

УДК 551.242.23

СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЮГО-ЗАПАДНОГО СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКОГО ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА

© А.В. Кохан¹, Е.П. Дубинин^{2,*}, Н.М. Сущевская³

¹ООО «Сварог», 119021, Москва, ул. Россолимо, д.17

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова – Музей земледения, 119991, Москва, Ленинские горы, д.1

³Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, 119991, Москва, ул. Косыгина, д.19

*e-mail: edubin08@rambler.ru

Поступила в редакцию 30.04.2018 г.; после исправления 15.01.2019 г.; принята в печать 26.03.2019 г.

Рассмотрено строение и эволюция восточной части Юго-Западного Индийского хребта. На основании геолого-геофизических данных и картографических материалов проведен анализ пространственно-временного изменения морфоструктур хребта, который позволил определить этапы его эволюции и установить участки, различающиеся особенностями тектоники, строения, морфоструктурной сегментации рифтовой зоны и флангов хребта. Показано, что формирование коры в осевой зоне хребта происходило при многократно менявшихся условиях кинематики спрединга, степени влияния горячих точек и вдольосевого изменения температуры подстилающей мантии. Установлены временные изменения этих характеристик вдоль простираения рифтовой зоны и рассмотрено их влияние на ее сегментацию и особенности тектонического строения.

Ключевые слова: Юго-Западный Индийский хребет, рельеф, сегментация, тектоника, спрединг, термические аномалии в мантии, магматизм, аккреция, эволюция

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0016-853X201933-24>

ВВЕДЕНИЕ

Юго-Западный Индийский хребет (ЮЗИХ) заключен между тройными соединениями Буве (55° ю.ш., 0°40' в.д.) и Родригес (25° ю.ш., 70° в.д.) (рис. 1). Он протягивается с юго-запада на северо-восток на ≈ 7700 км. Хребет классифицируется как ультрамедленный, скорость спрединга на хребте убывает с запада на восток от 1.6 до 1.27 см год [4, 9, 38]. Система крупных трансформных разломов Дютуа – Эндрю Бейн – Принц Эдуард разбивает хребет на две части, расположенные к востоку и западу от нее. В процессе развития восточной части хребта сформировались два участка коры с различным строением и историей развития. Границей между ними служит трансформный разлом Дискавери-2, расположенный вблизи 42°–43° в.д., и полоса океанической литосферы вдоль 40°–44° в.д. (см. рис. 1).

Участок Юго-Западного Индийского хребта расположенный к западу от трансформного разлома Дискавери-2 формировался в ходе отделения Африки от Антарктиды в секторе современных континентальных окраин Мозамбика, Южной Африки и моря Риссер-Ларсена, с наращиванием океанической коры в Мозамбикской и Африкано-Антарктической котловинах, начиная с периода 150–155 млн лет назад (хроны М 23–М24В) [17] (см. рис. 1).

В работе рассмотрен участок хребта, расположенный к востоку от трансформного разлома Дискавери-2, который сегментирован трансформными разломами Индомед, Галлиени, Гаусс, Газелле, Атлантис 2, Новарра, Мелвилл (рис. 2).

Формирование дна акватории юга центральной части Индийского океана к востоку от современного трансформного разлома Дискавери 2, началось в ходе раскола на участке между континентальной окраиной южной оконечности острова Мадагаскар и континентальной окраиной Антарктиды в секторе моря Космонавтов, с наращиванием океанической коры в котловине Эндерби, около 135–140 млн лет назад [17, 44] (см. рис. 1). Непосредственно отрезок Юго-Западного Индийского хребта в его современной конфигурации начал формироваться около 70–75 млн лет назад [4] (см. рис. 1).

В последние годы на Юго-Западном Индийском хребте выполнена детальная съемка рифтовой зоны и флангов хребта к востоку от 48° в.д. [3, 7, 24, 30, 36, 39, 52]. Также был выполнен отбор проб коренных пород вдоль всего протяжения рифтовой зоны хребта [25, 41, 52]. Наиболее детально был изучен участок хребта, расположенный к востоку от трансформного разлома Мелвилл (61° в.д.) до 65° в.д., для которого была построена модель тектонического строения рифтовой зоны и флангов хребта (расстояние до 250 км) от начала спрединга (≈ 26 млн лет) до настоящего времени [1, 35, 38].

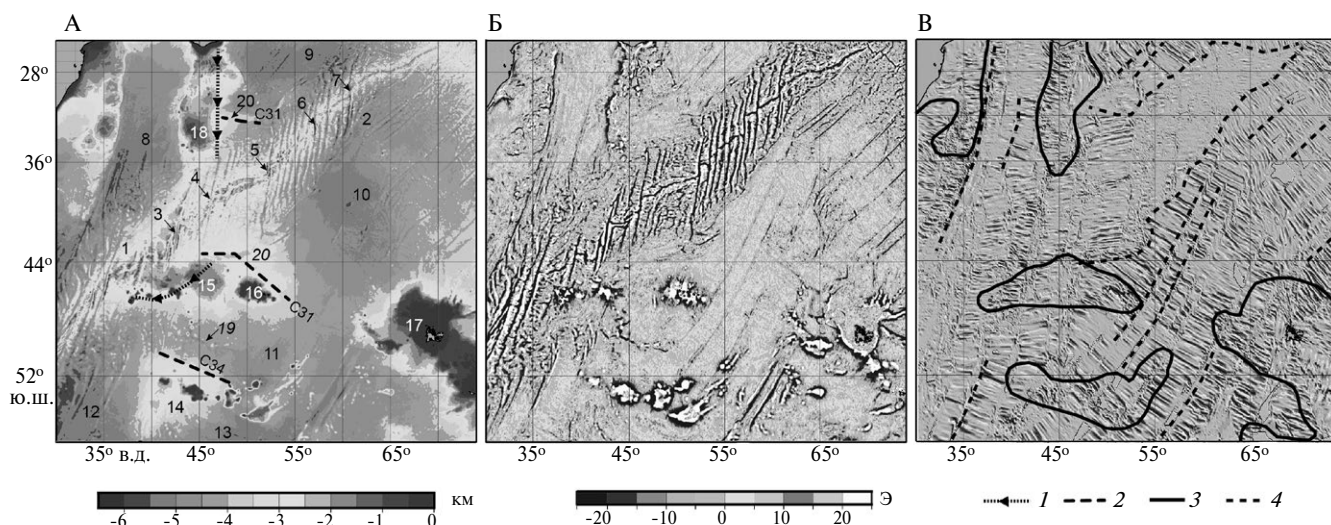


Рис. 2. Строение южного сектора центральной части Индийского океана (с использованием данных [22, 25, 35]).

А – рельеф дна, Б – вертикальный градиент гравитационного поля, В – магнитное поле.

Юго-Западный Индийский срединно-океанический хребт: 1 – западный сегмент; 2 – восточный сегмент (трансформные разломы): 3 – Дискавери-2; 4 – Индомед; 5 – Галлиени; 6 – Атлантис 2; 7 – Мелвилл; глубоководные котловины: 8 – Мозамбикская; 9 – Мадагаскарская; 10 – Крозе; 11 – Вальдива; 12 – Африкано-Антарктическая; 13 – Эндерби; внутриокеанические поднятия: 14 – поднятие Конрад; 15 – плато Дель Кано; 16 – плато Крозе; 17 – плато Кергелен; 18 – Мадагаскарское плато; 19 – предполагаемый палеосрединговый хребт, по [18]; 20 – парные фрагменты древнего приосевого магматического плато.

1 – траектория движения горячей точки Марион, по [50]; 2 – линейные магнитные аномалии с указанием номера, по [40]; 3 – граница внутриокеанических поднятий; 4 – псевдодрозомы и пассивные следы трансформных разломов

Наряду с крупными трансформными разломами Индомед (135 км, 46° в.д.), Галлиени (120 км, 52°20' в.д.), Мелвилл (92 км, 60°45' в.д.), Атлантис 2 (195 км, 57° в.д.) на участке располагаются трансформные разломы Гаусс (69 км, 53°20' в.д.), Газелле (60 км, 54°20' в.д.), Новарра (56 км, 58°25' в.д.) со сравнительно небольшими смещениями (см. рис. 2).

С использованием детальных батиметрических данных и опубликованной геолого-геофизической информации в среде QGIS [32] был выполнен сбор сведений о морфометрических характеристиках осевых вулканических хребтов и нетрансформных смещений. Для осевых вулканических хребтов были получены значения длины и высоты на вдольосевом профиле (рис. 3), амплитуда гравитационной аномалии в редукции Буге (рис. 4), частично были использованы данные [6, 24]. По методике, предполагающей связь рельефа рифтовой зоны с геологической расслоенностью литосферы [2], нами были получены величины мощности хрупкого слоя литосферы, исходя из значений ширины рифтовой долины (см. рис. 4, Д).

Согласно морфометрическим и геолого-геофизическим характеристикам было выделено 5 типов осевых вулканических хребтов (ОВХ I-V). Осевые вулканические хребты первых четырех типов (ОВХ-I – ОВХ-IV) были выделены с учетом данных [6, 24] для участка хребта к востоку от транс-

формного разлома Атлантис 2. От первого к четвертому типу убывают размеры в плане и высота осевых вулканических хребтов, количество вулканических конусов, предполагаемая по гравитационным данным мощность коры и контрастность ее вдольосевого разреза, и, как следствие, общая магматическая активность [6, 24] (табл. 1). Осевые вулканические хребты типа ОВХ-V представляют собой короткие спрединговые сегменты, заключенные между трансформными разломами Галлиени, Гаусс и Газелле. Согласно морфометрическим характеристикам были выделены 4 вида нетрансформных смещений (НТС I-IV) и данным [14, 24] (см. табл. 1). От первого к четвертому виду НТС отмечается увеличение амплитуды смещений и их косости по отношению к направлению спрединга, возрастает доля сдвига-раздвиговой компоненты в кинематике разломов в области нетрансформного смещения и, предположительно, мощность хрупкого слоя литосферы с одновременным сокращением мощности коры [14, 24]. НТС-III и НТС-IV ориентируются под максимальным углом по отношению к направлению растяжения, обладают максимальными глубинами дна и амплитудами смещения, в их пределах зачастую драгируются серпентизированные перидотиты. Такие структуры наблюдаются и на других ультрамедленных спрединговых хребтах, где они классифицируются как амагматические участки [11, 12].

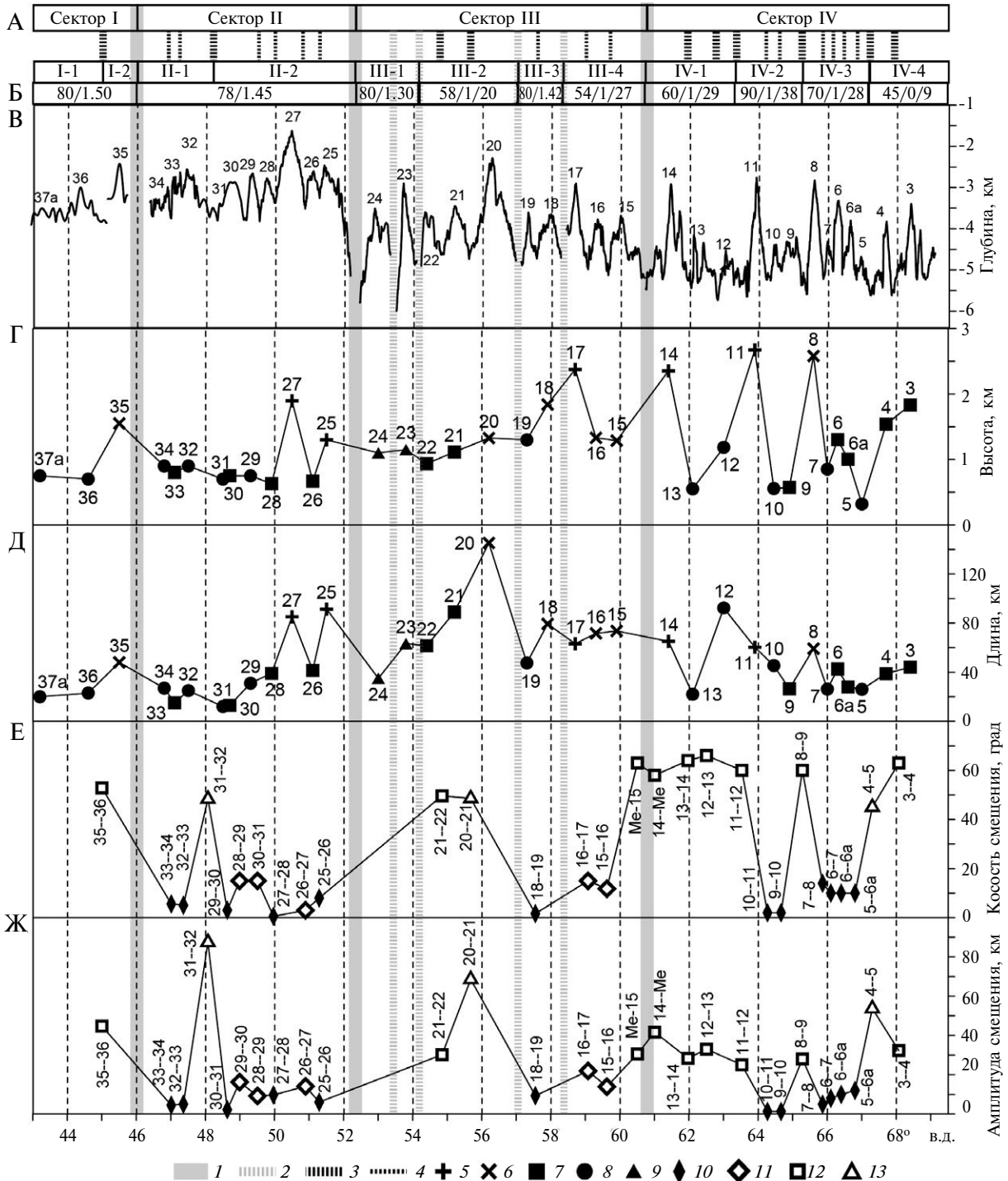


Рис. 3. Морфометрические характеристики сегментов рифтовой зоны восточной части Юго-Западного Индийского хребта.

А – схема сегментации рифтовой зоны с указанием секторов и сегментов. Б – кинематика спрединга на хребте, указаны величины косости спрединга, в градусах/эффективной скорости спрединга, в см/год, по [9].

В – рельеф дна осевой зоны, по [7, 8, 16, 25, 31, 36–39, 42, 53, 54]. Г – высота осевых вулканических хребтов на вдольосевом профиле. Д – длина осевых вулканических хребтов на вдольосевом профиле.

Е – косость нетрансформных смещений. Ж – амплитуда нетрансформных смещений. Показаны (цифры) номера осевых вулканических хребтов и нетрансформных смещений.

1 – главные трансформные разломы – границы секторов; 2 – трансформные разломы; 3 – крупные нетрансформные смещения и амагматические участки; 4 – прочие нетрансформные смещения; 5–9 – типы осевых вулканических хребтов: 5 – ОВХ-I, 6 – ОВХ-II, 7 – ОВХ-III, 8 – ОВХ-IV, 9 – ОВХ-V; 10–13 – типы нетрансформных смещений: 10 – НТС-I, 11 – НТС-II, 12 – НТС-III, 13 – НТС-IV

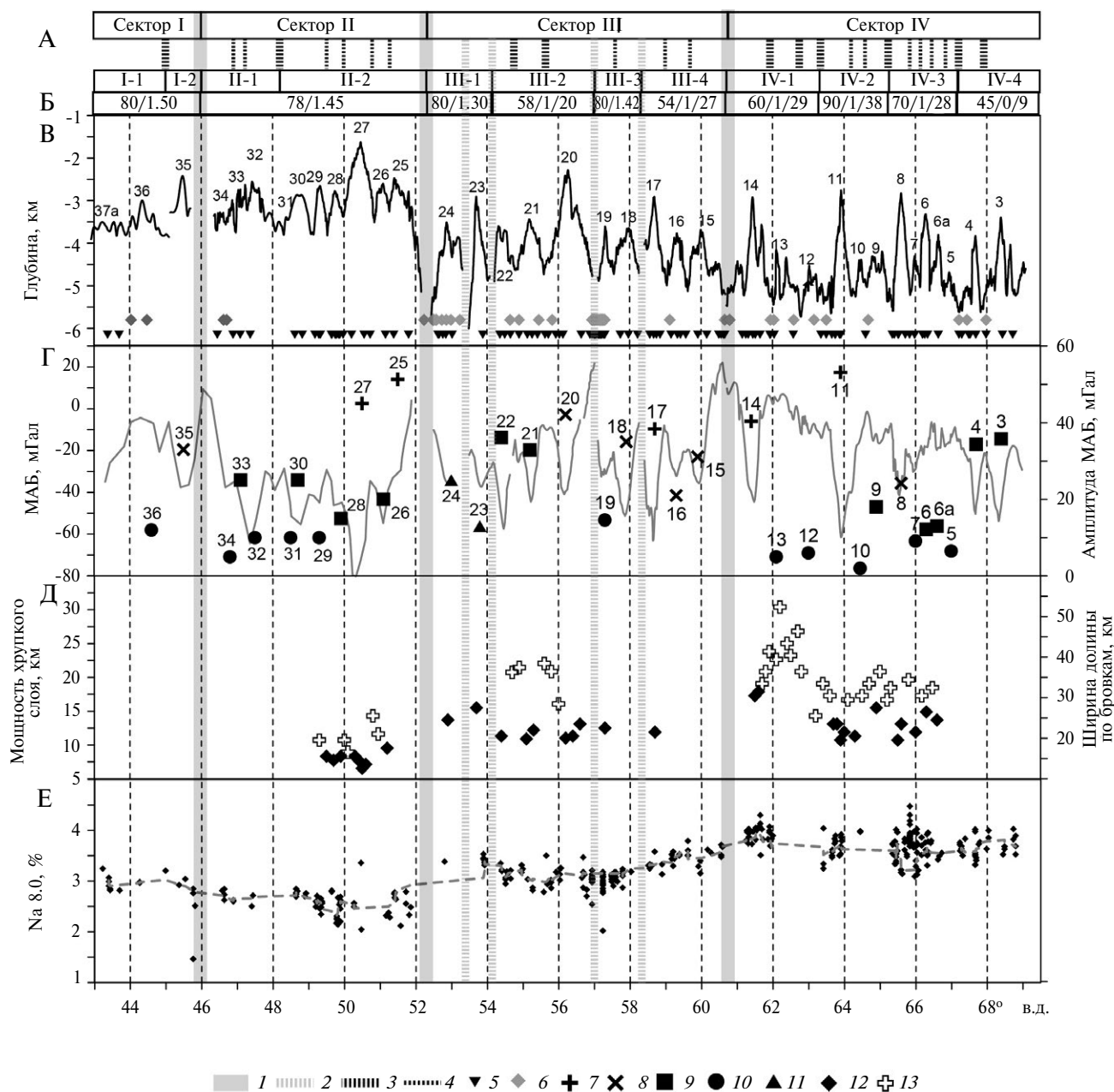


Рис. 4. Геолого-геофизические характеристики сегментов рифтовой зоны восточной части Юго-Западного Индийского хребта.

А – схема сегментация рифтовой зоны с указанием секторов и сегментов. Б – кинематика спрединга на хребте, указаны величины косости спрединга, в градусах/эффективной скорости спрединга, в см/год, по [9]. В – рельеф дна осевой зоны, по [7, 8, 25, 16, 31, 36–39, 42, 53, 54]. Г – мантийные аномалии Буге, по [33] и амплитуда мантийной аномалии Буге, мГал, по [7] для различных типов осевых вулканических хребтов. Д – ширина рифтовой долины по бровкам и предполагаемая мощность хрупкого слоя литосферы. Е – содержание Na_2O , пересчитанное на 8% MgO в базальтах хребта, по [54], рассчитанное по методике [16].

1 – главные трансформные разломы, разделяющие сектора; 2 – трансформные разломы; 3 – крупные нетрансформные смещения 3-го и 4-го типов, разделяющие амагматические участки; 4 – прочие нетрансформные смещения; 5–6 – драгировки: 5 – базальты, 6 – габбро и перидотиты; 7–11 – амплитуда мантийной аномалии Буге для различных типов осевых вулканических хребтов: 7 – ОВХ-I, 8 – ОВХ-II, 9 – ОВХ-III, 10 – ОВХ-IV, 11 – ОВХ-IV; 12–13 – значения мощности хрупкого слоя коры, полученные на участках: 12 – осевых вулканических хребтов, 13 – нетрансформных смещений

Табл. 1. Морфометрические и геолого-геофизические характеристики осевых вулканических хребтов и нетрансформных смещений (по данным [7, 14, 25, 33]).

Тип осевого вулканического хребта	Высота, км	Длина, км	Амплитуда мантийной аномалии Буге, мГал	Тип нетрансформного смещения	Амплитуда смещения, км	Косость, град
ОВХ-I	1–2.7	60–90	>40	НТС-I	3–12	2–14
ОВХ-II	1–2	40–80	25–40	НТС-II	9–22	3–18
ОВХ-III	0.5–1.7	10–60	10–35	НТС-III	25–45	50–65
ОВХ-IV	0.3–1.1	10–35	<15–18	НТС-IV	54–90	45–49

На рассматриваемом участке хребта в зависимости от различий морфоструктурной сегментации рифтовой зоны выделяется четыре сектора. Границами между ними выступают трансформные разломы:

- Дискавери (43° в.д., западная граница сектора I);
- Индомед (46° в.д., западная граница сектора II);
- Галлиени (52°20' в.д., западная граница сектора III);
- Мелвилл (60°45' в.д., западная граница сектора IV).

Секторы были подразделены на сегменты в зависимости от изменений кинематики спрединга и геолого-геоморфологических характеристик (см. рис. 3, см. рис. 4).

На основании имеющихся данных нами проведено обобщение геолого-геофизических и морфометрических характеристик рифтовой зоны по секторам [1, 6–7, 9, 23, 24, 25, 30, 33, 36, 39, 41, 52] (см. рис. 3, см. рис. 4, табл. 2).

Сектор I. Средняя глубина дна рифтовой долины на участке сектора – 3.6 км (см. рис. 3, см. рис. 4, см. табл. 2). Среднее значение мантийной аномалии Буге составляет -30 мГал (см. рис. 4, Г). Крупное смещение между осевыми вулканическими хребтами 35 и 36 имеет амплитуду смещения около 45 км, оно ориентируется косо к направлению спрединга и обладает низкой величиной мантийной аномалии Буге порядка -15 мГал и максимальными глубинами порядка 3.8 км (см. рис. 3, см. рис. 4).

Сектор II. На участке сектора II протяженностью около 650 км не наблюдается трансформных разломов. Самым крупным поперечным нарушением выступает нетрансформное смещение между осевыми вулканическими хребтами 31 и 32 м. рис. 3, Е, Ж). Это смещение разделяет два сегмента с субортогональным растяжением. Эффективная скорость спрединга здесь составляет 1.45 см/год (см. рис. 3, см. рис. 4, см. табл. 2). Для сектора II характерны преимущественно невысокие и короткие осевые вулканические хребты типов ОВХ III и ОВХ-IV высотой 0.6–1.3 км, длиной от 40

до 90 км (см. рис. 3, Г, Д). Их разделяют небольшие нетрансформные смещения с амплитудой от 2 до 16 км (см. рис. 3, Ж). Характеристики морфоструктурной сегментации сектора свидетельствуют о максимальной магматической активности на всем рассматриваемом участке хребта (см. табл. 2). Осевой вулканический хребет 27 обладает аномальным строением (см. рис. 3, см. рис. 4). В его пределах осевые глубины минимальны для всего отрезка восточной части Юго-Западного Индийского хребта и достигают 1.5–1.6 км. Для участка сектора характерны минимальные значения толщины хрупкого слоя литосферы, полученные исходя из ширины рифтовой долины (см. рис. 4, Д). Они достигают 9–14 км для участков смещений и 7–10 км для осевых вулканических хребтов. Нетрансформное смещение между осевыми вулканическими хребтами 31 и 32 характеризуется низкой величиной мантийной аномалии Буге порядка -25 – -35 мГал (см. рис. 4, Г) и максимальными глубинами дна до 3.7 км, что не позволяет отнести его к типичным амагматическим участкам несмотря на высокую косость и максимальную для восточной части Юго-Западного Индийского хребта амплитуду смещения. Характеристики морфоструктурной сегментации сектора (см. табл. 2) свидетельствуют о максимальной магматической активности на всем рассматриваемом участке хребта.

Сектор III. На участке сектора выделяется 4 сегмента: III-1 – III-4 (см. рис. 3, см. рис. 4, см. табл. 2). Сегменты III-2 и III-4 ориентируются косо по отношению к направлению спрединга ($\alpha = 54^\circ - 58^\circ$), эффективная скорость спрединга здесь составляет 1.2 и 1.27 см/год, соответственно. Сегменты III-1 и III-3 ориентируются субортогонально направлению растяжения, эффективная скорость спрединга здесь выше и составляет 1.3 и 1.4 см/год.

Осевые вулканические хребты смещены крупными нетрансформными смещениями с амплитудой до 15–20 км и косостью до 20° (сегмент III-4), и амагматическими участками с амплитудой до 70 км и косостью до 50° (сегмент III-2)

Табл. 2. Геолого-геофизические и морфометрические характеристики сегментов выделенных секторов рифтовой зоны.

№	α , °	Vэф, см/год	Средняя глубина оси спрединга, м		Средняя величина мантийной аномалии Буге, мГал		Na8, %		Средняя амплитуда смещений, км	Средняя величина угла α смещений, °	Н, км*	
											Осевые вулканические хребты	Нетрансформные смещения
IV-4	45	0.9	4806	4650	-32	-18	3.7	3.75	43	54	11–18	14–30
IV-3	70	1.28	4505		-25		3.6		8	11		
IV-2	90	1.38	4550		-15		3.8		2	2		
IV-1	60	1.2	4740		0		3.9		32	62		
III-4	54	1.27	4400	4312	-29	-29	3.4	3.35	18	13	10–15	16–22
III-3	80	1.4	4250		-35		3.2		9	2		
III-2	58	1.2	4090		-37		3.3		50	49		
III-I	80	1.3	4508		-14		3.5		–	–		
II-2	78	1.45	3300	3350	-48	-51.5	2.5	2.65	10	8	7–10	9–14
II-1			3400		-55		2.8		5	8		
I	80	1.5	3600		-30		3		–	–	–	–

Примечание. Н – мощность хрупкого слоя литосферы, полученная исходя из ширины рифтовой долины по методике, предложенной в работе [2]. Величина угла α и эффективная скорость спрединга рассчитаны по данным [4, 9], средняя глубина оси спрединга приведена по данным [7], средняя величина мантийной аномалии Буге приведена по данным [33], среднее содержания натрия, нормализованное к магнию приведено по данным [7, 54], средние амплитуды и углы смещений рассчитаны на основании данных о направлении спрединга [9] и детальных батиметрических данных [7, 25, 31, 37, 39].

(см. рис. 3, Е, Ж). На амагматических участках и нетрансформных смещениях в драгировках были получены серпентизированные перидотиты (рис. 4, В). Для амагматических участков сегментов III-2 и III-4 характерна относительно повышенная магматическая активность: в их краевых частях были обнаружены свежие лавовые потоки и молодые вулканические постройки, драгированы базальты, серпентинизированные перидотиты были подняты в драгах только в их центральных частях [36]. Для амагматических участков характерны anomalно низкие отрицательные значения мантийной аномалии Буге: -15 – -25 мГал. Сегмент III-3 сформирован двумя ортогональными спредингу участками с небольшим нетрансформным смещением.

Между трансформными разломами Галлиени, Газелле и Гаусс располагаются два коротких ортогональных направлению спрединга осевых вулканических хребта 23 и 24. Они были выделены в сегмент III-1. Средние глубины здесь максимальны в пределах сектора, значения мантийной аномалии Буге – минимальны, для осевых вулканических хребтов характерны невысокие амплитуды аномалии – 25 и 13 мГал. Высота осевых вулканических хребтов небольшая – 1.1 и 1.3 км. В драгировках в рифтовой зоне, наряду с базальтами были получены серпентинизированные перидотиты (см. рис. 4, В).

Для участка сектора характерны промежуточные значения толщины хрупкого слоя литосферы, полученные исходя из ширины рифтовой долины. Они достигают 16–22 км для участков нетрансформных смещений и 10–15 км для осевых вулканических хребтов (см. рис. 4, Д). Характеристики морфоструктурной сегментации сектора (см. табл. 2) свидетельствуют о повышении магматической активности в секторе III, по сравнению с сектором IV. Они значительно варьируют в зависимости от кинематики спрединга, изменений температуры подстилающей мантии и геодинамической обстановки развития сегментов.

Сектор IV. В этом секторе на всем протяжении участка рифтовой зоны длиной около 1050 км не наблюдаются трансформные разломы. На участке этого сектора выделено 4 сегмента: IV-1 – IV-4 (см. рис. 3, см. рис. 4, см. табл. 2). Сегменты IV-1 и IV-4 ориентируются косо по отношению к направлению спрединга (угол между направлением спрединга и простиранием сегмента $\alpha = 60^\circ$ и 40° , соответственно), что приводит к снижению эффективной скорости спрединга до 1.2 и 0.9 см/год. Сегменты IV-2 и IV-3 ориентируются субортогонально к направлению спрединга ($\alpha = 90^\circ$ и 70° , соответственно), эффективная скорость спрединга здесь выше – 1.3–1.4 см/год. Сегментация ортогональных сегментов со средними глубинами рифто-

вой зоны около 4500 м сформирована небольшими по амплитуде и субортогональными нетрансформными смещениями в сочетании с относительно небольшими осевыми вулканическими хребтами преимущественно типов ОВХ-III и ОВХ-IV-4. Сегментация косых сегментов со средними глубинами рифтовой зоны 4.7–4.8 км сформирована протяженными амагматическими участками и редкими, но крупными осевыми вулканическими хребтами (см. рис. 3).

Для участка хребта характерны максимальные значения толщины хрупкого слоя литосферы, полученные исходя из ширины рифтовой долины. Они достигают 14–30 км и максимальны в пределах сегмента IV-1. Для осевых вулканических хребтов получены значения порядка 11–18 км (см. рис. 4, Д). В драгировках на амагматических участках широко представлены серпентинизированные перидотиты. Характеристики морфоструктурной сегментации сектора (см. табл. 2) свидетельствуют о минимальной магматической активности в его границах, сфокусированной преимущественно в районе крупнейших осевых вулканических хребтов.

Строение флангов рифтовой зоны

Детальный анализ строения флангов хребта по набортным батиметрическим и геофизическим данным на расстояние до 150–200 км от оси был выполнен в работах [3, 6–7, 36–39, 43].

На участке сектора II на флангах хребта располагается плато шириной около 100–150 км (см. рис. 2), ограниченное уступами высотой около 1.5 км. На этом участке рельеф сформирован асимметричными поднятиями высотой до 0.3–0.7 км. Следы нетрансформных смещений в рельефе дна выражены слабо и только у наиболее крупных смещений. Повсеместно в рельефе дна прослеживаются многочисленные вулканические постройки округлой в плане формы. За пределами плато наблюдается сочетание асимметричных блоковых поднятий, следов нетрансформных смещений и трансформных разломов. Высота блоковых поднятий возрастает до 1–1.5 км. По гравиметрическим данным мощность коры сокращается от 7–8 до 3–5 км за пределами платообразного поднятия [39].

На участке восточной части сектора III (сегменты III-3 и III-4) фланги хребта сформированы сочетанием асимметричных блоковых поднятий в створах осевых вулканических хребтов и линейных в плане впадин в створах нетрансформных смещений и амагматических участков. Для флангов характерна упорядоченная структура коры с линейными участками максимальной мощности в створах осевых вулканических хребтов и минимальной – в створах смещений. Амплитуда мощности коры на протяжении 10–20 км не превышает 2–3 км [3, 36, 38]. Выходы глубинных пород не были обнаружены по данным батиметрической съемки, за исключением комплекса банки Атлан-

тис, расположенной на южном фланге сегмента 19. Минимальные глубины на флангах хребтах достигают 1–1.5 км, в рифтовой зоне глубины достигают 4.5–5 км. Учитывая большую амплитуду глубин, нельзя исключать наличия погребенных интрузивных комплексов и серпентинизированных перидотитов в формировании строения флангов хребта.

Фланги хребта на участке сегмента III-2 сформированы сочетанием валлообразных поднятий и асимметричных блоковых поднятий. Структура коры на флангах хребта также упорядочена с линейными участками асимметричных блоковых поднятий с максимальной мощностью в створах осевых вулканических хребтов и минимальной – в створах амагматических участков [36, 38].

Для осевого вулканического хребта 24 характерны драгировки серпентинизированных перидотитов на флангах рифтовой зоны (см. рис. 4). В створе осевого вулканического хребта 24 структуры комплексов глубинных пород занимают около 50% обследованной площади [52].

Статистический анализ высоты, ширины сбросовых поднятий и максимальных глубин на флангах хребта показал, что для сектора III характерно уменьшение этих показателей в западном направлении. Они убывают от 0.3–0.4 км, 7–8 км и 3–3.5 км до 0.1–0.2 км, 3–5 км и 2–2.5 км, соответственно [43]. На участках сегментов III-3 и III-4 морфометрические характеристики и строение рельефа флангов хребта аналогичны строению флангов медленно-спредингового Срединно-Атлантического хребта [43].

Для флангов хребта на участке сектора IV характерна «шахматная» структура коры, с чередованием участков различной мощности и морфологии рельефа дна как вдоль, так и вкрест простирания рифтовой зоны хребта [6–7]. Фланги хребта характеризуются сочетанием вулканогенных участков с системой асимметричных сбросовых поднятий, габброидных и серпентинизированных пород, выведенных на поверхность по разломам детачментам и валлообразных поднятий. Внеосевые следы нетрансформных смещений на флангах хребта не прослеживаются. Перепад мощности коры на протяжении 10–20 км может достигать 3–6 км. Крупные поднятия, сложенные комплексами глубинных пород различной степени экспонирования из-под тонкого фрагментарного слоя 2 океанической коры изостатически не скомпенсированы и поддерживаются тектоническими напряжениями и благодаря низкой плотности серпентинизированных перидотитов [6, 7]. Глубины в их осевых частях могут достигать 1–1.5 км, тогда, как в рифтовой долине глубина достигает 5–5.5 км.

Валлообразные поднятия наиболее широко распространены на флангах амагматических участков с максимальной косоугольностью спрединга, преимущественно на флангах сегмента IV-1, где они формируют до 30–40% площади дна [6, 7]. Поднятия представляют собой блоки серпентинизированных

перидотитов, сформированные в ходе эксгумации пород мантии вдоль пологопадающих разломов-детачментов [36]. Размеры блоков достигают 40–50 км в длину, 15–20 км в ширину и 2–2.3 км в высоту. Фрагментарно блоки перекрыты базальтовыми пачками мощностью не более 200–300 м. На отдельных участках валлообразные поднятия чередуются с коровыми комплексами. Фактически поверхность дна на этих участках представляет собой сплошное обнажение пород мантии. Аналогичные морфоструктуры наблюдаются и на других участках ультрамедленных спрединговых хребтов с минимальными величинами эффективных скоростей спрединга и интенсивностью магмоснабжения [11, 12].

Статистический анализ высоты, ширины сбросовых поднятий и максимальных глубин на флангах хребта показал, что для сектора IV характерны значения максимальные для всех участков срединно-океанических хребтов, где выполнялись подобные измерения. Эти показатели достигают здесь 0.3–0.5 км, 8–12 км и 3.5–5 км, соответственно, [43], что косвенно свидетельствует об очень высокой мощности хрупкого слоя литосферы.

Строение коры и литосферы

Строение коры восточной части Юго-Западного Индийского хребта изучено с использованием сейсмических методов, включающих сеймопрофилирование с применением донных сейсмометров и микросейсмические исследования, на участках рифтовой зоны:

- 49°–50°30′ в.д. (осевые вулканические хребты 27–29 в секторе II) [29, 52],
- 57° в.д. (осевой вулканический хребет 19 в секторе III) [28],
- 65°–66° в.д. (осевые вулканические хребты 7 и 8 в секторе IV) [26, 39].

Исследования затронули участки осевых вулканических хребтов и прилегающих к ним нетрансформных смещений и амагматических участков.

На участке 49°30′ – 50°30′ в.д. строение коры характеризуется аномальными свойствами [29, 52]. Здесь мощность коры под осевым вулканическим хребтом 27 достигает 10.2 км, к западу сокращаясь до 5–6 км. Под нетрансформным смещением мощность коры резко падает до 5–5.2 км на расстоянии 15–20 км, повышаясь под сегментом 28 до 5.8 км. Вариации мощности связаны с изменениями мощности слоя 3, колеблющейся от 8 км под центральной частью сегмента 27 до 2–2.5 км под нетрансформным смещением (для слоя 3 океанической коры характерна средняя мощность в 4.5–5 км [46]). При этом слой 2 обладает постоянной мощностью порядка 1.8–2.5 км. Наблюдаемые скоростные характеристики разреза коры свидетельствует об аномально низких скоростях в коре под осевым вулканическим хребтом 27, но при этом отмечается их резкое повышение уже на расстоянии 20–30 км на участке нетранс-

формного смещения. Скоростные характеристики коры свидетельствуют об отсутствии серпентинизированных перидотитов под сегментом и общем повышенном разогреве коры. Строение коры под нетрансформным смещением сходно с аналогичными разрезами хребтов Мона, Книповича и участка на окончании осевого вулканического хребта 19 вблизи 57° в.д., для которых характерны признаки серпентинизации [28, 29].

Аномальное строение осевого вулканического хребта 27 подчеркивается тем, что на фланге соседнего хребта 28 методом 3D сейсмической томографии установлено наличие структуры, сходной по строению с погребенными комплексами глубинных мантийных пород Срединно-Атлантического хребта на участке 13–15° с.ш. На поверхности прослеживается цепочка наклонных блоков пород базальтового слоя океанической коры мощностью до 1.5–2 км, подстилаемая породами мантии с характерной куполовидной формой в разрезе. При этом на противоположном борту рифтовой долины наблюдается океаническая кора с типичным разрезом мощностью до 7.5 км [52].

3D сейсмические исследования непосредственно на осевом вулканическом хребте 27 показали наличие аномалии с низкими скоростями сейсмических волн порядка 6.5–6.8 км/с, с относительным понижением скоростей до -0.3 – -0.5 км/с [29]. Кровля аномалии располагается на глубине ≈ 3.5–4.2 км, подошва – на глубине около 9–9.5 км. При общей толщине коры порядка 10.2 км расположение аномалии установлено в пределах слоя 3 коры. Ширина аномалии вкрест оси может достигать 12–15 км. Анализ распределения скоростей в области аномалии показывает наличие в ее пределах пород со степенью плавления от 3 до 10% и области с максимальной степенью плавления в виде линзы в верхней части. Таким образом, она может представлять собой локальную осевую коровую магматическую камеру. Авторы работы [29] отмечают, что здесь амплитуда аномалии ниже, чем на быстро-спрединговых хребтах, но выше чем у подобной аномалии, зарегистрированной на медленно-спрединговом Срединно-Атлантическом хребте [42]. Кровля аномалии залегает на максимальной среди известных подобных структур глубине (3.5–4.2 км), что может быть связано с механизмом охлаждения коры в условиях ультрамедленных скоростей спрединга. Вероятно, что аналогичное аномальное строение коры и наличие локальных магматических очагов могут быть характерны для других сегментов хребта со сходным строением рифтовой зоны и величиной мантийной аномалии Буге [29].

На участке вблизи 57° в.д. был выполнен 2D сейсмический профиль параллельно спрединговой оси на коре возрастом около 3.7–4 млн лет [28]. Мощность коры в районе осевого вулканического хребта составила 4.8–5 км с мощностью слоя 2 около 2–2.3 км и мощностью слоя 3 около 3–2.7 км. Мощность коры в области нетрансформного сме-

щения сократилась до 3 км, со значениями около 2 и 1 км для слоев 2 и 3, соответственно.

Мощность коры на участке 65° – 66° в.д. [26] изменяется от 3–3.5 (амагматический участок) до 5–5.8 км (осевой вулканический хребет). Слой 2 повсеместно обладает постоянной мощностью около 1.5–2 км. Сокращение мощности коры происходит за счет слоя 3, мощность которого колеблется от 0.5 до 3.5 км, что ниже средней мощности в 4.5–5 км, характерной для слоя 3 океанической коры [46]. Вкрест простирания оси спрединга строение коры также неоднородно:

- на оси мощность составляет 5.2 км,
- вне оси, под предполагаемыми погребенными комплексами мантийных серпентинизированных пород, убывает до 3–3.5 км.

Исследования микросейсмичности на участке 65° – $66^{\circ}30'$ в.д. [39] были проведены на осевом вулканическом хребте 8 (сектор IV) и прилегающих к нему с запада и востока амагматических участках. Эти исследования позволили выявить соотношение глубин хрупкого и пластичного слоев в литосфере рифтовой зоны хребта. Непосредственно в окрестности осевого вулканического хребта были зарегистрированы единичные события, при удалении от него наблюдалось постепенное заглубление как нижней, так и верхней границ зоны микросейсмичности. Согласно [22] подошва зоны микросейсмичности соотносится с изотермой $\approx 700^{\circ}$ С, соответствующей зоне хрупко-пластичного перехода в литосфере. Непосредственно под осевыми вулканическими хребтами единичные очаги наблюдались на глубинах до 9–12 км ниже поверхности дна. На расстоянии до 15–20 км от осевого вулканического хребта сейсмичность затрагивала толщу литосферы до глубин 15–17 км ниже поверхности дна. На удалении более 20 км от осевых вулканических хребтов глубины микросейсмичности постепенно увеличивались, формируя слой толщиной около 5–7 км. На удалении до 50 км от осевого вулканического хребта максимальная глубина очагов достигала 25–30 км ниже поверхности дна, а минимальная – 15–17 км ниже поверхности дна. Таким образом, верхний слой литосферы мощностью от 0–1 до 15–17 км оказался лишен очагов землетрясений. Подошва этого асейсмичного слоя плавно заглублялась с удалением от осевого вулканического хребта. По всей видимости, верхний слой коры обладает пластичным поведением, что авторы связывают с развитием здесь процессов серпентинизации [39].

Геохимия драгированных пород

Вдоль рифтовой зоны рассматриваемого хребта было получено большое количество образцов базальтов, габбро и серпентинизированных перидотитов [25, 41, 52]. Величина среднего содержания Na_2O , пересчитанная на 8% MgO , (далее, натрия, нормализованного к магнию) в базальтах хребта из базы данных [54] показана на рисунке

(см. рис. 4, Е). Величина была рассчитана по методике, предложенной в работе [16]. Этот показатель хорошо отражает глубину плавления и температуру мантии, подстилающей рифтовую зону хребта [16]. Его более высокие величины характерны для толеитов с меньшей глубиной выплавления первичных расплавов.

Среднее содержания натрия, нормализованного к магнию, минимально на участке сектора II, где оно составляет 2.5–2.8 %. Этот показатель несколько повышается на участке сектора I, где среднее содержание натрия, нормализованного к магнию, 3–3.1%.

Для участка сектора III характерны средние содержания натрия, нормализованного к магнию, 3.2–3.5%. Эта величина относительно выше (3.4–3.5%), на сегментах III-1, III-4, ниже – на сегменте III-3 (3.2%) и обладает промежуточной величиной на сегменте III-2 (3.3%) [54] (см. рис. 4, Е).

Для пород сектора IV характерно среднее содержание натрия, нормализованного к магнию, 3.6–3.9 % – максимальное для всего хребта. Также для них характерны более низкие концентрации $\text{Fe}_8 = 7$ –8, и высокие концентрации $\text{Sr} = 224$ г/т и $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16$ –18 мас. % при низком титане ($\text{Ti}_8 = 1$ –4). Эти характеристики заметно отличаются от тех, которые свойственны обычным деплетированным толеитам СОХ. Например, величина натрия, нормализованного к магнию, в них всегда меньше и составляет 3.5, $\text{Fe}_8 = 8.5$ –10.5 [1, 16].

В работе [1] отмечается, что с юго-запада на северо-восток вдоль хребта происходит постепенное затухание вулканизма с уменьшением степени плавления исходного субстрата и появлением обогащенных расплавов. Это отражается в увеличении содержаний Na_2O (2.79–4.44), Ва (8.5–17.8) и отношения $\text{La}/\text{Sm} = 0.46$ –1.06. Важной геохимической границей служит ТР Мелвил, к западу и к востоку, от которого распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в базальтах различается. Если на западе в большинстве базальтов наблюдается обеднение легкими лантаноидами, то на востоке наблюдается явное их обогащение этими элементами при дефиците тяжелых РЗЭ.

В западной части хребта (сектора I и II) преобладают толеиты производные (ТОР2), отличающиеся уровнем содержания натрия, нормализованного к магнию, близким к 3, а в восточной (сектора III и IV) – Na-ТОР. Для сектора IV, судя по геохимическим характеристикам базальтов, характерна аномально холодная мантия и глубина плавления базальтов. Здесь распространены наименее глубинные по происхождению толеитов базальты типа Na-ТОР, относительно обогащенные Na_2O и обедненные FeO , типичные для областей подъема более холодной мантии, как в хребтах Гаккеля, Книповича [12]. Относительно повышенные значения этого показателя характерны для участков хребта, заключенных между трансформными разломами Газелле и Атлантис 2 и трансформны-

ми разломами Новарра и Мелвилл (сектор III). Минимальные величины этого показателя (<2.9) характерны для участка хребта между трансформными разломами Индомед и Галлиени (сектор II). На участке от трансформного разлома Дискавери до трансформного разлома Индомед (сектор I) этот показатель слабо повышается.

ЭВОЛЮЦИЯ СПРЕДИНГОВОГО ХРЕБТА

Формирование восточной части Юго-Западного Индийского хребта в ее нынешней конфигурации началось ≈70–72 млн лет назад одновременно с началом миграции на восток тройного соединения Родригес [4]. След от тройного соединения прослеживается в виде шовных зон – псевдоразломов, ограничивающих кору, сформированную на хребте (рис. 5, см. рис. 2). Миграция тройного соединения была вызвана реорганизацией границ плит и быстрым перемещением на северо-восток Индийского континента. Наиболее древняя, достоверно прослеженная линейная магнитная аномалия, входящая в компиляцию [40], на рассматриваемом участке интерпретируется как аномалия С31 возрастом около 70–72 млн лет. Она трассируется вдоль шовной зоны в створе сектора II хребта между трансформными разломами Индомед и Галлиени (см. рис. 2). В южном направлении эта аномалия проходит в юго-западной части котловины Вальдива и ограничивает с северо-востока малоизученный сегмент океанического дна (см. рис. 2). К северо-востоку от нее располагается хорошо выраженная последовательность линейных магнитных аномалий, а дно акватории сформировано типичной океанической корой глубоководной котловины Вальдива. Формирование коры котловины шло вдоль Юго-Восточного-Индийского срединно-океанического хребта со спредингом в ССВ–ЮЮЗ направлении (см. рис. 2).

Строение и эволюция участка дна, ограниченного поднятием Конрад, вдоль северного подножия которого протягивается аномалия С34, южной шовной зоной Юго-Западного Индийского хребта и аномалией С31 в котловине Вальдива (см. рис. 2), окончательно не установлены из-за слабой изученности. В осевой части бассейна предполагается наличие палеоспредингового хребта [17]. Предполагается также, что формирование Юго-Западного Индийского хребта в современной конфигурации началось с перескока спрединга с этого палеоспредингового хребта в северном направлении. Спрединг на хребте должен был начаться не позднее 80–84 млн лет назад и прекратиться – около 70–72 млн лет назад (см. рис. 5, А).

Предполагается, что в рассматриваемом районе действовали две горячие точки Крозе и Марион, ассоциируемые с крупным плюмом. На хребет оказывала преимущественное влияние горячая точка Марион [49]. Траектория ее перемещения окончательно не установлена. Горячая точка зародилась

в районе современной северной части Мадагаскарского плато около 90 млн лет назад. На отрезке времени около 65–70 млн лет назад горячая точка располагалась в южной части плато, и могла стать одной из причин перескока спрединга в северном направлении с отрезка Юго-Западного Индийского хребта, расположенного между плато Конрад и Дель Кано. В процессе раскола, вызванного спредингом на Юго-Западном Индийском хребте, центр горячей точки переместился на Антарктическую плиту и около 60–70 млн лет назад началось формирование плато Дель Кано [49].

Спрединговый хребет на начальных стадиях формирования, вероятно, разделит единую вулканогенную структуру, чьи V-образные в плане следы хорошо выражены в рельефе дна, остаточной батиметрии и геофизических полях и примыкают к шовным зонам с внутренних сторон (см. рис. 2, см. рис. 5) [12, 50, 51]. Перескок спредингового хребта в северном направлении мог быть связан с интенсивным воздействием горячей точки и уменьшением прочности литосферы вблизи ее центра.

Одно из ответвлений горячей точки могло сформировать приразломный хребет, примыкающий с запада к разломной зоне Дискавери-2 [12] и хорошо выраженный в рельефе дна и геофизических полях (см. рис. 2). На отрезке времени около 40–50 млн лет назад, исходя из расчетов объемов излияний, активность горячей точки резко снижается и ее центр перемещается к юго-западу, в настоящее время он располагается под о. Марион [50].

Численное моделирование [12] показало, что интенсивность и протяженность распространения вдольосевого астеносферного потока вещества от горячей точки, расположенной вблизи хребта или на его оси, определяется не только изменениями скорости спрединга и общей активности горячей точки, но и геометрией спрединговой оси. Трансформные разломы снижают интенсивность вдольосевого потока расплава и уменьшают протяженность его распространения [13].

В рассматриваемом регионе общее снижение активности горячей точки, расположенной под о. Марион, повлекло охлаждение литосферы, увеличение толщины хрупкого слоя литосферы и формирование разломов. Дальнейшее развитие трансформных разломов влекло еще большее ослабление вдольосевого потока. Согласно распределению линейных магнитных аномалий, формирование трансформных разломов Индомед и Дискавери-2 начинается на отрезке 40 и 50–53 млн лет, соответственно, и соотносится по времени с ослаблением активности горячей точки и формированием сегментированной литосферы на флангах хребта (см. рис. 5, Б, В).

Центр горячей точки Крозе располагается в настоящее время под плато Крозе. Ее воздействие на хребет носит ограниченный характер и подтверждается наличием зоны повышенных скоро-

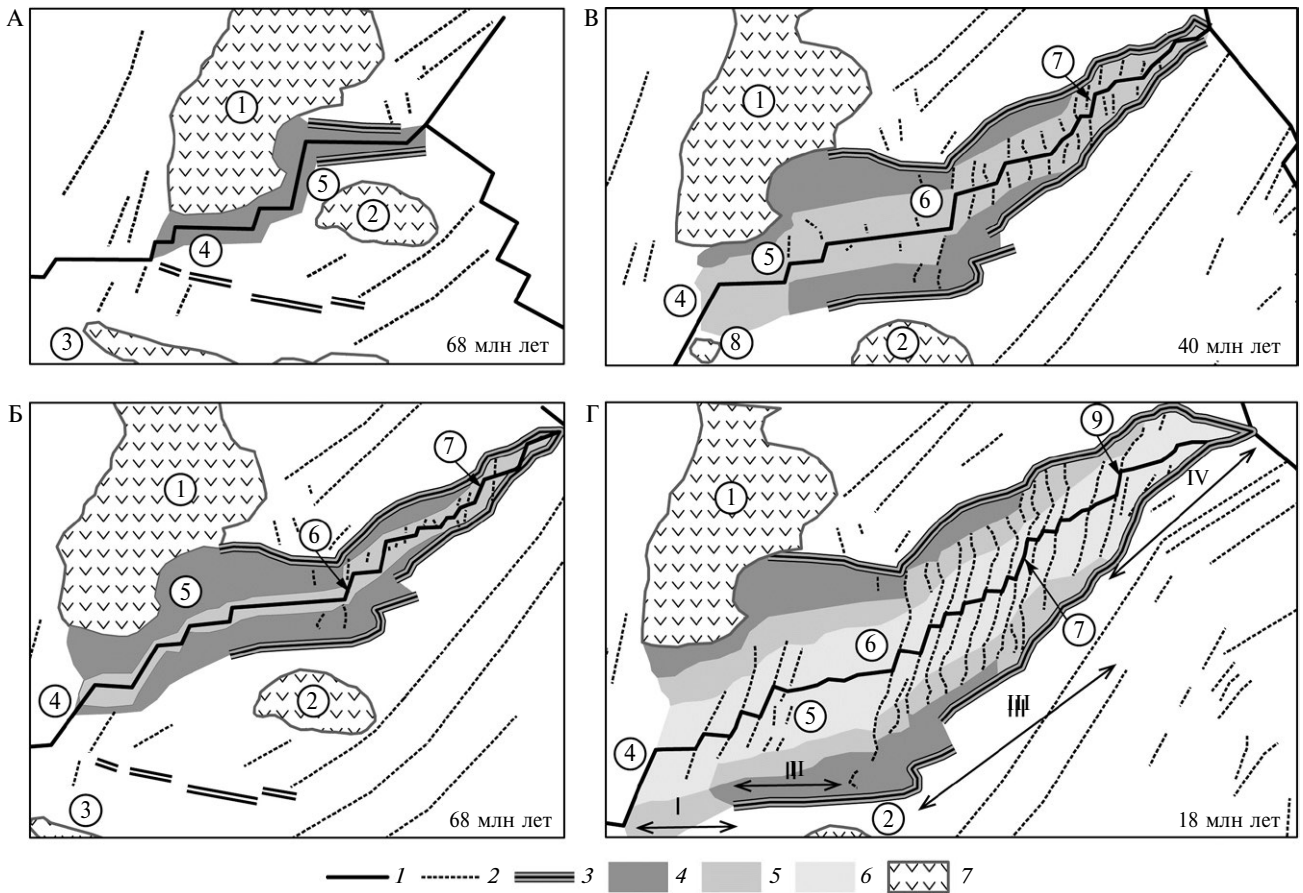


Рис. 5. Эволюция литосферы восточной части Юго-Западного Индийского срединно-океанического хребта в интервале от 68 до 18 млн лет назад (с использованием данных [3, 4, 20]).

Реконструкции для периодов: А – 68 млн лет назад, Б – 48 млн лет назад, В – 40 млн лет назад, Г – 18 млн лет назад.

Показаны (римские цифры и стрелки) границы секторов, заключенных между трансформными разломами: сектор I – Дискавери-2 и Индомед, сектор II – Индомед и Галлиени, сектор III – Галлиени и Мелвилл, сектор IV – Мелвилл и тройное соединение Родригес.

Обозначены (цифры в кружках): 1 – Мадагаскарское плато; 2 – плато Крозе; 3 – поднятие Конрад; 4 – трансформный разлом Дискавери-2; 5 – трансформный разлом Индомед, 6 – трансформный разлом Галлиени, 7 – трансформный разлом Атлантис 2; 8 – поднятие Дель Кано, 9 – трансформный разлом Мелвилл.

I – ось спрединга; 2 – внеосевые следы разломных зон и нетрансформных смещений; 3 – псевдоразломы шовных зон; 4 – участок литосферы возрастом 48–72 млн лет; 5 – 40–48 млн лет; 6 – менее 40 млн лет; 7 – вулканические поднятия с утолщенной океанической корой

стей в мантии на глубине около 75 км [39, 51], наличием аномалий остаточной батиметрии на южном фланге хребта [50, 51], хорошо выраженным в рельефе дна приосевым вулканическим плато [39]. Строение коры на участке между трансформными разломами Галлиени и Индомед асимметрично: на южном фланге хребта она отличается повышенными мощностями (10–12 против 7–8 км) и глубинами дна (2.5–3.5 км против 3.5–4.5 км) [51]. Интенсивность воздействия горячей точки Крозе была невысокой на начальных стадиях раскола, и достигла максимума с началом формирования приосевого плато [51]. Дополнительным подтверждением этого служит сложный изотопный состав базальтов, который объясняется

взаимодействием расплава на границе астеносферы с веществом нижней части литосферной мантии при перемещении на большое расстояние (около 1000 км) от горячей точки Крозе до осевой зоны спредингового хребта [49]. Наличие плато и аномальные геофизические и геохимические характеристики характерны только для сегмента хребта в пределах сектора II, что, вероятно, обусловлено блокировкой вдольосевого потока трансформными разломами Галлиени и Индомед с большой величиной смещений [12].

На основании анализа пикировок линейных магнитных аномалий и строения литосферы, проведенного нами по данным глобальных гридов рельефа дна, вертикального градиента силы

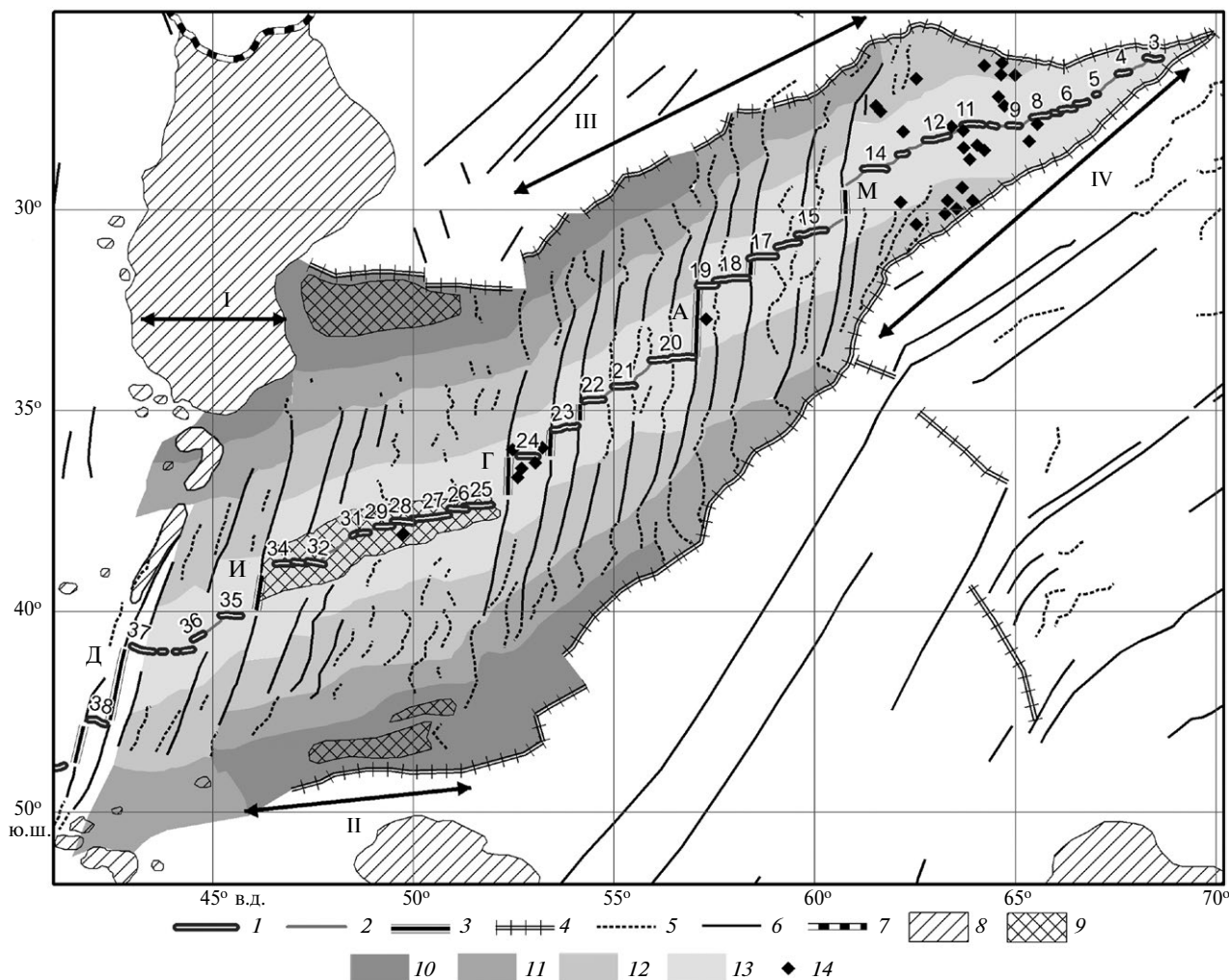


Рис. 6. Тектоническая схема литосферы восточной части Юго-Западного Индийского хребта. Показаны (римские цифры и стрелки) границы секторов между трансформными разломами: сектор I – Дискавери-2 и Индомед, начало спрединга 118–20 млн лет назад; сектор II – Индомед и Галлиени, начало спрединга 67–68 млн лет назад; сектор III – Галлиени и Мелвилл, начало спрединга 43–55 млн лет назад; сектор IV – Мелвилл и тройное соединение Родригес, начало спрединга 25–30 млн лет назад. Обозначены (заглавные буквы) главные трансформные разломы на границах секторов: Дискавери-2 – Д, Индомед – И, Галлиени – Г, Атлантис-2 – А, Мелвилл – М. Обозначены (арабские цифры) номера сегментов. 1 – осевые вулканические хребты; 2 – нетрансформные смещения; 3 – активные участки трансформных разломов; 4 – псевдоразломы шовных зон; 5 – внеосевые следы нетрансформных смещений; 6 – внеосевые следы трансформных разломов; 7 – внешняя граница континентальной коры; 8 – вулканические поднятия с утолщенной океанической корой; 9 – приосевое магматическое плато (современное и древние фрагменты); 10–13 – блоки коры различного возраста: 10 – блок 1 (48–72 млн лет), 11 – блок 2 (40–48 млн лет), 12 – блок 3 (20–40 млн лет), 13 – блок 4 (0–20 млн лет); 14 – внутриокеанические поднятия с выходами глубинных пород, установленные по данным [3, 6, 52, 52]

тяжести и магнитных аномалий [3, 4, 9, 20, 21, 35, 46], в развитии рассматриваемого участка Юго-Западного Индийского хребта выделен ряд этапов наращивания коры вкрест оси и стадий продвижения хребта в восточном направлении (см. рис. 5, рис. 6).

Строение литосферы и эволюция структур хребта хорошо коррелируют с секторами, выделенными согласно особенностям морфоструктурной сегмен-

тации, строением флангов хребта и геохимии пород рифтовой зоны. Выделено четыре этапа, в которых происходило наращивание литосферы вкрест оси и четыре стадии продвижения хребта в восточном направлении с временными границами в 48, 40 и 20 млн лет назад (см. рис. 5, табл. 3). В рельефе дна стадии продвижения хребта на восток фиксируются главными трансформными разломами: Индомед, Галлиени, Мелвилл, Атлантис 2.

Табл. 3. Кинематика спрединга и этапы эволюции восточной части Юго-Западного Индийского хребта (по данным [3–4, 9]).

Этап (блок)	Возраст, млн лет	Скорость спрединга, см/год	Направление спрединга, °
1	48 – 70–72	1.8–1.9	140–150
2	40–48	Увеличение от 1.8–1.9 до 2.8–3.0	150–175
3	20–40	2.8–3.0 и сокращение до 1.4–1.5 на отрезке 20–25 млн лет назад	190–195
4	0–20	Сокращение от 1.4–1.5 до 1.2	180–187

Участок хребта в пределах сектора I предположительно начал формироваться в период от 70–72 млн лет назад с перескоком спрединга в северном направлении и зарождением спрединга на хребте (см. рис. 5, А). Наиболее древние линейные магнитные аномалии, фиксируемые в пределах сектора II, в его западной части, это С31 (см. рис. 2). В границах сектора III формирование коры фиксируется аномалиями от С29 (64–65 млн лет, западная часть) до С20 (44–45 млн лет, восточная часть) (см. рис. 5, Б). Начало формирования коры в секторе IV отмечено аномалией С13 (33 млн лет) (см. рис. 5, Г).

Пять стадий продвижения хребта возникли и развивались в интервалы времени:

- 48–72 млн лет (до прото- трансформного разлома Атлантис 2, см. рис. 5, А, В),
- 40–48 млн лет (до прототрансформного разлома Мелвилл) (см. рис. 5, Б, В),
- 20–40 млн лет (до района 66° в.д.) (см. рис. 4, Г),
- 0–20 млн лет назад (до современного тройного соединения Родригес).

Это соотносится с расчетными скоростями перемещения тройного соединения Родригес, которые замедлялись на отрезке 45–70 млн лет от 10–14 см/год до 2–3 см/год, затем стабилизировались на отметке 3.5–4 см/год [19]. Скорость перемещения тройного соединения Родригес напрямую связана со скоростью перемещения Индостанского блока к северу. Замедление движения блока в период 40–45 млн лет 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 [20, 48].

По мере продвижения на восток рифтовой зоны Юго-Западного Индийского хребта неоднократно менялись кинематические параметры спрединга. Направление миграции тройного соединения Родригес на ранних стадиях (аномалии С26–31, 63–68 млн лет назад) было преимущественно восточным (см. рис. 5). После начала движения блока Индостана к северо-востоку направление миграции тройного соединения сменилось на аналогичное [19]. Направление миграции тройного соединения

определило субширотную ориентировку шовных зон на участке сектора II и их косую северо-восточную ориентировку на участках секторов III и IV (см. рис. 5). Также, с кинематикой тройного соединения могла быть связана кинематика спрединга хребта. Вероятно, спрединг был косым на большей части хребта к востоку от трансформного разлома Галлиени (сектора III и IV), при этом его косость, по всей видимости, сокращалась с наращиванием коры хребта в каждом из новообразованных секторов и стабилизации конфигурации хребта, все более приближаясь к ортогональному спредингу. Предположительно, максимальная косость спрединга порядка 30°–40° была характерна для коры, сформировавшейся в период 48–72 млн лет назад, затем убывала до 10°–30° и 0°–7° (см. табл. 3, см. рис. 5, точка б). В работах [4, 9] были оценены скорости спрединга вдоль Юго-Западного Индийского хребта для периодов до 30–82 млн лет и 0–20 млн лет, соответственно. Направления спрединга отчетливо прослеживаются по ориентировкам внеосевых следов нетрансформных смещений и трансформных разломов (см. рис. 6). Согласно этим данным и данным, приведенным в работе [3], для участка хребта от 55° до 58° в.д. выделяется четыре этапа изменения скорости и направления растяжения (см. табл. 3). На протяжении этих временных этапов развития спрединга на флангах хребта формировались блоки коры с различной ориентировкой сбросовых поднятий, внеосевых следов нетрансформных смещений и трансформных разломов.

На участке сектора II выделяется вулканическое плато, ограниченное вдоль подножья аномалиями С4–С5 (8–11 млн лет) [39] (см. рис. 2, см. рис. 6). Предполагается, что его формирование связано с импульсом активности горячей точки Крозе, расположенной на расстоянии около 800 км к югу от хребта [39, 49, 50, 51].

ИЗМЕНЕНИЕ СТРУКТУРНОЙ СЕГМЕНТАЦИИ В ПРОЦЕССЕ АККРЕЦИИ И ЭВОЛЮЦИИ КОРЫ

На основе анализа опубликованных геолого-геофизических данных и цифровых компиляций нами были составлена схема тектонического строения океанической коры восточной части Юго-Западного Индийского хребта (см. рис. 6).

Как отмечалось выше, вдоль оси хребта разграничиваются четыре сектора с различной сегментацией рифтовой зоны, кинематикой, строением коры, эволюцией и геодинамикой спрединга. Наряду с вдольосевыми изменениями строения коры, в ходе эволюции рассматриваемого участка хребта выделяются этапы ее наращивания (см. табл. 3). Изменения кинематики и геодинамики спрединга в ходе этих этапов фиксируются в морфоструктурном плане по изменению ориентировки блоковых поднятий и сегментации внеосевыми следами нетрансформных смещений и трансформных разломов. Таким образом, в строении океанической коры хребта выделяются блоки с различным строением, границы блоков приурочены к этапам изменения кинематики спрединга на хребте (см. табл. 3). Границы между секторами проходят по крупным трансформным разломам Индомед (46° в.д.), Галлиени ($52^\circ 20'$ в.д.), Мелвилл ($60^\circ 45'$ в.д.) и их внеосевым следам (см. рис. 6). Внеосевые следы этих трансформных разломов и крупного трансформного разлома Атлантис 2 маркируют стадии продвижения на восток тройного соединения Родригес (см. рис. 5).

Вкрест оси выделяется 4 блока океанической коры. Они представляют собой участки коры на флангах хребта различного возраста и строения морфоструктур, что связано с изменениями ориентировки блоковых поднятий и сегментации внеосевыми следами нетрансформных смещений и трансформных разломов. Границы блоков приурочены к этапам изменения кинематики спрединга на хребте, обозначенным выше (см. табл. 3).

Кора наиболее древнего блока 1 (см. рис. 5, точка б) формировалась в период 48–72 млн. лет назад при ультрамедленных скоростях спрединга порядка 18–19 мм/год [4]. В пределах всех секторов участка хребта кора этого блока не сегментирована (см. рис. 6). Для коры блока характерны положительные аномалии остаточной батиметрии [49, 51]. Предположительно, ее формирование происходило в условиях воздействия горячей точки. Кора блока 2 формировалась в период 40–48 млн лет назад в условиях роста скоростей от ультрамедленных значений 18–19 мм/год до медленных 28–30 мм/год [4]. В пределах сектора III литосфера сегментирована внеосевыми следами нетрансформных смещений (см. рис. 6). По всей видимости, формирование коры этого возраста происходило в условиях уменьшения воздействия горячей точки Марион [50].

Кора блока 3 формировалась в период 20–40 млн лет назад в условиях медленных скоростей спрединга порядка 28–30 мм/год и ее резкого сокращения до 14–15 мм/год в интервале 20–25 млн лет назад [4]. На протяжении всего хребта, кроме сектора IV, кора, сформированная на этом этапе, сегментирована преимущественно внеосевыми пассивными следами трансформных разломов (см. рис. 6). В секторе III наблюдалась транс-

формация всех более древних нетрансформных смещений в трансформные разломы. В пределах секторов I и II на этом этапе впервые формируются нетрансформные смещения и трансформные разломы, за исключением трансформного разлома Индомед (см. рис. 6). Возможно, на данном этапе влияние горячей точки было минимально, а также блокировалось трансформным разломом со значительной величиной смещения. На данном этапе формируется кора сектора IV, аккреция которой, вероятно, изначально была связана с минимальной температурой подстилающей мантии, литосфера была сегментирована слабо и только нетрансформными смещениями.

Самая молодая кора блока 4 формировалась в период 0–20 млн лет назад в условиях ультрамедленных скоростей спрединга менее 14–15 мм/год [4, 9]. В секторе III на данном отрезке ряд трансформных разломов преобразовались в нетрансформные смещения, и далее, в амагматичные участки. В пределах секторов I и II кора слабо сегментирована нарушениями, а начиная с 6–8 млн лет назад на участке сектора II формируется магматическое плато. Кора сектора IV полностью лишена внеосевых следов нетрансформных смещений и трансформных разломов. Для всей коры сектора IV характерна отрицательная аномалия остаточной батиметрии [50, 51].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для каждого из рассмотренных нами этапов эволюции Юго-западного Индийского хребта были характерны различные кинематика спрединга, и, предположительно, степень прогрева литосферы рифтовой зоны, что отразилось в строении четырех выделенных на флангах хребта блоков коры (см. рис. 5, см. рис. 6). Одновременно с аккрецией новой коры на хребте шло продвижение его оси в северо-восточном направлении. Стадии этого продвижения, по всей видимости, маркируются крупнейшими разломами – Индомед, Галлиени, Атлантис 2, Мелвилл (см. рис. 6). Эти разломы разграничивают кору, сформированную на Юго-Западном Индийском хребте в современной конфигурации, на 4 сектора (см. рис. 3, см. рис. 4, см. рис. 5, см. рис. 6). Сводный анализ эволюции, геолого-геофизических особенностей и морфоструктурной сегментации рифтовой зоны и флангов хребта позволяет предположить, что эти главные разломы служат также границами областей сфокусированного мантийного апвеллинга (мантийных ячеек) с различной температурой мантии и геохимической спецификой магм (см. рис. 3, см. рис. 4, см. табл. 2).

На флангах хребта выделяется три типа сегментации коры (см. рис. 6): с отсутствием трансформных разломов и нетрансформных смещений, с наличием сегментации только нетрансформными смещениями и с сегментацией, как трансформ-

ными разломами, так и нетрансформными смещениями.

Первый тип, по нашему мнению, характерен для двух крайних случаев: участков, сформировавшихся либо под воздействием горячих точек с максимальной интенсивностью магмоснабжения, либо в условиях относительно холодной мантии с минимальной интенсивностью магмоснабжения и широко развитой серпентинизацией. Оба фактора понижают прочность литосферы. Это кора секторов I и II, образованная в интервалы времени 40–72 и 0–8 млн лет назад в условиях интенсивного воздействия горячей точки. К этому же типу относится кора флангов хребта, сформировавшаяся в условиях минимальных скоростей спрединга и температуры мантии в пределах сектора IV.

Второй тип, предположительно, характерен для периода затухания активности горячей точки на временном интервале 40–48 млн лет назад (кора блока 2). Сегментация третьего типа наблюдается на участках, сформировавшихся в период 0–40 млн лет назад в пределах сектора III и в период 8–40 млн лет назад в пределах секторов I и II. При этом отдельные небольшие нетрансформные смещения и трансформные разломы преобразовались в амагматические участки и нетрансформные смещения соответственно.

Очевидно, что характер сегментации флангов хребта связан с толщиной хрупкого слоя литосферы и его реологическими свойствами.

Повышение температуры мантии, вследствие воздействия горячей точки может приводить к уменьшению толщины хрупкого слоя литосферы в осевой зоне хребта. Понижение мантийной температуры в осевой зоне может привести к широкому развитию процесса серпентинизации мантийных перидотитов, и как следствие, к уменьшению толщины хрупкого слоя литосферы. Таким образом, оба этих процесса могут привести к изменению характера деформаций в осевой зоне.

Анализ морфоструктурной сегментации показал, что интенсивность магматизма возрастает в западном направлении. На генеральный тренд изменения интенсивности магматизма накладываются локальные внутрисекторные неоднородности, вероятно, определяемые кинематикой спрединга, геодинамической обстановкой развития сегментов и локальными колебаниями температуры мантии.

Строение флангов рифтовой зоны хребта также свидетельствует о возрастании интенсивности магматизма в западном направлении. Минимальная интенсивность магмоснабжения характерна для сектора IV с шахматной структурой коры, чередованием валообразных поднятий и асимметричных блоковых поднятий и широким развитием экспонированных на поверхности дна серпентинизированных пород мантии. Промежуточная интенсивность магмоснабжения характерна для сектора III. Здесь структура коры линейна с чередованием участков пониженной и повышенной мощности.

Для сегментов III-1 и III-2 характерно понижение интенсивности магмоснабжения, индикатором чего служит появление в структуре флангов валообразных поднятий и выведенных на поверхность по разломам-детаachmentам глубинных пород. Для сектора II характерна максимальная интенсивность магмоснабжения с крупным магматическим поднятием на флангах хребта. Структура коры относительно равномерная, с резким понижением мощности на границах магматического поднятия.

Строение коры, установленное сейсмическими методами, также свидетельствует о минимальной интенсивности магмоснабжения на участке сектора IV, где наблюдаются минимальные мощности коры и максимальные мощности литосферы.

На участке сектора II мощности коры превышают значения, характерные для ультрамедленного спрединга. На небольшом участке под рифтовой зоной осевого вулканического хребта 27, вероятно, располагается осевая магматическая камера. Сейсмические исследования показали, что эта аномалия носит локальный характер, но общее повышение мощности коры, характерно для рифтовой зоны сектора II.

Для рассматриваемого участка хребта в соответствии с геохимическими данными [26, 54] предполагается возрастание температуры мантии в западном направлении с максимальной величиной этого показателя на участке сектора II.

Таким образом, крайними по своим параметрам участками выступают сектора II и IV. Рифтовая зона в секторе IV характеризуется сочетанием протяженных амагматических участков с амплитудой смещения до 85 км с сильно косым спредингом, и коротких осевых вулканических хребтов. Короткие осевые вулканические хребты представлены крупными постройками и примыкающими к ним небольшими хребтами. Для сектора характерны минимальные величины эффективной скорости спрединга порядка 0.9–1.3 см/год, максимальные средние глубины рифтовой долины, максимальная средняя величина мантийной аномалии Буге. Размеры морфоструктур флангов хребта максимальные, здесь наблюдается сочетание асимметричных блоковых поднятий и валообразных поднятий. На участке сектора базальты отличаются максимальным содержанием натрия, нормализованного к магнезию, показатель здесь составляет 3.6–3.9%. Крупные морфоструктуры рифтовой зоны и флангов хребта возникли здесь в результате сочетания фактора развития серпентинизации, обеспечившей уменьшение плотности пород в осевой зоне, и фактора наличия более мощного хрупкого слоя литосферы, что подтверждается широким развитием в створах амагматических участков, серпентинизированных перидотитов и установленной по микросейсмическим данным глубиной очагов землетрясений. Для участка хребта характерны максимальные значения толщины хрупкого слоя литосферы,

оцененные на основании морфометрического анализа рельефа дна рифтовой долины и связи ширины рифтовой долины с реологической расслоенностью литосферы [2]. При этом мощность коры по сейсмическим данным минимальна и изменяется от 3–3.5 до 5–5.8 км. Приведенные характеристики свидетельствуют о минимальной интенсивности магматизма и об аномальной холодной мантии под рифтовой зоной сектора IV.

Рифтовая зона в секторе II характеризуется сочетанием невысоких и коротких осевых вулканических хребтов и разделяющих их небольших нетрансформных смещений. Спрединг здесь субортогонален простиранию оси хребта и идет с максимальной эффективной скоростью порядка 1.4–1.5 см/год. Для сектора характерны минимальные средние глубины рифтовой зоны, минимальная средняя величина мантийной аномалии Буге. На флангах хребта наблюдается магматическое поднятие шириной около 100–150 км и высотой около 1.5 км. Морфоструктуры флангов представлены асимметричными поднятиями различного размера. На участке сектора базальты отличаются минимальным содержанием натрия, нормализованного к магнию, показатель здесь составляет 2.5–2.8%. Под осевым вулканическим хребтом 27 кора обладает аномально высокой мощностью. Предположительно, для рифтовой зоны характерна невысокая мощность хрупкого слоя коры, с чем связаны небольшие размеры морфоструктур. Интенсивное термическое воздействие не распространяется далеко за пределы осевого вулканического хребта 27, что подтверждается сейсмическими исследованиями. Определенную роль в формировании морфоструктур может играть серпентинизация, но ее интенсивность весьма ограничена, что подтверждается отсутствием в драгировках серпентинизированных перидотитов. Все эти характеристики свидетельствуют о максимальной активности магматизма и об относительно повышенной температуре мантии под рифтовой зоной сектора II.

Рифтовая зона в секторе III обладает переходными характеристиками и сформирована сочетанием нетрансформных смещений, трансформных разломов и осевых вулканических хребтов. Величины эффективной скорости спрединга здесь составляют 1.2–1.4 см/год.

Сегменты сектора развиваются в различных геодинамических обстановках:

- сегмент III-4 обладает косым спредингом с небольшими нетрансформными смещениями;
- сегмент III-3 состоит из двух ортогональных спредингу вулканических хребтов и небольшого нетрансформного смещения;
- сегмент III-2 обладает косым спредингом, минимальной в секторе эффективной скоростью спрединга и состоит из трех осевых вулканических хребтов, разделенных амагматическими участками;

- сегмент III-1 представлен короткими осевыми вулканическими хребтами, разделенными небольшими трансформными разломами.

Геолого-геофизические характеристики обладают средними значениями относительно секторов II и IV. На осевом вулканическом хребте 24, заключенном между трансформными разломами Галлиени и Гаусс, были получены многочисленные драгировки перидотитов. Были получены две драгировки базальтов с деплетированными характеристиками [52]. Соседний осевой вулканический хребет 23 мало изучен, но он обладает похожими характеристиками и также развивается между двумя трансформными разломами на протяжении последних 40 млн лет. Данным осевым вулканическим хребтам свойственны характеристики, свидетельствующие об относительно низкой магматической активности, в том числе повышенная мощность хрупкого слоя, полученная исходя из ширины рифтовой долины, повышенные значения среднего содержания натрия, нормализованного к магнию, а также минимальные амплитуды мантийной аномалии Буге (см. рис. 3). Формирование такого набора характерных особенностей происходит, когда короткий спрединговый сегмент длительное время стабильно функционирует между двумя трансформными разломами [29].

Строение рифтовой зоны ультрамедленных спрединговых хребтов определяется кинематикой спрединга, изменениями температуры мантии и геодинамической обстановкой развития хребта [7, 11, 12]. На рассмотренном участке Юго-Западного Индийского хребта эти факторы отчетливо проявляются. Для сектора II характерна максимальная на рассматриваемом участке температура мантии, для сектора IV – минимальная. Возможно, что для сектора II повышенная температура мантии связана с воздействием горячей точки Крозе, которое находит подтверждение по ряду геофизических и геохимических признаков [38, 39, 49–51]. Оценки температуры мантии по геохимическим и геофизическим методам показывают ее уменьшение в восточном направлении на отрезке хребта от трансформного разлома Галлиени до тройного соединения Родригес на величину порядка 45–50°C [9]. Эти данные соотносятся с увеличением на этом участке в восточном направлении скоростей сейсмических волн в мантии по данным томографических моделей [39, 51]. В соответствии с падением температуры мантии в восточном направлении меняется интенсивность магматизма, термическая, реологическая структура коры и, как следствие, морфоструктурная сегментация рифтовой зоны и флангов хребта.

Предположительно, крайний случай проявления сухого ультрамедленного спрединга отмечается при значениях $V_{эф} < 13$ мм/год [11]. Уменьшение эффективной скорости спрединга на отдельных сегментах, обусловленное повышением косости сегмента хребта, приводит к изменению строе-

ния рифтовой зоны. Это проявляется на сегментах с эффективными скоростями спрединга менее 1.2 см/год и высокой косо́стью спрединга (III-2, IV-1, IV-4) (см. рис. 3, см. рис. 4). Здесь развиты амагматические участки, валообразные поднятия на флангах хребта, драгированы серпентинизированные перидотиты, относительно повышены величины среднего содержания натрия и мантийные аномалии Буге.

Геодинамическая обстановка развития хребта определялась постоянной миграцией в северо-восточном направлении тройного соединения Родригес. В ходе своего развития хребет был подвержен влиянию, преимущественно, горячей точки Марион, и, в меньшей степени, влиянию точки Крозе. Интенсивность этого воздействия менялась во времени, как в связи с уменьшением магматической активности горячих точек, так и под воздействием дамба́вого эффекта формировавшихся трансформных разломов. В наибольшей степени воздействию горячих точек была подвержена западная часть рассматриваемого участка между трансформными разломами Индомед и Галлиени. В ходе продвижения хребта и наращивания литосферы происходили постоянные изменения кинематики спрединга, что приводило к смене транспрессионного и транстенсивного режимов в областях поперечных смещений рифтовой зоны. Совместно с термическим воздействием горячих точек, что приводило к изменению морфоструктурной сегментации от начала образования рифтовой зоны, а затем, в процессе аккреции новой коры и формировании флангов хребта. Детальные батиметрические и геофизические работы, проведенные на участке хребта от 55° до 58° в.д., позволили восстановить эволюцию сегментов и смещений хребта на отрезке 0–25 млн лет назад [3, 15]. У трансформного разлома Атланти́с 2 величина смещения росла на протяжении всего периода. У большинства небольших нетрансформных смещений и трансформных разломов на участке величина смещений сокращалась, начиная с этапа 10–15 млн лет. Крупные трансформные разломы и ортогональные спрединговые сегменты, стабильно развивающиеся в любых кинематических условиях спрединга и обозначающие границы крупных ячеек мантийного апвеллинга определяют эволюцию и строение рифтовой зоны хребта [3, 15]. В пределах этих сегментов небольшие трансформные разломы и особенно нетрансформные смещения изменяют свою геометрию даже при небольших изменениях кинематики спрединга и термореологических свойств коры. Важным порогом для формирования стабильного нарушения является контраст в возрасте смещаемой литосферы в 2–3 млн лет [15]. При изменениях геодинамической обстановки спрединга смещение с контрастом возраста ниже этого порога может, как исчезнуть, так и понизиться в ранге, перейдя из типа трансформного разлома в нетрансформное смещение. По-видимому,

развитие коротких осевых вулканических хребтов 23 и 24, заключенных между трансформными разломами Галлиени, Гаусс и Газелле на протяжении последних 40 млн лет, также определялось локальными геодинамическими особенностями спрединга.

Рассмотренная в работе [12] концепция тектонических типов ультрамедленного спрединга хорошо соотносится с выявленными особенностями строения сектора IV и сектора II.

Первый тектонический тип ультрамедленного спрединга характеризуется минимальной интенсивностью магмоснабжения, снижение которого вызвано геометрией спрединга (сильно косо́й неортогональный спрединг), а также наличием относительно холодной мантии.

Второй тектонический тип ультрамедленного спрединга развивается в условиях воздействия горячей точки. В настоящее время это воздействие носит очень ограниченный характер и сосредоточено, по всей видимости, в восточной части сектора II, вблизи осевого вулканического хребта 27 (см. рис. 3, см. рис. 4). В ходе наращивания коры влияние горячей точки было значительным и распространялось за пределы восточной части сектора II, что отражалось в сегментации коры флангов хребта (см. рис. 6). Секторы I и III сложно отнести к определенному тектонотипу ультрамедленного спрединга. Это связано с тем, что отдельные сегменты этих секторов сочетают признаки сухого ультрамедленного спрединга, характерные для сектора IV (сегмент III-2 с амагматическими участками, крупное нетрансформное смещение в районе 45° в.д.), и признаки относительно более обогащенного магмой спрединга (крупный осевой вулканический хребет 20, небольшие по протяженности смещения на участке сегментов III-3 и III-4).

Новейшие микросейсмические исследования [39] показали, что на участке первого тектонического типа ультрамедленного спрединга (район осевого вулканического хребта 8) микросейсмичность распределена в слое мощностью 10–15 км, который ограничен сверху пластичным слоем, ассоциируемым с толщей серпентинизированных пород, а снизу – изотермой хрупко-пластичного перехода в литосфере, залегающей на глубинах до 30–35 км на максимальном удалении от осевых вулканических хребтов. На участках осевых вулканических хребтов мощность литосферы может достигать 12–14 км, что сопоставимо со значениями, полученными для медленноспредингового Срединно-Атлантического хребта [39]. При этом кора осевых вулканических хребтов имеет типичное строение с развитым слоем 2 и достигает мощности 6–8 км [26]. На отрезках крупных нетрансформных смещений, в особенности амагматических участках, ее мощность не превышает 3–5 км [26].

Все это подтверждает высказанные ранее концепции механизма аккреции на участках с крайне обедненным магмоснабжением в секторе IV хребта [6–7, 36, 38]. Сочетание мощной литосферы

и верхнего преимущественно пластичного слоя, сформированного серпентинизированными перидотитами, блокирует вдольосевое продвижение трещин и вдольосевой поток расплава, что приводит к его фокусировке на нескольких небольших по протяженности участках рифтовой зоны. В результате формируются короткие и высокие осевые вулканические хребты. Эти вулканические постройки обладают очень высокой временной стабильностью, поддерживаются мощной литосферой, и, в том числе, возможно, эффектом серпентинизации. Небольшие короткоживущие магматические ячейки могут формироваться на некотором расстоянии от крупных осевых вулканических хребтов за счет вдольосевой миграции расплава. Над ними располагаются относительно небольшие по размерам и менее стабильные осевые вулканические хребты. Литосфера осевых вулканических хребтов, по всей видимости, обладает строением и термической структурой, сходной с литосферой центральных частей осевых вулканических хребтов типичных медленноспрединговых срединно-океанических хребтов, и, как следствие, ее аккреция происходит по сходным механизмам с формированием блоков сбросовых поднятий.

На удалении от осевых вулканических хребтов с постепенным нарастанием мощности верхнего пластичного слоя литосфера становится все более малопрочной и теряет способность к локализации деформации. В результате формируются морфоструктуры, представляющие собой, в дополнение к трансформным разломам, нетрансформным смещениям и типичным ортогональным спрединговыми центрам, еще один тип нарушений осевых зон спрединговых хребтов — амагматические участки. Они ориентированы неортогонально по отношению к направлению спрединга и в их пределах реализуются сдвиго-раздвиговые напряжения. Проникновение базальтовых расплавов на поверхность ограничено локальными излияниями или небольшими редкими вулканическими постройками. Амагматические участки представляют собой районы экспонирования на поверхность дна серпентинизированных перидотитов, а на их флангах наблюдаются сочетания валообразных поднятий, выведенных к поверхности по разломам-детachmentам глубинных пород и асимметричных блоковых поднятий при преобладании валообразных поднятий.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ строения рифтовой зоны и флангов восточного участка Юго-Западного Индийского хребта показал, что изменение основных морфометрических характеристик его сегментов и геолого-геофизических параметров связано с изменением интенсивности магматизма и температуры подстилающей мантии на региональном уровне. Минимальными величинами этих показателей характеризуется уча-

сток между трансформным разломом Мелвилл и тройным соединением Родригес, обозначенный как сектор IV. Максимальными величинами — участок между трансформными разломами Индомед и Галлиени, обозначенный как сектор II. Расположенный между ними участок, протягивающийся от трансформного разлома Галлиени до трансформного разлома Мелвилл обладает промежуточными характеристиками.

Дополнительным подтверждением сокращения магматической активности в восточном направлении служат гравитационные аномалии, мощность литосферы и показатель Na_8 , возрастающие в этом направлении, а также мощность коры, убывающая в данном направлении и оценки температуры мантии.

Продвижение хребта происходило в восточном направлении, начиная с периода времени около 70–72 млн лет назад и включало несколько стадий с одновременным наращиванием литосферы вкрест оси хребта с временными границами стадий 48, 40 и 20 млн лет назад. Для каждой стадии были характерны особенности кинематики и геодинамическая специфика спрединга. В период до 40–50 млн лет назад кора на хребте формировалась под интенсивным воздействием горячей точки Марион. В меньшей степени на хребет влияла горячая точка Крозе, наиболее интенсивно — на протяжении последних 6–8 млн лет. Косость спрединга менялась до все более ортогональной. Сочетание различных кинематических параметров спрединга и термического воздействия горячих точек приводило к формированию различной по строению коры и особенностям ее сегментации. Для флангов хребта характерны участки сегментированной, так и несегментированной коры, внеосевые следы нарушений ориентируются вдоль направлений спрединга. Отсутствие выраженной сегментации связано с двумя крайними случаями — воздействием горячих точек и повышением мантийной температуры (1), минимальной температурой мантии и активностью магматизма (2). В обоих случаях отсутствие сегментации рифтовой оси мы объясняем понижением прочности литосферы вследствие повышенного прогрева или наличия пластичных серпентинизированных перидотитов.

Стадии продвижения хребта, по всей видимости, маркируются крупнейшими разломами — Индомед, Галлиени, Мелвилл. Данные разломы служат также границами крупных областей сфокусированного мантийного апвеллинга (мантийных ячеек) с различной температурой мантии и геохимической спецификой магм. Ячейки менее крупного размера, вероятно, ограничены относительно стабильными трансформными разломами меньшего размера. Менее крупные области апвеллинга менее стабильны: ограничивающие их нарушения при изменении геодинамической обстановки спрединга могут понижаться в масштабной иерархии структур от трансформных разломов к нетрансформным

смещениям, что наблюдается в настоящее время на участке между трансформными разломами Галлиени и Мелвилл, обозначенном как сектор II.

Проведенный сводный анализ геолого-геофизических особенностей строения и эволюции восточной части Юго-Западного Индийского хребта подтверждает высказанные ранее концепции о структуре рифтовой зоны и механизмах аккреции при ультрамедленных скоростях спрединга. Они определяются сочетанием кинематики спрединга, температуры мантии и геодинамической специфики развития хребта. В результате формируются участки двух тектонических типов спрединга. Первый тип характеризуется минимальной интенсивностью магмоснабжения связанной с низкой температурой мантии, а также понижением эффективной скорости, обусловленным геометрией спрединга. Мощная литосфера в сочетании с пластичным верхним слоем серпентизированных перидотитов блокирует вдоль осевого продвигание трещин и магматизм фокусируется в единичных крупных вулканических центрах. Они разделяются неортогональными сдвиго-раздвиговыми амагматическими участками, сложенными практически полностью серпентизированными перидотитами.

Второй тектонический тип спрединга характеризуется максимальной интенсивностью магмоснабжения, обусловленной высокой прогреваемостью мантии. В этих условиях при ультрамедленных скоростях спрединга формируется сегментация, характерная для медленноспрединговых срединно-океанических хребтов. Районы развития двух тектонических типов спрединга разделяются участком с переходными характеристиками, сочетающим признаки обоих типов. Изменения в строении коры и механизмах ее аккреции обусловлены локальными колебаниями температуры мантии, величины эффективной скорости и угла косого спрединга.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шрейдер А.А., Кашинцев Г.Л. Особенности тектоно-магматической эволюции Юго-западного Индийского срединно-океанического хребта на отрезке 51°–67° в.д. // Океанология. 2010. Т. 50. № 1. С. 121–129.
2. Allemand P., Brun J. Width of continental rifts and rheological layering of the lithosphere // Tectonophysics. 1991. Vol. 188. No 1–2. P. 63–69.
3. Baines A., Cheadle M.J., Dick H.B., et al. Evolution of the Southwest Indian Ridge from 55°45'E to 62°E: changes in plate-boundary geometry since 26 Ma // Geochemistry. Geophysics. Geosystems. 2007. Vol. 8. No 6. P. 1–31.
4. 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 // Geophysical J. International. 2005. Vol. 162. No 3. P. 765–778.
5. Cande S., Patriat P. The anticorrelated velocities of Africa and India in the Late Cretaceous and early Cenozoic // Geophysical J. International. 2015. Vol. 200. No 1. P. 227–243.
6. Cannat M., Rommevaux-Jestin C., Fujimoto H. Melt supply variations to a magma-poor ultra-slow spreading ridge (Southwest Indian Ridge 61° to 69°E) // Geochemistry. Geophysics. Geosystems. 2008. Vol. 4. No.8. P. 1–12.
7. Cannat M., Rommevaux-Jestin M., Sauter D., Deplus C., Mendel V. Formation of the axial relief at the very slow spreading Southwest Indian Ridge (49°–69°E) // J. Geophysical Research. 1999. Vol. 104. No B10. P. 22825–22843.
8. Cannat M., Sauter D., Bezos A., et al. Spreading rate, spreading obliquity and melt supply at the ultraslow-spreading Southwest Indian ridge // Geochemistry. Geophysics. Geosystems. 2008. Vol.9. No 4. P.1–26.
9. Dalton C., Langmuir C., Gale A. Geophysical and geochemical evidence for deep temperature variations beneath mid-ocean ridges // Science. 2014. Vol. 344. No 6179. P. 80–83.
10. DeMets C., Merkouriev S., Sauter D. High-resolution estimates of Southwest Indian Ridge plate motions, 20 Ma to present // Geophysical J. International. 2015. Vol. 203. No.3. P. 1495–1527.
11. Dick H., Lin J., Schouten H. An ultra-slow class of spreading ridge // Nature. 2003. Vol. 426. P. 405–412.
12. Dubinin E.P., Kokhan A.V., Sushchevskaya N.M. Tectonics and magmatism of ultraslow spreading ridges // Geotectonics. 2013. Vol. 47. No 3. P. 131–155.
13. Georgen J., Lin J. Plume-transform interactions at ultra-slow spreading ridges: implications for the Southwest Indian Ridge // Geochemistry. Geophysics. Geosystems. 2003. Vol. 4. No 9. P. 1–16.
14. Gomez O., Briais A., Sauter D., Mendel V. Tectonics at the axis of the very slow spreading Southwest Indian Ridge: Insights from TOBI side-scan sonar imagery // Geochemistry. Geophysics. Geosystems. 2006. Vol. 7. No 5. P.1–24.
15. Hosford A., Lin J. Structural evolution from a strike-slip transform fault to a non-transform discontinuity: examples from 57°–58°30'E on the SW Indian Ridge and geodynamic implications // USA, San Francisco. AGU Fall Meeting 2002, abstract T52E-04.
16. Klein E., Langmuir C. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // J. Geophysical Research. 1987. Vol. 92. № B4. P. 8089–8115.
17. Leitchenkov G.L., Guseva Yu.B., Gandyukhin V.V., Ivanov S.V., Safonova L.V. Structure of the earth's crust and tectonic evolution history of the southern Indian Ocean (Antarctica) // Geotectonics. 2014. Vol. 48. No 1. P. 8–28.
18. MacLeod S., Williams S., Matthews K., Müller R., Qin X. A global review and digital database of large-scale extinct spreading centers // Geosphere. 2017. Vol. 13. No 3. P. 1–39.
19. Masalu D.C.P. Absolute migration and the evolution of the Rodriguez triple junction since 75 Ma // Tanzanian J. Sciences. 2002. Vol. 28. No. 2. P. 97–104.
20. Matthews K., Maloney K., Zahirovic S., et al. Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic // Global and Planet. Change. 2016. Vol. 146. P. 226–250.
21. Matthews K., Müller R., Wessel P., Whittaker J. The

- tectonic fabric of the ocean basins // *J. Geophysical Research*. 2011. Vol. 116. No. B12. P. 1–28.
22. *Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H., Bournas N., Brozina J., et al.* EMAG2: A 2–arc min resolution Earth magnetic anomaly grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements // *Geochemistry. Geophysics. Geosystems*. 2009. Vol. 10. No. 8. P. 1–12.
23. *McKenzie D., Jackson J., Priestley K.* Thermal structure of oceanic and continental lithosphere // *Earth Planet. Sci. Letters*. 2005. Vol. 233. No. 3–4. P. 337–349.
24. *Mendel V., Sauter D.* Seamount volcanism at the super slow-spreading Southwest Indian ridge between 57°E and 70°E // *Geology*. 1997. Vol. 25. No. 2. P. 99–102.
25. *Mendel V., Sauter D., Parson L., Vanney J.-R.* Segmentation and morphotectonic variations along a super-slow spreading center: the Southwest Indian ridge (57°E–70°E) // *Marine Geophysical Research*. 1997. Vol. 19. No. 6. P. 505–533.
26. *Meyzen C., Ludden J.N., Humler E., et al.* New insights into the origin and distribution of the DUPAL isotope anomaly in the Indian Ocean mantle from MORB of the Southwest Indian ridge // *Geochemistry. Geophysical. Geosystems*. 2005. Vol. 6. No. 11. P. 1–34.
27. *Minshull T., Muller M., White R.* Crustal structure of the Southwest Indian ridge at 66°E: seismic constraints // *Geophysical J. International*. 2006. Vol. 166. No. 1. P. 135–147.
28. *Muller M., Minshull T., White R.* Crustal structure of the Southwest Indian Ridge at the Atlantis II Fracture Zone // *J. Geophysical Research*. 2000. Vol. 105. No. B11. P. 25809–25828.
29. *Niu X., Ruan A., Li J. et al.* Along-axis variation in crustal thickness at the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge (50°E) from a wide-angle seismic experiment // *Geochemistry. Geophysics. Geosystems*. 2015. Vol. 16. No. 2. P. 468–485.
30. *Ohara Y., Okino K., Snow J.* Tectonics of unusual crustal accretion in the Parece Vela basin // *Accretionary prisms and convergent margin tectonics in the Northwest Pacific basin* / Y. Ogawa, R. Anma, Y. Dilek (eds.). Springer Netherlands. Dordrecht. Modern Approaches in Solid Earth Sciences. 2011. Vol. 8. P. 149–168
31. *Patriat P., Sauter D., Munsch M., Parson M.* A survey of the Southwest Indian ridge axis between Atlantis II fracture zone and the Indian Triple Junction: regional setting and large scale segmentation // *Marine Geophysical Research*. 1997. Vol. 19. No. 6. P. 457–480.
32. QGIS 2.14 software package, www.qgis.org. Accessed February 20, 2018.
33. *Rommevaux-Jestin C., Deplus C., Patriat P.* Mantle bouguer anomaly along an ultra slow-spreading ridge: implications for accretionary processes and comparison with results from central Mid-Atlantic Ridge // *Marine Geophysical Research*. 1997. Vol. 19. No. 6. P. 481–503.
34. *Ryan W., Carbotte S., Coplan J., et al.* Global Multi-Resolution Topography synthesis // *Geochemistry. Geophysics. Geosystems*. 2009. Vol. 10. No. 3. P. 1–9.
35. *Sandwell D., Muller D., Smith W., Garcia E., Francis R.* New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // *Science*. 2014. Vol. 346. No. 6205. P. 65–67.
36. *Sauter D., Cannat M., Roumejon S., et al.* Continuous exhumation of mantle-derived rocks at the Southwest Indian Ridge for 11 million years // *Nature Geoscience*. 2013. Vol. 6. P. 314–320.
37. *Sauter D., Carton H., Mendel V., et al.* Ridge segmentation and the magnetic structure of the Southwest Indian Ridge (at 50°30'E, 55°30'E and 66°20'E): implications for magmatic processes at ultraslow-spreading centers // *Geochemistry. Geophysics. Geosystems*. 2004. Vol. 5. No. 5. P. 1–25.
38. *Sauter D., Cannat M.* The ultraslow spreading Southwest Indian ridge // *Diversity of hydrothermal systems on slow spreading ocean ridges* / P. Rona, C. Devey, J. Dymont, B. Murton (eds.). USA, Washington. AGU Geophysical Monograph Series. 2010. V. 188. P. 153–173. DOI: 10.1029/2008GM000843
39. *Sauter D., Cannat M., Meyzen C., et al.* Propagation of a melting anomaly along the ultra-slow Southwest Indian Ridge between 46°E and 52°20'E: interaction with the Crozet hot-spot? // *Geophysical J. International*. 2009. Vol. 179. No. 2. P. 687–699.
40. *Schlindwein V., Schmid F.* Mid-ocean-ridge seismicity reveals extreme types of ocean lithosphere // *Nature*. 2016. Vol. 535. P. 276–279.
41. *Seton M., Whittaker J.M., Wessel P. et al.* Community infrastructure and repository for marine magnetic identifications // *Geochemistry. Geophysics. Geosystems*. 2014. Vol. 15. No. 4. P. 1629–1641.
42. *Seyler M., Cannat M., Mevel C.* Evidence for major-element heterogeneity in the mantle source of abyssal peridotites from the Southwest Indian Ridge (52° to 68° E) // *Geochemistry. Geophysics. Geosystems*. 2003. Vol. 4. No. 2. P. 1–33.
43. *Singh S., Crawford W.C., Carton H. et al.* Discovery of a magma chamber and faults beneath a Mid-Atlantic Ridge hydrothermal field // *Nature*. 2006. Vol. 442. P. 1029–1032.
44. *Sloan H., Sauter D., Goff J., Cannat M.* Abyssal hill characterization at the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge // *Geochemistry. Geophysics. Geosystems*. 2012. Vol. 13. No. 1. P. 1–15.
45. *Talwani M., Desa M.-A., Ismaiel M., Krishna K.* The tectonic origin of the Bay of Bengal and Bangladesh // *J. Geophysical Research. Solid Earth*. 2016. Vol. 121. No. 7. P. 4836–4851.
46. *Weatherall P., Marks K., Jakobsson M., et al.* A new digital bathymetric model of the world's oceans // *Earth and Space Science*. 2015. Vol. 2. No. 8. P. 331–345.
47. *White R., McKenzie D., O'Nions R.* Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions // *J. Geophysical Research*. 1992. Vol. 97. No. B13. P. 19683–19715.
48. *Whittaker J., Miller R.D., Leitchenkov G., et al.* Major Australian-Antarctic plate reorganization at Hawaiian-Emperor bend time // *Science*. 2007. Vol. 318. No. 5847. P. 83–86.
49. *Yang Y., Zhao T., Zhou M.-F., Deng X.-G.* Isotopically enriched N-MORB: a new geochemical signature of off-axis plume-ridge interaction—a case study at 50°28'E, Southwest Indian ridge // *J. Geophysical Research*. 2017. Vol. 122. No. 1. P. 191–213.
50. *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 // Science China: Earth Sciences. 2011. Vol. 54. No 8. P. 177–1188.

51. Zhang T., Lin J., Gao J. Magmatism and tectonic processes in Area A hydrothermal vent on the Southwest Indian Ridge // Sci. China Earth Sciences. 2013. Vol. 54. No.12. P. 1177–1188.

52. Zhao M., Qiu X., Li Z. *et al.* Three-dimensional seismic structure of the Dragon Flag oceanic core complex at the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge (49°39'E) //

Geochemistry. Geophysics. Geosystems. 2013. Vol. 14. No.10. P. 4544–4563.

53. Zhou H., Dick H. Thin crust as evidence for depleted mantle supporting the Marion Rise // Nature. 2013. Vol. 494. P. 195–200.

54. <http://www.earthchem.org/petdb/search> Site version 2.9.2 (Feb 8, 2018). Accessed 25.02.2018.

Рецензенты: А.А. Пейве, С.Ю. Соколов

Structure and Evolution of the Eastern Part of the Southwest Indian Ridge

A.V. Kokhan^a, E.P. Dubinin^{b,*}, N.M. Sushchetskaya^c

^aLLC SVAROG, 119021, Moscow, Russia

^bLomonosov Moscow State University Museum of Earth Sciences, 119991, Moscow, Russia

^cVernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry,
119991, Moscow, Russia

*e-mail: edubinin08@rambler.ru

Received April 30, 2018; Revised January 15, 2019; Accepted March 26, 2019

Abstract – The structure and evolution of eastern part of the Southwest Indian ridge is discussed. Based on geological-geophysical data and cartographic materials, analysis of spatial and temporal changes of ridge morphostructure was performed. Analysis of the data made it possible to recognize the stages of ridge evolution and delineate its sections differing in tectonics, structure, morphostructural segmentation of the rift zone and the ridge flanks. It is shown that crust in the axial zone of the ridge formed under repeatedly changing spreading kinematics, degree of hotspot activity, and underlying mantle along-axis temperatures. The temporal variations in these characteristics along the rift zone are established, with consideration of their influence on its segmentation and tectonic structural features.

Keywords: Southwest Indian Ridge, topography, segmentation, tectonics, spreading, thermal anomalies in the mantle, magmatism, accretion, evolution