

УДК 551.242.23

Е.П. Дубинин¹, А.В. Кохан², Г.Л. Лейченко³, А.А. Шайхуллина⁴**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕКТОРА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», Музей земледования, 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**ООО «Сварог» ???**ФГБУ ВНИИОкеангеология, 190121, Санкт-Петербург, Английский пр., 1**Lomonosov Moscow State University, The Earth Science Museum, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1**SVAROG LLP ???**FSBI "VNIIOkeangeologia"**Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

На основании анализа глобальных цифровых моделей распределения разломных зон, глобальных и региональных моделей эволюции литосферы и опубликованных геолого-геофизических данных рассмотрены особенности строения и эволюции южной части центрального сектора Индийского океана. Проведено тектоническое районирование океанической коры региона. Установлены основные этапы развития литосферы.

Ключевые слова: Индийский океан, рельеф, тектоника, строение коры, эволюция.

The article is dedicated to review of structural and evolutionary peculiarities of the southern part of central sector of the Indian ocean. Study is based on analyses of global digital models, distribution of fractures, global and regional lithosphere evolution models and published geological and geophysical data. As a result of study, tectonic regionalization of oceanic crust of the area is presented and main evolution stages of the region are distinguished.

Key words: Indian Ocean, bottom topography, tectonics, crustal structure, evolution.

Введение. Площадь исследований находится в южной части центрального сегмента Индийского океана, который характеризуется сложным строением земной коры и поверхности морского дна. В пределах изучаемой акватории расположены океанические котловины (Крозе, Вальдивия и Эндерби), вулканические поднятия (Конрад, Дель Кано, Крозе), микроконтиненты (Элан и Скиф) и часть Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ), формирующегося в условиях ультрамедленного режима спрединга (рис. 1). Экспедиционные исследования в этом регионе, кроме антарктической его части, были весьма нерегулярными. На поднятии Конрад выполнено драгирование и получены образцы магматических пород [Борисова и др., 1996]. На банках Элан и Скиф и в котловине Крозе пробурены скважины глубоководного бурения по проектам IODP и DSDP [Frey et al., 2003; Schlich, 1974].

Исследования основаны на обобщении и анализе геолого-геофизических материалов, которые включают цифровые модели рельефа дна [Weatherall et al., 2015], гравитационное поле, полученное по данным спутниковой альтиметрии,

и его градиент [Sandwell et al., 2014], магнитное поле [Maus et al., 2009] (рис. 1), базы данных о линейных магнитных аномалиях [Seton et al., 2014] и разломных зонах океанической коры [Matthews et al., 2011], а также глобальную модель эволюции границ плит [Matthews et al., 2016].

Морфология дна и тектоническое строение. Рельеф дна изучаемого региона формировался на протяжении мела и кайнозоя в ходе раскрытия Индийского океана и под воздействием плюмов и горячих точек (рис. 1, А). На севере от континентальной окраины Антарктиды расположена котловина Эндерби с глубиной до 6,5 км. В восточной части котловина сужается, глубина сокращается до 3–3,5 км, структура переходит в трог Принцессы Елизаветы, разделяющий континентальную окраину Антарктиды и южную часть плато Кергелен. На юго-западе котловина Эндерби ограничена хребтом Гунерус, с севера — поднятием Конрад, а с востока и северо-востока — плато Кергелен с отрогами, имеющими собственные названия — банка Элан и банка Скиф. Хребет Гунерус протягивается от побережья в сторону океана более чем на 500 км; его гребневая часть погружается

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей земледования, зав. сектором; *e-mail*: edubin08@rambler.ru

² ООО «Сварог», старший инженер отдела камеральной обработки; *e-mail*: kkkkk1987@mail.ru

³ ФГБУ ВНИИОкеангеология, зам. генерального директора, зав. отделом; *e-mail*: german_1@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, аспирантка; *e-mail*: anzhela.shaikhullina@gmail.com

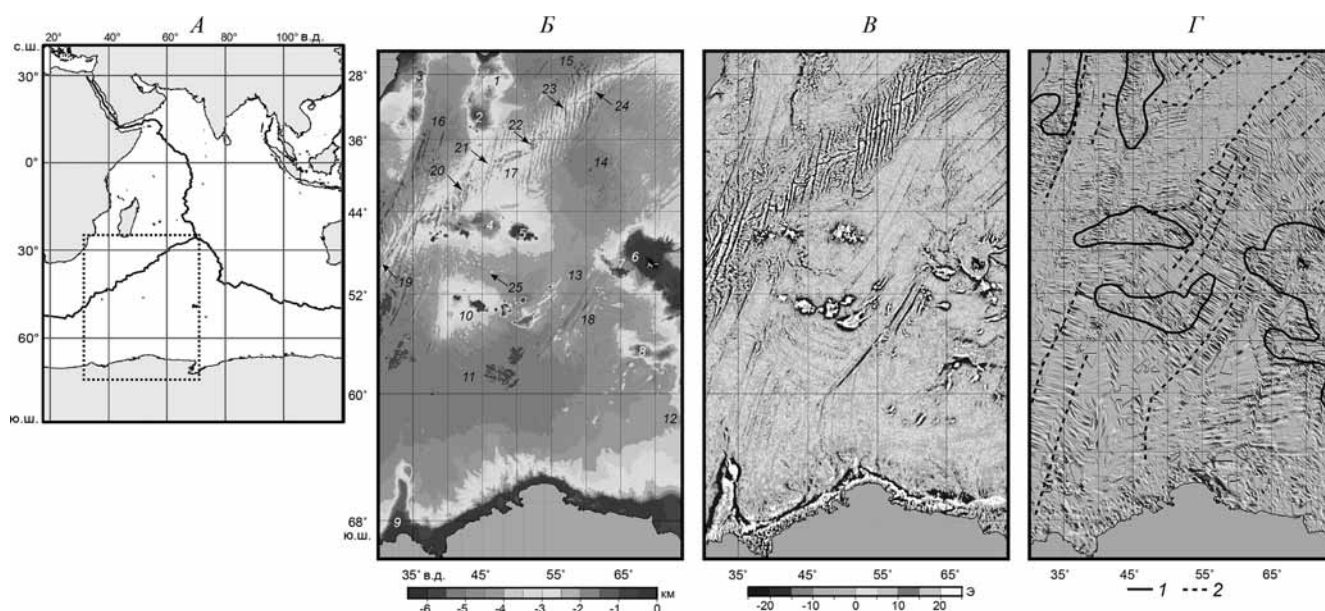


Рис. 1. Геолого-геофизическое строение южной части центрального сектора Индийского океана: А — положение рассматриваемого района на схеме Индийского океана (показано пунктирной рамкой), положение современных осей спрединга, по [Matthews et al., 2016]; Б — рельеф дна, по [Weatherall et al., 2015], с указанием основных морфоструктурных элементов: 1 — Мадагаскарское плато; 2 — банка Вальтерс; 3 — Мозамбикское плато; 4 — плато Дель Кано; 5 — плато Крозе; 6 — плато Кергелен; 7 — банка Скиф; 8 — банка Элан; 9 — хребет Гунерус; 10 — поднятие Конрад; 11 — котловина Эндерби; 12 — трог Принцессы Елизаветы; 13 — котловина Вальдивия; 14 — котловина Крозе; 15 — Мадагаскарская котловина; 16 — Мозамбикская котловина; 17 — Юго-Западный Индийский хребет; 18–24 — разломные зоны: 18 — Кергелен, 19 — зона разломов Дютуа–Андрэ–Бейн, 20 — Дискавери, 21 — Индомед, 22 — Галлиени, 23 — Атлантис 2, 24 — Мелвилл; 25 — предполагаемый палеоспрединговый хребет, по [MacLeod et al., 2017]; 26 — море Космонавтов; 27 — море Содружества; В — вертикальный градиент гравитационного поля, по [Sandwell et al., 2014]; Г — магнитное поле, по [Maus et al., 2009]; 28 — контуры блоковых поднятий; 29 — псевдодрозомы и пассивные следы трансформных разломов

от 0,5 км на шельфе до 2,0 км в северной части (рис. 1, А). Поднятие Конрад представляет собой систему подводных гор, небольших плато с глубиной платообразных вершинных поверхностей до 0,3–1 км. Банки Элан и Скиф представляют собой поднятия прямоугольной в плане формы на глубине до 0,1–1 км (рис. 1, А).

Океаническое дно между поднятием Крозе и северной частью плато Кергелен, выделяемое как котловина Вальдивия, находится на глубине 4–5 км и отличается неровным строением, осложненным разломной зоной Кергелен и системой небольших поднятий и подводных гор (рис. 1). В западной части котловины Вальдивия глубина океана сокращается до 3–3,5 км; здесь прослеживается глыбово-блоковое поднятие субширотной ориентировки с понижением в осевой части. На северо-западе котловина Вальдивия ограничена поднятиями Крозе и Дель Кано. Через слабо-выраженную седловину между северной частью плато Кергелен и плато Крозе котловина Вальдивия переходит в котловину Крозе с глубиной до 4,5–5,5 км. С севера ее ограничивают Юго-Западный и Юго-Восточный Индийские спрединговые хребты (рис. 1, А).

На севере от восточного участка Юго-Западного Индийского хребта расположена Мадагаскарская котловина с глубиной до 4,5–5 км. На западе котловина ограничена Мадагаскарским плато, его

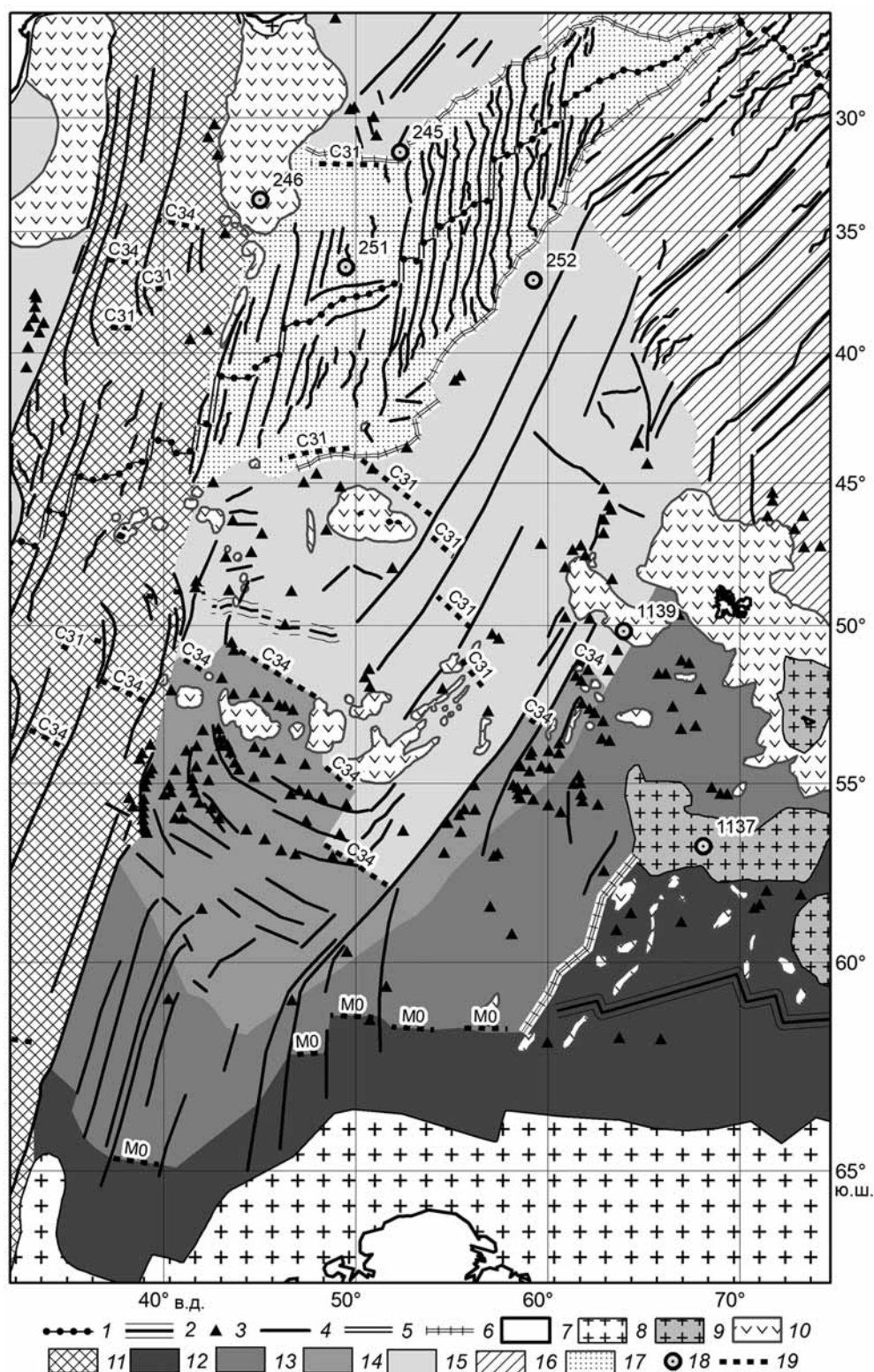
южная часть с глубинами <0,5 км носит название банка Вальтерс (рис. 1, А).

Граница между рифтогенной корой континентального типа и корой океанического типа на континентальной окраине Антарктиды в секторе морей Космонавтов и Содружества прослеживается по сейсмическим, магнитным, гравиметрическим данным. В море Содружества она маркируется протяженной линейной высокоамплитудной магнитной аномалией. На внешней части окраинного рифта выделяется зона эксгумации мантии [Лейченков и др., 2014].

Котловины Эндерби, Вальдивия, Крозе, Мадагаскарская подстилаются океанической корой разной мощности. Мощность коры увеличивается на участках с повышенной магматической активностью, проявленной в виде скоплений локальных платообразных возвышенностей и подводных гор (рис. 1, А) [Лейченков и др., 2014].

В районе Мадагаскарской котловины, прилегающем с севера к Юго-Западному Индийскому хребту, в 25-м рейсе проекта DSDP была пробурена скважина глубоководного бурения 245 (рис. 2). Под толщей илов, глин и мела мощностью 389 м были вскрыты базальты слоя 2 океанической коры [Schlich, 1974]. Возраст базальных осадков оценивается в 62–63 млн лет. В 26-м рейсе проекта DSDP в районе Юго-Западного Индийского хребта по обе стороны от него были пробурены скважины

Рис. 2. Схема тектонического районирования литосферы, построенная на основе глобальных гридов и компиляций в [Matthews et al., 2016; Matthews et al., 2011; Maus et al., 2009; Sandwell et al., 2014; Seton et al., 2014], с изменениями и дополнениями: 1 — ось спрединга; 2 — ось палеоспредингового хребта; 3 — подводные горы; 4 — внеосевые следы трансформных разломов и нетрансформных смещений; 5 — трансформные разломы; 6 — псевдоразломы шовных зон; 7 — континентальная кора; 8 — утоненная континентальная кора; 9 — микроконтиненты; 10 — вулканические поднятия с утолщенной океанической корой; 11–17 — океаническая кора разного возраста: 11–15 — кора западного сегмента Юго-Западного Индийского срединно-океанического хребта; 12 — то же, возраст >120–125 млн лет, 13 — то же, возраст от 120–125 до 90–95 млн лет, 14 — то же, возраст от 90–95 до 80–84 млн лет, 15 — то же, возраст от 80–84 до 40 млн лет; 16 — кора Юго-Восточного Индийского срединно-океанического хребта с возрастом <40 млн лет; 17 — кора восточного сегмента Юго-Западного Индийского срединно-океанического хребта; 18 — скважины глубоководного бурения с номером скважины; 19 — линейные магнитные аномалии M0, C31, C34



251 и 252. Скважина 251 на глубине 489 м вскрыла базальты слоя 2 океанической коры, возраст базальных осадков оценивается в 17–18 млн лет [Schlich, 1974] (рис. 2).

Южная часть плато Кергелен, а также центральная часть плато вместе с банкой Элан, по всей видимости, представляют собой блоки континентальной коры мощностью до 18–22 км, перекрытой толщей платобазальтов, что подтверждается сейс-

мическими исследованиями и гравитационным моделированием [Benard et al., 2010; Лейченко и др., 2014, 2018; Булычев и др., 2015]. Северная часть плато Кергелен сложена утолщенной океанической корой мощностью 15–20 км [Benard et al., 2010]. Бурение и сейсмические исследования на банке Элан показали, что она сложена корой мощностью 14–16 км [Borissova et al., 2003]. В 183-м рейсе проекта ODP в южной части банки

Элан была пробурена скважина 1137 [Frey et al., 2003], вскрывшая под толщей илов на глубине около 200 м от дна пачку переслаивающихся базальтов, вулканогенных брекчий и туфов. Возраст базальных осадочных отложений оценивается в 74–75 млн лет, а подстилающих их базальтов — около 110 млн лет. Сочетание возраста базальтов и базальных осадочных отложений свидетельствует о длительном времени нахождения вершинной поверхности банки в субаэральных условиях.

На банке Скиф скважиной ODP 1139 вскрыто 460 м осадочных отложений и 230 м толщи, представленной переслаиванием базальтов и вулканокластических отложений [Frey et al., 2003]. Возраст базальных морских осадочных отложений оценивается в 30–32 млн лет. Возраст базальтов вулканогенно-осадочной толщи лежит в интервале 68–90 млн лет, толща накапливалась в субаэральных условиях. В геохимическом отношении базальты характеризуются высокой степенью контаминации коровыми компонентами и малым сходством с типичными платобазальтами океанических вулканических плато, что косвенно может свидетельствовать о композитном строении банки, включающем слой континентальной коры [Frey et al., 2003]. В пользу континентальной природы коры банки может свидетельствовать сходство ее строения с таковым у банки Элан. Банка Скиф ориентирована в сходном направлении с банкой Элан, а также обладает асимметричным обликом в гравитационном поле с высокоградиентным южным бортом и слабым градиентом поля на северном борте, как и банка Элан [Benard et al., 2010].

Плато Крозе согласно сейсмическим данным и результатам гравитационного моделирования предположительно сложено утолщенной океанической корой мощностью до 15–17 км [Булычев и др., 2015]. Вулканизм на восточной части плато Крозе ассоциируется с продолжающейся современной активностью плюма. Западная часть поднятия, представленная поднятием Дель Кано, сформировалась в результате раннеоценовой активности плюма. Вулканические породы островов поднятия Крозе обладают геохимическими характеристиками, свойственными как породам островов Маврикий, Реюньон, так и лавам поднятия Конрад и подводных гор Афанасия Никитина [Breton et al., 2013].

Поднятие Конрад сформировалось вблизи спрединговой оси на молодой океанической коре около 85–100 млн лет назад (л.н.) [Desa, Ramana, 2016]. Геохимические характеристики базальтов плато свидетельствуют о близости составов лав поднятия и подводных гор Афанасия Никитина [Борисова и др., 1996]. С западного склона поднятия Обь (крайней западной структуры плато) были драгированы граниты с возрастом ~1 млрд лет [Kobayashi et al., 2013]. Не исключено, что породы могут представлять собой продукт ледового

разноса айсбергами. В противном случае в структуре плато Конрад можно предполагать наличие блоков с континентальной корой. Плотностное моделирование на основании гравитационных данных показывает, что мощность коры под плато составляет около 15 км, в генетическом отношении кора классифицируется как утолщенная океаническая [Булычев и др., 2015].

Мадагаскарское плато, расположенное на севере от Юго-Западного Индийского хребта, интерпретируется как массив утолщенной магматизмом океанической коры. Мощность коры в его южной части, представленной банкой Вальтерс, достигает 20–25 км на основании сейсмических и гравиметрических данных [Sinha et al., 1981].

Подчеркнем, что природа плато Крозе, Дель Кано, Мадагаскарского и банки Скиф в настоящее время окончательно не установлена. Наличие фрагментов континентальных блоков в составе коры этих морфоструктур не подтверждено или опровергнуто. Мы эти структуры интерпретируем как вулканогенные поднятия, сложенные утолщенной океанической корой.

Вдоль оси западной части котловины Вальдивия протягивается морфоструктура неясного генезиса (рис. 1). В рельефе дна она выражена системой из четырех сегментов трогов и фланговых поднятий с амплитудой рельефа дна от 300–500 до 700–900 м. Амплитуда гравитационных аномалий в редукции в свободном воздухе над структурой изменяется от 25–30 до 40–45 мГал. Авторы работы [MacLeod et al., 2017] интерпретируют ее как осевую зону палеоспредингового хребта, спрединг на котором начался около 80–84 млн л.н. и прекратился в связи с перескоком оси в северном направлении на Юго-Западный Индийский хребет в его современной конфигурации. Шовные зоны, маркирующие границы коры, сформированной на отрезке палеоспредингового хребта, не прослеживаются в прилегающей акватории ни в гравитационном поле, ни в рельефе дна.

Описанные особенности морфоструктур района исследования отражены на схеме тектонического строения дна акватории (рис. 2).

Эволюция литосферы. Участок Юго-Западного Индийского хребта к западу от трансформного разлома Дискавери, западнее меридиана 40° в. д., формировался в результате раскола литосферы между Африкой и Антарктидой начиная ~160 млн л.н. [Лейченко и др. 2014]. Сегмент хребта через крупную сдвиговую зону Дэйви, проходившую вдоль западной окраины Мадагаскарского микроконтинента, соединялся со спрединговым центром в Сомалийской котловине [Matthews et al., 2016] (рис. 3, А).

Формирование дна акватории центральной части Индийского океана восточнее меридиана 40° в. д., т. е. к востоку от современного трансформного разлома Дискавери (рис. 1), началось в ходе рас-

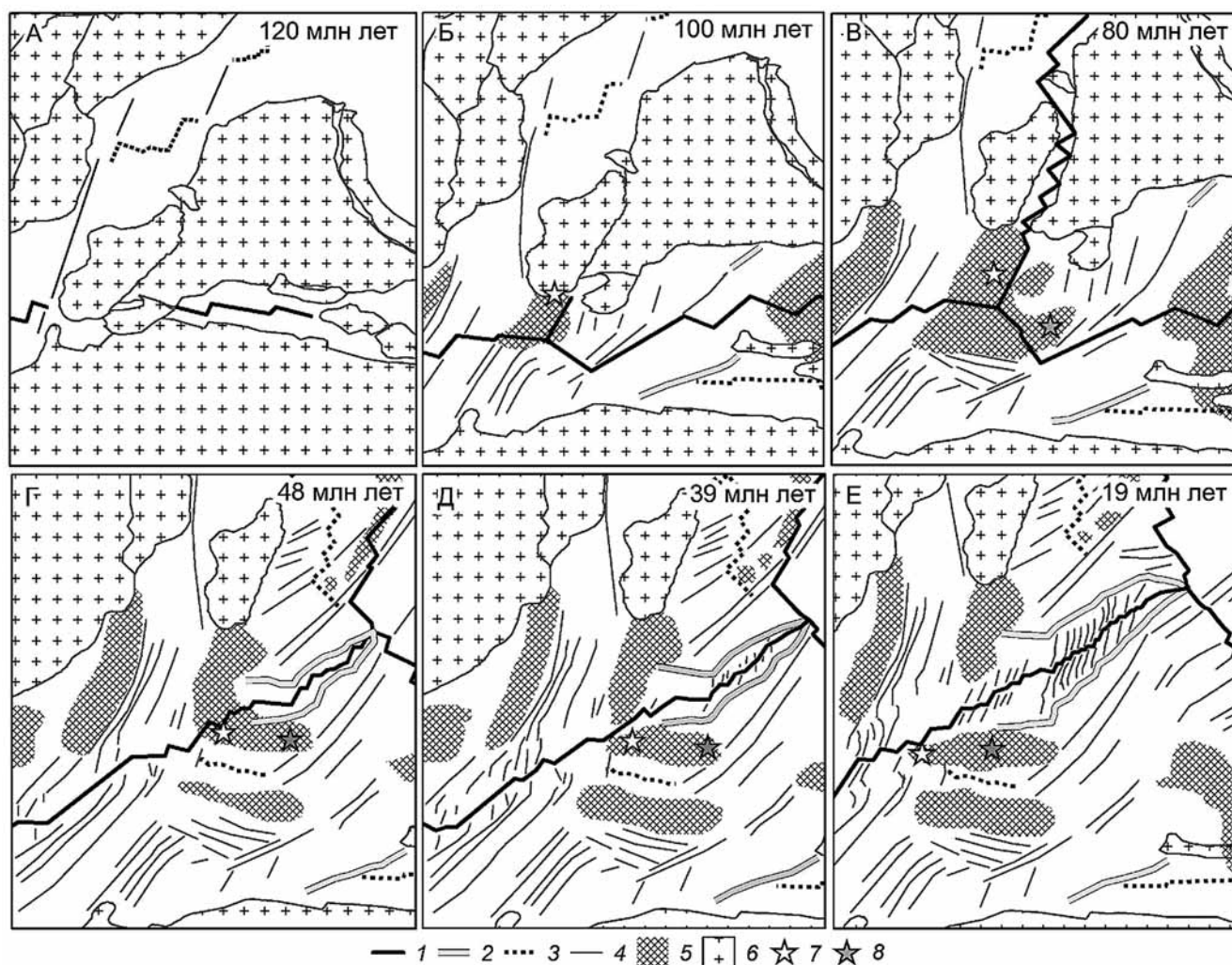


Рис. 3. Реконструкции структур района исследования, по [Desa, Ramana, 2016; Matthews et al., 2016; Zhang et al., 2011]: А — 120 млн л. н., Б — 100 млн л. н., В — 80 млн л. н., Г — 48 млн л. н., Д — 39 млн л. н., Е — 19 млн л. н.
 1 — оси спрединга; 2 — псевдоразломы шовных зон; 3 — оси палеоспрединга; 4 — линеаменты; 5 — вулканические поднятия; 6 — континентальная кора; 7 — центр горячей точки Марион; 8 — центр горячей точки Крозе

кола между Индией и Антарктидой ~ 130–120 млн л. н. [Лейченков и др., 2018, 2014; Desa, Ramana, 2016] (рис. 3, А). Непосредственно Юго-Западный Индийский хребет в его современной конфигурации начал формироваться около 70–75 млн л. н. [Benard et al., 2005] (рис. 3, Г–Е).

Начало спрединга в котловине Эндерби предположительно относится к периоду ~120–125 млн л. н. Сопряженной континентальной окраиной с севера выступала окраина Бенгальского залива в его западной части, к западу от хребта 85° в. д., и окраина Шри-Ланки [Лейченков и др., 2014; Desa, Ramana, 2016] (рис. 3, А). Скорость спрединга составляла ~3–7 см/год [Matthews et al., 2016]. Формирование дна акватории в интервале от 80–85 до 120–125 млн л. н. (период аномалии С34 и спокойного магнитного поля) остается дискуссионным. На раннем этапе разделения Индии и Антарктиды произошло обособление южного континентального блока плато Кергелен, которое могло начаться за счет встречного продвижения ветвей рифтинга — океанического с востока на

запад (в трогe Принцессы Елизаветы) и континентального с запада на восток (в котловине Эндерби). Изоляция южного блока с приращением его к Антарктической плите произошла около 120 млн л. н., после отмирания спредингового хребта в трогe Принцессы Елизаветы и начала спрединга в восточной части котловины Эндерби и Бенгальского залива. В процессе развития южная ветвь в трогe Принцессы Елизаветы отмирала, а северная — продвигалась на запад в котловину Эндерби. Действие мантийного плюма Кергелен способствовало перескоку оси спрединга и отделению континентального фрагмента банки Элан от окраины Индии [Лейченков и др., 2018].

В период 90–95 млн л. н. произошла перестройка спрединговой системы с изменением движения Индийской и Антарктической плит с северо-южного на север-северо-восточное–юго-западное. Это событие фиксируется в простирании разломных зон и заложении демаркационной разломной зоны Кергелен, смещающей ось спрединга на расстояние ~1000 км [Desa, Ramana,

2016] (рис. 3, Б, В). На этом отрезке в условиях отсутствия смен полярности магнитного поля, вплоть до аномалии С34 (82–84 млн л.н.), расположенной на север от плато Конрад, формировался участок коры неясного генезиса и строения. Он расположен в квадрате, ограниченном плато Конрад с севера, параллелью 60° ю. ш. с юга, разломной зоной на продолжении хр. Гунерус с запада и разломной зоной Кергелен с востока. Для этого участка характерны разломы субширотного простирания, линейные скопления вулканических гор в западной части, изгибы разломов к северо-западу [Desa, Ramana, 2016] (рис. 3, В). Эволюция и генезис структур этого участка требуют более детального исследования.

После 82–84 млн л.н. формировалась океаническая кора на севере от плато Конрад. Около 85–100 млн л.н. в центральной части Индийского океана зародились горячие точки Марион и Крозе [Zhang et al., 2011]. Здесь предположительно начинало функционировать тройное соединение Родригес (рис. 3, Б, В). Его образование связано с началом раскола между Индией и Мадагаскаром и формированием прото Центрально-Индийского хребта [Bernard et al., 2005; Matthews et al., 2016]. Траектории перемещения горячих точек точно не установлены. Предположительно на Юго-Западный Индийский хребет преимущественно оказывала влияние горячая точка Марион, зародившаяся в районе современной северной части Мадагаскарского плато (рис. 3, Б). В ходе перемещения плит активность горячей точки способствовала формированию южной части Мадагаскарского плато и плато Дель Кано (рис. 3, Б). На отрезке времени ~40–50 млн л.н. исходя из расчетов объемов излияний активность горячей точки резко сократилась [Zhang et al., 2011], что, вероятно, привело к общему охлаждению мантии и литосферы региона. В настоящее время центр горячей точки расположен под о. Марион. Горячая точка Крозе, сформировавшая одноименное плато, также способствовала образованию подводных гор Афанасия Никитина (рис. 3, Б). Центр горячей точки в настоящее время находится под плато Крозе. Она ограниченно влияет на Юго-Западный Индийский хребет, что выразилось в геохимических, геофизических и геоморфологических аномалиях, существующих по крайней мере на протяжении последних 8–10 млн лет [Zhang et al., 2011].

В рассматриваемом регионе общее снижение активности горячей точки Марион повлекло охлаждение литосферы, повышение мощности хрупкого слоя литосферы и формирование разломов. Дальнейшее развитие трансформных разломов с их дамбовым эффектом влекло еще большее ослабление вдольосевого потока. Согласно распределению линейных магнитных аномалий [Matthews et al., 2016; Seton et al., 2014] формирование трансформных разломов Дискавери и Индомед (рис. 1)

начиналось 40 и 50–53 млн л.н. соответственно и соотносится по времени с ослаблением активности горячей точки и формированием сегментированной литосферы на флангах хребта (рис. 3, Г, Д). Предположительно прохождение горячей точки Марион вблизи трансформного разлома Дискавери привело к формированию приразломного хребта на востоке от трансформного разлома [Zhang et al., 2011], выраженного в рельефе дна, гравитационном и магнитном полях (рис. 1, 2).

После 70–75 млн л.н. стала формироваться восточная часть Юго-Западного Индийского хребта и тройное соединение Родригес мигрировало на восток [Bernard et al., 2005]. След от тройного соединения прослеживается в виде шовных зон — псевдоразломов, отделяющих кору, сформированную на хребте, от более древней коры (рис. 2, 3). Миграция тройного соединения была вызвана реорганизацией границ плит и быстрым перемещением на северо-восток Индийского континента. Наиболее древняя линейная магнитная аномалия, достоверно прослеживаемая на рассматриваемом участке, — аномалия С31 с возрастом ~70–72 млн лет [Seton et al., 2014]. Она трассируется вдоль шовной зоны в створе сегмента хребта между трансформными разломами Индомед и Галлиени (рис. 1, 2). В южном направлении эта аномалия проходит в юго-западной части котловины Крозе и ограничивает с северо-востока малоизученный сегмент океанического дна (рис. 2). На северо-востоке от нее расположена хорошо выраженная последовательность линейных магнитных аномалий, а дно акватории сформировано типичной океанической корой глубоководной котловины Крозе. Формирование коры котловины шло вдоль Юго-Восточного-Индийского срединно-океанического хребта со спредингом в север-северо-восточном — юг-юго-западном направлении (рис. 3, Е).

Строение и эволюция участка дна, ограниченного с юга поднятием Конрад, вдоль северного подножия которого протягивается аномалия С34, а также южной шовной зоной Юго-Западного Индийского хребта и аномалией С31 в котловине Крозе (рис. 2), окончательно не установлены из-за их слабой изученности. В осевой части бассейна предполагается наличие палеоспредингового хребта [MacLeod et al., 2017]. Предполагается также, что формирование Юго-Западного Индийского хребта в современной конфигурации началось с перескока оси спрединга с этого палеоспредингового хребта в северном направлении. Спрединг на хребте должен был начаться не позднее 80–84 млн л.н., а прекратится — ~70–72 млн л.н. (рис. 3, В, Г). Перескоку могла способствовать активность горячей точки Марион. Дальнейшее развитие этого региона связано с формированием и миграцией на северо-восток Юго-Западного Индийского хребта.

В развитии рассматриваемого участка Юго-Западного Индийского хребта на основании анализа

линейных магнитных аномалий [Seton et al., 2014] и строения литосферы по данным глобальных цифровых моделей [Maus et al., 2009; Sandwell et al., 2014; Weatherall et al., 2015] (рис. 1) выделяются четыре этапа с временными границами 48, 40 и 20 млн л.н., в ходе которых происходило наращивание коры перпендикулярно оси хребта, продвигающегося в восточном направлении (рис. 3, Г–Е). В рельефе дна стадии продвижения хребта на восток фиксируются главными трансформными разломами Индомед, Галлиени, Мелвилл, Атлантис 2. Они имели место в интервалы времени 72–48 (до прототрансформного разлома Атлантис-2), 48–40 (до прототрансформного разлома Мелвилл) (рис. 3, В, Б), 40–20 (до района 66° в. д.) (рис. 3, Г), 20–0 млн л.н. (до современного тройного соединения Родригес). Это соотносится с расчетными значениями скорости перемещения тройного соединения Родригес, которая на временном отрезке 45–70 млн лет замедлялась от 10–14 до 2–3 см/год, а затем стабилизировались до отметки 3,5–4 см/год [Masalu, 2002]. Скорость перемещения тройного соединения Родригес напрямую связана со скоростью перемещения Индостанского блока на север. Замедление движения блока в период 40–45 млн л.н. совпадает с крупными глобальными кинематическими реорганизациями движения плит: изменением простирания Гавайско-Императорской вулканической цепи, отмиранием хребта Вартон, изменением направления спрединга на Юго-Восточном и Центральном Индийском хребтах [Matthews et al., 2016].

Результаты исследований и их обсуждение. Анализ геолого-геофизической информации и представлений об эволюции на юге центральной части Индийского океана позволил определить четыре основных этапа развития акватории и обозначить пока не выясненные вопросы.

На *первом этапе* в период от 120–125 (раскрытие трога Принцессы Елизаветы и начало спрединга в котловине Эндерби) до 100–125 млн л.н. (перескок спрединга с отчленением блока банки Элан от Индии) происходило формирование океанической коры со спредингом в субмеридиональном направлении. Требуется уточнения механизм раскола в секторе восточной окраины хр. Гунерус, а также южной и восточной окраин о. Шри-Ланка, формирование которых может быть связано со сдвиговыми деформациями. Другой участок, строение которого требует дополнительного изучения, — отрезок шовной зоны на юг от банки Элан, в восточной части котловины (рис. 2, 3 А, Б). Шовная зона проводится авторами работы [Desa, Ramana, 2016] довольно условно и требует уточнения.

На *втором этапе* от 100–125 млн л.н. до завершения периода спокойной магнитной полярности 82–84 млн л.н. (аномалия С34) направ-

ление растяжения сменялось с северо-южного на север-северо-восточное–юг-юго-западное, что фиксируется в простирании разломных зон, заложилась демаркационная разломная зона Кергелен (рис. 2, 3, Б). На этом этапе формировался участок дна в северной части котловины Эндерби, прилегающий к поднятию Конрад. Для этого участка необходимо выяснить природу линеаментов и протягивающихся вдоль них цепочек подводных гор субширотного простирания. Далее на северо-западе их простирание меняется на субмеридиональное (рис. 2). Эти морфоструктуры отчетливо прослеживаются в рельефе дна и геофизических полях и обладают простиранием, несогласным с региональным структурным планом. Слабо изучен участок котловины Вальдивия в ее крайней восточной части, в треугольнике между плато Кергелен и банками Элан и Скиф (рис. 2). В его центральной части расположено крупное поднятие, которое может представлять собой фрагмент утоненной континентальной коры. История развития этого участка не установлена.

На *третьем этапе* от 82–84 (аномалия С34) до 70–72 млн л.н. (аномалия С31) формировался участок акватории между южной шовной зоной Юго-Западного Индийского хребта и поднятием Конрад (рис. 2, 3). На этом этапе образовывались поднятия Крозе, Дель Кано, Конрад. Этот участок покрыт разряженной сетью профилей и надежно идентифицированных линейных магнитных аномалий здесь также немного. Расположенная в осевой части бассейна морфоструктура с неясным генезисом с высокой вероятностью представляет собой ось палеоспрединга [MacLeod et al., 2017]. Для подтверждения этого предположения требуется выявить шовные зоны и систему симметричных относительно оси палеоспрединга серий магнитных аномалий.

На *четвертом этапе* от 70–72 млн л.н. (аномалия С31) продолжилось формирование коры в котловинах Крозе и Мадагаскарской, произошел перескок спрединга на Юго-Западный Индийский хребет в северном направлении и с миграцией тройного соединения Родригес на восток; начал формироваться восточный участок Юго-Западного Индийского хребта в его современной конфигурации. На этом этапе изученность района работ довольно высокая, поэтому эволюция района работ установлена достаточно надежно.

Заключение. На основании анализа опубликованной геолого-геофизической информации и глобальных цифровых моделей рассмотрены особенности строения и эволюции южной части центрального сектора Индийского океана. Выполнено тектоническое районирование океанической коры этого региона, свидетельствующее о разнообразии морфоструктур, формирование которых связано с неоднократными кинематическими перестройками спрединговых систем и

трансформных разломов в процессе раскрытия центрального сектора Индийского океана, а также с деятельностью горячих точек Марион, Крозе и плюма Кергелен.

Формирование участка коры на востоке от 40° в. д. началось с раскола вдоль линии о. Мадагаскар — хр. Гунерус ~135–140 млн л. н. [Лейченко и др., 2014; Desa, Ramana, 2016]. Выделено четыре этапа эволюции (рис. 3): первый длительностью от 135–140 до 100–125 млн л. н., второй — от 100–125 до 82–84 млн л. н., третий — от 82–84 до 70–72 млн л. н., четвертый — от 70–72 млн л. н. по настоящее время. Начиная с интервала 85–100 млн л. н. в акватории функционируют горячие точки Марион и Крозе. Первый этап связан со спредингом в котловине Эндерби и в трог Елизаветы до перескока оси спрединга в северном направлении и отклонением от Индийской континентальной окраины банки Элан. Второй — с формированием океанического дна на участке к югу от плато Конрад. Третий — с формированием коры на участке к югу от южной шовной зоны восточного сегмента Юго-Западного Индийского хребта. На четвертом этапе произошел перескок спрединга в северном направлении, что привело к формированию восточного сегмента Юго-Западного Индийского

хребта в его современной конфигурации и к миграции тройного соединения Родригес на восток.

В целом вся кора на юге центрального сегмента Индийского океана сложена гетерогенными разновозрастными блоками океанической коры, сформированной на нескольких спрединговых хребтах, имеющих разное простираие и в условиях действия горячих точек. Гетерогенные блоки разделены линейными структурами — шовными зонами, четко фиксируемыми по гравитационным и магнитным аномалиям, имеющим разное простираие. Границами блоков, как правило, служат палеограницы плит, которые представляют собой палеоспрединговые хребты, следы трансформных разломов, псевдоразломы, связанные с перескоками и пропагейтингом спрединговых хребтов. На сложный структурный план рассматриваемого района накладываются блоково-глыбовые морфоструктуры внутриокеанических поднятий, формирование которых обусловлено воздействием горячих точек с утолщением океанической коры. С учетом их слабой геолого-геофизической изученности нельзя исключать наличия в их составе погруженных блоков утоненной континентальной коры.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10139).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Борисова А.Ю., Никулин В.В., Беляцкий Б.В., Овчинкова и др. Геохимия поздних щелочных серий подводных гор Обь и Лена поднятия Конрад (Индийский океан) и особенности составов их мантийных источников // Геохимия. 1996. № 6. С. 559–575.

Булычев А.А., Гиллод Д.А., Дубинин Е.П. Двумерное структурно-плотностное моделирование строения тектоносферы акватории южной части Индийского океана // Геофизические исследования. 2015. Т. 16, № 4. С. 15–35.

Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В. и др. Строение земной коры и история тектонического развития индоокеанской акватории Антарктики // Геотектоника. 2014. № 1. С. 8–28.

Лейченко Г.Л., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Агранов Г.Д. Формирование и эволюция микроконтинентов плато Кергелен, южная часть Индийского океана // Геотектоника. 2018. № 5. С. 3–21.

Benard F., Callot J.-P., Vially R. et al. The Kerguelen plateau: records from a long-living/composite microcontinent // Marine and Petrol. Geol. 2010. Vol. 27. P. 633–649. Doi 10.1016/j.marpetgeo.2009.08.011.

Bernard A., Munshy M., Rotstein Y., Sauter D. Refined spreading history at the Southwest Indian Ridge for the last 96 Ma, with the aid of satellite gravity data // J. Geophys. Int.. 2005. Vol. 162. P. 765–778. Doi 10.1111/j.1365-246X.2005.02672.x.

Borissova I., Coffin M., Charvis P., Operton S. Structure and development of a microcontinent: Elan Bank in the southern Indian Ocean // Geochem. Geophys. Geosyst. 2003. Vol. 4. 16 p. Doi 10.1029/2003GC000535.

Breton T., Nauret F., Pichat S. et al. Geochemical heterogeneities within the Crozet hotspot // Earth and Planet. Sc. Lett. 2013. Vol. 376. P. 126–136. Doi 10.1016/j.epsl.2013.06.020.

Desa M.-A., Ramana M. Middle Cretaceous geomagnetic field anomalies in the Eastern Indian Ocean and their implication to the tectonic evolution of the Bay of Bengal // Marine. Geol. 2016. Vol. 382. P. 111–121. Doi 10.1016/j.margeo.2016.10.002.

Frey F.A., Coffin M.F., Wallace P.J., Weis D. Leg 183 synthesis: Kerguelen Plateau—Broken Ridge — a large igneous province // Proc. ODP Sci. Results. 2003. Vol. 183. 48 p. Doi 10.2973/odp.proc.sr.183.015.2003.

Kobayashi K., Ishizuka H., Nogi Y. et al. Petrography and provenance of granitic and sedimentary rocks dredged from the Conrad Rise in the Southern Indian Ocean / Fourth Symp. on Polar Sci. 2013. 12–15 November 2013. URL: http://www.nipr.ac.jp/symposium2013/abstract/abstract/OG_KobayashiKazuya_1.pdf

MacLeod S., Williams S., Matthews K. et al. A global review and digital database of large-scale extinct spreading centers // Geosphere. 2017. Vol. 13, N 3. P. 1–39. Doi 10.1130/GES01379.

Masalu D.C.P. Absolute migration and the evolution of the Rodriguez triple junction since 75 Ma // Tanz. J. Sci. 2002. Vol. 28. P. 97–104. Doi 10.4314/tjs.v28i2.18358.

Matthews K., Maloney K., Zahirovic S. et al. Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic // Global and Plan. Change. 2016. Vol. 146. P. 226–250. Doi 10.1016/j.gloplacha.2016.10.002.

Matthews K., Müller R., Wessel P., Whittaker J. The tectonic fabric of the ocean basins // J. Geophys. Res.. 2011. Vol. 116. Doi 10.1029/2011JB008413.

Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H. et al. EMAG2: A 2-arc min resolution Earth magnetic anomaly grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements // Geochem. Geophys. Geosyst. 2009. Vol. 10. N 8. 12 p. Doi 10.1029/2009GC002471.

Sandwell D., Muller D., Smith W. et al. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // *Science*. 2014. Vol. 346. P. 65–67. Doi 10.1126/science.1258213.

Schlich R. Sea floor spreading history and deep-sea drilling results in the Madagascar and Mascarene basins, western Indian Ocean // *Initial Rep. of the Deep Sea Drilling Project*. 1974. Vol. 25. P. 663–679.

Seton M., Whittaker J.M., Wessel P. et al. Community infrastructure and repository for marine magnetic identifications // *Geochem. Geophys. Geosyst.*. 2014. Vol. 15. P. 1629–1641. Doi 10.1002/2013GC005176.

Sinha M., Loudon K., Parsons B. The crustal structure of the Madagascar Ridge // *Geophys. J. R. Astr. Soc.*

1981. Vol. 66. P. 351–377. Doi 10.1111/j.1365-246X.1981.tb05960.x.

Weatherall P., Marks K.M., Jakobsson M. et al. A new digital bathymetric model of the world's oceans // *Earth and Space Sci.* 2015. Vol. 2. P. 331–345. Doi 10.1002/2015EA000107.

Zhang T., Lin J., Gao J. Interactions between hotspots and the Southwest Indian Ridge during the last 90 Ma: implications on the formation of oceanic plateaus and intra-plate seamounts // *Sci. China Earth. Sci.* 2011. Vol. 54. N 8. P. 177–1188. Doi 10.1007/s11430-011-4219-9.

Поступила в редакцию 25.09.2019

Поступила с доработки 00.00.2020

Принята к публикации 00.00.2020