.E.* Origin and development of marginal basins in Western Pacific // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76. № 2. P. 2542–2561.
69. *Karig D.E.* Remnant arcs // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1972. Vol. 83. P. 1037–1068.
70. *Kheraskova T.N., Didenko A.N., Bush V.A., Volozh Yu.A.* The Vendian-Early Paleozoic History of the Continental Margin of Eastern Paleogondwana, Paleasian Ocean, and Central Asian Foldbelt // *Russian Journal of Earth Sciences*, 2003. Vol. 5. № 3. P. 165–184.
71. *Kogan M.G., Frolov D.I., Vasilenko N.F., Fraymuller J.T., Steblou G.M., Ekstom G., Tikov N.N.* Plate coupling and strain in far western Aleutian arc modeled from GPS data // *Geophys. Res. Lett.*, 2017. Vol. 44. № 7. P. 3176–3183.
72. *Kusunoki K., Kimura G.* Collision and extrusion at the Kuril-Japan arc junction // *Tectonics*. 1998. Vol. 17. No. 6. P. 843–858.
73. *Kutyrev A.V., Kamenetsky V.S., Park J-W., Maas R., Demonterova E.I. and et al.* Primitive high-K intraoceanic arc magmas of Eastern Kamchatka: Implications for Paleo-Pacific tectonics and magmatism in the Cretaceous // *Earth-Sci. Rev.* 2021. Vol. 220. Art. 103703.
74. *Lallemant S.* Philippine Sea Plate inception, evolution, and consumption with special emphasis on the early stages of Izu-Bonin–Mariana subduction // *Progr. Earth Planet. Sci.* 2016. Vol. 4. P. 3–15.
75. *Lay T., Ye L., Cheung K.F., Kamamori H., Freymuller J., Steblou G.M., Kogan M.G.* Rupture along 400 km of the Bering fracture zone in the Komandorski island earthquake ($M_w = 7.8$) of 17 July 2017 // *Geophys. Res. Lett.* 2017. Vol. 44. No. 24. P. 12161–12169.
76. *Layer P.W., Scholl D.W., Newberry R.J.* Ages of igneous basement from the Komandorsky Islands, Far Western Aleutian Ridge // *Eos Trans. AGU*. 2007. Vol. 88. No. 52. P. 49–56.
77. *Levashova N.M., Bazhenov M.L., Shapiro M.N.* Late Cretaceous paleomagnetism of the East Ranges island arc complex, Kamchatka: implications for terrane movements and kinematics of the North–West Pacific // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. P. 24843–24857.
78. *Levashova N.M., Shapiro M.N., Beyiamovsky V.N., Bazhenov M.L.* Paleomagnetism and geochronology of the Late Cretaceous–Paleogene island arc complex of the Kronotsky Peninsula, Kamchatka: Kinematic implications // *Tectonics*. 2000. Vol. 19. P. 834–851.
79. *Lin Y-A., Colli L., Wu J.* NW Pacific–Panthalassa intra-oceanic subduction during Mesozoic times from mantle convection and geoid models // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2022 Vol. 23. No. 11. P. 1–24.
80. *Mackey K.G., Fujita K., Gunbina L.V., Kovalev V.N., Imaev V.S., Kozmin B.M., Imaseva L.P.* Seismicity of the Bering Strait region; evidence for a Bering Block // *Geology*. 1997. Vol. 25. No 11. P. 979–982.
81. *McConeghy J., Flesch L., Elliott J.* Investigating the effect of mantle flow and viscosity structure on surface velocities in Alaska using 3D geodynamic models // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2022. Vol. 127. P. 1–24. e2022JB024704. <https://doi.org/10.1029/2022JB024704>
82. *Malfait B.T., Dinkelman M.* Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate // *GSA Bull.* 1972. Vol. 83. No. 2. P. 251–271.
83. *Manselle P., Brueseke M.E., Trop J.M., Benowitz J.A., Darin C. Snyder D.C., Hart W.K.* Geochemical and stratigraphic analysis of the Chisana Formation, Wrangellia Terrane, Eastern Alaska: Insights into Early Cretaceous magmatism and tectonics along the Northern Cordilleran Margin // *Tectonics*. 2020. Vol. 39. No 8. P. 1–23.
84. *Mattison J.M., Pessagno E.A. JR., Montgomery H., Hopson C.A.* Late Jurassic age of oceanic basement at La Désirade Island, Lesser Antilles arc. – In: *Ophiolites, Arcs and Batholiths: A Tribute to Cliff Hopson*, – Ed.by J. Wright, J. Shervais – *GSA Spec. Pap.* 2008. Vol. 438. P. 175–190.
85. *Miyazaki T., Kimura J-I., Senda R., Vaglarov B.S., Chang Q., Takahashi T. and et al.* Missing western half of the Pacific Plate: Geochemical nature of the Izanagi–Pacific Ridge interaction with a stationary boundary between the Indian and Pacific mantles // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2015. Vol. 16. P. 3309–3332.
86. *Mohammadzadeh A., Johnston S.T., Muller D.A.* Quantitative Tectonic Plate Reconstruction of Western North America and the Eastern Pacific basin // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2020. Vol. 12. P. 1–25.
87. *Nebel O., C. Münker C., Nebel-Jacobsen Y.J., Kleine T., Mezger K., Mortimer N.* Hf–Nd–Pb isotope evidence from Permian arc rocks for the long-term presence of the Indian–Pacific mantle boundary in the SW Pacific // *Earth Planetary Sci. Lett.* 2007. Vol. 254. P. 377–392.
88. *Negredo A.M., Jimenez-Munt I., Villasenor W.* Evidence for eastward mantle flow beneath the Caribbean plate from neotectonic modeling // *Geophys. Res. Lett.* 2004. Vol. 31. P. 1–4.
89. *Pavlis T.L., Amato J.M., Trop J.M., Ridgway K.D., Roesske S.M., Gehrels G.E.* Subduction Polarity in Ancient Arcs: A Call to Integrate Geology and Geophysics to Decipher the Mesozoic Tectonic History of the Northern Cordillera of North America: REPLY//*GSA Today*, 2020. Vol. 30. P. 51–67.
90. *Pindell J.L., Kennan L.* Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: An update. – In: *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*. – E. by K.H. James, M.A. Lorente, J.L. Pindell – *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 2009. Vol. 328. P. 1–55.
91. *Safonova I.A., Kotlyarov A., Krivonogov S.* Intra-oceanic arcs of the Paleo-Asian ocean // *Geodynam. Tectonophys.* 2017. Vol. 8. No. 3. P. 547–55.
92. *Sato K., Kawabata H., Scholl D.W., Hyodo H., Takahashi H., Suzuki K., Kamagai H.* ⁴⁰Ar–³⁹Ar dating and tectonic implication of volcanic rocks recovered at IODP Hole U1342 on Bowers Ridge, Bering Sea. –

- In: *Deep Sea Research. — Part II — Tropical Study in Oceanography*. — (Japan, 23 March, 2015).
93. *Seton M., Flament N., Whitteiker J., Muller D., Gurnis M., Bower D.J.* Ridge subduction sparked reorganization of the Pacific plate-mantle system 60–50 years ago // *Geophys. Res. Lett.* 2015. Vol. 42. No 6. P. 1732–1740.
 94. *Sokolov S.D., Tuchkova M.I.* Mesozoic tectono-stratigraphic terranes of the Koryak-Chukotka region // *GSA Spec. Pap.* 2015. Vol. 513. P. 461–481.
 95. *Stern R.J., Fouch M.J., Klemperer S.L.* An Overview of the Izu-Bonin–Mariana Subduction Factory // *Geophys. J. Monograph* 2003. Vol. 138. P. 175–222.
 96. *Stern R.J.* The anatomy and ontogeny of modern intra-oceanic arc systems. — In: *The Evolving Continents: Understanding Processes of Continental Growth*. — Ed. by T.M. Kusky, M.-G. Zhai, W. Xiao — *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 2010. Vol. 338. P. 7–34.
 97. *Stern R.J., Barth G.A., Scheirer D.S., Scholl D.W.* Did the Bering Sea form as a Cenozoic Back Arc Basin? — T34S The Geodynamics of Tectonics. AGU Fall Meeting. 2012.
 98. *Stern R., Scholl D., Barth G., Scheirer D. et al.* Drilling to determine the origin of the Aleutian Arc–Basin System and the climate, oceanographic, diagenetic and deep biospheric record in its sedimentary fill // *IODP Proposal Cover Sheet*. 2015.
 99. *Takahashi N., Kodaira S., Klemperer S.L., Tatsumi Y., Kaneda Y., Suyehiro K.* Crustal structure and evolution of the Mariana intra-oceanic island arc // *Geology*. 2007. Vol. 35. No. 3. P. 203–206.
 100. *Tetreault J.L., Buiter J.H.* Future accreted terranes: a compilation of island arcs, oceanic plateaus, submarine ridges, seamounts, and continental fragments // *EGU Solid Earth*. 2014. Vol. 5. P. 1243–1275.
 101. *Torsvik T.H., Steinberger B., Shephard G.E., Doubrovine P.V., Gaina C., Domeier M., Conrad C.P., Sager W.* Pacific–Panthalassic reconstructions: Overview, errata and the way forward // *Geochim. Geophys. Geosyst.* 2019. Vol. 20. P. 3659–3689.
 102. *Van Benthem S., Govers R.* The Caribbean plate: Pulled, pushed, or dragged // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2010. Vol. 115. Is. B10. B10409.
 103. *Uyeda S., Ben Avraham Z.* Origin and development of the Philippine Sea // *Nature*. 1972. Vol. 40. P. 176–178.
 104. *Zhang T.-Y., Lia P.-F., Shanga L.-N., Conga J.-Y., Lia X., Yaoc Y.-J., Zhanga Y.* Identification and evolution of tectonic units in the Philippine Sea Plate // *China Geology*. 2022. Vol. 5. P. 96–109.
 105. *Wanke M., Portnyagin M., Hoernle K., Werner R., Hauff F., van den Bogaard P., Garbe-Schönberg B.* Bowers Ridge (Bering Sea): An Oligocene–Early Miocene island arc // *Geology*. 2012. Vol. 40. No. 2. P. 687–690.
 106. *Westbrook G.K., Ladd J.W.* Cross section of an accretionary wedge: Barbados Ridge complex // *Geology*. 1988. Vol. 16. P. 631–635.
 107. *Wright N.M., Seton M., Williams S.E., Muller R.D.* The Late Cretaceous to recent tectonic history of the Pacific Ocean basin // *Earth Sci. Rev.* 2016. Vol. 154. P. 138–173.
 108. *Wu J., Lin Y.-A., Flamen N., Liu Y.* Northwest Pacific–Izanagi plate tectonics since Cretaceous times from western Pacific mantle structure // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2022. Vol. 583. P. 1–17.
 109. *Yutani T., Hirano., Tanaka H., Sumino H., Machida S., Sekimoto S. et al.* An intraoceanic juvenile arc of shoshonite and adakitic andesite in the Nemuro Belt, the Lesser Kuril Arc, across the K/Pg boundary // *Cretaceous Research*. 2023. Vol. 147. Pages?.
 110. *Yana Q., Shi X., Yuana L., Yana S., Liua Z.* Tectono-magmatic evolution of the Philippine Sea Plate: A review // *Geosystems and Geoenvironment*. 2022. Vol. 1. 10018.
 111. *Yumul G.P., Dimalanta C.B., Maglambayan V., Marquez E.J.* Tectonic setting of a composite terrane: A review of the Philippine island arc system // *Geosciences Journal*. 2008. Vol. 12. № 1. P. 7–17.

Geodynamic Evolution of Intra-Oceanic Island–Arc Systems: Expansive (Izu-Bonin–Marian), Accretionary (Nemuro–Olyutor) and Stationary (Aleutian) Types

V. D. Chekhovich^a, *, A. N. Sukhov^a

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky per. bld. 7, 119017 Moscow, Russia*

**e-mail: vadimchekhovich@mail.ru*

The authors propose a typification of intra-oceanic island–arc systems according to the geodynamics of their development in the oceanic space. The currently existing and reconstructed (represented by terranes on the margins of the continents) intraoceanic island–arc systems of the late Mesozoic–Cenozoic are subdivided into expansive, accretionary, and stationary types. Systems of the expansive type (Izu-Bonin–Marian and Lesser Antilles) grow both towards the subducting oceanic plate and towards the free oceanic space — their geodynamics is determined by processes in the oceanic plates. The mantle currents under the overhanging lithospheric plate are directed towards the subducting plate. Accretionary systems such as the Olyutor–East Kamchatka, Nemuro–Lesser Kuril, and Talkitna systems have completed their development as part of active continental margins. The paleotectonic reconstruction of such systems shows that these systems in the course of their development were reduced to relict terranes, tectonically aligned with continental margins. The geo-

dynamics of intra-ocean systems of the accretion type also depends on processes in oceanic plates, but leads to the opposite result compared to expansive systems. This is due to the direction of mantle flows under the overhanging plate, which is opposite to the expansion type, i.e. coinciding in direction with the mantle flow under the absorbed plate. The stationary Aleutian island-arc system is intercontinental and its development in space, as well as the formation of internal structures (the Paleogene island arc of the Bowers Ridge), depended on the difference in the relative movement of the Eurasian and North American lithospheric plates. The most specific feature of this system is the absence of signs of back-arc basin opening, which invariably characterizes expansive and accretionary island-arc systems. It is assumed that this specific feature of the system may be related to the mantle flow under the overhanging slab, which has a transverse direction with respect to the direction of the subducting slab. The Aleutian system, from the moment of its formation, was and remained autochthonous in relation to the North American and Eurasian continents.

Keywords: geodynamics, intraoceanic island-arc systems, subducting plate, active continental margin, mantle current, lithospheric plate movement, Mesozoic–Cenozoic

УДК 550.812.1

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПРОТЕРОЗОЙСКОГО КОМПЛЕКСА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2023 г. С. Е. Башкова¹, *, Е. Е. Кожевникова¹, Ю. А. Яковлев¹,
Т. В. Карасева¹, А. В. Боталова¹

¹Пермский государственный национальный исследовательский университет,
д. 15, ул. Букирева, 614068 Пермь, Россия

*e-mail: sbashkova@mail.ru

Поступила в редакцию 23.04.2023 г.

После доработки 07.06.2023 г.

Принята к публикации 23.06.2023 г.

В статье рассмотрены особенности геологического строения и формирования осадочного протерозойского комплекса. Показано, что верхнедокембрийские отложения на древних платформах имеют большую мощность, сходные условия осадконакопления и характеризуются наличием нефтегазоматеринских толщ с высоким генерационным потенциалом и наличием крупных залежей. Авторами рассмотрены основные тенденции и выявлены закономерности геологического строения рифей–вендского комплекса Европейской части России. Рифей–вендские осадочные отложения широко распространены на Восточно-Европейской платформе и заполняют обширные рифтово-авлакогенные впадины. Наиболее крупными впадинами являются Камско-Бельский прогиб, представляющий собой основную зону рифейского осадконакопления в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (НГП), Вычегодский прогиб в Мезенской синеклизе, Пачелмский и Среднерусский авлакогены в Московской синеклизе. Авторами выполнена математическая обработка материалов по геологическому строению поверхности фундамента и рифей–вендских отложений Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, которая позволила установить статистически значимые связи с древним фундаментом и закономерности в строении осадочных толщ. На территории Европейской части России в рифейских и вендских отложениях установлены промышленные и непромышленные притоки нефти, нефте- и газопроявления разной интенсивности, зафиксированные на различных стратиграфических уровнях.

Ключевые слова: геологическое строение, древние платформы, протерозойские отложения, рифей, венд, Волго-Уральская НГП, Тимано-Печорская НГП, Московская синеклиза, Мезенская синеклиза, нефтегазоносность

DOI: 10.31857/S0016853X23040033, **EDN:** ZXRVMO

ВВЕДЕНИЕ

В пределах Восточно-Европейской платформы в основании осадочного чехла развита сложная система верхнепротерозойских (рифей–вендских) отложений. Они характеризуются широким распространением и признаками, отличающими их от палеозойских осадочных толщ. В течение длительного времени верхнедокембрийские образования считались малоперспективными для поисков в них залежей нефти и газа [31]. Это объяснялось недостаточной биологической продуктивностью древних биосфер и неблагоприятными условиями сохранения скоплений углеводородов в древних осадочных комплексах [31]. Однако были разведаны залежи углеводородов в России на территории Восточной Сибири, а также в Австралии, Китае, Омане и других странах и было доказано,

что развитие органической жизни в верхнем протерозое привело к накоплению в осадках огромных масс бактериально-планктонного органического вещества, обладающего значительным генерационным потенциалом [18, 25, 30, 31].

Геологоразведочные работы, которые проводились в последние десятилетия, широкое развитие нефтегазопроявлений в рифей–вендских отложениях, разведанные и разрабатываемые в ряде районов залежи углеводородов указывают на возможность обнаружения скоплений углеводородов, обладающих значительным ресурсным потенциалом.

На территории Европейской части России рифей–вендские осадочные отложения широко распространены в Волго-Уральской, Тимано-Пе-

чорской нефтегазоносных провинциях, Московской и Мезенской синеклизах (рис. 1).

Целью исследования является обобщение и систематизация данных по геологическому строению и нефтегазоносности рифей–вендских отложений в России и мире, изучение закономерностей в строении древних толщ и анализ развития нефтегазоносности в рифейских и вендских отложениях на территории Европейской части России.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

История геологического изучения древнейших частей осадочного чехла, насчитывает более 200 лет, однако геологические исследования в различных странах мира были начаты в только начале XX века. В России начало исследований связано с именем Н.С. Шатского, когда в 1932–1937 гг. на Сибирской платформе на склонах Алданской антеклизы в верхнем протерозое им были обнаружены скопления углеводородов [23, 25].

Промышленная нефтегазоносность верхнедокембрийских отложений доказана в Восточной Сибири открытием в 1962 г. Марковского газоконденсатного месторождения, где из песчаных пластов марковского и парфеновского горизонтов венда получены притоки газа и конденсата.

В Красноярском крае в 1973 г. в пределах Камовского свода Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления (ЮТЗ) открыто Куюмбо-Юрубчено-Тайгинское месторождение нефти, дебитом 585 т/сут, с геологическими запасами нефти 1–2 млрд т, приуроченное к природному резервуару в докембрийских, в основном средне–верхнерифейских, преимущественно доломитовых кавернозно-карстово-трещинных коллекторах, перекрытых слабоконтрастным венд–нижнепалеозойским чехлом [29].

В Иркутской области в 1987 г. открыто Ковытинское газоконденсатное месторождение к югу от Непско-Ботуобинской антеклизы с запасами 193 млрд м³ в песчаниках парфеновского горизонта венда. В настоящее время в Восточной Сибири установлены значительные нефтегазопрооявления, открыты и успешно разрабатываются более 30 промышленных скоплений углеводородов. Большая часть открытых месторождений находится на юге Лено-Тунгусской нефтегазональной провинции в пределах крупной Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления, которая представляет собой крупную антиклинальную ловушку, стратиграфически экранированную, разбитую на ряд блоков, осложненную дизъюнктивными и литологическими боковыми экранами.

Диапазон оценок запасов в зависимости от категорийности (степени разведанности) колеблется от 400 млн т до 1.5 млрд т нефти и газа (в нефтяном

эквиваленте). Залежи приурочены к карбонатам верхней эродированной части рифея, внутририфейским трещинным коллекторам и терригенно-карбонатным горизонтам венда в зонах их повышенных фильтрационно-емкостных свойств [29].

Этаж нефтегазоносности верхней части рифейского комплекса 135–250 м. Нефти рифейских отложений преимущественно легкие плотностью от 0.815 г/см³ до 0.850 г/см³, малосернистые, парафинистые (до 2%), смолистые (до 4–10%). Источником нефти являются углеродистые толщи в рифее, представленные глинисто-карбонатными и глинисто-тонкослоистыми отложениями, сформировавшимися в условиях глубокого шельфа. Содержание Сорг в известняках составляют в среднем 0.5–0.7%, в черных аргиллитах увеличиваются до 2%. В обнажениях Енисейского края в отдельных пачках тонкослоистых аргиллитов и глинисто-карбонатных пород содержание Сорг достигает 8–15% [6].

Анализ зарубежного опыта геологоразведочных работ по освоению древних толщ докембрийских платформ мира в целом подтверждают экспертные оценки исследователей, которые полагают, что эпикратонные осадочные бассейны древних платформ включают не менее 200 млрд т ресурсов углеводородов, причем каждый четвертый бассейн имеет свое скопление-гигант, связанное именно с рифтогенными структурами [25]. Таким примером служит Юрубчено-Тохомская зона нефтегазонакопления.

Зарубежные публикации акцентируют внимание на проблемах строения протерозойских образований, развития надвиговых дислокаций и нефтегазоносности в различных регионах мира, включая страны Азии, Америку и Австралию [49–52].

На древней Аравийской платформе в Пакистане на месторождении Джойя-Мейр ведется добыча нефти из песчаников кембрия–верхнего протерозоя. В Омане разрабатывается около 20-ти месторождений нефти, приуроченных к ловушкам облекания эрозионной поверхности осадочного докембрия (группа Хуф) [56]. На древней Китайско-Корейской платформе месторождения нефти разведаны в вулканогенно-осадочных образованиях протерозоя.

В Сычуанском бассейне в отложениях синия открыты крупные газовые месторождения (Вэйвен, Выюанское) [53, 54]. На древней Австралийской платформе в протерозойских отложениях сравнительно неглубоких внутрикратонных бассейнов Мак-Артур и Амадиес выявлены газовые месторождения промышленного значения с залежами на глубинах до 1.5 км [55].

В бассейне Мак-Артур в скв. Джемиссон-1, пробуренной в начале 1990–х гг., получен приток нефти из отложений рифея. Нефтеносный песча-

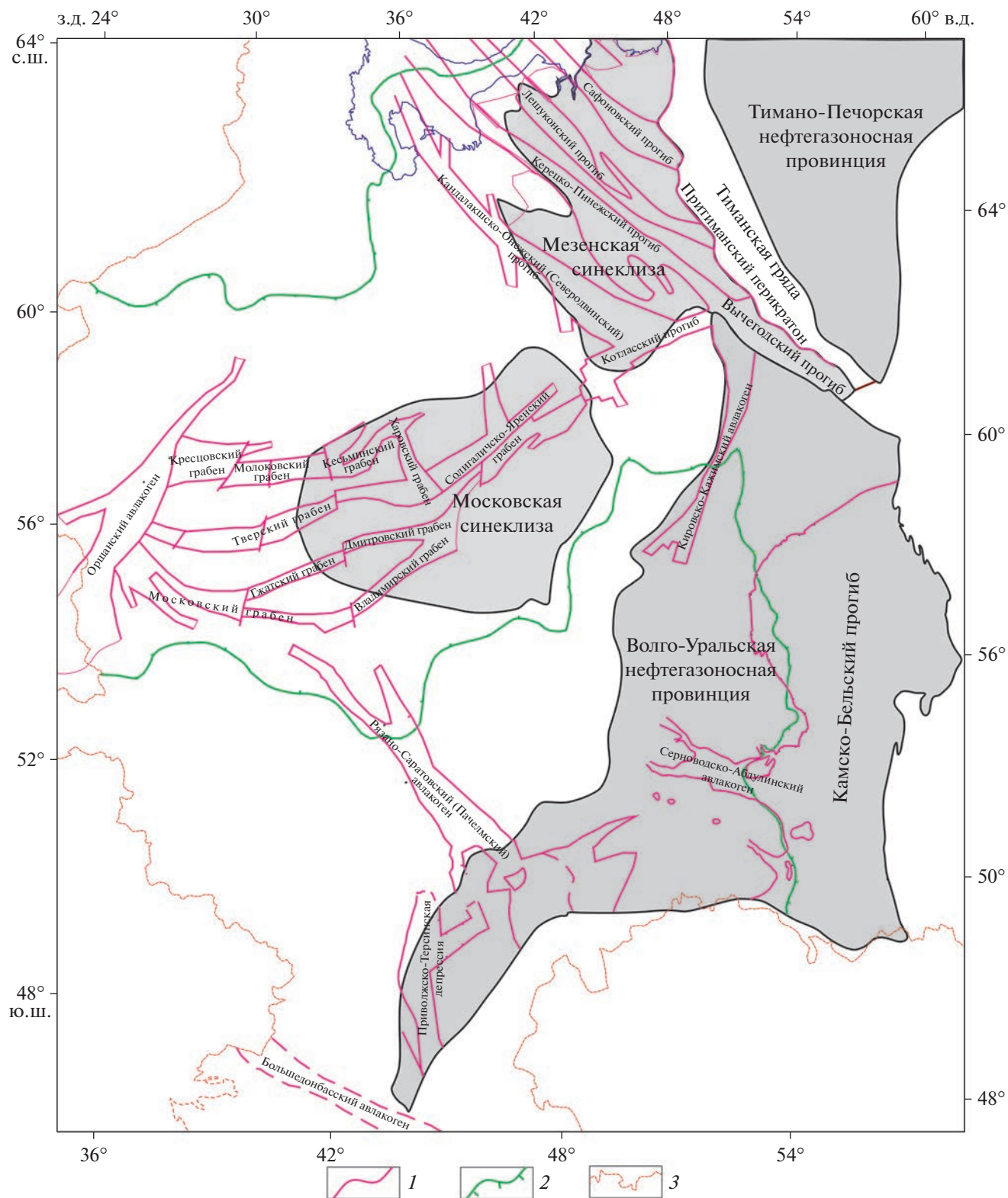


Рис. 1. Структурная карта распространения рифей–вендских отложений осадочного чехла Восточно-Европейской платформы в Европейской части России (по данным [4, 8, 9, 11, 12, 14, 18, 20, 22, 24, 35, 37], с изменениями и дополнениями).

1–2 – границы: 1 – рифейских прогибов (авлакогенов), 2 – развития вендских отложений; 3 – государственная граница

ник Джемиссон-1 вскрыт в интервале 871–969 м. По возрасту вмещающего коллектора (около 1400 млн лет) это древнейшая нефть на Земле [30].

На Южно-Американской платформе в бассейне Сан-Франциско в отложениях венда (группа Бамбуи) в ряде скважин были зафиксированы газопроявления. В одной из них был получен приток метанового газа дебитом свыше 50 тыс м³/сут. В Бразилии, в штате Гойя, известны признаки газа в мощных толщах (~200 м) известняков, разделенных глинами [55].

Примеры открытых и успешно разрабатываемых залежей углеводородов в древних отложениях доказывают, что вопросы изучения нефтегазоносности древнейших на Земном шаре докембрийских осадочных образований остаются актуальными.

Вместе с тем, несмотря на интенсивные поиски залежей нефти и газа в докембрийских образованиях, оценка их истинного углеводородного потенциала связана с объективными трудностями: сложность современного строения, обусловленная исключительно длительной геологической историей формирования и развития протерозойских бассейнов седиментации, условия образования и сохранности промышленных скоплений углеводородов в древних толщах. Верхнедокембрийские отложения на огромных территориях древних платформ имеют большую (несколько тысяч метров) мощность и сходные условия осадконакопления в рифее–венде. Формирование их происходило в условиях интенсивного прогибания седиментационных бассейнов и сопровождалось в ряде районов интенсивной интрузивной и вулканической деятельностью [1, 34, 44].

Древние платформы характеризуются в основном трехярусным строением, которое отражает основные этапы их развития: кратонный, авлакогенный и собственно платформенный, в результате которых формировались характерные структурно-формационные мегакомплексы пород [4, 26, 31, 41]. Нижний мегакомплекс (кристаллический фундамент), образовавшийся в период геосинклинальной предыстории, образован магматическими и метаморфическими породами.

Промежуточный мегакомплекс, сформированный на авлакогенной стадии тектонического развития, связан с образованием рифтовых структур, авлакогенов, грабенов, заполненных осадочными плотными слабометаморфизованными и неметаморфизованными глинисто-песчанистыми и карбонатными отложениями большой мощности.

Осадочный чехол, образованный в платформенный этап развития, формируется в несколько стадий, первой из которой является синеклизная. Осадконакопление происходит с меньшими скоростями, распространяется на большие площади и формирует пологие, близкие к изометричным

структуры. Рифейские отложения образованы в авлакогенный этап развития, вендские породы сформированы в начальную (синеклизную) стадию платформенного этапа развития.

Геолого-геохимические и палеонтологические исследования древнейших докембрийских осадочных пород на древних платформах мира показали, что эти породы содержат значительные количества остатков жизнедеятельности представителей бактериальных и растительных организмов, которые могли быть источниками органического вещества.

Значительные количества органического вещества (ОВ) встречаются не только в неметаморфизованных образованиях позднего докембрия, но и в породах раннего докембрия. Известно, что перспективы нефтегазоносности любых отложений в значительной мере определяются степенью зрелости органического вещества пород и генерационного потенциала нефтегазоматеринских толщ. Данное обстоятельство крайне важно и для докембрийских образований древних платформ.

Наиболее полно эти породы изучены в Северной Америке и Австралии. Геохимия материнских толщ Южной Америки, Африки, Азии, Ближнего и Среднего Востока, Западной и Восточной Европы освещена значительно слабее [31, 52, 53, 56].

В нашем исследовании обобщены некоторые геолого-геохимические параметры материнских толщ докембрия, изученных в пределах основных перспективных осадочных бассейнов большинства древних платформ мира (табл. 1).

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Для Европейской части России история геологического изучения древнейших частей осадочного чехла реально началась в 1940-х гг., когда глубокими разведочными и поисковыми скважинами под девонскими терригенными отложениями стали вскрываться литологически отличающиеся от палеозоя толщи зелено-красноцветных глинисто-алевролитовых и песчаниковых образований, реже доломитовых серо-цветных пород.

В начале 1960-х гг. за этими отложениями закрепились названия — рифейские и вендские отложения [42]. В эти же годы комплексные методы исследования органических остатков пород (биостратиграфические, литолого-фациальные, историко-геологические) позволили создать унифицированные стратиграфические схемы древних отложений платформ [26, 41].

Однако вопросы установления объема, номенклатуры возрастных подразделений докембрийских образований, определения границы между докембрием и ранним палеозоем однозначной

Таблица 1. Общая характеристика нефтегазоматеринских пород докембрийских толщ.

Страна	Нефтегазоносный бассейн, регион	Возраст	Группа, серия, свита, формация, комплекс, слои	Литологический состав	Мощность докембрийских толщ, м	Содержание Сорг, %	Генерационный потенциал ОВ, $S_2 + S_3$, кг/т
Польша	Центрально-Европейский (Львовско-Люблинская впадина)	V	Вольнская, валдайская, полесская серия	Алевролиты, аргиллиты	–	0.15–0.17 До 0.5	–
Канада	Западно-Канадский (провинция Британская Колумбия)	PR ₃	Группа Виндермер, формация Алтин	Аргиллиты Пластинчатые	До 3000	0.4–4.0	От низкого До высокого
	Мелвилл (о. Виктория)	R ₁	Формация Перри Бей	Доломиты глинистые	До 4500	1.6–6.2	–
	Северо-Западный	R ₁	Формация Маунт Кап	Глины, известняки	–	0.4–1.4	От низкого до среднего
США	Бассейны Белт, Уинга, Апачи, Бассейн Скалистых гор	PR ₃	Серия Окои, группа Вальден Крик, Формация Уилхайл	Аргиллиты	360	3.0–27.9	До очень высокого
		PR ₃	Группа Чуар	Глинистые сланцы битуминозные	1637	До 5	От среднего до высокого
Бразилия	Регион Альто-Паранаиба	R ₃ –V	Группа Бамбуи	Глины битуминозные, алевролиты, известняки строматолитовые	900–1500	–	–
Австралия	Офиссер Мак Артур, Уизо, Дейли Ривер	PR ₃	Слои Браун Таунсенд	Глинистые сланцы	329	До 3.4	Высокий
		PR ₃	Группа Ропер, Формация Маклинн	Глины	–	0.7–9.2	–
		PR	Формация Кобанбирини, слои Линсен Крик, Формация Велкерри	Глинистые сланцы	–	1.47–4.21 До 8.0	Высокий, до 40
Оман	Бассейн Персидского залива	PR ₃	Группа Хуф: Формация Буах Формация Хуфан	Глинистые известняки, мергели, доломиты	До 600 До 390	2.2–6.2	От среднего до высокого
Иран	Пенджабский	PR ₃	Серия Ормуз, фациальный аналог группы Хуф и соленосной свиты Пенджабского бассейна	Терригенно-карбонатно-соленосная толща	До 1000	5.0–7.0	–
Пакистан	Пенджабский	PR ₃	Формация Соляной Кряж соленосной пенджабской свиты	Битуминозные сланцы с прослойками доломитов	50	5.0–7.0	–
ЮАР	Конголезский	PR ₃	Формация Линде	Известняки	–	До 1.4	–
Китай	Сычуаньский	PR ₃	Комплекс “синий”, серия Яньзинхэ	Известняки кремнистые	1200	–	–

трактовки не имели. Это порождало различную корреляцию древних отложений и затрудняло расшифровку истории геологического развития платформ на ранних этапах. В течение длительного времени (больше 50 лет) происходило уточнение и дополнение стратиграфических схем додевонских отложений. Нижний рубеж жизни протерозойских отложений установлен на уровне 2.5 млрд лет, причем степень распространения свободного биогенного углерода в различных осадочных породах докембрия сопоставима со степенью его распространения в осадочных толщах фанерозоя [15, 16, 40].

По изотопно-геохронологическим данным и их привязки к хроостратиграфической шкале рифея, венда и нижнего кембрия наилучшим приближением к значению изотопного возраста нижней границы верхнего рифея является 1030 ± 50 млн лет и нижние границы венда и кембрия следует оценивать в 600 ± 10 и 531 ± 1 млн лет соответственно, изотопный возраст нижних границ нижнего и среднего рифея оценивается в 1650 ± 50 и 1350 ± 20 млн лет [3, 39].

На севере Восточно-Европейской платформы в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (НГП) верхнепротерозойский комплекс изучен исключительно слабо, представлен в различной степени метаморфизованными и вулканогенно-осадочными породами, преимущественно вскрыт скважинами на южном Тимане и выходит в ядрах приподнятых блоков Тиманского кряжа.

В Волго-Уральской НГП рифей-вендские осадочные отложения, выполняющие обширные рифтово-авлакогенные впадины, вскрыты большим количеством глубоких скважин (более 2000), что, однако, не обеспечивает равномерную изученность региона, как в плане, так и в разрезе [11]. Особенно это касается рифейских пород из-за относительно большой глубины их залегания и мощности. Двенадцать скважин, расположенных в разных частях области развития осадочного докембрия, вскрыли разрез на глубину ≥ 5 км [9]:

- Сарапульская-1П (5503 м) в Удмуртии;
- Восточно-Аскинская-1 (5005 м), Аслы-Куль-4 (5005 м), Шкаповская-740 (5012 м), Орьебашская-82 (5013 м), Орьебашская-83 (5017 м), Бурангуловская-4 (5058 м), Кулгунинская-1 (5154 м), Леузинская-1 (5188 м), Кипчакская-1 (5507 м), Кабаковская-62 (5521 м) в Башкортостане;
- Аракаевская-1 (5207 м) в Свердловской области.

Однако ни одна из скважин не вскрыла полностью рифей [8]. Региональные геофизические работы на древние отложения выполняются, как правило, в небольшом объеме и в большей степени попутно с исследованиями палеозойских толщ. За последние 20–30 лет проведены в незначительном объеме зонально-региональные работы на

небольших территориях (Бедряжская площадь, Кубиязинская площадь – скв. Восточно-Аскинская-1 и др.).

Обширная и достаточно глубокая Московско-Мезенская зона прогибания характеризуется еще более низкой геолого-геофизической изученностью допалеозойских отложений. Мезенская синеклиза на северо-востоке Восточно-Европейской платформы площадью около 300 тыс км² и объемом осадочного выполнения более 1 млн км³, долгое время оценивалась как малоперспективная в нефтегазоносном отношении. Из пробуренных на этой территории 16-ти глубоких скважин, только 5 скважин вскрыли рифей более 100 м, а 3 скважины – больше 1 км. Наиболее глубокие параметрические скважины Среднеяфтинская-21 (Азопольский прогиб) глубиной более 4 км вскрыла мощный разрез верхневендских (1094 м) и верхнерифейских образований (2373 м), скважина Кельтменская-1 (Вычегодский прогиб) глубиной 4910 м вскрыла около 2 км верхнерифейского разреза с обильными строматолитами (сафоновская серия).

Большинство скважин, вскрывшие вендские и рифейские отложения приурочены к Вычегодскому прогибу (Аныбская, Мулукская, Сереговская, Сторожевская, Кельтменская площади). Московская синеклиза – обширная отрицательная структура изометричной формы, площадью около 450 тыс км² и объемом осадочного выполнения более 0.8 млн км³ относится к области перикратонных прогибов на территории Восточно-Европейской платформы.

В целом, уровень изученности территории геолого-геофизическими методами и бурением (3640 км²/скв.) крайне низкий, при этом большинство скважин вскрыли отложения венда или рифея на небольших глубинах. Скважины сосредоточены, как правило, группами на отдельных площадях и не формируют опорной региональной сети. Отложения нижнего и верхнего венда развиты на всей территории Московской синеклизы. Рифейские отложения выполняют древние Пачелмский и Среднерусский авлакогены, участвующие в строении синеклизы [37].

НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ ПРОВИНЦИИ (НГП) ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

Тимано-Печорская НГП

На территории Тимано-Печорская НГП верхнепротерозойские отложения представлены мощным комплексом в различной степени метаморфизованных осадочных, в меньшей степени вулканогенно-осадочных пород, выходящих на поверхность в ядрах поднятых блоков Тимана, а также вскрытых скважинами на Тимане, в Ижма-Печорской синеклизе. Тиманский кряж пред-

ставляет собой ряд кулисообразно расположенных сильно эродированных крупных поднятий северо-западного простирания, осложненных флексурами и дизъюнктивами и разделенных депрессиями. В ее пределах по поверхности фундамента выделяется три структуры первого порядка: Канино-Северотиманский, Четласско-Цилемский и Восточно-Тиманский мегавалы [10]. Положение верхнепротерозойского комплекса осадков в структуре Тимано-Печорского региона до сих пор является дискуссионным [21, 22].

Мнение геологов разделилось — некоторые геологи считают верхнепротерозойский комплекс геосинклинальными образованиями в составе складчатого фундамента плиты [18, 21, 22], другие геологи относят верхнепротерозойский комплекс к нижней части платформенного чехла [12, 27].

При этом в качестве эталона исследователями были взяты слабоизмененные и слабодислоцированные рифейские породы Четласского Камня, облик и формационный состав которых затем распространялся на всю территорию Печорской плиты [20].

По материалам аналитических исследований структуры, метаморфизма и формационного состава верхнедокембрийских толщ Печорской плиты и сопредельных территорий выявлено, что переход от типично платформенных рифей-вендских образований Восточно-Европейской платформы к породам подвижного пояса является постепенным и прослеживается в зоне Притиманского перикратонного опускания [20].

Волго-Уральская НГП

Рифей-вендские отложения в Волго-Уральской НГП представляют собой наиболее древние и самые нижние толщ осадочного чехла, залегающие непосредственно на эпикарельском кристаллическом фундаменте, который определяет основные черты строения рифейских и, в меньшей степени, вендских пород.

В составе верхнедокембрийских отложений Волго-Уральской НГП выделяется два самостоятельных структурных этажа: рифейский, сформированный в авлакогенный этап развития, и вендский, сформированный в начальную (синеклизную) стадию платформенного этапа на востоке Русской плиты [4]. Крупными рифейскими структурами являются Камско-Бельский, Серновод-

ско-Абдулинский и Кажимский (Кировско-Кажимский) прогибы (рис. 2).

Доминирующее положение как по площади развития и мощности рифейских отложений, так и по значению при оценке нефтегазоносности территории занимает Камско-Бельский прогиб.

Впервые авлакоген (прогиб) был выделен Э.Э. Фотиади в 1958 г. [4], в последующие годы многими геологами были выявлены и исследованы особенности его строения [4, 37].

Бельская (южная) впадина развивалась как отрицательная структура на протяжении всего рифейского времени, на что указывает наличие в разрезе всех комплексов рифея и его большая суммарная мощность, достигающая 10 км и более. В Камской впадине рифей представлен в основном нижним комплексом и только в его южную часть вклиниваются отложения среднего рифея мощностью, не превышающей несколько сот метров.

Орьбаш-Чернушинская зона характеризуется также неполным разрезом рифея, в котором отсутствует верхний, и частично или полностью средний рифей. Серноводско-Абдулинский прогиб в зоне слияния с Камско-Бельским прогибом характеризуется полным разрезом рифея, мощностью до 3–5 км. В Кажимском прогибе рифейские отложения представлены кажимской свитой, мощностью не более 500 м.

Вендский структурный этаж представлен в основном верхним вендом. Нижневендские отложения имеют весьма ограниченное распространение. К нижнему венду относятся отложения усть-чурочинской (скважины Гадьинского, Нырбского, Остяцкого профилей), чурочинской и ильвовожской свит Полудовского района.

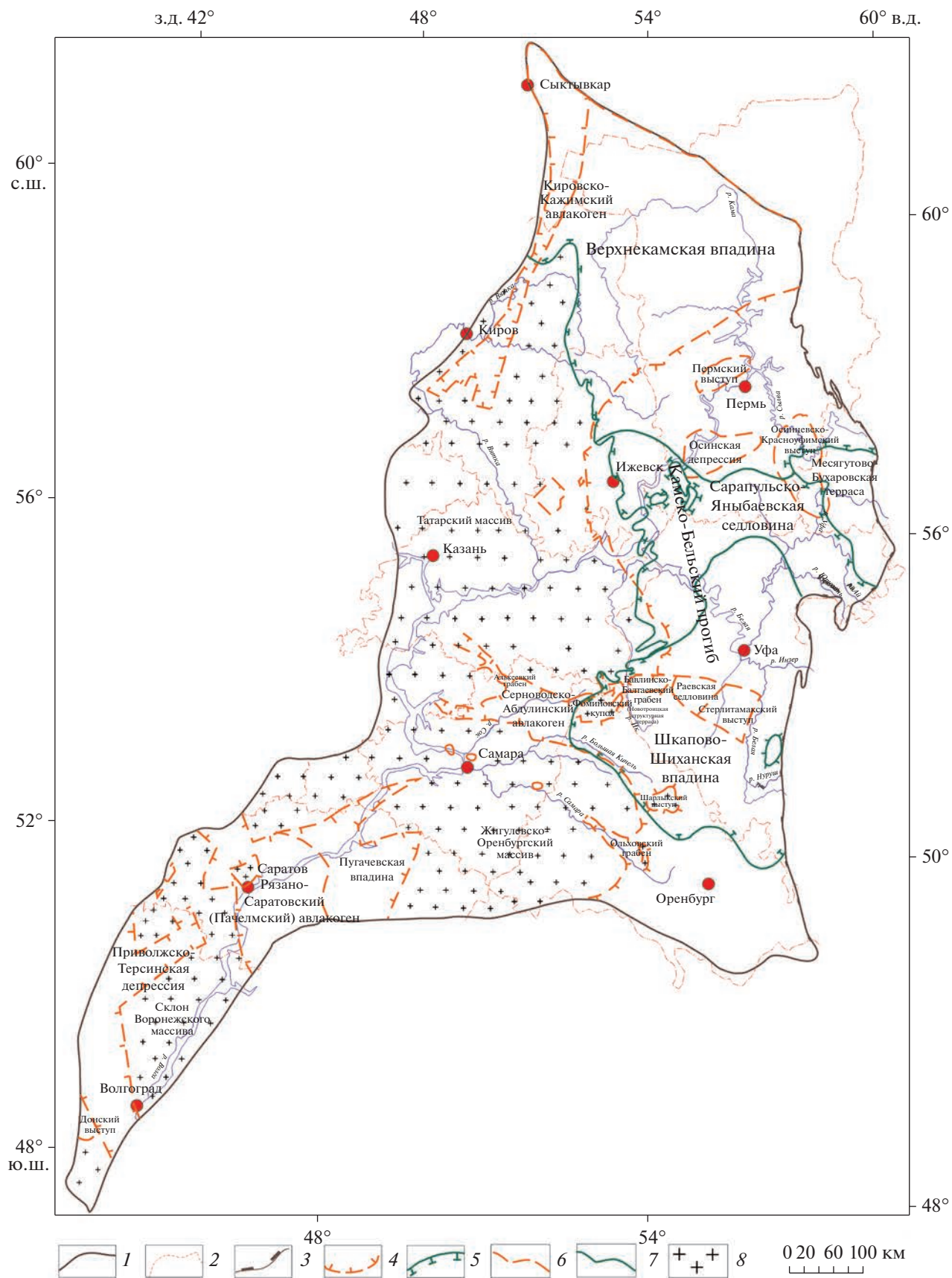
Кроме того, в стратиграфической схеме выделяется веслянская свита, которая выделяется только в одном разрезе (скв. 18 Усть-Черная, инт. 1715–1800 м) [39]. По корреляции с другими разрезами этот интервал соответствует нижней части бордулинской серии верхнего венда.

На востоке Русской плиты область развития венда ориентирована субмеридиональна. В Верхнекамской впадине, в ее северной части отложения верхнего венда залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте, в южной части — на нижнерифейском основании.

В южной, Шкапово-Шиханской впадине, верхневендские отложения развиты на рифейском основании, причем с северо-запада на юго-

Рис. 2. Тектоническая карта рифей-вендских отложений Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (НГП), (по данным [4, 8, 9, 24], с дополнениями).

1 — граница Волго-Уральской нефтегазоносной провинции; 2 — административные границы областей и республик; 3 — западная граница складчатого Урала; 4–5 — границы развития отложений: 4 — рифейских, 5 — вендских; 6–7 — границы тектонических структур: 6 — рифей, 7 — венд; 8 — зоны отсутствия рифейско-вендских отложений



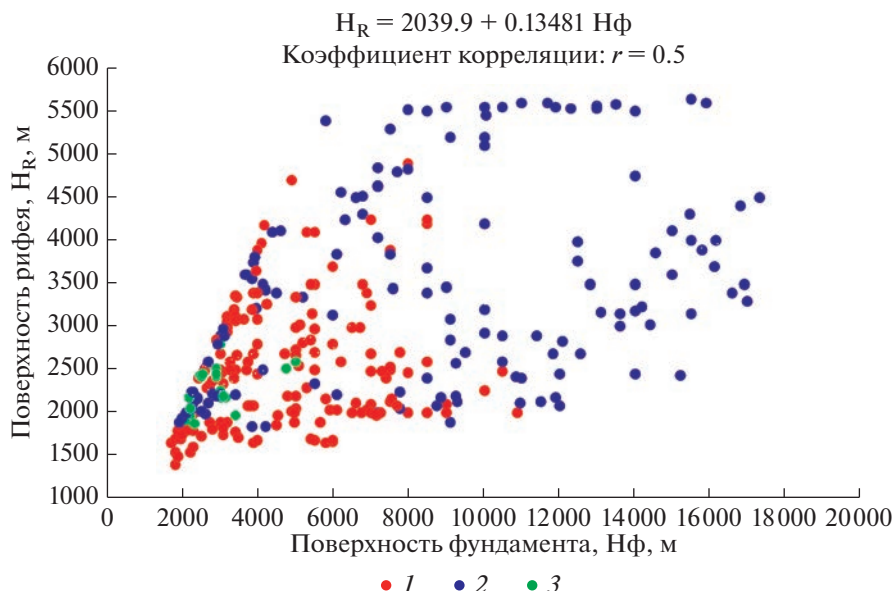


Рис. 3. Корреляционная зависимость между глубиной залегания поверхности рифейских отложений и фундамента в Камско-Бельском и Серноводско-Абдулинском авлакогенах.
1–2 – Камско-Бельский прогиб: 1 – Камская часть, 2 – Бельская часть; 3 – Серноводско-Абдулинский авлакоген

восток вендские отложения подстилаются все более молодыми рифейскими толщами. В обеих впадинах максимальные значения мощности венда составляют от 1.5–1.8 до 2.5 км.

В Сарапульско-Красноуфимской седловине, выделенной по венду как субширотная положительная структура и охватывающая южные районы Пермского края и северные Башкортостана, характеризуется сокращением общей мощности вендских отложений и отсутствием в разрезе верхней – шкаповской (кудымарской) серии. Верхнепротерозойские осадочные образования на востоке Русской плиты в районах их максимального развития достигают мощности (по геофизическим данным) 12–13 км, т.е. в три раза превышая суммарную мощность фанерозоя.

Рифейские комплексы представляют собой ряды последовательно чередующихся красноцветных и сероцветных терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных толщ, прорываемых на рубежах крупных циклов гипабиссальными образованиями основного и ультраосновного состава. Вендские отложения слагаются почти исключительно терригенными породами, среди которых на определенных стратиграфических уровнях прослеживаются прослой вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований.

Для выяснения закономерностей в строении древних отложений авторами использована статистическая обработка основных графических материалов по развитию поверхностей рифея, венда, фундамента для зон развития рифейской и вендской системы прогибов и впадин Волго-

Уральской НГП, полученных как по данным бурения, так и по геофизическим исследованиям. Несмотря на то, что поверхность рифея была размыта на разную глубину, для зон развития основных рифейских прогибов Волго-Уральской НГП установлена корреляционная связь между строением рифейской поверхности и фундамента в авлакогенах региона ($r = 0.5$) (рис. 3).

В некоторых частях развития рифейских отложений в Камско-Бельском прогибе выделяются области, где при одинаковой глубине фундамента, глубина залегания кровли рифейских отложений различная. При погружении фундамента до 9–10 км и более, мощность рифейских отложений меняется от 5–10 до 8–14 км. Выделенные области совпадают с отдельными глубокими впадинами (Осинская, Сарапульская и др.), восточной частью прогиба и прилегающим территориям Предуральского прогиба.

Подобные различия, вероятно, связаны с тектонической активизацией в прикамское и арланское время, постоянными подъемами территории при смене тектоно-седиментационных циклов, более интенсивным размывом в районах Камской впадины. Не исключается также субъективный подход при интерпретации геофизических данных в малоизученных районах прогиба. Для территории Кировско-Кажимского авлакогена связь между глубинами поверхности рифея и фундамента не выявлена. Это связано с недостаточным количеством фактических данных о границах и строении, особенно, северной части

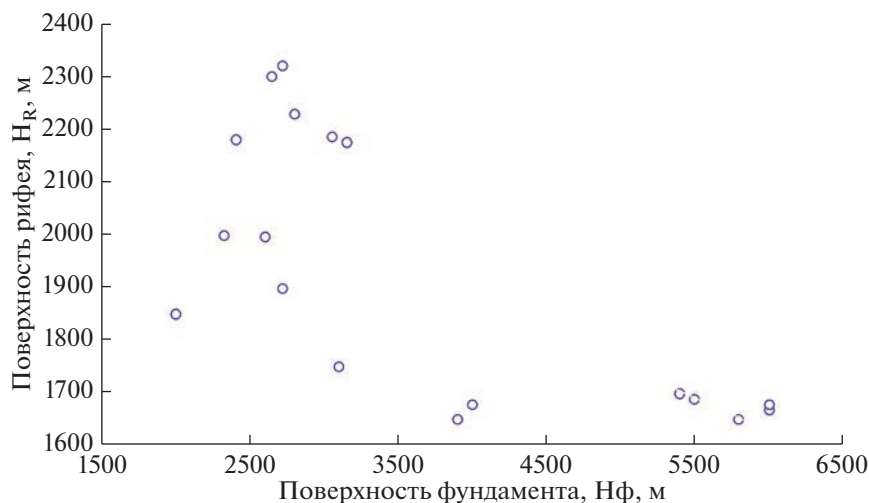


Рис. 4. Корреляционная зависимость между глубиной залегания поверхности рифейских отложений и фундамента в Кировско-Кажимском авлакогене.

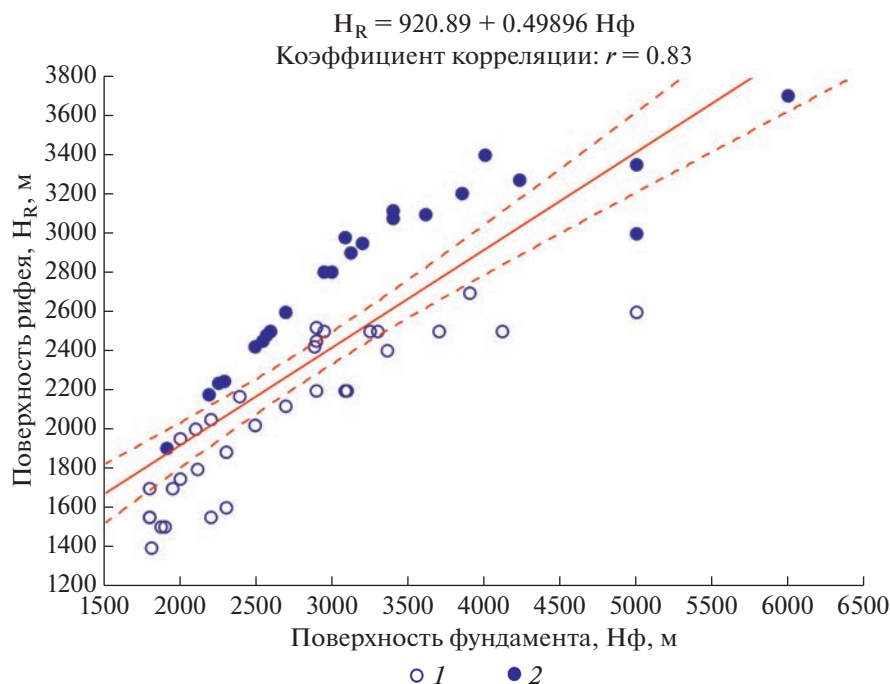


Рис. 5. Корреляционная зависимость между глубиной залегания поверхности рифейских отложений и фундамента в Рязано-Саратовском и Доно-Медведицком авлакогенах.
1–2 – авлакоген: 1 – Рязано-Саратовский, 2 – Дон-Медведицкий

авлакогена (район скважин Лопыдино–1, Сысола–1 и др.) (рис. 4).

Для юго-западных районов провинции (Рязано-Саратовский и Доно-Медведицкий авлакогены), напротив, отмечается, высоко корреляционная зависимость между глубинами залегания рифейских отложений и фундамента ($r = 0.83$), вследствие неглубокого залегания фундамента

и небольшой мощности рифейских отложений (рис. 5).

Изучение вендской поверхности показало определенную тенденцию, как и в рифее, между глубинами поверхностей вендских отложений и фундамента ($r = 0.42$) (рис. 6).

Тектонические движения, происходившие !→ во время после венда время←? привели к общему их

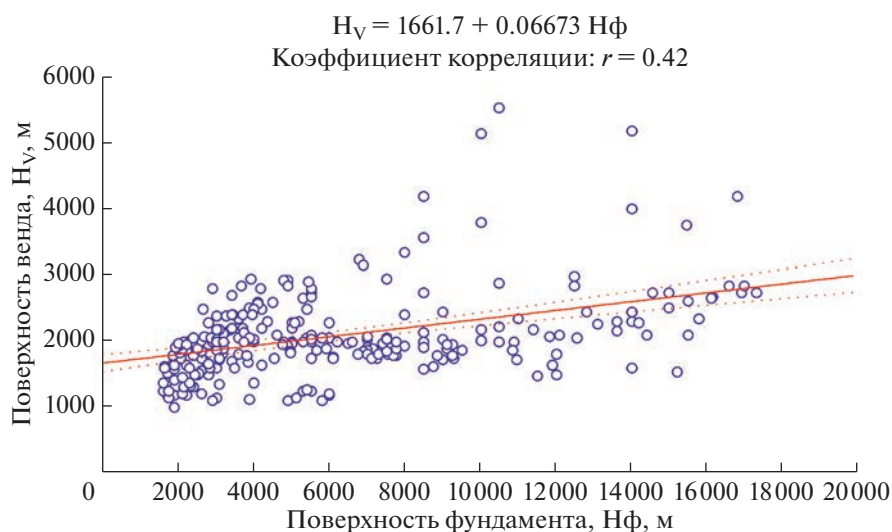


Рис. 6. Корреляционная зависимость между глубиной залегания поверхности вендских отложений и фундамента Волго-Уральской НГП.

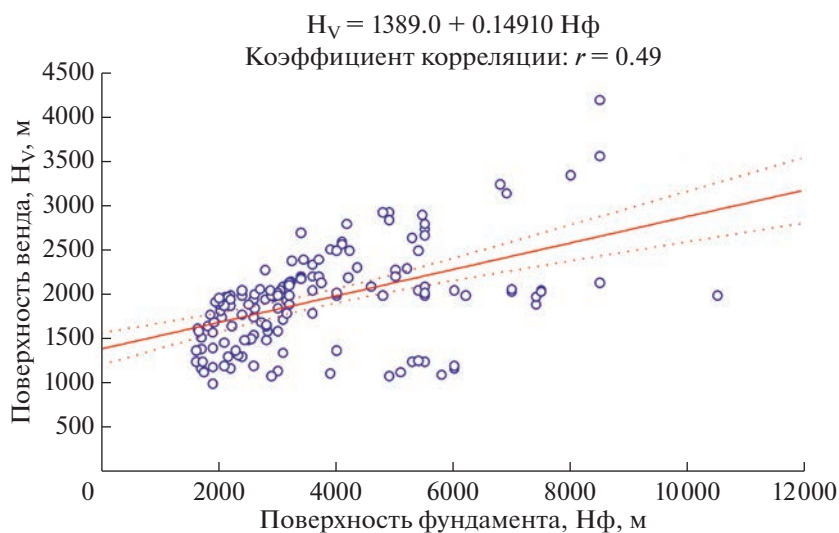


Рис. 7. Корреляционная зависимость между глубиной залегания поверхности вендских отложений и фундамента для Верхнекамской впадины.

наклону в восточном направлении в сторону Предуральского прогиба. При дифференцированном рассмотрении установлено, что для районов Верхнекамской впадины предполагается зависимость между глубинами залегания венда и фундамента ($r = 0.49$). При этом на графике условно выделяются две области точек, где поверхность фундамента залегает до 4 и более 4 км, которые связаны с различным положением вендских отложений относительно фундамента в пределах впадины, где в северной части породы венда лежат на фундаменте, а в южной части — на нижерифейском основании (рис. 7).

В отличие от Верхнекамской, в Шкапово—Шиханской впадине и Сарапульско—Яныбаевской седловине практически отсутствует связь между вендом и фундаментом, вследствие, вероятно, мощной толщи рифейских пород в Шкапово—Шиханской впадине и сокращенной мощности как вендских, так и рифейских отложений в Сарапульско—Яныбаевской седловине (рис. 8, рис. 9).

При этом для внутренней зоны основных рифейских прогибов установлена очень хорошая связь между глубинами поверхностей венда и рифея ($r = 0.86$) (рис. 10).

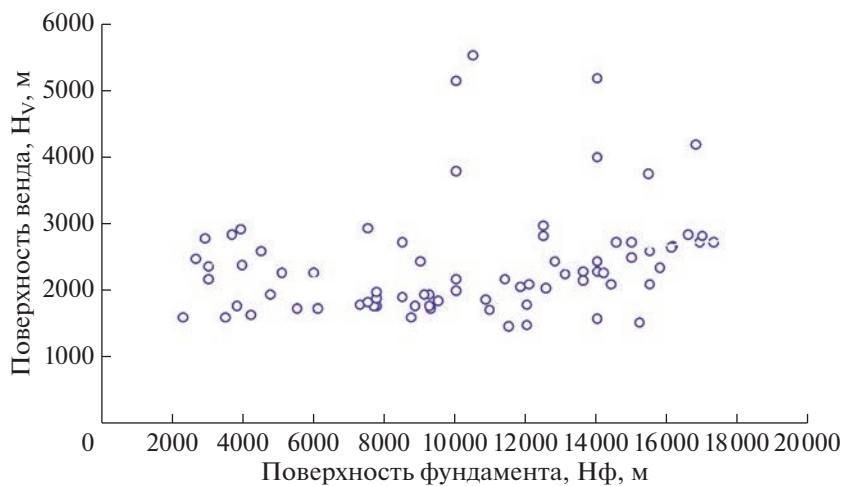


Рис. 8. Корреляционная зависимость между глубиной залегания поверхности вендских отложений и фундамента для Шапово-Шиханской впадины.

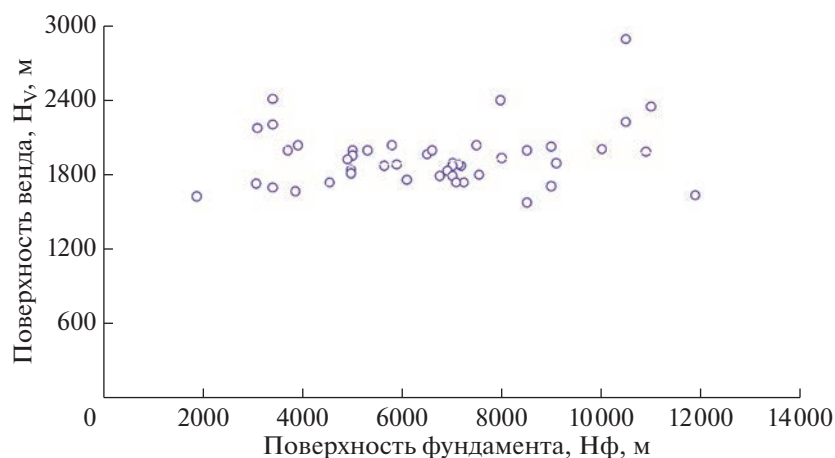


Рис. 9. Корреляционная зависимость между глубиной залегания поверхности вендских отложений и фундамента для Сарапульско-Яныбаевской седловины.

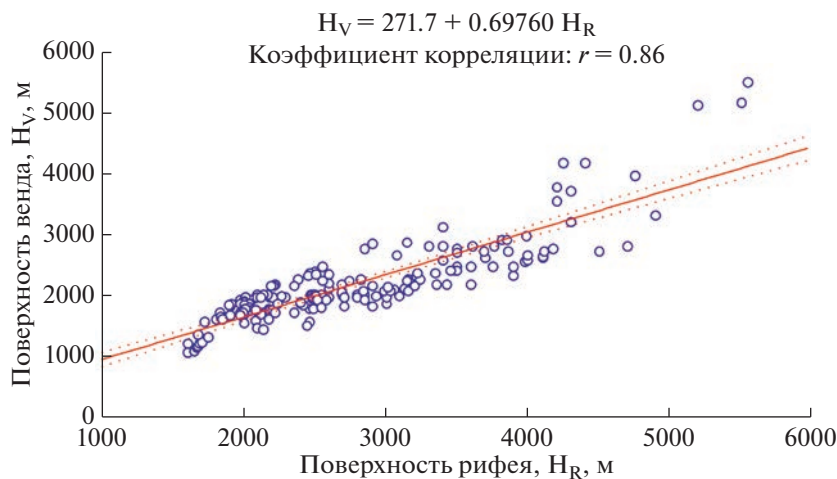


Рис. 10. Корреляционная зависимость между глубиной залегания поверхности вендских и рифейских отложений Волго-Уральской НГП.

Зависимость между опорными горизонтами рифея и венда с очень высокой достоверностью позволяет проводить прогнозирование положение поверхности рифея при вскрытии поверхности венда. В то же время наличие такой связи опровергает широкий размыв на всей территории рифейской и вендской поверхностей (до 1000 и более м).

В разрезе верхнего протерозоя Волго-Урала выделяются отложения нижнего, среднего и верхнего рифея. Нижний рифей представлен кыргинской серией, в составе которой выделяются (снизу вверх) сарапульская, прикамская, калтасинская, надеждинская и кабаковская свиты. Сарапульская свита вскрытой мощностью около 2000 м сложена в нижней половине переслаиванием алевролитов, песчаников, с подчиненными прослоями аргиллитов, в верхней половине — доломитов. Прикамская свита в составе петнурской, норкинской, ротковской и минаевской подсвит общей вскрытой мощностью более 2500 м представлены в основном полевошпатово-кварцевыми и аркозовыми песчаниками, алевролитами, с подчиненными прослоями аргиллитов, конгломератов, гравелитов, доломитов. В составе калтасинской свиты (вскрытая мощность около 3000 м) выделяются (снизу-вверх) саузовская карбонатная, арланская терригенно-карбонатная и ашитская карбонатная подсвиты. Кабаковская свита сложена доломитами, аргиллитами, реже алевролитами и песчаниками.

Средний рифей рассматривался в объеме серафимовской серии, в составе которой выделяются тукаевская (гожанская), ольховская и усинская свиты [3]. Максимальная вскрытая мощность среднерифейских отложений около 500 м. Тукаевская свита сложена полевошпат-кварцевыми песчаниками, алевролитами, реже аргиллитами. Ольховская свита представлена аргиллитами, мергелями с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников. Для пород тукаевской и ольховской свит характерно присутствие интрузий габбро-диабазов и долеритов. Усинская свита состоит в основном из песчаников с подчиненными прослоями глин и алевролитов.

Верхний рифей [3] (максимальная вскрытая мощность около 1300 м) представлен абдулинской серией в составе леонидовской (песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов), приютовской (неравномерное чередование аргиллитов, алевролитов, глинистых доломитов с редкими прослоями песчаников) и шиханской (известняки и доломиты с прослоями аргиллитов) свит. Нижневендские отложения выделяются на севере Волго-Урала (Ныробский, Полудюровский районы) в составе усть-чурочинской, чурочинской и ильязовской свит и сложены кварцевыми песчаниками, рассланцованными аргиллитами, туфо-

песчаниками. Верхневендские отложения расчленены в Верхнекамской впадине на бородулинскую (кыквинская и верещагинская свиты) и кудымкарскую (велвинская и краснокамская свиты) серии, которые коррелируются с каировской (байкибашевская и старопетровская свиты) и шкаповской (салиховская и карлинская свиты) сериями в Шкапово-Шиханской впадине [3]. В обеих впадинах максимальные значения мощности венда достигают 2500 м. Вендские отложения сложены исключительно терригенными породами, среди которых на определенных стратиграфических уровнях прослеживаются прослои вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований.

Литологическими исследованиями установлено значительное развитие в разрезе рифея и венда песчано-алевролитовых пород мощностью от десятков до сотен метров. Коллекторские свойства этих пород преимущественно низкие. Породы с удовлетворительными и повышенными коллекторскими свойствами выявлены в нижнем рифее в терригенных (прикамская свита, пористость до 22.7%, проницаемость до 0.63 мкм²) и терригенно-карбонатных толщах (калтасинская свита), среднем рифее (тукаевская, пористость до 18–20%, проницаемость до 0.46 мкм², усинская свиты), верхнем рифее (леонидовская, приютовская свиты). Песчаники с повышенными коллекторскими свойствами связаны, вероятно, с зонами развития трещиноватости [7, 33]. Возможные скопления в карбонатных породах связываются с кавернозностью и трещиноватостью доломитов. Верхневендские отложения содержат пачки, пласты и толщи песчано-алевролитовых пород с хорошими и удовлетворительными коллекторами (пористость до 24%, проницаемость до 0.245 мкм²), которые чередуются с пачками и толщами плотных алевролитов-глинистых пород [2, 4].

СТРУКТУРЫ РУССКОЙ ПЛИТЫ

Московская синеклиза

Практически всю территорию центральной части интракратонной области Русской плиты занимает Московская синеклиза. На востоке и юге граница синеклизы отвечает области распространения верхневендских отложений, на севере и западе она носит условный характер — здесь синеклиза ограничена существенно менее погруженными структурами. В этих границах Московская синеклиза вытянута с северо-востока на юго-запад более чем на 1000 км при ширине 350–500 км.

Разрез осадочной толщи Московской синеклизы представлен отложениями протерозоя, палеозоя и мезозоя, залегающем на архейском гранито-гнейсовом фундаменте. Толщина осадочного чехла изменяется от 900 до 3000 м. В додевонском

разрезе Московской синеклизы выделяются терригенные потенциально нефтегазоносные рифей—нижневендский и верхневендско—нижнекембрийский комплексы.

В 1940–1970-е годы было пробурено около 110 глубоких опорных, параметрических и поисковых скважин. Расчленение и корреляция разрезов глубоких скважин показали, что одна группа скважин вскрыла протерозойские отложения песчаных пород рифея мощностью 200–300 м и аргиллитов и алевролитов венда мощностью до 700 м (скважины Рудня, Апрельевка, Павлово-Посадская, Бобровская и др.).

Нижний венд представлен древлянской серией, сложенной породами предположительно ледникового генезиса (парцинская и торопецкая свита) и вулканогенно-осадочными толщами (зубовополянская и ярцевская свиты) и распространен в северо-западной части Рязано-Саратовского прогиба и на юго-восточном замыкании синеклизы. Верхний венд представлен валдайским комплексом, состоящим из редкинской (плетневская, гаврилов-ямская, непейцинская, макарьевская свиты), поваровской (любимская, решминская свиты) и балтийской (некрасовская свита) серий [14, 48].

В основании вендских образований повсеместно залегает пачка аргиллитов редкинской свиты толщиной около 200 м, которая является надежным репером при корреляции отложений. Другая группа скважин вскрыла разрез отложений, где рифейские песчаники отсутствуют, и на гранито-гнейсовом фундаменте залегают отложения венда. Третья группа скважин — Бологоевская, Молоковская, Северо-Молоковская, Солигаличская, Рослятинская, Павлово-Посадская и др. — вскрыла разрез додевонских отложений мощностью около 3000 м.

Отложения, вскрытые этими скважинами, традиционно отнесены к рифейским. Однако, по мнению ряда исследователей, ниже—среднерифейские отложения в пределах Московской синеклизы отсутствуют, а мощная толща, относимая к рифею, в разрезах вышеперечисленных скважин, рифейской не является [47, 48].

Мезенская синеклиза

Мезенская синеклиза и сопряженный с ней узкий линейный Притиманский прогиб располагаются к востоку от Балтийского щита, восточной границей является складчатое сооружение Тимана, на юго-востоке — склоны Сысольского свода Волго-Уральской антеклизы. В современном структурном плане Притиманский перикратон включает в себя Пешскую и Сафоновскую впадины Мезенской синеклизы, Вычегодский прогиб и юго-западную часть Тиманской гряды: Четлас-

ское, Обдырское, Джежимпарминское поднятия и разделяющие их опускания. Притиманский перикратон характеризуется длительным прогибанием и накоплением мощного (до 6–8 км) комплекса слабометаморфизованных и слабодислоцированных пород рифея и венда. В составе перикратона выделяются две структурно-формационные зоны: Мезенско-Вычегодская и Обдырско-Четласская, разделенные Западно-Тиманским разломом.

Осадочный чехол Мезенской синеклизы состоит из трех структурных ярусов — синрифтового (рифейского), синеклизного (венд—кембрийского) и плитного (палеозой—мезозойского), причем на долю первых двух приходится 75–80% общего объема осадочного чехла. Мезенский потенциальный НГБ образовался в результате рифейского рифтогенеза. Осадочные толщи накапливались в основном в грабенах (прогибах) — Тиманский, Сафоновский, Котласский, Лешуконский, Онежско-Двинский и др., межрифтовых блоках (горстах) — Несско-Телузский, Кулойский, Мезенский и др. — и заполнялись преимущественно терригенными континентальными и прибрежно-морскими толщами нижнего, среднего и верхнего рифея мощностью от 100 до 2500 м.

Предвендский период характеризуется длительным перерывом (100–150 млн лет) в седиментации. Мощность верхневендских отложений возрастает с погружением рифейской поверхности от 1 до 2 км в направлении к Тиману, повторяя структурный план поверхности рифея [32]. Относительно более изучен протерозойский комплекс в юго-восточной части Мезенской синеклизы на территории Вычегодского прогиба.

Тектоническая позиция Вычегодской впадины, в том числе, как ее структурная самостоятельность, так и включение в состав Мезенской синеклизы или Волго-Уральской антеклизы, рассматривается неоднозначно и до сих пор обсуждается исследователями [20–22].

По материалам геофизических исследований некоторые исследователи рассматривают эту структурно-тектоническую зону в качестве Вычегодской моноклинали, которая представляет собой далекие погруженные склоны Сысольского и Камского выступов, относящихся к северной части Волго-Уральской антеклизы [5, 10, 12, 26, 42, 45].

В существующем тектоническом районировании в данной статье Вычегодский прогиб отнесен к Мезенской синеклизе. По своему генезису он является рифейским авлакогеном, заложенным в нижнем протерозое в линейных подвижных зонах. Прогиб наиболее четко выражен по поверхности кристаллического фундамента архейско—нижнепротерозойского возраста.

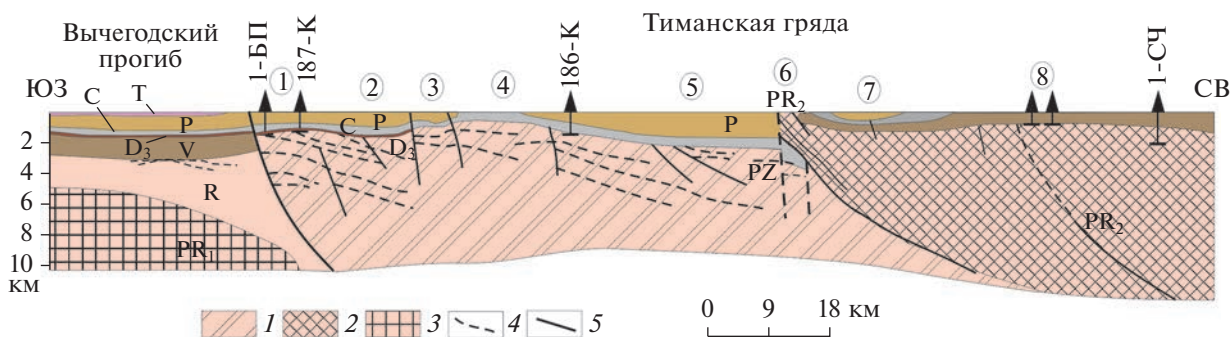


Рис. 11. Геологический разрез по сейсмическому профилю PC-22 (по [35, 36], с дополнениями).

Обозначено (цифры в кругах): 1 – Синдорский вал; 2 – Верхненевшертская депрессия; 3–4 – переклинные окончания Обдырского и Четласского валов; 5 – Верхневымская депрессия; 6 – Вымский вал; 7 – Тобысская депрессия; 8 – Ухтинский вал.

Скважины: 1-БП – Большепорожская-1; 187-К – Коинская-187; 186-К – Коинская-186; 1-СЧ – Северо-Чибьюская-1. 1 – зона сочленения Русской и Печорской плит; 2 – миогеосинклинальный верхнедокембрийский комплекс Тиманской гряды; 3 – раннедокембрийский фундамент Русской плиты; 4 – отражающие границы в верхнедокембрийском комплексе пород, отождествляемые с границами формаций; 5 – разломы

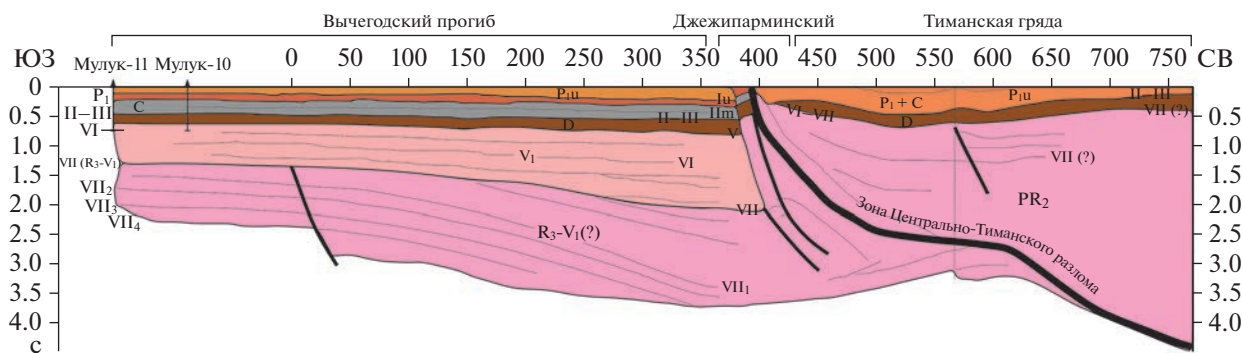


Рис. 12. Геолого-геофизический разрез по региональному сейсмическому профилю PC-27 (по [35, 36], с дополнениями).

Осадочный чехол представлен верхнепротерозойскими, палеозойскими и мезозойско–кайнозойскими отложениями. По подошве осадочного чехла Вычегодский прогиб представляет собой южную часть Притиманского перикратона. Структура представляет собой асимметричный желоб северо-западного простирания с относительно крутым северо-восточным крылом и более пологим юго-западным.

По поверхности фундамента прогиб имеет размеры 400×120 км, глубина погружения фундамента составляет от 4 до 9 км. Породы фундамента в прогибе не вскрыты, но установлены к северо-западу, в пределах Мезенской синеклизы, на Ценогорском (скв. Ценогорская-1) и Уфтыгском (скв. Уфтыга-1) поднятиях, на Сысольском своде (скв. Сысола-1) [6, 38]. Мощность палеозойских образований не превышает 1.5 км.

Рифейский комплекс представлен отложениями среднего и верхнего рифея преимущественно терригенного состава, карбонатные породы но-

сят подчиненный характер. Нижнерифейские отложения бурением не установлены. Вендская система представлена нижним и верхним отделами. Общая мощность вендских отложений, вскрытых скважинами не превышает 600 м.

Наиболее информативно структуру верхнедокембрийского комплекса Притиманского перикратона и Вычегодского прогиба характеризуют региональные сейсморазведочные профили PC-22 и PC-27 [34, 35] (рис. 11, рис. 12).

По результатам региональных сейсмических работ (профиль PC-22) палеозойские отложения залегают на вендских с размывом и стратиграфическим несогласием. Верхневендские отложения залегают с заметным угловым несогласием на нижележащих верхнерифейско–нижневендских (?) отложениях. Нижняя граница рифейского комплекса наблюдается на глубине 4000–4200 м и погружается в восточной части Вычегодского прогиба до глубин 5000–6000 м. Сочленение Вычегодского прогиба с Тиманской грядой происхо-

дит по надвику в 1 км западнее скважины 1—Большепорожская.

Профиль РС—22 фиксирует один разлом, по которому происходит смена типов разреза верхнего докембрия (см. рис. 11). Разлом представляет собой взброс или взбросо-надвиг с поднятым северо-восточным крылом. С запада к разлому примыкает мощная (до 1300 м) толща верхнего венда, с востока — отложения верхнего рифея—нижнего венда (?). В Вычегодском прогибе распространены типичные платформенные структуры с небольшой амплитудой и без ясно выраженного простираия.

Тиманские структуры высокоамплитудные, с отчетливым северо-западным простираием. По данным профиля РС—27 в пределах Вычегодского прогиба прослеживаются отражающие горизонты, из которых опорными являются горизонты (см. рис. 12):

VI — кровля вендских (венд—кембрийских (?)) отложений;

VII — кровля верхнего рифея—нижнего венда (?).

Мощность верхневендских отложений, ограниченных горизонтами VI и VII, увеличивается в северо-восточном направлении на 1100 м за счет наращивания нижней части разреза.

Комплекс пород, расположенный ниже отражающего горизонта VII, представлен отложениями нижнего венда (?) и верхнего рифея. Видимая мощность нижневендских—верхнерифейских отложений увеличивается в сторону Тимана на 3200 м в основном за счет наращивания верхней части разреза комплекса.

Контакт Вычегодского прогиба и Тимана имеет тектонический характер. В связи с отсутствием в зоне контакта двух разломов (Западно-Тиманского и Центрально-Тиманского) предполагается, что в районе Джемимпарминского поднятия или непосредственно южнее его эти разломы соединяются. По сейсмическим данным в приповерхностной части зоны разлома наблюдается серия нарушений надвигового и взбросо-надвигового типа.

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ РИФЕЙСКО-ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

На территории Европейской части России в допалеозойских отложениях установлены промышленные, непромышленные притоки нефти, многочисленные нефте- и газопрооявления различной интенсивности, зафиксированные на различных стратиграфических уровнях.

На территории Тимано-Печорской НГП благоприятные условия для нефтегазонакопления существуют в центральной части Ижма—Печорской синеклизы и на Тиманском кряже. На южном Тимане при бурении скважин на Зеленинской,

Чернореченской, Ярегской площадях в рифейско—вендских отложениях отмечались газо- и нефтепроявления, наблюдались примазки битума и пятна нефти [20].

В Мезенской синеклизе, в Архангельской области по результатам бурения Средне-Няфтинской скважины в верхневендских (усть-пинезская свита) глинистых отложениях отмечены газопрооявления [8]. В Вычегодском прогибе отмечены нефте- и битумопроявления в песчаниках рифея на Сторожевской площади. В процессе бурения на Аныбской площади в додевонских отложениях отмечается до семи водоносных горизонтов, что свидетельствует о наличии пластов-коллекторов и флюидоупоров в древних толщах [13, 17, 18].

В центральной части Московской синеклизы в 1968 г. в верхневендских базальных песчаниках валдайской серии были выявлены незначительные скопления нефти на Даниловской площади в Ярославской области (притоки нефти до $0.94 \text{ м}^3/\text{сут}$ плотностью $0.805\text{--}0.823 \text{ г/см}^3$). Непромышленные притоки и признаки нефти из венда также выявлены на площадях Шарья, Горьковской, Марьяинской, Балахнинской, Любимской, Московской, Морсовской, Бутовской.

В пределах Волго-Уральской НГП промышленные залежи нефти установлены в восточных районах региона [2, 8, 9]. В Пермском крае залежи тяжелой нефти установлены в песчаниках кыквинской свиты верхнего венда (V_{VI}) на Соколовской, Сивинской, Верещагинской площадях.

При испытании скважин на приток дебиты нефти составили от 1.1 до $3.7 \text{ м}^3/\text{сут}$, плотность нефти высокая от 0.920 до 0.955 г/см^3 . В 1986 г. в Удмуртии открыто Ефремовское месторождение, где из верещагинской свиты верхнего венда (V_V) получен приток высоковязкой нефти (139.1 мПа с , плотность 0.966 г/см^3 , дебит $3.6 \text{ м}^3/\text{сут}$).

При испытании в колонне нижележащих пластов венда были также получены слабые притоки тяжелой нефти (плотность 0.958 г/см^3). Нефтегазопрооявления зафиксированы на различных стратиграфических уровнях. В вендских отложениях наиболее значимые нефтегазопрооявления зафиксированы в основном в песчаниках и алевролитах кыквинской свиты (возрастной аналог в Башкортостане — байкибашевская) и верещагинской (старопетровская — аналог в Башкортостане) свит верхнего венда (V_{2kk}). Наибольшее количество нефтепроявлений по керну выявлено в скважинах на территории Удмуртской Республики и Пермского края.

В верхнерифейских отложениях на территории Татарстана отмечены нефтепроявления по керну в песчаниках леонидовской свиты скважин Бавлинской площади, газопрооявления — в скважинах Сулинской и Урус-Тамакской площадей [28].

В отложениях среднего рифея пропитка нефтью и битуминизация отмечаются в песчаниках гожанской (тукаевской) свиты в Пермском крае (Батырбайская, Гаринская, Куединская, Таныпская, Тартинская площади). Повышенные газопоказания и разгазирование глинистого раствора зафиксированы при бурении скважин Игровская-20, Кабаковская-52, Серафимовская-65 в Башкортостане.

Нефтегазопоявления в отложениях нижнего рифея отмечены в калтасинских (R_{1kl}) доломитах и прикамских (R_{1prk}) песчаниках (скв. Арланская, Орьебашская, Морозовская-1 и др. в Башкортостане).

Наиболее нефтенасыщенными (по керну) являются калтасинские доломиты в скважинах Зуринская-18, Ижевская-20, Шарканские-1052, 1067 и 1070, Бедряжские-203, 204, Очерская-14, Черновская-41.

Битуминозные доломиты калтасинского возраста вскрыты скв. Арланская-3, Саузбашевская-2 (Башкортостан), Манчажская-5 (Свердловская область).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изучение отечественного и зарубежного опыта исследований свидетельствует о высоком нефтегазовом потенциале рифей–вендских отложений, который подтверждается открытиями крупных залежей в России и мире. Результаты исследований, проведенные авторами по выявлению особенностей глубинного строения и нефтегазоносности рифей–вендских отложений Восточно-Европейской платформы позволяют считать этот объект перспективным и прогнозировать при проведении соответствующего цикла геологоразведочных работ открытие новых зон нефтегазоаккумуляции.

Основные общие особенности рифей–вендских отложений Европейской части России заключаются в следующем:

- значительный геологический возраст отложений от 600 млн лет до 1.3 млрд лет, определивший многие специфические особенности формирования и современного геологического строения;

- существенные отличия характера геологического развития вендских и рифейских толщ, обусловившего различия в геологическом строении, именно с вендского этапа началось становление Восточно-Европейской платформы в современном виде, тогда как в рифейское время происходили разнонаправленные движения часто с положительным знаком;

- широкое развитие в рифее рифтогенных структур, выполненных мощными осадочными образованиями иногда с проявлениями вулканизма и интрузий;

- часто значительная глубина погружения отложений (до 5 и более км), а следовательно более жесткие современные и палео-термобарические условия, чем в вышележащих палеозойских комплексах;

- доминирование обнаруженных залежей нефти и нефтепроявлений в вендском комплексе;

- сходство геологических условий формирования нефтегазоносности в пределах Восточно-Европейской платформы с соответствующими условиями Сибирской платформы, где разведаны большие запасы нефти, газа и газоконденсата.

Основные тенденции и закономерности геологического строения рифейско–вендского комплекса Волго-Уральской НГП, выявленные в процессе исследования, отражают сложную и неоднозначную историю тектонического развития и создают основу для прогноза нефтегазоносности. Подтверждается большая роль тектонического строения фундамента в формировании особенностей распространения и структуры не только рифейского, но, отчасти, вендского комплекса.

Характеристика геологического строения верхнепротерозойского комплекса в районах наиболее крупных авлакогенов Волго-Уральской НГП подтвердила наличие и субдискретное распространение всех трех комплексов рифейского осадконакопления при наибольшем развитии нижнерифейских образований. Мощность и площадь формирования средне- и верхнерифейских пород существенно меньше.

Различия в истории формирования рифейских отложений, активная тектоническая деятельность определили существенную возрастную дифференциацию довендской поверхности в северной и западной приосевых зонах Камско-Бельского прогиба.

Выявленные статистически значимые зависимости в строении поверхностей рифея, венда и фундамента позволили количественно описать закономерности строения и создать основу для прогнозирования распространения рифей–вендских отложений в малоизученных зонах глубокого погружения.

Изучение особенностей распространения верхнепротерозойского комплекса Московской и Мезенской синеклиз показало более широкое распространение и меньшие глубины вендских отложений, а также более высокую изученность, чем рифейских пород.

Особенности развития верхнепротерозойского комплекса Тимано-Печорской НГП отражают сложную структуру фундамента, осадочного чехла, сформированного в основном с поздневендского времени. Мощные верхнепротерозойские породы северо-востока Восточно-Европейской платформы представлены как в различной степени метаморфизованными осадочными, так и вул-

каногенно-осадочными породами, выходящих на поверхность в ядрах поднятых блоков Тимана, юго-западном Притиманье и в Печорской синеклизе.

ВЫВОДЫ

Выполненные обобщения по изучению древнейших отложений в Восточно-Европейской платформе и мире позволили авторам сделать следующие выводы.

1. Невысокая и неравномерная изученность, геофизическими исследованиями и бурением рифей–вендских образований в Волго-Уральской, Тимано-Печорской нефтегазоносных провинциях, Московской и Мезенской синеклизах, значительная изменчивость литолого-фациального состава и многие другие факторы ограничивают возможности эффективного прогноза нефтегазоносности и последующего освоения ресурсов нефти и газа древних толщ.

2. По результатам параметрического бурения и оценкам перспектив нефтеносности для всех рассмотренных территорий установлены благоприятные тектонические и литолого-фациальные предпосылки для формирования ловушек углеводородов такие, как:

- развитие крупных высокоамплитудных локальных структур платформенного типа, не осложненных и осложненных дизъюнктивными нарушениями;

- наличие более мелких рельефных локальных структур;

- общий подъем венд–рифейской толщи от Урала на запад-северо-запад и север при сокращении суммарной мощности осадков до полного выклинивания, что создает условия для образования структурно-литологических ловушек.

3. Петрофизическими и геолого-геохимическими исследованиями установлено наличие в разрезах рифея и венда нефтематеринских пород и коллекторов. Можно предположить, что, несмотря на не высокое качество коллекторов в толщах рифея и венда, тем не менее, они способны обеспечить формирование промышленных скоплений углеводородов.

4. Несмотря на то, что в рифей–вендских отложениях Восточно-Европейской платформы открыты промышленные и непромышленные залежи нефти, выявлено широкое развитие нефтегазопроявлений различной интенсивности, основные закономерности распределения углеводородов в этих толщах до настоящего времени четко не установлены.

5. Комплексные исследования верхнепротерозойских пород позволяют считать рифей–вендские образования Восточно-Европейской платформы перспективным объектом на поиски месторожде-

ний и залежей углеводородов — мы полагаем одним из объектов освоения рифейских и вендских отложений является Волго-Уральская нефтегазоносная провинция.

Благодарности. Авторы выражают признательность рецензенту Ю.А. Воложу (ГИН РАН, г. Москва, Россия) и анонимному рецензенту за комментарии и рекомендации во многом способствовали улучшению рукописи и признательны редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Исследование выполнено при поддержке Пермского научно-образовательного центра “Рациональное недропользование, 2023”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абукова Л.А., Волож Ю.А., Дмитриевский А.Н. и др. Геофлюидодинамическая концепция поисков скоплений углеводородов в земной коре // Геотектоника. 2019. № 3. С. 79–91.
2. Аксенов Е.М., Голов А.А., Чепикова И.К. и др. Перспективы нефтегазоносности рифейско–вендских отложений Пермского Прикамья // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1995. № 5. С. 2–9.
3. Аксенов Е.М., Козлов В.И. Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области. — Объяснительная записка. — Под ред. М.А. Семихатова, С.М. Шика — Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2000, 81 с.
4. Алиев М.М., Морозов С.Г., Постникова И.Е. и др. Геология и нефтегазоносность рифейских и вендских отложений Волго-Уральской провинции. — Под ред. М.Ф. Мирчинка — М.: Недра, 1977.
5. Аплонов С.И., Лебедев Б.А., Тимошенкова Н.В. Проблема нефтегазоносности Мезенского осадочного бассейна // Энергетические минерально-сырьевые ресурсы. 2004. № 2. С. 3–10.
6. Баженова Т.К. Катагенетическая зональность органического вещества и раздельный прогноз нефти и газосносности на больших глубинах в условиях Сибирской платформы. — В сб.: *Нефтегазообразование на больших глубинах*. — Под ред. В.В. Семенова и др. — М.: 1986. С. 104–105.
7. Балашова М.М., Ильиных А.П. Выделение проницаемых пластов и выявление потенциально-нефтегазосодержащих зон в вендском комплексе Прикамья. — В сб.: *Геолого-геофизические методы поисков и разведки нефтяных месторождений в Пермском Прикамье*. — Под ред. А.В. Никулина и др. — Пермь: ВНИГНИ, 1970 (Тр. ВНИГНИ. 1970. Вып. 12), С. 108–117.
8. Башкова С.Е., Карасева Т.В., Горбачев В.И. Основные проблемы прогноза нефтегазоносности рифей–вендских отложений европейской части России // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2012. № 7. С. 25–32.
9. Белоконов Т.В., Горбачев В.И., Балашова М.М. Строение и нефтегазоносность рифейско–вендских от-

- ложений востока Русской платформы. — Пермь: Звезда, 2001. 108 с.
10. Белякова Л.Т., Богацкий В.И., Богданов Б.П. и др. Фундамент Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна. — Под ред. О.А. Кондяйина — Ухта: ТП НИЦ, 2008, 288 с.
 11. Белякова Л.Т., Охотникова С.И. Верхний протерозой Тимана и Мезенской синеклизы // Бюлл. МОИП. Сер. Геол. 1999. № 3. С. 38–42.
 12. Богданов Б.П., Грунис Е.Б. Возможности открытий крупных месторождений углеводородов в малоизученных объектах Тимано-Печорской и Волго-Уральской провинций. — В сб.: *Приоритетные направления поисков крупных и уникальных месторождений нефти и газа*. — Под ред. Л.И. Ровнина и др. — М.: Геоинформмарк, 2004. С. 80–89.
 13. Булин Н.К., Егоркин А.В., Золотов Е.Е. О перспективах нефтегазоносности Мезенской синеклизы // Разведка и охрана недр. 2003. № 2. С. 12–16.
 14. Бурзин М.Б., Кузьменко Ю.Т., Аксенов Е.М. Венд Московской синеклизы: детальная стратиграфия, история развития и обстановки осадконакопления потенциально нефтематеринских пород. — В сб.: *Малоизученные нефтегазоносные комплексы Европейской части России (прогноз нефтегазоносности и перспективы освоения)*. — Под ред. Б.А. Соловьева — М.: ВНИГНИ, 1997. С. 62–63.
 15. Вернадский В.И. Биосфера. — М: Мысль, 1967. С. 50–155.
 16. Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. — М.: АН СССР, 1959. С. 5–44.
 17. Гаврилов В.П., Руднев А.Н., Дворецкий П.И., Пономарев В.А. Перспективы нефтегазоносности Мезенской синеклизы // Геология нефти и газа. 1998. № 5. С. 12–20.
 18. Гецен В.Г. Тектоника Тимана. — Под ред. В. А. Дедеева — Л.: Наука, 1987. 172 с.
 19. Гецен В.Г., Гецен Н.Г., Удот В.Ф. Геолого-геохимическая оценка условий нефтегазообразования в верхнедокембрийском комплексе северо-востока Европейской платформы. — В кн.: *Печорский нефтегазоносный бассейн. Геология. Геохимия*. — Сыктывкар: КомиНЦ АН СССР, С.95–105 (Тр. ИГ КомиНЦ УрО АН СССР. 1988. Вып. 64).
 20. Гецен В.Г., Дедеев В.А., Башилов В.И. Рифей и венд Европейского севера СССР. — Под ред. В.А. Дедеева, В.Г. Гецена — Сыктывкар: АН СССР — ИГ Коми НЦ АН СССР — Полярно-Урал. произв. геол.-развед. объединение, 1987. 124 с.
 21. Дедеев В.А., Аминов Л.З., Гецен В.Г. Тектонические критерии прогноза нефтегазоносности Печорской плиты. — Под ред. В. П. Якуцени — Л.: Наука, 1986. 215 с.
 22. Дедеев В.А., Запорожцева И.В. Земная кора европейского северо-востока СССР. — Под ред. В.П. Якуцени — Л.: Наука, 1985. 96 с.
 23. Елкин Е.А., Конторович А.Э., Сараев С.В. Новые данные по стратиграфии палеозоя крайнего юго-востока Западно-Сибирской плиты (по материалам глубокого бурения на Вездеходной площади, Томская область) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 7. С. 943–951.
 24. Карасева Т.В., Денисов А.И., Башкова С.Е. Рифейские отложения Волго-Уральской нефтегазоносной провинции как перспективный объект для поисков углеводородов. — В сб.: *Стратегия развития минерально-сырьевого комплекса Приволжского и Южного федеральных округов на 2006 и последующие годы* — Тез. докл. научно-практич. конференции 2005, г. Саратов. — Саратов: Изд-во, 2005. С. 60–62.
 25. Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В. и др. Шарьяжно-надвиговая тектоника и перспективы нефтегазоносности верхнего докембрия Восточно-Европейской и Сибирской платформ. — В кн.: *Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы*. — Под ред. А.Р. Кинзикеева — М.: Наука, 1999. Ч. 1. С. 22–32.
 26. Келлер Б.М., Семихатов М.А. Опорные разрезы рифея материков. В сб.: *Итоги науки. Стратиграфия. Палеонтология*. — Под ред. В.Н. Шиманского — М.: ВИНТИ, 1968. Т. 2. С. 5–108.
 27. Козленко В.Г., Костюкевич А.С., Койфман Л.И. и др. Глубинное строение Мезенской синеклизы по данным сейсмогравитационного моделирования // Геофизический журнал. 1995. № 5. С. 20–29.
 28. Козлов В.И., Муслимов Р.Х., Гитиятуллин Н.С. Верхний докембрий восточных районов Татарстана и перспективы его нефтегазоносность. — Под ред. В. Г. Изотова — Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1995. 218 с.
 29. Конторович А.Э., Изосимова А.Н., Конторович А.А. и др. Геологическое строение и условия формирования гигантской Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазоаккумуляции в верхнем протерозое Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 8 С. 166–196.
 30. Конторович А.Э., Ларичев А.И., Таквелл К. и др. Геохимия среднепротерозойской нефти в бассейне Мак-Артур в Австралии / // Докл. РАН. 1996. Т. 346. № 6. С.800–803.
 31. Конторович А.Э., Трофимук А.А., Башарин А.К. Глобальные закономерности нефтегазоносности докембрия Земли / // Геология и геофизика. 1966. Т. 37. № 8. С. 6–42.
 32. Кузьмин Д.А. Геолого-геохимические предпосылки нефтегазоносности верхнепротерозойских отложений Мезенского бассейна. — Автореф. дис. ... к.г.м.н. — М.: 2006, Недр. 24 с.
 33. Маслов А.В., Ишерская М.В. Осадочные ассоциации рифея Волго-Уральской области (условия формирования литофациальная зональность). — Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 267 с.
 34. Минц М.В. Тектоника и геодинамика гранулитогнейсовых комплексов Восточно-Европейского кратона // Геотектоника. 2018. № 3. С. 58–88.
 35. Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. — ИГ УрО РАН, КомиНЦ — Екатеринбург, 1998. 163 с.
 36. Оловянишников В.Г. Верхний докембрий западного склона Тимана и восточной части Мезенской синеклизы. — В сб.: *Палеогеография венда-раннего палеозоя* — Мат-лы Всерос. совещ., Екатеринбург, 25 июля–3 авг., 1996. — Екатеринбург: ИГИГ, 1998. С. 147–159.

37. Орлов В.П., Мазур В.Б., Федоров Д.Л. Геология и оценка нефтегазоносности Московской синеклизы. — Обзорная информация МПР РФ. — М.: 1998. Вып. 5. С. 10–45.
38. Руженцев С.В., Самыгин С.Г. Структура и тектоническое развитие области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала // Геотектоника. 2004. № 4. С. 20–44.
39. Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1991. Вып. 8. С. 3–13.
40. Сидоренко С.А., Сидоренко А.В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. — Под ред. А.В. Пейве — М.: Наука, 1975 (Тр. ГИН АН СССР. 1975. Вып. 277), 137 с.
41. Соколов Б.А., Егоров В.А. Новые подходы к оценке нефтегазоносности рифейских и вендских отложений Русской плиты. — В сб.: Малоизученные нефтегазоносные комплексы Европейской части России (прогноз нефтегазоносности и перспективы освоения) — Науч.-практ. конф. 21–25 апр. 1997 г. — Отв. ред. Б. А. Соловьев — М.: 1997, С. 64–65.
42. Соколов Б.С. О возрасте древнейшего осадочного чехла Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 5. С. 21–31.
43. Федоров Д.Л., Владимирова Т.В., Капустин И.Н. и др. Тектоника Московской и Мезенской синеклиз в связи с возможной нефтегазоносностью верхнепротерозойских отложений. — В кн.: Современные проблемы геологии нефти и газа. — Под ред. Е.Б. Грунуса, Н.А. Крылова — М.: Научный мир, 2001. С. 153–160.
44. Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины // Геотектоника. 2000. № 6. С. 3–14.
45. Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П. и др. Корреляция позднедокембрийских и палеозойских событий на Восточно-Европейской платформе и в смежных палеоокеанических областях // Геотектоника. 2015. № 1. С. 31–59.
46. Шварцман Ю.Г., Ширококов В.Н. Новейшая активизация зоны сочленения Кольского блока Балтийского щита и Мезенской синеклизы. — 7-ые Ломоносовские междунар. чтения. — Тез. докл. науч.-практ. конф. “Непрерывное экологическое образование: содержание, технологии, перспективы”, Архангельск, 13–15 ноября. — М.: ВИНТИ, 1995. С. 175–178.
47. Шиловская Т.И., Шиловский А.П. Геодинамический контроль размещения скоплений углеводородов в осадочной толще Московской синеклизы. — В кн.: Генезис нефти и газа. — Под ред. А.Н. Дмитриевского, А.Э. Конторовича — М.: ГЕОС, 2003. С. 394–395.
48. Шиловская Т.И., Шиловский А.П. Строение, история развития и перспективы нефтегазоносности Московской синеклизы // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2002. № 5. С. 33–36.
49. Adams D.C., Keller G.R. Precambrian basement geology of the Permian basin region of West Texas — New Mexico: A geophysical perspective // Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1996. Vol. 80. P. 410–431.
50. Bruhn R.L., Picard M.D., Isby J.S. Tectonics and sedimentology of Uinta Arch, Western Uinta Mountains, and Uinta Basin. — In: *Paleotectonics and Sedimentation in the Rocky Mountain Region, United States*. — Ed. by J.A. Petersom, (Trans-Pecos Texas: Dallas, United States, USA., Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1986. Vol.41), P. 333–352.
51. Collen J.D., Newman R.H. Porosity development in deep sandstones, Taranak Basin. New Zealand // J. Southeast Asian. Reg. Sci., 1991. No.5. P. 449–452.
52. Desborough G.A., Poole F.G., Daws T.A., Scarborough R. Hydrocarbon source rock evaluation of the Middle Proterozoic Apache Group, Gila County, Arizona. — In: *Hydrocarbon Source Rock in the Greater Rocky Mountain Region*. — Ed. by J. Woodward, F.F. Meissner, J.L. Clayton, Arizona, USA. Rocky Mountain Assoc. Geolog. 1984). P. 51–55.
53. Edgell H.S. Proterozoic salt basins of the Persian Gulf area and their role in hydrocarbon generation // Precambrian Research. 1991. Vol. 54. No. 1. P. 1–14.
54. Huntoon P.W. Proterozoic structural geology of the Grand Canyon. — In: *Grand Canyon Geology*. — Ed. by S.S. Beus, M. Morales, (NY, Oxford Univ. Press — Museum of Northern Arizona, USA. 1990), P. 261–309.
55. Karlstrom K.E., Bowring S.A. Proterozoic orogenic history of Arizona. — In: *“Geology of North America”* — Ed. by J.C. Reed (Jr.), M.E. Bickford, R.S. Houston, P.K. Link, D.W. Rankin, P.K. Sims, W.R. van Schmus, (Boulder, Colorado, USA. Geol. Soc. Am. 1993. Vol. C2), P. 188–211.
56. Visser W. Burial and thermal history of Proterozoic source rocks in Oman // Precambrian Research. 1991. Vol. 54. No. 1. P. 15–36.
57. Wakelin-King G. Proterozoic play challenges Amadeus basin explorers // Oil and Gas. 1994. Vol. 92. No. 9. P. 52–55.

The Deep Structure of the Proterozoic Complex of the Sedimentary Cover of the East European Platform: Oil and Gas Potential

S. E. Bashkova^a, *, E. E. Kozhevnikova^a, Yu. A. Yakovlev^a, T. V. Karaseva^a, A. V. Botalova^a

^aPerm State National Research University, bld.15, str. Bukireva, 614068 Perm, Russia

*e-mail: sbashkova@mail.ru

The article considers the features of the geological structure and formation of the sedimentary Proterozoic complex. It is shown that the Upper Precambrian deposits on ancient platforms are thick, have similar sedimentation conditions, and are characterized by the presence of oil and gas source strata with high generation

potential and the presence of large deposits. The authors scrutinized the main trends and identified the regularities of the geological structure of the Riphean–Vendian complex of the European part of Russia. Riphean–Vendian sedimentary deposits are widespread on the East European Platform and fill extensive rift-aulacogen depressions. The largest depressions are the Kamsko-Belsky trough, which is the main zone of Riphean sedimentation in the Volga–Ural oil and gas province (OGP), the Vychegodsky trough in the Mezen syncline, and the Pachelma and Central Russian aulacogenes in the Moscow syncline. The authors performed mathematical processing of materials on the geological structure of the basement surface and Riphean–Vendian deposits of the Volga–Ural oil and gas province, which made it possible to establish statistically significant relationships with the ancient basement and regularities in the structure of sedimentary strata. On the territory of the European part of Russia in the Riphean–Vendian deposits, industrial and non-industrial oil inflows, oil and gas occurrences of various intensity were recorded at various stratigraphic levels, have been established.

Keywords: Proterozoic deposits, Riphean, Vendian, ancient platforms, geological structure, Volga–Ural oil and gas field, Timan–Pechora oil and gas field, Moscow syncline, Mezen syncline, oil and gas potential

УДК 551.24

НЕОТЕКТОНИКА И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВАНСКОЙ МЕЖГОРНОЙ ВПАДИНЫ (АРМЕНИЯ): НОВЫЕ СТРУКТУРНЫЕ И ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

© 2023 г. Е. А. Шалаева¹, В. Г. Трифонов¹ *, Я. И. Трихунков¹, В. В. Титов²,
А. В. Авагян³, Л. Г. Саакян³, А. Н. Симакова¹, П. Д. Фролов¹,
С. А. Соколов¹, М. А. Васильева¹, Д. М. Бачманов¹, Г. М. Овакимян³

¹Геологический институт РАН,
Пыжевский пер. д. 7, 119017 Москва, Россия

²Федеральный исследовательский центр Южный научный центр РАН (ЮНЦ РАН),
пр. Чехова, д. 41, 344006 Ростов-на-Дону, Россия

³Институт геологических наук НАН РА,
пр-т Маршала Баграмяна, д. 24, 0019 Ереван, Армения

*e-mail: trifonov@ginras.ru

Поступила в редакцию 08.08.2022 г.

После доработки 02.11.2022 г.

После повторной доработки 15.02.2023 г.

Принята к публикации 16.02.2023 г.

В статье представлены новые данные, полученные в результате полевых исследований Севанской межгорной впадины в Армении. Возникновение Севанской впадины в миоцене было связано с развитием Севанской миндалевидной структуры, ограниченной несколькими разломными зонами — правосдвиговой Памбак—Севан—Сюникской зоной разломов на северо-востоке (i), Гарнийской (ii) и Арпа—Зангезурской (iii) зонами на юго-западе. В Севанской миндалевидной структуре сформировались структура пулл-апарт Малого Севана и Гаварская миндалевидная структура, Гаварский горст, ряд разломов, а также зоны растяжения, в числе которых южная часть Большого Севана (восточная часть оз. Севан) и осевая зона Гегамского хребта. Развитие Севанской межгорной впадины продолжилось в плиоцене—четвертичное время на фоне подъема горного сооружения Малого Кавказа и Армянского нагорья, а также активного вулканизма Варденисского и Гегамского нагорий. Нами обобщены имеющиеся данные по геологическому строению и геодинамике Севанской межгорной впадины, приведены полученные данные по стратиграфии плиоцен—четвертичных отложений и их положению в структуре Севанской впадины. Показано, что акчагыльская трансгрессия Каспийского моря на рубеже плиоцена—плейстоцена в Севанскую впадину не проникала. Установлено, что Севанская впадина имеет гетерогенный генезис, обусловленный воздействием как региональной разломной, в первую очередь, сдвиговой тектоники, так и глубинными преобразованиями, выраженными плиоцен—четвертичным вулканизмом.

Ключевые слова: неотектоника, активные разломы, акчагыльская трансгрессия, Армянское нагорье, межгорная впадина, озерные отложения, плейстоценовая фауна

DOI: 10.31857/S0016853X23020078, **EDN:** FZNLMC

ВВЕДЕНИЕ

Севанская межгорная впадина расположена на Армянском нагорье. Впадина простирается на 85 км в длину и 43 км в ширину, и является одной из самых крупных структур нагорья (рис. 1). Впадина разделена на две котловины Малого Севана и Большого Севана. Глубина Малого Севана достигает 80 м, глубина Большого Севана — до 30 м. В плиоцен—четвертичное время впадина развивалась в условиях коллизии одновременно с

подъемом Евразийской и Аравийской плит. В это время происходил подъем горного сооружения Малого Кавказа и Армянского нагорья, формированием региональных разломных зон, а также активного вулканизма, что определило особенности тектоники и геологического строения Севанской межгорной впадины.

Целью настоящей статьи является анализ строения, реконструкция истории позднекайнозойского развития, выявление природы и тектонических условий формирования Севанской

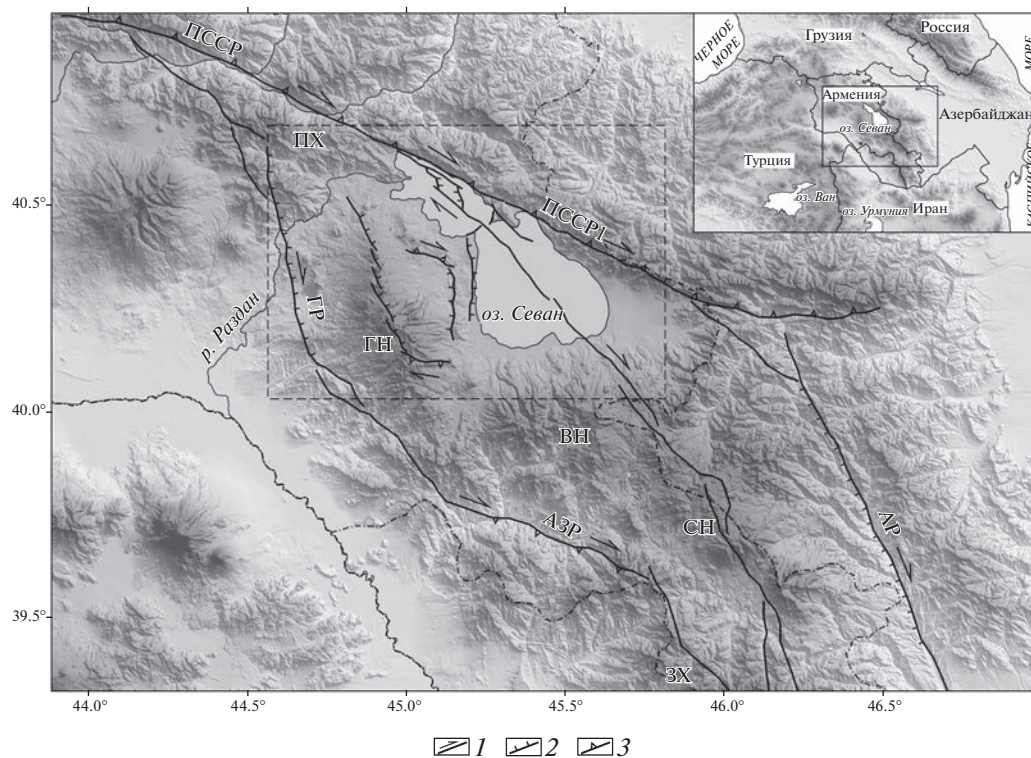


Рис. 1. Севанская миндалевидная структура, (по [23] с изменениями).

На врезке: положение региона исследования.

Памбак–Севан–Сюникская разломная зона: ПССР – северная ветвь; ПССР-1 – восточное продолжение северной ветви, СН – юго-восточная ветвь.

Разломы: ГР – Гарнийский; АР – Акеринский; АЗР – Арпа-Зангезурский.

Вулканические нагорья: ГН – Гегамское; ВН – Вардениское.

Хребты: ПХ – Памбакский; ЗХ – Зангезурский.

1 – сдвиги; 2 – сбросы; 3 – надвиги и взбросы

межгорной впадины на основе данных предшественников и полученных нами материалов по тектонике и стратиграфии впадины, включая новые данные по магнито-стратиграфии, изотопному датированию, спорово-пыльцевому анализу и уникальную находку останков вымершего вида оленя *Arvernoceros*.

ГЕЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Северо-восточный борт Севанской межгорной впадины представлен Севано-Акеринской офиолитовой зоной, маркирующей позднемеловую сутуру Тетиса. Ультраосновные и основные породы офиолитовых покровов залегают в виде крупных недеформированных пластин или образуют зоны серпентинитового меланжа, местами подстилаемые олистостромовыми толщами [7, 10, 21, 27, 31].

Офиолитовый комплекс стратиграфически перекрыт терригенно толщей кампана, сложенной преимущественно красно-лиловыми и зелеными галечниками – продуктами размыва офиолитов, протягивающихся вдоль северо-восточного берега Большого Севана. Выше терригенно-обло-

мочной толщи залегают известняки кампана–маастрихта, флишоидные толщи, мергели и нуммулитовые известняки эоцена, а также эоценовые вулканические породы базальтового, андезитобазальтового, андезитового, трахиандезитового состава [6, 7, 10, 29].

Мы предполагаем, что офиолиты Севано-Акеринской зоны подстилают Севанскую межгорную впадину. Останцы этих покровов обнажены к юго-западу от оз. Севан в долине р. Веди. Время обдукции офиолитов коньяк–сантон [7, 10, 31].

Южный борт Севанской межгорной впадины ограничен северными склонами Вардениского вулканического нагорья. В приводораздельной части на востоке нагорья локально обнажены базальты, известняки, песчаники, алевролиты и аргиллиты мела–палеоцена. Выше залегают преимущественно вулканогенные толщи эоцена–антропогена преимущественно среднего и кислого составов, переслаивающиеся вулканогенно-осадочными породами и имеющие мощность в несколько километров. Наиболее молодые потоки

андезитов на севере Варденисского нагорья имеют голоценовый возраст [11, 12]:

- андезибазальты, андезиты и риодациты (средний эоцен);
- андезиты, туфобрекчии и туфопесчаники андезитового состава (верхний эоцен);
- дациты и риолиты (верхний эоцен—олигоцен);
- риолиты и риодациты (нижний миоцен).

Западный борт Севанской впадины образован лавовыми потоками Гегамского нагорья, сформировавшегося в верхне-миоцен—четвертичное время. Наиболее древние из известных пород имеют возраст 5.7—4.6 млн лет и представлены преимущественно трахиандезитами в западной части нагорья. Вулканическая активность конца плиоцена — начала четвертичного периода (акчагыльское время) проявилась, по-видимому, в ограниченных масштабах, на севере нагорья — в долине р. Раздан, где ~2.5 млн лет назад сформировались платобазальты субщелочной серии. Начиная с ~0.7 млн лет в истории Гегамского нагорья были выделены четыре фазы вулканической активности с пиком активности ~0.2 млн лет назад, когда сформировалась большая часть моногенных конусов (более 100) осевой части Гегамского нагорья и вулканов Ератумберской группы. Большинство продуктов вулканической активности представлено трахиандезитами и трахиандезибазальтами [2].

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА СЕВАНСКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЙ

В Севанском регионе, охватывающем юго-восточные отроги Памбакского хребта, Севанскую впадину, Гегамское, Вардениское и Сюникское вулканические нагорья и северную часть Зангезурского хребта, выявлено своеобразное сочетание позднекайнозойских структурных элементов, получившее название Севанской миндалевидной структуры [23, 25] (см. рис. 1).

Миндалевидная структура представляет собой связанное со сдвигами образование, которое в отличие от структур типа пулл-апарт, имеет большие размеры и развивается не между сегментами одной сдвиговой зоны, а между разными сдвиговыми зонами, в данном случае — правосдвиговыми, ограничивающими миндалевидную структуру с северо-востока (Памбак—Севан—Сюникская зона) и юго-запада (Гарнийская и Арпа-Зангезурская зоны). По данным GPS наблюдений, развитие Севанской миндалевидной структуры происходит в условиях поперечного сжатия с ориентировкой оси на север—северо-восток, характерной для всей территории Армении [15].

Севанская межгорная впадина расположена в северной части Севанской миндалевидной струк-

туры. С северо-запада на юго-восток впадину образуют Цовагюхский грабен, продолжающийся на восток озерной впадиной Малого Севана, и озерная впадина Большого Севана, продолжающегося на юго-восток в прибрежную Масрикскую низменность. Впадины Малого и Большого Севана разделены тектонической перемычкой, которая в периоды полного осушения Большого Севана в плейстоцене рассекалась антицедентным фрагментом долины р. Раздан.

Памбак—Севан—Сюникская система разломов, ограничивающая миндалевидную структуру с северо-востока, является крупнейшей четвертичной разломной зоной Армении. Вдоль нее доминируют правосдвиговые перемещения, скорость которых варьирует от 1.2 ± 0.9 мм/год до 2.4 ± 0.6 мм/год [20, 24]. Взбросовая компонента смещений переменна и является подчиненной; поднято северное крыло [23, 25] (см. рис. 1). В пределах Малого Севана Памбак—Севан—Сюникская зона разломов раздваивается на северную и южную ветви. Северная ветвь протягивается далее на восток, где от нее отделяется Акеринский разлом юго-восточного простираения (предположительно правый сдвиг), и восточнее северная ветвь затухает. Южная ветвь следует на юго-восток по дну Большого Севана и далее — вдоль Сюникского нагорья. Скорость правого сдвига по южной ветви достигает 4—5 мм/год, многократно превосходя сбросовую компоненту смещений [24]. Южная ветвь и Акеринский разлом ограничены на юге Араксинской зоной левых сбросо-сдвигов [11].

На западе миндалевидная структура ограничена Гарнийским правым сдвигом с подчиненной вертикальной компонентой движений. Скорость сдвига оценена в 2 мм/год [32]. Элементом южного ограничения миндалевидной структуры является Арпа—Зангезурская зона разломов [23]. Она образована рядом сравнительно коротких разломов, местами ветвящихся и имеющих эшелонированное расположение относительно друг друга. Вдоль разломов обнаружены признаки правосдвиговых и вертикальных смещений, причем чаще поднято южное крыло.

Таким образом, Севанская миндалевидная структура ограничена разломами с доминирующей правосдвиговой компонентой смещений. При этом у разломов ЗСЗ—ВЮВ простираения она сочетается со взбросовой компонентой, а у разломов ССЗ—ЮЮВ простираения — со сбросовой компонентой.

Внутри миндалевидной структуры выделяются локальные разломы и их сочетания, образующие структурные формы второго порядка. Движения по ним обеспечивают современные перемещения. Установлена скорость растяжения 2.4 ± 0.9 мм/год на юге Севанской впадины и

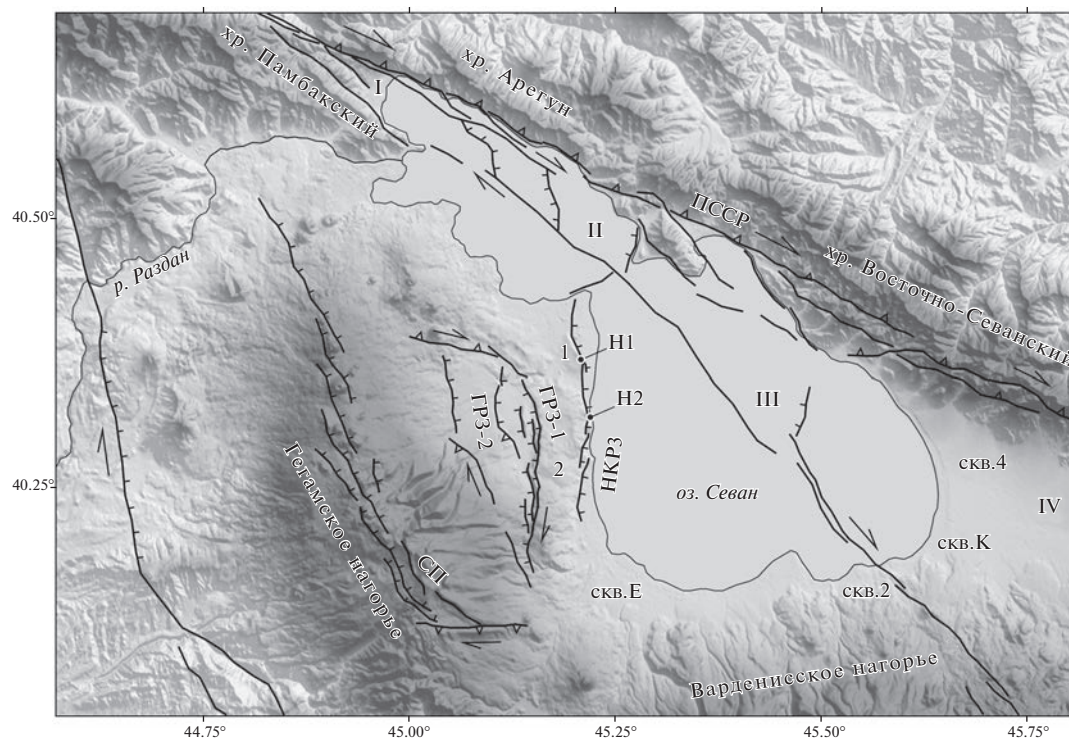


Рис. 2. Позднекайнозойская структура Севанской межгорной впадины и ее юго-западного обрамления. Обозначено (римские цифры): I – Цовагюхский грабен; II – Малый Севан (пулл-апарт); III – прогиб Большого Севана; IV – Масрикская впадина.

Обозначено (арабские цифры): 1 – Норатусский сброс; 2 – Гаварский горст.

Разломные зоны: ПССР – Памбак-Севан-Сюникская; НКРЗ – Норатус-Канагехская; СП – Спитаксарская.

Ветви Гаварского разлома: ГРЗ-1 – северо-восточная; ГРЗ-2 – юго-западная.

Обнажения плиоцен–четвертичных отложений: Н1 – Норатус-1; Н2 – Норатус-2.

Скважины: скв. 2 – Норакерт; скв. 4 – Насосная; скв. Е – Еранос; скв. К – Карчахпюр-1.

1.5 ± 0.8 мм/год в северной части Гегамского нагорья [20]. В пределах Малого Севана, между двумя ветвями Памбак–Севан–Сюникской зоны разломов возникла структура пулл-апарт. Ее опускание обусловило большую глубину Малого Севана по сравнению с Большим Севаном.

Нами уточнено строение структурных форм второго порядка на юго-западном обрамлении Севанской впадины (рис. 2).

Гегамская миндалевидная структура второго порядка выявлена на Гегамском нагорье [11, 15]. С севера и востока ее ограничивает Гаварагетская зона разломов (ГРЗ-1). Наиболее выразительным элементом зоны является разлом Камо [11]. Запад–северо-западный сегмент разлома Камо характеризуется правыми взбросо-сдвиговыми смещениями, меридиональный – сбросо-сдвиговыми с опусканием западного крыла. Максимальная выявленная амплитуда поздне-четвертичного правого сдвига по меридиональному сегменту составляет ~ 260 м, вертикальная амплитуда изменяется от 70 до 170 м и, возможно, достигает 250 м [15].

Юго-западное ограничение Гегамской миндалевидной структуры имеет меридиональное про-

стирание на севере и юго-восточное в более южных сегментах.

Это ограничение образовано простирающейся на север–северо-запад центральной цепью поздне-плейстоценовых вулканических конусов Гегамского нагорья, которая на юге переходит в ряд параллельных сбросов Спитаксарской зоны с опущенными восточными крыльями. Отдельные сбросы выражены в рельефе уступами амплитудой до 15 м. Далее к югу простираение Спитаксарской зоны изменяется на юго-восточное. Разломы приобретают наклон до $\angle 70^\circ$ на юго-запад в сторону поднятого крыла, т.е. становятся взбросами. Взбросовая компонента смещения совмещается с превосходящей ее правосдвиговой компонентой. По одному из разломов зоны амплитуда сдвига составляет 30–50 м при взбросе на 10–15 м. По другому разлому морена взброшена на 2–3 м при сдвиге врезанных в нее мелких водотоков на 16–20 м [11].

Часть миндалевидной структуры между ветвями Гаварагетского разлома образует депрессию. В ее пределах наблюдаются многочисленные мелкие сбросы (рис. 3, б).

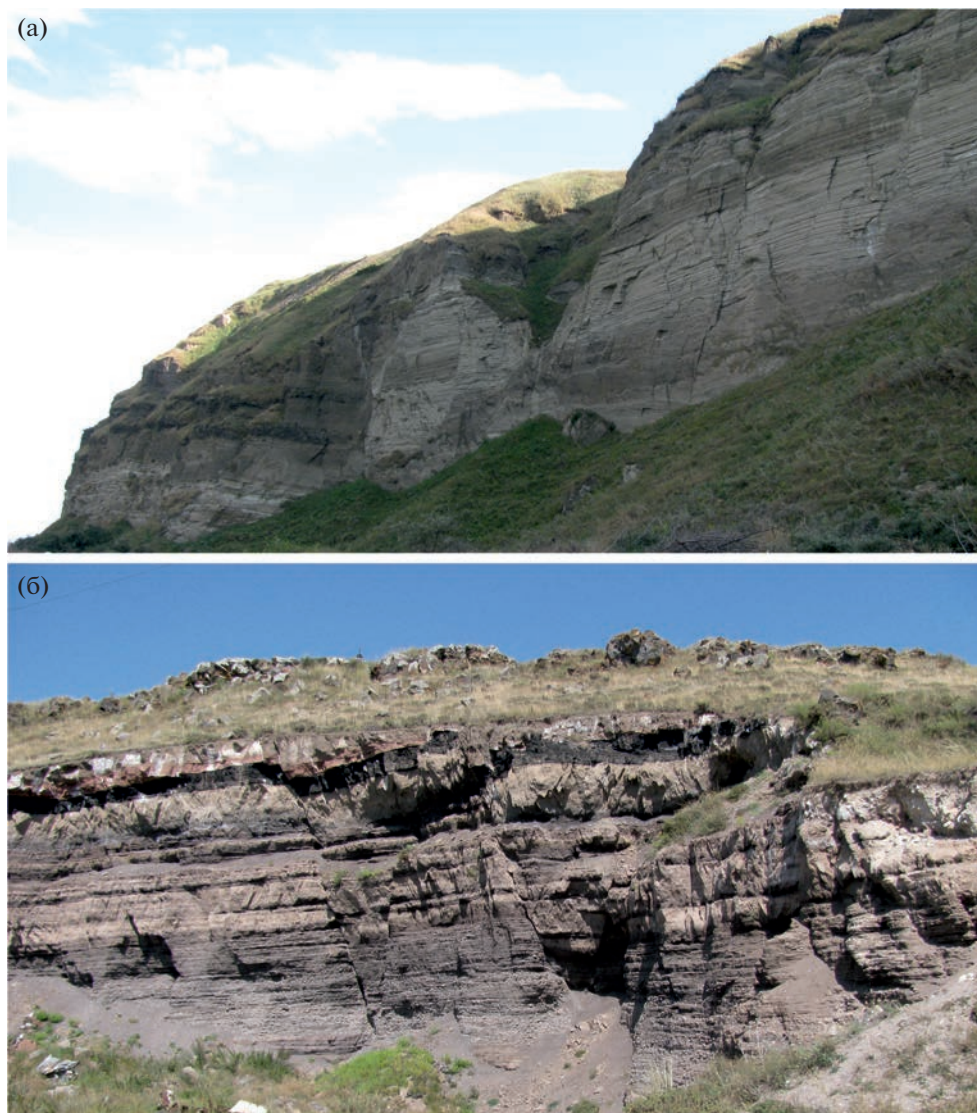


Рис. 3. Фотографии разломов.

(а) — обнажение Норатус-1 (Норатусский сброс);

(б) — мелкие сбросы в пределах зоны активности Гаварагетского разлома.

Восточнее Гегамской миндалевидной структуры протягивается меридиональный Норатус—Конагехский сброс (см. рис. 3, а). Между этим сбросом и меридиональным сегментом разлома Камо Гаварагетской зоны разломов находится Гаварский горст.

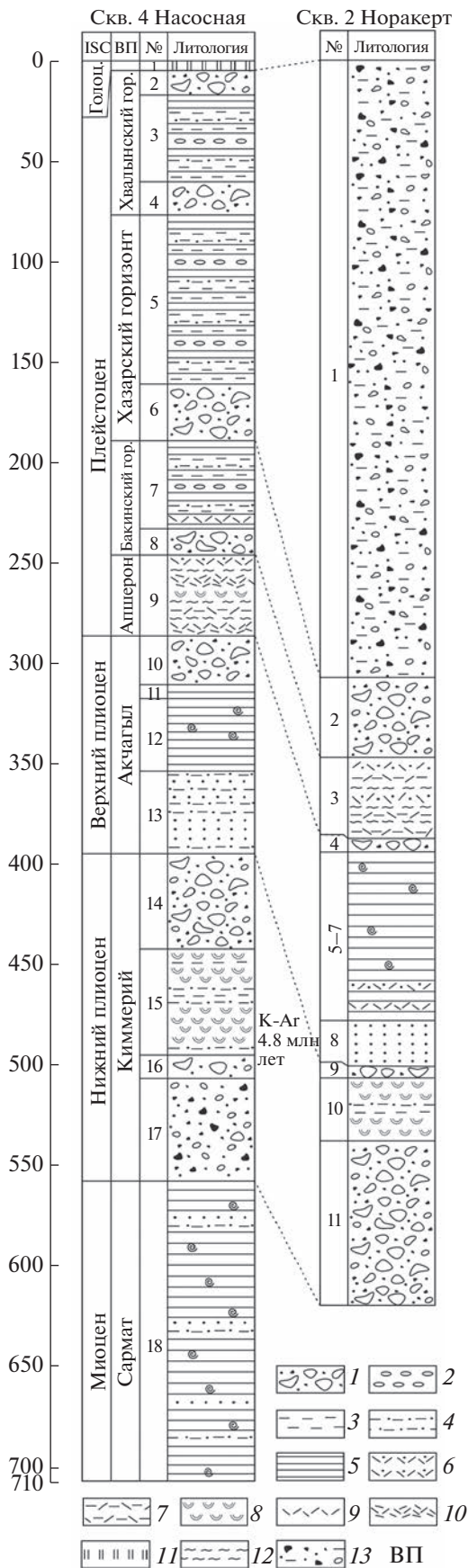
СТРАТИГРАФИЯ НЕОГЕН—ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В нашем исследовании мы использовали стратиграфическую шкалу Восточного Паратетиса, региональные ярусы которой имеют следующие временные интервалы:

- 13.7—7.6 млн лет (сармат);
- 7.6—7.0 млн лет (мэотис);

- 7.0—5.3 млн лет (понт);
- 5.3—3.2 млн лет (киммерий);
- 3.2—2.1 (1.8) млн лет (акчагыл);
- 2.1 (1.8) —0.8 млн лет (апшерон);
- 0.8—0.01 млн лет (бакинский и хазарский горизонты).

Неогеновые осадочные отложения древнее среднего-верхнего сармата в Севанской впадине неизвестны. Толщи сарматского регионального яруса накапливались в условиях залива Понто-Каспия и представлены глинами, слаболитифицированными алевролитами и песчаниками, содержащими руководящие формы сарматской малакофауны. Отложения выходят на дневную поверхность в среднем течении р. Раздан и вскрыты скв. 2 (Норакерт) и скв. 4 (Насосная), пробуренных в



прибрежной зоне оз. Севан, а также скв. Карчакпюр-1 в интервале глубин 305–410 м, скв. Еранос-1 до глубин 1170 м [9, 12] (рис. 4).

Вышележащие толщи накапливались уже в изолированных от Понто-Каспия условиях: мэотические — еще в солоноватоводном бассейне, а более молодые — в пресноводном озерном водоеме или имеют аллювиально-пролювиальный генезис.

Единственной известной областью выхода на дневную поверхность осадочных верхнемиоценовых–четвертичных отложений является полоса обнажений вдоль западного побережья Большого Севана, объединенных общим названием Норатусский разрез (или Сарыкаинская толща) и имеющих общую мощность ~300 м [8, 9].

Е.Е. Милановский [8] выделил в данной толще восемь свит.

Ю.В. Саядян [9] уточнил временные интервалы формирования свит и предпринял попытку корреляции отложений побережья с данными по скв. 2 (Норакерт) и скв. 4 (Насосная) (см. рис. 4).

Литологическое сходство пород разных свит, фрагментарность их выхода на дневную поверхность и практически полное отсутствие фаунистических находок затрудняют расчленение толщи.

По данным указанных исследователей, свиты I и II Норатусского разреза слагают Арцвакарскую антиклиналь (~40°19'57.47" N 45°10'43.15" E), которая сейчас не обнажена [8, 9]. Карбонатно-терригенные морские отложения свиты I, предположительно относены к сармату. Туфогенно-терригенная свита II, отнесенная к мэотису и понту, в разрезах скважин 2 и 4 отсутствует.

Свита III с угловым несогласием и разрывом залегает на нижележащих свитах и сложена озерными диатомитами и песчано-гравийно-галечными отложениями. Южнее они замещаются риолитовыми туфами, которые были сопоставлены с туфами соответствующих интервалов разрезов скважин 2 (622–501 м) и 4 (560–396 м) [9]. Для них определен изотопный возраст 4.8 млн лет [3], что позволило отнести свиту III к нижнему плиоцену (киммерий).

В основании свиты IV озерно-аллювиальные отложения с дацитовым лавовым потоков были отнесены к верхнему плиоцену [8] (с учетом со-

Рис. 4. Геологические колонки по скв. № 2 (Норакерт) и № 4 (Насосная), восточный берег Большого Севана (по данным [9] с изменениями и дополнениями). Обозначено: ВП — Шкала Восточного Паратетиса. 1 — валуны, галька, гравий; 2 — галька плоскоокатанная; 3 — суглинки; 4 — супеси; 5 — глины; 6 — туфопесчаники; 7 — туфоалевриты; 8 — туфы, игнимбриты; 9 — пеплы; 10 — риолиты, пемза; 11 — торф; 12 — диатомиты; 13 — делювий

временной границы плиоцена и плейстоцена, — к акчагылу).

В качестве свиты V были выделены андезибазальты, которые были названы манычарскими лавами [8].

Свита VI, собственно норатусская, обнаженная в уступе Норратусского сброса, рассматривалась как плейстоценовая [8] или нижнеплейстоценовая (апшеронская) [9], а к свитам VII и VIII были отнесены Уч-Таполярский лавовый покров и современные озерно-аллювиальные отложения.

Чтобы проверить указанную стратиграфическую схему и уточнить историю формирования Севанской межгорной впадины, нами были исследованы разрезы Норатус-1 и Норатус-2 на западном побережье Большого Севана. Разрез Норатус-1 находится непосредственно в стенке уступа Норатусского сброса (см. рис. 3, а). Разрез Норатус-2 расположен южнее в опущенном крыле Норатус-Конагехской сбросовой зоны (см. рис. 2).

Разрезы Норатус-1 и Норатус-2 на западном побережье Большого Севана

Норатус-1. Это обнажение ($40^{\circ}22'07.78''$ N $45^{\circ}12'22.03''$ E, $h = 2000$ м) представлено следующей последовательностью слоев сверху вниз [16] (рис. 5):

- пачка 1 — галечники и туфобрекчии коричневые, неслоистые, включения неокатанных обломков андезитов и дацитов, в верхней части находятся два прослоя черной пемзы мощностью 0.5–1 м, мощность пачки — до 12 м;

- пачка 2 — алеврит (серо-бежевый, горизонтально-слоистый, прослой диатомитов, мелкозернистых песчаников, реже гравия и мелкой гальки (перемытый шлак), оолитовые текстуры в алевритах), мощность пачки составляет 11 м;

- пачка 3 — туфобрекчия (серо-бежевая, состоящая из обломков преимущественно пемз и шлаков гравийной размерности с прослоями плохо сортированного песчаника, единичными включениями плохоокатанной гальки), мощность пачки составляет 7 м;

- пачка 4 — гравий (темно-серый, неслоистый), в кровле находится линзовидный пласт (мощностью до 0.5 м тонкозернистого тонкослоистого светлого песка с рассеянными неокатанными обломками вулканических пород), мощность пачки составляет 2 м;

- пачка 5 — песчаник (серый, слаболитифицированный, тонкослоистый, горизонтально-слоистый), тонкие прослойки перемытой пемзы и шлака гравийной размерности, алевритов, единичные включения гальки, мощность пачки составляет 10–12 м.

- пачка 6 — валунно-галечный горизонт с песчано-гравийным заполнителем, галька из эффузивов преимущественно андезитового, андезибазальтового и базальтового состава, реже дацитового или из туфов; текстура в основном неслоистая, локально — косослоистая (заполнения поперечных промоин; включения небольших линз песка, алевритов или перемытых пемз, в верхней части — линза перемытой дацитовой пемзы, на контакте с вышележащим горизонтом — прослой пемла, мощность пачки составляет 18–20 м.

В пачках 2–6 было отобрано 95 образцов для палеомагнитного исследования. Нижние 12 образцов (нижние ~5 м пачки 6) показали обратную намагниченность, остальные — прямую намагниченность.

Были отобраны два образца пемзы из пачки 1 на К–Аг датирование, которое выполнил В.А. Лебедев (лаборатория изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (г. Москва, Россия). Возраст образца из верхнего прослоя — 2.30 ± 0.15 млн лет, из нижнего — 1.8 ± 0.2 млн лет. Образец из нижнего прослоя показал высокое содержание атмосферного ^{40}Ar , поэтому исключен из рассмотрения.

В пачках 4–6 были отобраны образцы для спорово-пыльцевого анализа (рис. 6). Обнаружены единичные зерна пыльцы флоры неогенового возраста — *Abies* s.p., *Pinus* s.p., *Picea* s.p., *Clavifera* s.p., and *Lycopodium* s.p., малакофауна отсутствует.

Норатус-2. Это обнажение ($40^{\circ}19'52.08''$ N $45^{\circ}12'39.58''$ E, $h = 1930$ м) представлено следующей последовательностью слоев (сверху–вниз) (см. рис. 5, рис. 7):

- слой 1' — андезиты (манычарские лавы), мощность слоя составляет 1.5 м;

- слой 2' — неслоистый песчаник желтый, слаболитифицированный, включения гравия, мощность слоя составляет 2.2 м;

- пачка 3' — косослоистый песчаник желтый, слаболитифицированный, линзы гравия (эффузивы, пемза, шлак), знаки ряби, 4 прослоя плотного песчаника, мощность пачки составляет 3 м;

- пачка 4' — чередование тонких прослоев розовых алевролитов и темно-серых мелкозернистых песчаников, в верхней части — перемытая пемза гравийной размерности, мощность пачки составляет 1.5–1.8 м;

- пачка 5' — горизонтально-слоистый песчаник (темно-серый) с прослоем гравия, мощность пачки составляет 1.7 м;

- пачка 6' — мелкозернистый песчаник (темно-серый) массивный, интенсивные внутрислоевые деформации — сейсмиды, контакт с вышележащим слоем — эрозионный. Мощность пачки до 5 м.

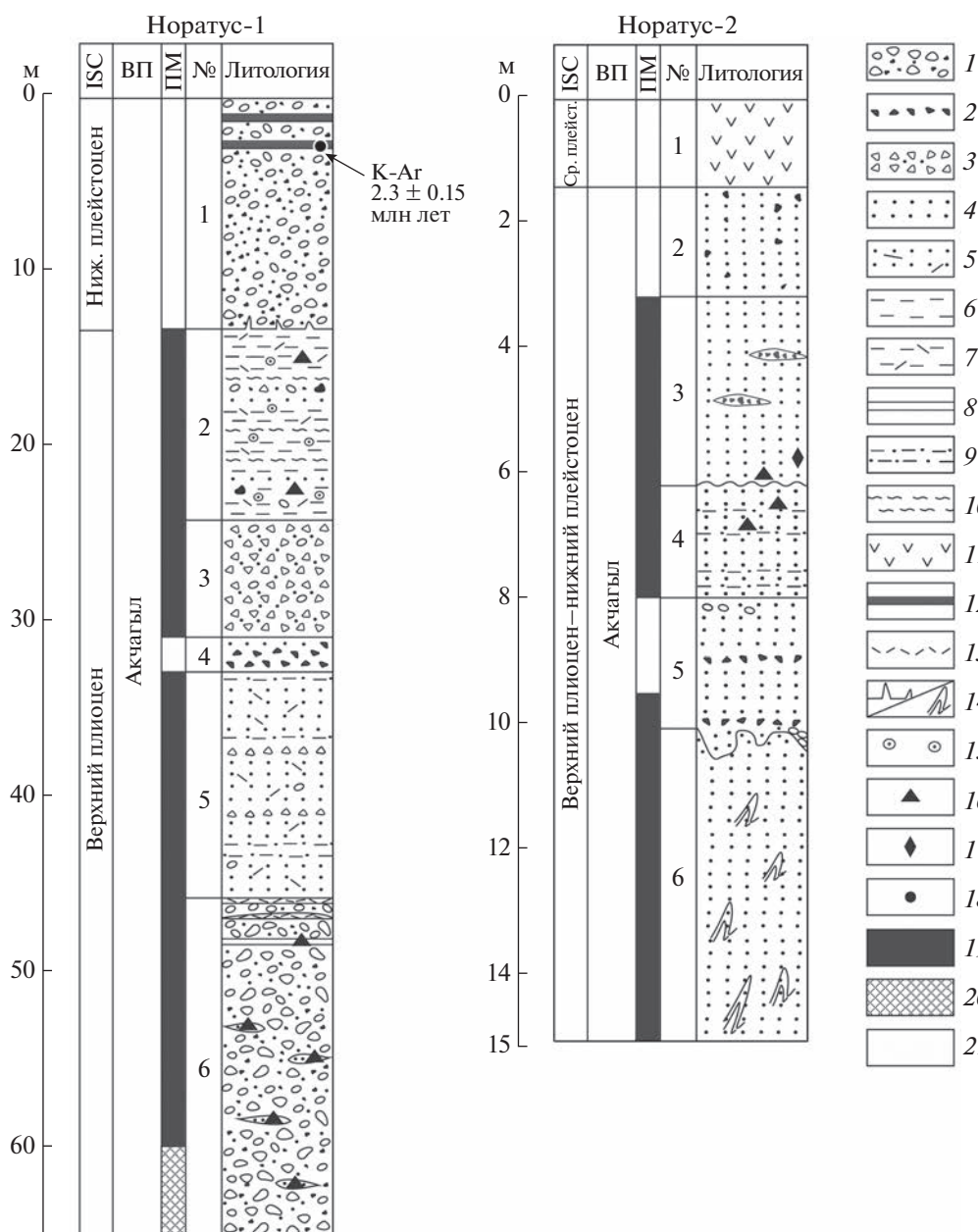


Рис. 5. Геологические колонки обнажений Норатус-1, Норатус-2.

Положение Н-1, Н-2 — см. рис. 2.

1 — галька, гравий; 2 — гравий; 3 — туфобрекчия; 4 — песчаник; 5 — туфопесчаник; 6 — алевроит; 7 — туфоалевроит; 8 — глина; 9 — алевролит; 10 — диатомит; 11 — андезит; 12 — пемза; 13 — пепел вулканический; 14 — сейсмиды; 15 — оолиты; 16 — спорово-пыльцевые образцы; 17 — фаунистическая находка *Arvernoceros* sp.; 18 — образец для К-Аг датирования; 19–20 — остаточная намагниченность: 19 — прямая, 20 — обратная, 21 — неизвестна

Отобран 21 образец для палеомагнитных исследований, все образцы показали нормальную намагниченность.

Образцы, отобранные для спорово-пыльцевого анализа, показали полное отсутствие зерен пыльцы, малакофауна также отсутствует.

В пачке 3' обнаружены костные остатки оленя. Фрагмент правого сброшенного рога с обломанными штангой и надглазничным отростком (коллекция НАН РА, ИГН № 10219/НСН 4118) при-

надлежал оленю среднего размерного класса (табл. 1). Рог характеризуется округлой в сечении штангой, лишенной других ответвлений на расстоянии не менее 14 см от надглазничного отростка (рис. 8, а). Первый надглазничный отросток округлый в сечении. Он расположен на расстоянии около 2.5 см от розетки и отходит вперед. Поверхность рога слабо бороздчатая.

Вероятно, к этому же таксону оленей относится другая находка — неполный слабостер-

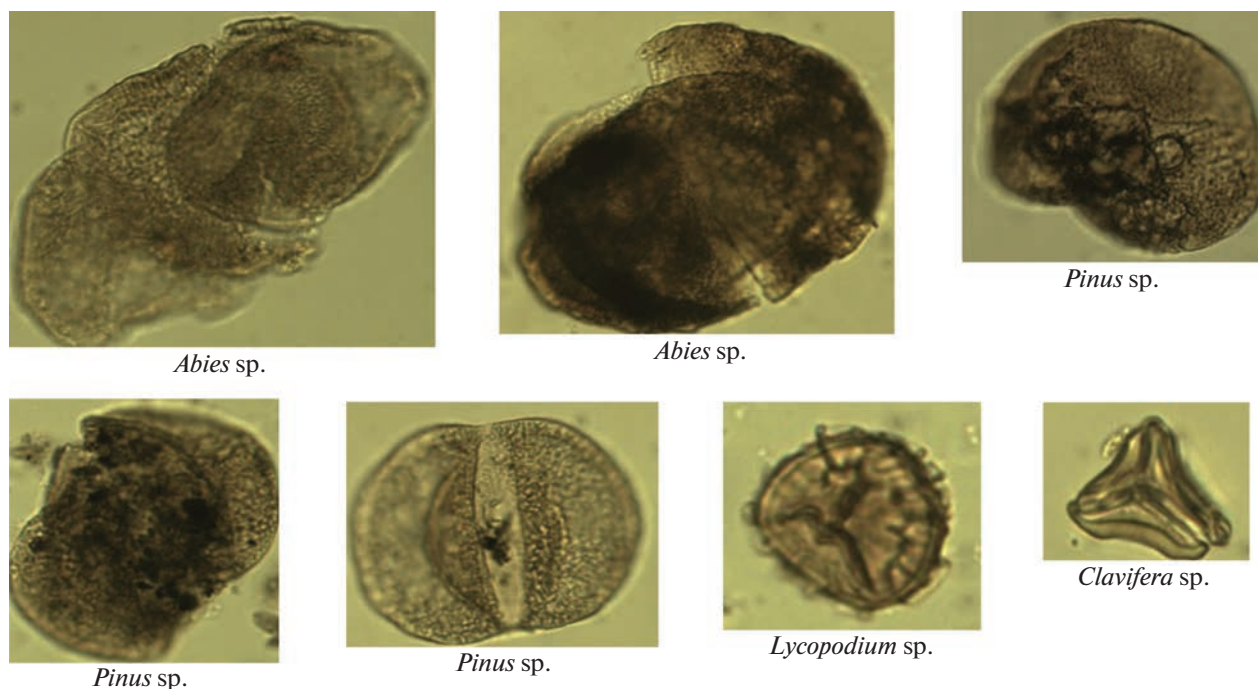


Рис. 6. Зерна пыльцы обнажения Норатус-1.



Рис. 7. Внутрислоевые деформации (сейсмиды), Норатус-2, осадочный слой 6'.

тый верхний зуб МЗ (коллекция НАН РА, ИГН №-10220/4119). Зуб низкоронковый с морщинистой эмалью (см. рис. 8, б, в). Основание коронки довольно вздутое. Присутствует дополнительный столбик (энтостиль); его высота составляет $\sim 1/3$ высоты коронки.

Характеристики рога позволяют отнести находку оленя из Норатуса к представителям рода

Arvernoceros. Олени данного рода были распространены в Европе в плиоцене и раннем плейстоцене, начиная с конца русциния на протяжении почти всего виллафранка [1, 4, 5, 17–19, 22]. Параметры основания рога и уровень отхождения первого отростка указывают на определенное сходство с таковыми у представителей рода из позднего плиоцена—начала плейстоцена Западной



Рис. 8. Палеонтологические находки в разрезе Норатус-2 в осадочном слое 3'.
(а) – рог оленя рода *Arvernoceros*;
(б)–(в) – зуб оленя.

Таблица 1. Промеры неполного правого рога оленя рода *Arvernoceros* sp. из местонахождения Норатус-2 (колл. НАН РА, ИГН № НЕТ-10220/НСН4119)

№	Измеряемый параметр	мм
1	Диаметр розетки, латеромедиальный	57.5*
2	Диаметр розетки, переднезадний	63.6
	Окружность розетки	193*
	Угол первого разветвления, °	104
	Высота отхождения первого отростка (длина от розетки до дистальной поверхности основания дорзального отростка)	75
3	Диаметр основания рога над розеткой, латеромедиальный	48*
4	Диаметр основания рога над розеткой, переднезадний	63.2
	Окружность основания рога	160*
5	Диаметр основания первого отростка, латеромедиальный	39.5
6	Диаметр основания первого отростка, переднезадний	40.3
	Окружность основания первого отростка	135*
7	Диаметр штанги над первым отростком, латерально-медиальный	40.4
8	Диаметр штанги над первым отростком, переднезадний	33.9
9	Индекс уплощения основания рога (3/4)	0.76
10	Индекс уплощения первого отростка (5/6)	0.98
11	Индекс уплощения штанги (7/8)	1.19

Примечание: * – восстановленные параметры.

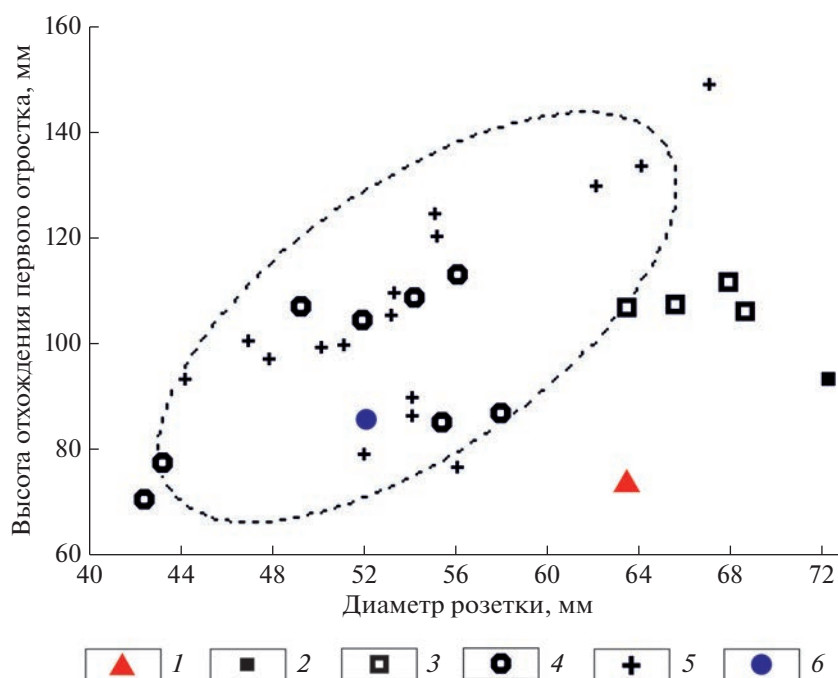


Рис. 9. Параметры основания рога оленя рода *Arvernoceros*.

1–4 – *A. vereschagini*, ранний плиоцен: 1 – Норатус-2 (поздний плиоцен–ранний плиоцен); 2 – Сальчия; Ливенцовка; 3 – add; 4 – subadd.; 5–6 – *A. ardei*, поздний плиоцен: 5 – Этуэр; 6 – Кушкун

и Восточной Европы (*A. ardei*), а также с территории Кавказа и Турции (рис. 9). Более поздние *Arvernoceros* обладали более массивными рогами по сравнению с позднелиоценовыми (ранневиллафранкскими).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты и значение изучения разрезов Норатус-1 и Норатус-2

В обнажении Норатус-1 нижние 5 м характеризуются обратной намагниченностью, вышележащие 50 м – прямой намагниченностью. С учетом того, что К–Аг возраст верхнего пласта пемзы в слое 1 составляет 2.3 ± 0.15 млн лет, нижележащая нормально намагниченная часть разреза относится к палеомагнитному хрону Гаусс, а обратно намагниченная нижняя часть разреза может соответствовать субхрону Каена (3.032–3.116 млн лет). Проведенный нами анализ полученных спорово-пыльцевых данных для нижней части разреза подтверждают эту оценку (см. рис. 6). Таким образом, возраст отложений Норатус-1 относится к интервалу ~2.3–3.1 млн лет и является более древним, чем предполагалось ранее [8, 9].

Полученные нами биостратиграфические данные палеонтологической находки рога вымершего оленя рода *Arvernoceros* sp., обнаруженной в обнажении Норатус-2, позволяют считать наиболее вероятным принадлежность слоя 3', вмещающего

костные остатки, акчагылу, т.е. верхнему плиоцену или гелазию. Поскольку слои 3'–6' разреза Норатус-2 намагничены нормально, мы полагаем возможным отнести их к верхнему плиоцену и коррелировать со слоями 2–6 разреза Норатус-1. Гравийно-галечная толща, залегающая в кровле северо-западной части обнажения Норатус-2, является вложенной и имеет плиоценовый возраст.

Манычарские лавы, которые перекрывают часть разреза Норатус-2 и, вероятно, подстилают разрез Норатус-1 и для аналогов которых приводится датировка ~2.5 млн лет [8, 9], мы рассматриваем как разновозрастные эффузивы определенного состава и облика, но не стратиграфическое подразделение. Лавы слоя 1 разреза Норатус-2, могут иметь более молодой возраст.

Верхнелиоцен–четвертичные отложения Норатус-1 и Норатус-2 обнажены в северной части Гаварского горста вблизи плоскости Норатусского сброса, ограничивающего Гаварский горст с востока. Одна из ветвей Норатусского сброса амплитудой 10–15 м нарушает обнажение Норатус-1 (см. рис. 3, а). Отложения Норатус-2 имеют более низкое с разницей в несколько десятков метров гипсометрическое положение по сравнению с отложениями Норатус-1, что связано с вертикальным смещением по Норатус-Канагехской зоне.

После завершения накопления озерных отложений Норатус-1 и Норатус-2, сток с Гегамского

нагорья осуществлялся на восток в Большой Севан, о чем свидетельствуют галечники в верхней северо-западной части Норатус-2. Направление стока сохранялось и после перекрытия отложений Норатус-2 лавами Гегамского нагорья. Это подтверждается наличием осушенных долин на поверхности лавовых потоков, самые крупные из которых расположены в южной части Гаварского горста.

В результате последующего поднятия Гаварского горста произошло изменение направления водостока с Гегамского нагорья. Водосток стал осуществляться на север по новообразованной долине р. Гаварагет с разгрузкой вод в юго-западную часть Малого Севана [13, 16]. Гаварский горст в северной части сложен осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями Севана, перекрытыми андезито-базальтами и андезитами Гегамского нагорья. Слаболитифицированная осадочная толща была покрыта лавами, что сохранило ее от размыва. Однако, самая северная часть Гаварского горста, расположенная на широте Норатус-1, из-за наибольшей удаленности от вулканических центров, возможно, не была перекрыта лавовыми потоками или покров являлся маломощным и быстро подвергся размыву при поднятии горста. Максимум энергии текущей воды от перераспределенного водостока был сконцентрирован в районе западном крыле Гаварского горста, что способствовало его быстрому размыву, при этом восточная часть горста сохранилась в виде эрозионно-тектонического останца (Норатус-1).

Время начала обособления Севанской впадины и величина ее прогибания

Для установления времени начала обособления Севанской межгорной впадины мы опирались на следующие положения, соответствующие приведенным нами данным:

- в сармате Севанский регион был частью Понто-Каспийского бассейна и не отличался от него повышенной мощностью осадков; рубеж сармата—мэотиса (~7.6 млн лет) является переходным для Севанского региона от морского к континентальному режиму развития;

- в акчагыльское время (от ~3.2 до 2.1 (1.8) млн лет) прогибание впадины уже происходило, что подтверждается разрезом Норатус-1 и 86—117-метровой озерной песчано-глинистой толщей в скв. 2 и скв. 4;

- в интервале между сарматом и акчагылом (мэотис—понт) прогибание собственно Севанской впадины не зарегистрировано; вместе с тем, в разрезе Арцвакарской антиклинали присутствуют отложения мэотиса—понта с озерной малакофауной и прослоями диатомитов, которые могли

накапливаться в небольших озерах подпрудного генезиса [8, 9];

- киммерийские аллювиально-пролювиальные отложения с размывом залегают на сарматских глинах в скв. 4 (см. рис. 4).

На основании приведенных данных мы полагаем, что прогибание впадины происходило в плиоцен—четвертичного время. С учетом глубины положения подошвы киммерийских отложений (нижний плиоцен) в скв. 2 и скв. 4, минимальное относительное опускание Севанской впадины за это время составило от ~550 до 650 м. В центральной части впадины опускание могло быть больше 650 м.

К западу от Севанской впадины расположена крупная Ширакская межгорная впадина. Воды акчагыльской трансгрессии Каспия проникали в Ширакскую впадину, о чем свидетельствует обнаружение морских акчагыльских отложений в ее западной части [30, 33].

В Севанской впадине морские акчагыльские отложения отсутствуют, осадочные толщи данного возраста представлены песчано-глинистыми отложениями пресноводного озера. Скорее всего, Севанская впадина имела более высокое гипсометрическое положение, чем Ширакская впадина, т.е. была вовлечена в поднятие раньше.

Мощность пост-акчагыльских отложений на юге впадины Большого Севана (Масрикская низменность) составляет ~300 м, в центральной части впадины мощности могут иметь большие величины. Максимальная мощность пост-акчагыльских отложений в Ширакской впадине составляет ~160 м [28]. Разность мощностей свидетельствует о том, что в четвертичное время Севанская впадина испытала большее прогибание по сравнению с Ширакской впадиной.

Генезис Севанской межгорной впадины

Формирование Севанской межгорной впадины связано с развитием разломных зон, образующих Севанскую миндалевидную структуру. Внутри Севанской миндалевидной структуры идентифицированы аналогичные структуры меньшего масштаба — впадина пулл-апарт Малого Севана и Гегамская миндалевидная впадина. У большинства разломов преобладает правосдвиговая составляющая смещений, но смещения косонаправленные. Для разломов северо-западного простирания характерна взбросовая составляющая смещений, а для разломов субмеридионального и северо-северо-западного простирания — сбросовая. Таким образом, Севанская структура представляет собой крупное и сложно построенное образование типа пулл-апарт и, возможно, отражает геодинамические условия локальной транстенсии при субши-

ротном растяжении в области региональной транспрессии при субмеридиональном сжатии.

Расположенная западнее Ширакская впадина является тектономагматической, т.е. ее прогибание происходило в результате глубинных геодинамических процессов, выраженных плиоцен–четвертичной вулканической активностью [28].

Аналогичным образом прогибание дна Севанской впадины происходило на фоне вулканической активности Гегамского и Варденисского нагорий. Это позволяет предположить, что прогибание Севанской впадины связано не только с региональным полем напряжений, выраженным разломной тектоникой, но и с магматизмом, связанным с глубинными геодинамическими процессами, т.е. впадина имеет гетерогенное происхождение.

ВЫВОДЫ

По результатам проведенных исследований авторы пришли к следующим выводам.

1. Осадочные отложения Севанской впадины имеют среднемиоцен–четвертичный возраст. Большая часть этих отложений опущена по разломам ниже уровня дневной поверхности и только на севере западного побережья Большого Севана выведена на дневную поверхность в составе Гаварского горста (в том числе, — исследованные разрезы Норатус-1 и Норатус-2).

2. Возраст осадочных толщ разреза Норатус-1 установлен на основании палеомагнитных данных, изотопного датирования и спорово-пыльцевого анализа и составляет ~2.3–3.1 млн лет, т.е. более древний, чем предполагалось ранее. Возраст отложений обнажения Норатус-2 установлен на основании палеомагнитных данных и единичной находки фауны — рубеж плиоцена и нижнего плейстоцена. Эти отложения перекрыты нижнеплейстоценовым крупногалечным аллювием.

3. Поднятие Гаварского горста сопровождалось размывом его северо-западной части вследствие перераспределения водостока с Гегамского нагорья. Северо-восточная часть горста с обнажением Норатус-1, ограниченная Норатусским сбросом, сохранилась в виде эрозионно-тектонического останца.

4. В среднем и позднем сармате область Севанской впадины была частью морского бассейна Восточного Паратеиса. Прогибание уже изолированной впадины можно считать установленным для плиоцен–четвертичного времени. Величина прогибания составила 550–650 м. Подтвердить прогибание впадины в позднем миоцене (мэотис–понт) не удалось.

5. При сравнении двух самых крупных межгорных впадин Армении, Ширакской и Севанской, установлено следующее. Акчагыльская транс-

грессия Каспия достигала области Ширакской впадины, о чем свидетельствует наличие морских акчагыльских отложений на ее западном борту, но не достигала области Севанской впадины, где в акчагыльское время накапливались озерные отложения. Возможно, это связано с тектонической изоляцией и более высоким гипсометрическим положением Севанской впадины в акчагыльское время. Мощность пост-акчагыльских отложений в Севанской впадине приблизительно в два раза выше, чем в Ширакской, что свидетельствует о более интенсивном относительном ее прогибании в четвертичное время.

6. Севанская межгорная впадина, вероятно, имеет гетерогенный генезис, обусловленный как воздействием региональной разломной, в первую очередь, сдвиговой тектоники, так и глубинными преобразованиями, выраженными плиоцен–четвертичным вулканизмом.

Благодарности. Авторы благодарны Н. Орлову (ГИН РАН, Москва, Россия) за реставрацию фаунистической находки *Arvernoceros* sp. Авторы признательны рецензентам за полезные комментарии и редактору за тщательное редактирование.

Финансирование. Публикация подготовлена в рамках реализации гранта РНФ 22-17-00249 (Тесаков А.С.). Окончательная реставрация и диагностика рога оленя *Arvernoceros* sp. выполнена в рамках реализации государственного задания ЮНЦ РАН, № гр. проекта 122011900166-9 (Титов В.В.). Полевые работы поддержаны Комитетом по науке Министерства образования, науки, культуры и спорта Республики Армения в рамках научного проекта № 15Т-1Е041.

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеева Л.И. Териофауна раннего антропогена Восточной Европы. Под ред. Громова В.И. — М.: Наука, 1977. 214 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 300).
2. Арутюнян Е.В., Лебедев В.А., Чернышев И.В., Сагателян А.К. Геохронология неоген–четвертичного вулканизма Гегамского нагорья (Малый Кавказ, Армения) // ДАН. 2007. Т. 416. № 1. С. 91–95.
3. Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Геохронология магматических, метаморфических и рудных формаций Армянской ССР. — Ереван: АН АрмССР, 1985. 291 с.
4. Вислобокова И.А. Ископаемые олени Евразии. — Под ред. Л.Д. Татаринова — М.: Наука, 1990. 208 с. (Тр. ПИН АН СССР. Т. 240).
5. Вислобокова И.А., Титов В.В., Лавров А.В., Старцев Д.Б., Тарасенко К.К., Лопатин А.В. О находке большерогого оленя рода *Arvernoceros* в пещере Таврида в Крыму // ДАН. 2019. Т. 487. № 5. С. 596–599.

6. Джрбашян Р.Т. Палеогеновые вулканические пояса зоны закрытия океана Тетис (Малый Кавказ). — Дис. ... д.г.-м.н. — Тбилиси: КИМС. 1990. 72 с.
7. Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). — Под ред. А.В. Пейве — М.: Наука, 1975. 208 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 267).
8. Милановский Е.Е. Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна оз. Севан // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1952. № 4. С. 110–118.
9. Саядян Ю.В. Новейшая геологическая история Армении. — Ереван: Гитутюн, 2009. 357 с.
10. Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. — М.: Наука, 1977. 94 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 296).
11. Трифонов В.Г., Караханян А.С. Геодинамика и история цивилизаций. — М.: Наука: 2004. 668 с. (Тр. ГИН. Вып. 585).
12. Харазян Э.Х. Геология и четвертичный вулканизм Армении. — Под ред. О.А. Саркисян — Ереван: ГЕОИД, 2012. 620 с.
13. Avagyan A. Estimation of the slip rates and the recurrence intervals of strong earthquakes on the fault system of Pambak–Sevan–Sunik (Armenia): Segmentation and relation with volcanic activity. — PhD Thesis. — Montpellier (France): Montpellier II Univ., 2001. 246 p.
14. Avagyan A.V. Active faulting and related seismic hazard in the Vanadzor depression area // Proc. NAS Repub Armenia. Earth Sci. 2009. Vol. 62. P. 48–57.
15. Avagyan A., Sosson M., Karakhanian A., Philip H., Rebai S., Rolland Y., Melkonyan R., Davtyan V. Recent tectonic stress evolution in the Lesser Caucasus and adjacent regions // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2010. Vol. 340. P. 393–408.
16. Avagyan A., Sahakyan L., Meliksetian Kh., Karakhanyan A., Lavrushin V., Atalyan T., Hovakimyan H., Avagyan S., Tozalakyan P., Shalaeva E., Chatainger Ch., Sokolov S., Sahakov A., Alaverdyan G. New evidences of Holocene tectonic and volcanic activity of the western part of Lake Sevan (Armenia) // Geol. Quarterly. 2020. Vol. 64. No. 2. P. 288–303.
17. Baigusheva V., Titov V. Large deer from the Villafranchian of Eastern Europe (Sea of Azov Region): Evolution and paleoecology // Quaternary Int. 2013. Vol. 284. P. 110–122.
18. Croitor R. Large-sized deer from the Early Pleistocene of Southeast Europe // Acta Palaeontologica Romaniaae. 2005. Vol. 4. P. 97–104.
19. Croitor R. Plio–Pleistocene deer of Western Palearctic: Taxonomy, systematics, phylogeny. — Ed. By I. Toderaş — (Elan Poligraf Publ., Chişinău: Moldova. 2018), pp. 140.
20. Davtyan V., Foerflinger E., Karakhanyan A., Philip H., Avagyan A., Champollion C., Aslanyan R. Fault slip rates in Armenia by the GPS Data // Proc. Nation. Acad. Sci. Armenia. Ser.: Earth Sci. 2006. Vol. 59. No. 2. P. 3–18.
21. Hässig M., Rolland Y., Sosson M., Galoyan Gh., Sahakyan L., Topuz G., Çelik Ö.F., Avagyan A., Müller C. Linking the NE Anatolian and Lesser Caucasus ophiolites: Evidence for large-scale obduction of oceanic crust and implications for the formation of the Lesser Caucasus–Pontides Arc // Geodinamica Acta. 2013. Vol. 26. No. 3–4. P. 311–330.
22. Heintz E. Les cervides Villafranchiens de France et d’Espagne // Mem. Musée d’Histoire Natur., Ser.: C. 1970. Vol. 22. No. 1. pp. 303.
23. Karakhanian A., Djrbashian R., Trifonov V., Philip H., Arakelian S., Avagian A. Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factor for Armenia and adjacent countries // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2002. Vol. 113. No. 1–2. P. 319–344.
24. Karakhanian A.S., Trifonov V.G., Philip H., Arakelian S., Avagyan A. Active faulting and natural hazards in Armenia, the Eastern Turkey and the Northwestern Iran // Tectonophysics. 2004. Vol. 380. P. 189–220.
25. Karakhanyan A., Arakelyan A., Avagyan A., Baghdasaryan H., Durgaryan R., Abgaryan Ye. The seismotectonic model, seismic hazard assessment for the construction site of a New Power Unit of the Armenian NPP. — (Yerevan: Ministry of Energy of the Republic of Armenia, Vienna: IAEA, 2011. “NorAtom” Consortium Final Rep.), pp. 328.
26. Philip H., Avagyan A., Karakhanian A., Ritz J.-F., Rebai S. Slip rates and recurrence intervals of strong earthquakes along the Pambak–Sevan–Sunik fault (Armenia) // Tectonophysics. 2001. Vol. 343. P. 205–232.
27. Rolland Y., Galoyan G., Sosson M., Melkonyan R., Avagyan A. The Armenian ophiolite: Insights for Jurassic back-arc formation, Lower Cretaceous hot spot magmatism and Upper Cretaceous obduction over the South Armenian block // Geol. Soc., London. Spec. Publ. 2010. Vol. 340. P. 353–382.
28. Sahakyan L., Bosch D., Sosson M., Avagyan A., Galoyan Gh., Rolland Y., Bruguier O., Stepanyan Zh., Galland B., Vardanyan S. Geochemistry of the Eocene magmatic rocks from the Lesser Caucasus area (Armenia): Evidence of a subduction geodynamic environment. Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus // Geol. Soc., London. Spec. Publ. 2017. Vol. 428. P. 73–98.
29. Shalaeva E.A., Trifonov V.G., Lebedev V.A., Simakova A.N., Avagyan A.V., Sahakyan L.H., Arakelyan D.G., Sokolov S.A., Bachmanov D.M., Kolesnichenko A.A., Latyshev A.V., Belyaeva E.V., Lyubin V.P., Frolov P.D., Tesakov A.S., Sychevskaya E.K., Kovalyova G.V., Martirosyan M., Khisamutdinova A.I. Quaternary geology and origin of the Shirak Basin, NW Armenia // Quaternary Int. 2019. Vol. 509. P. 41–61.
30. Simakova A.N., Tesakov A.S., Çelik H., Frolov P.D., Shalaeva E.A., Sokolov S.A., Trikhunkov Ya.I., Trifonov V.G., Bachmanov D.M., Latyshev A.V., Ranjan P.B., Gaydlenok O.V., Syromyatnikova E.V., Kovaleva G.V., Vasilieva M.A. Caspian-type dinocysts in NE Turkey mark deep inland invasion of the Akchagylian brackish-water basin during the terminal Late Pliocene // Quaternary Int. 2021. Vol. 605–606. P. 329–348.
31. Sosson M., Rolland Y., Müller C., Danelian T., Melkonyan R., Kekelia S., Adamia S., Babazadeh V., Kangarli T., Avagyan A., Galoyan G., Mosar J. Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia): New insights // Geol. Soc., London. Spec. Publ. 2010. Vol. 340. P. 329–352.
32. Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Kozhurin A.I. Major active faults of the collision area between the Arabian

- and the Eurasian plates, In: *Continental Collision Zone Earthquakes and Seismic Hazard Reduction*. – (Proc. Int. Conf. IASPEI/IDNDR Publ., Yerevan, Armenia, 1994). P. 56–78.
33. *Trifonov V.G., Simakova A.N., Çelik H., Tesakov A.S., Shalaeva E.A., Frolov P.D., Trikhunkov Ya.I., Zelenin E.A., Aleksandrova G.N., Bachmanov D.M., Latyshev A.V., Ozherelyev D.V., Sokolov S.A., Belyaeva E.V.* The Upper Pliocene–Quaternary geological history of the Shirak basin (NE Turkey and NW Armenia) and estimation of the Quaternary uplift of Lesser Caucasus // *Quaternary Int.* 2020. Vol. 546. P. 229–244.

Neotectonics and Geological Structure of the Sevan Intermountain Basin (Armenia): New Structural and Paleontological Data

**E. A. Shalaeva^a, V. G. Trifonov^{a, *}, Ya. I. Trikhunkov^a, V. V. Titov^b, A. V. Avagyan^c,
L. H. Sahakyan^c, A. N. Simakova^a, P. D. Frolov^a, C. A. Sokolov^a,
M. A. Vasiliyeva^a, D. M. Bachmanov^a, G. M. Ovakymyan^c**

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia*

^b*Institute of Geological Sciences, National Academy of Sciences of Armenia, bld. 24A, Bagramyan Ave, 0019 Erevan, Armenia*

^c*South Scientific Center, Russian Academy of Sciences, bld. 41, Chekhov str., 344006 Rostov-on-Don, Russia*

**e-mail: trifonov@ginras.ru*

The article presents new data obtained as a result of field research in 2022 Sevan intermountain depression in Armenia. The emergence of the Sevan intermountain depression in the Miocene was associated with the development of the Sevan almond-shaped structure, bounded by the right-lateral Pambak–Sevan–Syunik fault zone in the northeast, the Garni zone in the south, and the Arpa–Zangezur zone in the southwest. Within the Sevan almond-shaped structure, strike-slip structures of Small Sevan (western part of Lake Sevan) and Gavar almond-shaped structure, Gavar horst, a number of faults, as well as extension zones were formed, including the southern part of Greater Sevan (eastern part of Lake Sevan) and axial zone of the Geghama Range. The development of the Sevan intermountain depression continued in the Pliocene under the influence of the uplift of the Lesser Caucasus and the Armenian Highlands. We have summarized the available data on the geological structure and geodynamics of the Sevan intermountain depression, presented the obtained data on the stratigraphy of the Pliocene–Quaternary deposits and their position, and showed that during the Akchagyl transgression at the Pliocene–Pleistocene boundary, sedimentary accumulations did not occur in the Sevan intermountain depression.

Keywords: Armenian highlands, intermountain depression, active faults, Akchagyl transgression, lacustrine sediments, Pleistocene fauna

ПРАВИЛА ПРЕДСТАВЛЕНИЯ СТАТЕЙ В ЖУРНАЛ “ГЕОТЕКТОНИКА”(GEOTECTONICS)

DOI: 10.31857/S0016853X23040136, EDN: FAAQXJ

Выполнение авторами статьи изложенных ниже требований к рукописи обязательно. Рукопись, не соответствующую этим требованиям, редакция журнала вынуждена возвращать авторам.

1. Общие требования

1.1. Статья должна быть представлена на русском языке. Журнал публикует также статьи, полученные на английском языке.

1.2. Рукопись статьи должна быть представлена в электронном виде в Word файле, который должен содержать текст, список литературы, таблицы (если имеются), подписи к рисункам и пронумерованные рисунки JPEG. Необходимо сформировать дополнительную папку с рисунками в JPEG файлах (1 рисунок = 1 JPEG файл; рисунок, состоящий из фрагментов (а), (б) и т.д., следует разместить в одном JPEG файле) и архивировать в ZIP, также необходимо сформировать дополнительную папку с таблицами в Word файлах (1 таблица = 1 Word файл) и архивировать в ZIP. Сформированный Word файл рукописи и дополнительные папки с рисунками и таблицами, архивированные в ZIP, автор-корреспондент направляет в редакцию.

1.3. Титульная страница статьи должна содержать элементы в следующей последовательности в Word файле: название статьи, инициалы и фамилии авторов, аффилиация авторов, адрес электронной почты автора-корреспондента. Статья должна содержать рубрики в следующей последовательности:

* Аннотация (не менее 150 и не более 300 слов).

* Ключевые слова: 8–12 слов и/или словосочетаний.

* Введение, в котором необходимо указать цель исследования. Во Введении уместны исторические сведения.

* Геологический очерк с описанием региона исследования.

* Описание метода исследования (если он нестандартен) и фактического материала.

* Основная часть, в которой необходимо разбить описание на подробные рубрики и снабдить их подзаголовками.

* Результаты исследования.

* Обсуждение результатов.

* Заключение, или пронумерованные Выводы.

* Благодарности.

* Финансирование.

* Список литературы.

* Авторский перевод титула статьи, который включает название статьи, имена авторов, аффилиацию авторов, аннотацию, ключевые слова.

* Таблицы.

* Подписи к рисункам, составленные от общего названия рисунка и далее — описания фрагментов рисунка, например, (а), (б), к обозначениям в виде сокращений и аббревиатур, раскрытие условных обозначений к рисунку завершает подпись.

* Пронумерованные рисунки.

1.4. В статье должны быть мелкомасштабная географическая карта с обозначенными объектами (например, Каспийское море, п-ов Камчатка, и т.п.), на которой показано положение района исследований, и обзорная карта района исследований, на которой показаны исследуемые геологические объекты, структуры. На всех рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны линейный масштаб и ориентировка; на картах обязательно указать градусную сетку, широту и долготу.

1.5. На картах и рисунках необходимо обозначить упоминаемые в тексте географические и геологические объекты, тектонические структуры, зоны, пункты. Не следует перегружать рисунки ненужными названиями.

1.6. При использовании стратиграфических подразделений, которые не находятся в международной стратиграфической шкале (свит, серий, горизонтов и др.), необходимо указывать их возраст (абсолютный или относительно подразделений международной шкалы) при первом упоминании в тексте или таблице, стратиграфической колонке.

2. Требования к рукописи

2.1. Размер представляемой статьи не должен превышать 36 страниц, которые включают текст, список литературы, подписи к рисункам.

2.2. Текст рукописи должен быть отпечатан через 2 интервала шрифтом Times New Roman размером 12 pt; форматирование по левому полю. Список литературы и подписи к рисункам печатать через 2 интервала с новой страницы, таблицы необходимо разместить после списка литературы. Все страницы должны быть пронумерованы.

2.3. Первая (тительная) страница статьи должна быть оформлена по следующему образцу: индекс статьи по системе Универсальной десятичной классификации (УДК); название статьи; инициалы и фамилии авторов статьи; полное название учреждений, в которых проводилось исследование, их почтовый адрес с индексом; электронный адрес автора-корреспондента.

2.4. Иностранные фамилии, а также названия зарубежных географических пунктов в тексте приводятся в русской транскрипции.

2.5. Все аббревиатуры и сокращения (за исключением общеупотребительных) должны быть раскрыты при первом их упоминании.

2.6. В статье должны использоваться физические единицы и обозначения, принятые в Международной системе единиц СИ.

2.7. Библиографические ссылки размещаются в тексте в формальном порядке следующим образом: в квадратных скобках указывается номер, который этот литературный источник имеет в алфавитном списке литературы, помещаемом после текста.

2.8. Размер иллюстраций в записи должен быть не менее 9×7 см и не более 18×24 см.

2.9. Рисунки предоставляются в файлах в формате JPEG с разрешением не менее 300 точек на дюйм, каждый рисунок — в отдельном файле.

2.10. Фотографии предоставляются также в файлах в формате JPEG.

2.11. Место размещения иллюстраций и таблиц указывается в тексте в круглых скобках: первое упоминание рисунка (рис. 1), таблицы (табл. 1), все последующие упоминания — (см. рис. 1) и (см. табл. 1). Первое упоминание рисунка, таблицы автор выделяет зеленым цветом. Статья может сопровождаться дополнительными материалами в Приложении к статье, в котором авторы могут разместить таблицы, карты, разрезы. Приложение упоминается в статье в круглых скобках.

2.12. Требование к оформлению списка литературы.

* Литература, на которую имеются ссылки в тексте, таблицах, рисунках, приводится в конце статьи под заголовком СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

* Список литературы составляется по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому. Ссылки нумеруются сплошной нумерацией. Количество ссылок в статье должно быть не более 100. Под одним номером размещается ссылка на одну работу.

* Все ссылки даются на языке оригинала. Названия на японском, китайском и других иностранных языках, использующих нелатинский шрифт, пишутся в латинской транслитерации.

* Ссылки на статьи в журналах должны содержать следующую информацию: Фамилии и инициалы всех авторов (курсивом), Название статьи, Название журнала, год, том, номер журнала, страницы, *примеры*: Белов Б.Б. Тектоника Кавказа // Геотектоника. 2001. № 2. С. 17–31.

или

Smith S.S. Tectonics of Japan // Tectonophysics. 1997. Vol. 276. P. 139–161.

* Ссылки на статьи в сборниках (статей, докладов, тезисов и др.) должны содержать следующую информацию: Фамилии и инициалы авторов (курсивом), Название работы, Название сборника, Инициалы и фамилии редакторов, Издательство, год, том, номера страниц, *примеры*:

Белов Б.Б. Вулканизм Южного Урала — В сб.: Вулканизм Урала. — И.И. Иванов (ред.) — М.: Наука, 2002. С. 73–85.

или

Smith S.S. Ophiolites of Asia, In: Ophiolites, Ed. by A.A. Brown, (Cambridge, Cambr. Press, UK, 2005), P. 599–614.

* Ссылка на сборник целиком начинается с его названия, затем указываются ответственный редактор сборника и выходные данные, *пример*:

Вулканизм Урала. — И.И. Иванов (ред.). — СПб.: Наука, 2005. 711 с.

* Ссылки на книги должны содержать следующую информацию: Фамилии и инициалы авторов (курсивом), Название книги, Город, Издательство, год, том, количество страниц, *пример*:

Жеваго В.С. Геотермия и термальные воды Казахстана. — М.: Наука, 1972. 253 с.

2.13. К рукописи необходимо приложить файл Word, который должен содержать:

* Расшифровку аббревиатур, как русских, так и иноязычных.

* В латинской транскрипции: фамилии всех авторов статьи, адреса всех иностранных авторов, названия иностранных геологических объектов (разломов, террейнов, массивов и т.п.), малоизвестные иностранные географические названия.

* Желательный автору статьи перевод терминов на английский язык.

* На русском языке, в именительном падеже: географические названия, по которым названы местные стратиграфические объекты (*например*:

Тундровка — тундровская свита, Иваново — Ивановский разлом).

* Сведения об авторе-корреспонденте статьи, с которым редакция будет поддерживать связь: фамилию, имя и отчество, почтовый адрес с индексом, номера телефонов и электронный адрес (e.mail).

3. Требования к электронной версии статьи

3.1. Файлы должны быть протестированы автором на отсутствие вирусов.

3.2. В состав электронной версии статьи должны входить:

3.2.1. Файл в формате программы Microsoft Word, сформированный в соответствии с п. 1.2.

3.2.2. Файлы таблиц в формате программы Microsoft Word (1 таблица = 1 файл) в ZIP-archive.

3.2.3. Файлы иллюстраций (1 рисунок = 1 файл) в ZIP-archive:

* векторные рисунки должны быть в программах Corel Draw, Adobe Illustrator или в формате JPEG;

* для растровых рисунков использовать формат JPEG или TIF с разрешением 300 dpi, 256 оттенков серого цвета;

3.2.4. Файл в формате Word, который создан из всех файлов, перечисленных в пунктах 1.2,

3.2.1., 3.2.2. и 3.2.3., и содержит: текст статьи, список литературы, авторский перевод на английский язык титула статьи, таблицы, подписи к рисункам, все иллюстрации, автор-корреспондент направляет в редакцию.

3.2.5. Файл "Readme" в формате программы Microsoft Word, содержащий: а) название журнала, фамилии и инициалы авторов, название статьи,

б) опись всех файлов с их расширениями указанием версий использованных программ (*например*, A. Illustrator CS3).

4. Прохождение рукописи статьи в редакции журнала

Поступившая в редакцию статья проверяется на соответствие изложенным выше требованиям к рукописи и направляется на рецензии. После рецензирования редакция направляет автору-корреспонденту редакционный Word файл статьи для внесения исправлений в соответствии с комментариями рецензентов. Исправленная авторами статья повторно рецензируется и, затем, обсуждается Редколлегией журнала, которая принимает статью к печати или отклоняет ее. Рукописи отклоненных статей редакция не возвращает. Принятые к публикации статьи проходят редактирование. Редакция высылает автору-корреспонденту отредактированный редакционный авторский оригинал статьи в Word файле на согласование. Дальнейшее воспроизведение редакционного авторского оригинала статьи контролируется редакцией. Перевод статьи на английский язык производит Pleiades Publishing, Ltd. Файлы PDF опубликованной статьи на русском и английском языках направляется на указанную в п.2.4 электронную почту автора-корреспондента.