

УДК 551.24

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА МАДАГАСКАРСКОЙ КОТЛОВИНЫ ПО ДАННЫМ 29-ГО РЕЙСА НИС “АКАДЕМИК НИКОЛАЙ СТРАХОВ”

© 2024 г. С. Ю. Соколов*, К. О. Добролюбова, Н. Н. Турко,
Е. А. Мороз, А. С. Абрамова, А. О. Мазарович

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 04.04.2024 г.

Поступило 04.04.2024 г.

После доработки 15.04.2024 г.

Принято к публикации 22.04.2024 г.

Морфология дна Мадагаскарской котловины от о. Маврикий до Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ) представлена характерным для спредингового фундамента грядовым рельефом, азимут которого отличается на $\sim 90^\circ$ для котловины к северу от ЮЗИХ и его клиновидной субширотной рифтовой системы, разделённых абиссальным уступом. Дано генетическое определение этой формы рельефа дна, которая формируется при разрыве древнего фундамента и начале аккреции коры ортогональной азимуту, существовавшему до разрыва. Формирование клина восточной части ЮЗИХ началось ~ 41 млн лет назад и выражено более высокими (± 1100 м) амплитудами вариаций рельефа, чем у фундамента до разрыва (± 250 м). Смена морфологии также связана с изменением азимута спрединга литосферного блока к северу от ЮЗИХ на 24° , которое открыло новое пространство для аккреции. Морфология рельефа в клине и за его пределами показывает связь её параметров с замедлением скорости спрединга почти в 3 раза при изменении кинематики плит. Высокоамплитудный грядовый рельеф в ультрамедленном сегменте ЮЗИХ с признаками нетрансформного смещения совмещается с максимумами и минимумами аномалий Буге, в области которых по литературным данным подняты серпентинизированные перидотиты и базальты, указывающие на наличие срывов с обнажением ультраосновных пород и минимальный магматический дебет. Аномалии Буге вдоль регионального профиля в полной мере отражают глубинные плотностные неоднородности, которые для внутриплитных вулканических построек имеют гораздо большее разуплотнение в верхней мантии, чем около активной межплитной границы ЮЗИХ. Отсутствие глубинного восходящего потока под новообразованным сегментом ЮЗИХ и наличие “холодного” разрыва в мантийных “горячих” линзах по данным сейсмофотографии указывает на действие в литосфере тангенциальных сил, не связанных с общемантийной конвекцией. Образование новой ортогональной рифтовой системы с ультрамедленными скоростями является адаптацией к вариациям параметров кинематики прилегающих литосферных плит.

Ключевые слова: Юго-Западный Индийский хребет, абиссальный уступ, морфология рельефа, скорость и азимут спрединга, аномалии Буге, сейсмофотографический разрез, холодная мантия

DOI: 10.31857/S2686739724090131

ВВЕДЕНИЕ

Геодинамические условия образования океанического фундамента в ультрамедленных спрединговых хребтах зависят от кинематики плит и термального состояния мантии в области

дивергентной границы [1], которые влияют на толщину хрупкого слоя и характер магматизма. Данные процессы, составляющие основу тектогенеза в области срединно-океанических хребтов и, в частности, Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ), определяют морфологию рельефа дна, по которой проводится интерпретация условий образования коры. В ходе работ 29-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” (ГИН РАН, 2012–2013) была проведена съёмка

Геологический институт Российской Академии наук,
Москва, Россия
*E-mail: sysokolov@yandex.ru

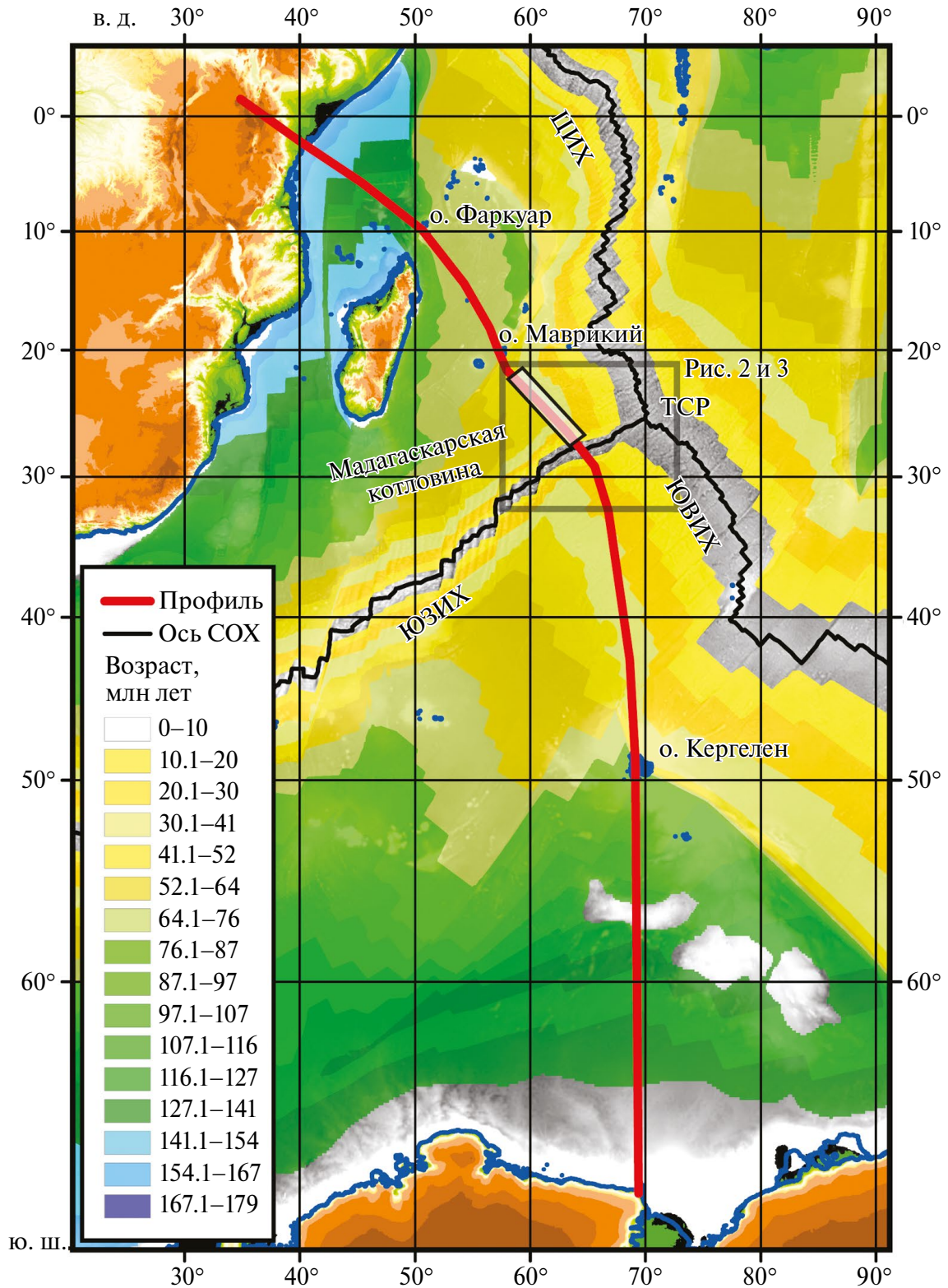


Рис. 1. Положение регионального профиля с сейсмотомографическим разрезом рис. 5-5. и возраст фундамента по данным [5]. Возрастной интервал 0–10 млн лет показан прозрачным. Рельеф показан по данным [9] в оттенках серого цвета для океанической области. Светлым прямоугольником показано положение полигона “Маврикий” 29-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” (ГИН РАН, 2012–2013). Серым прямоугольником показаны рамки планшета рис. 2 и 3. ЮЗИХ — Юго-Западный Индийский хребет; ЮВИХ — Юго-Восточный Индийский хребет; ЦИХ — Центральный Индийский хребет; ТСР — тройное сочленение Родригес.

рельефа дна Мадагаскарской котловины между восточным окончанием ЮЗИХ до тройного сочленения Родригес (ТСР) и о. Маврикий (рис. 1). За исключением работ непосредственно вдоль ЮЗИХ, в котловине детальных работ практически не проводилось. Исключение составляют работы на НИС “Марион Дюфрен” (Франция), проведённые к юго-востоку от о. Маврикий и одноимённой зоны разлома, протягивающейся вдоль восточного склона о-вов Маврикий и Реюньон, но не достигающие ЮЗИХ [2]. В ходе работ ГИН РАН установлено изменение простираций форм грядового рельефа, проходившее минимум в два этапа эволюции хребта и его западного фланга [3]. По данным [4] чётко выражена вдольосевая сегментация ЮЗИХ, отражающая локальные перестройки кинематики плит, которые имели место в процессе раскрытия его восточной части. Полученные детальные батиметрические данные позволили также сделать предположение о вкладе процессов серпентинизации в формирование макроформ рельефа. Для достижения большей достоверности интерпретации геодинамики района и рельефа дна батиметрию необходимо дополнить другими геофизическими данными, отражающими глубинные свойства коры и мантии, и формирующими непротиворечивый фактурный комплекс. Такими данными являются сейсмическая томография, аномальное гравитационное поле в редукции Буге и аномальное магнитное поле (АМП). Для томографии основным вариантом происхождения вариаций скоростей является их термальная интерпретация, подкреплённая магматическими процессами, хотя может ещё существовать связь с вещественным составом и тензочувствительностью. Задачей настоящей работы является определение и обоснование глубинных геодинамических факторов вариаций структурного рисунка рельефа в районе исследований.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ РАЙОНА

Структура ЮЗИХ на востоке стыкуется с Центральным Индийским хребтом (ЦИХ) в области ТСР (см. рис. 1). Распределение значений возраста фундамента, построенное по данным [5], показывает в котловине смену ориентации изохрон на $\sim 90^\circ$. Возраст фундамента определялся по данным АМП [6] (рис. 2) и индексированных линейных магнитных аномалий. Разрыв субмеридиональных аномалий и формирование АМП с субширотной ориентацией для данного района известен давно [7]. Из приведённых данных следует, что в интервале времени от 43 до 41 млн

лет назад произошёл разрыв спредингового фундамента западного фланга ЦИХ с вклиниванием новой рифтовой структуры ЮЗИХ перпендикулярно ЦИХ около ТСР. По данным [5] нами была рассчитана карта азимутов направлений спрединга, значения которых для пятимиллионных интервалов возраста обозначены на периферии субширотной рифтовой системы (см. рис. 2). Из этих значений следует, что после ортогонального разрыва западного фланга ЦИХ азимут спрединга к северу от ЮЗИХ в современных координатах изменился. До разрыва средний азимут составлял 222° , а после – 246° . Скачкообразное изменение вектора движения литосферной плиты на $\sim 24^\circ$ открыло вдоль рифта ЮЗИХ новое пространство для наращивания краёв расколтой литосферной плиты спрединговым фундаментом ортогонально исходному направлению, имеющее форму клина с вершиной в ТСР.

По данным [8] эоценовая перестройка кинематических параметров спрединга имела место практически для всех плит. Пара Африка-Индостан к северу от ЮЗИХ по данным [5] отличается снижением скоростей спрединга от ~ 6.3 см/год до ~ 2.1 см/год. Изменение азимута спрединга на $\sim 24^\circ$, произошедшее в то же время (см. рис. 2), стало открывать в клиновидном пространстве восточной части ЮЗИХ окно для спрединговой акреции коры со скоростью $\sin(24^\circ) \times (2.1 \text{ см/год})$, что составляет ~ 0.8 см/год. Таким образом, восточная часть ЮЗИХ с ультрамедленным спредингом возникла как форма адаптации к новой рифтовой системе из-за быстрой по геологическому времени смены кинематики блоков литосферной плиты к западу от ЦИХ. Указанные значения скоростей спрединга иллюстрируются изменениями расстояний между изохронами возраста фундамента (см. рис. 2).

Акреция магматического фундамента при описанной смене кинематики плит сопровождается образованием особой формы рельефа (*абиссальный уступ*) (рис. 3), обрамляющей клиновидную область, сформированную после изменения параметров движения. Его определение, содержащее элементы структуры и генезиса, может быть сформулировано следующим образом: *Абиссальным уступом называется океаническая внутриплитная линейная форма рельефа дна, представляющая собой ступень, протяжённостью в сотни км при углах наклона склона более 10° и с перепадом глубин от 1000 до 2000 м. Он формируется при расколе и растяжении древней океанической коры ортогонально азимуту спрединга, существовавшего до раскола, и при процессах*

аккреции коры, идущих также ортогонально исходному азимуту с образованием новых грядовых форм рельефа в углублённом основании уступа, сочленяющихся с более древними под углами $\sim 90^\circ$. Детальный пример рельефа абиссального уступа по данным многолучевой батиметрии приведён на рис. 4-1. Отметим, что аналогичные формы рельефа могут возникать по бортам пассивных частей трансформных разломов при возникновении в них растяжения, не переходящего в ортогональный спрединг, которое, как правило, подтверждается деформациями осадочного чехла, накопленного в разломном трое [12, 13].

РЕЛЬЕФ ДНА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЮЗИХ

Результаты многолучевой батиметрической съёмки 29-го рейса НИС “Академик Николай

Страхов” (ГИН РАН, 2012–2013) рельефа дна восточной части ЮЗИХ и Мадагаскарской котловины приведены на рис. 4-1 и рис. 5-1 соответственно. Цифровая модель рельефа (ЦМР) на сетке 100 м была получена многолучевым эхолотом SeaBat 7150 (Дания). Для ЮЗИХ (см. рис. 4-1) она иллюстрирует абиссальный уступ, определению которому дано выше. Максимальная высота уступа составляет ~ 1600 м. На относительно вышележащих участках дна котловины, ограниченных верхней бровкой южного и северного уступов амплитуды рельефа фундамента, сформированного при скоростях спрединга ~ 2.1 см/год, составляют ± 250 м и отличаются регулярным структурным рисунком грядового рельефа. Стенки уступа осложнены вертикальными выступами, которые согласуются с грядами, слагающими дно прилегающей абиссальной котловины. Однако, со спрединговыми структурами, слагающими тело клина, краевые уступы

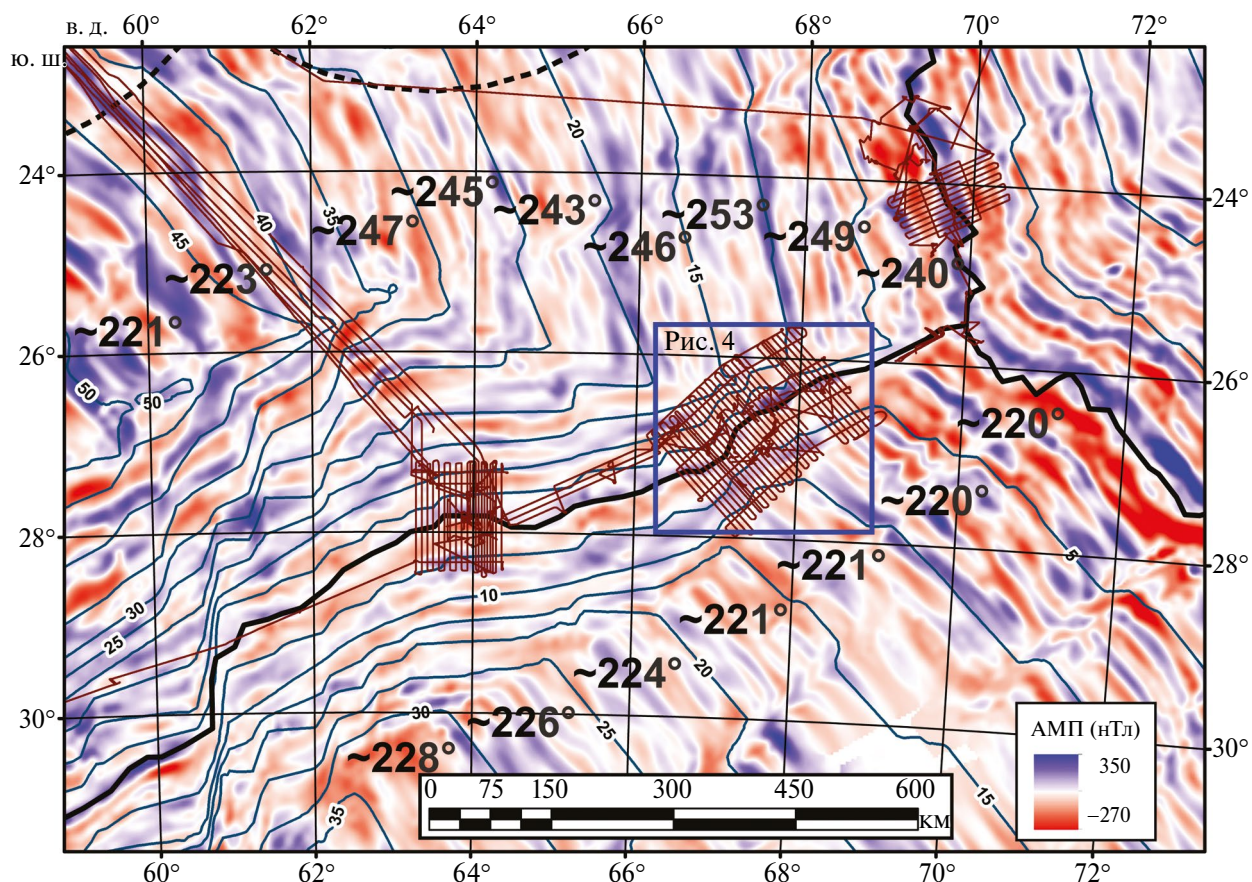


Рис. 2. Аномальное магнитное поле (АМП) восточной части ЮЗИХ по данным [6]. Изолинии с цифрами – возраст фундамента (млн лет) по данным [5]. Линии: коричневые – маршрут 29-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” (ГИН РАН, 2012–2013); чёрная утолщённая – оси хребтов; чёрная пунктирная – 200-мильная экономическая зона. Цифрами показаны значения азимутов спрединговой аккреции коры в современных координатах в пятидесятилетних интервалах, рассчитанные по матрице возрастов [5]. Синим прямоугольником показано положение планшета на рис. 4.

сопряжены с чётко выраженным азимутальным несогласием. В пределах клина, заданных геометрией уступов, это указывает на разрыв единого спредингового фундамента и заложение ранее не существовавшего рифтового сегмента ортогонально ЦИХ, которое было проиллюстрировано данными АМП (см. рис. 2).

Спрединг в новом рифтовом сегменте клина проходит с ультрамедленными скоростями ~ 0.8 см/год, при которых формируется рельеф, отличающийся от рельефа более высокоскоростного фундамента на поднятых крыльях уступов (см. рис. 4–1). Его грядовая структура отличается существенно большей амплитудой рельефа — ± 1100 м. Кроме того максимальный перепад высот в пределах полигона от днища рифтовой долины (-5788 м) до вершин изометричных гор на её бортах (-1170 м) составляет ~ 4600 м. Такие глубины оси рифта указывают на аккрецию коры в условиях низкого бюджета магмы при медленном спрединге [17]. Увеличение амплитуды рельефа дна с уменьшением скоростей

спрединга является характерным свойством океанского рифтогенеза. Для геодинамической обстановки с замедлением кинематики плит оно было показано экспериментально на установке физического моделирования Музея Землеведения МГУ [18, 19].

Наибольшего значения амплитуда рельефа достигает в интервале ЮЗИХ от $67^{\circ}00'$ до $67^{\circ}45'$ в. д., в котором ось рифта испытывает изгиб, указывающий на её нетрансформное смещение. В приведённом примере этот изгиб является унаследованным и повторяет общую геометрию северного уступа (см. рис. 3), который в данном интервале долгот формировался при локальном отклонении азимута спрединга до 253° (см. рис. 2). Сопоставление аномального рельефа указанного интервала с аномалиями Буге (рис. 4–2) в режиме полупрозрачного совмещения показывает наличие весьма контрастного поля этой редукции от 194 до 367 мГал. Наибольший разброс амплитуд аномалий Буге наблюдается непосредственно в зоне нетрансформного смещения. Область

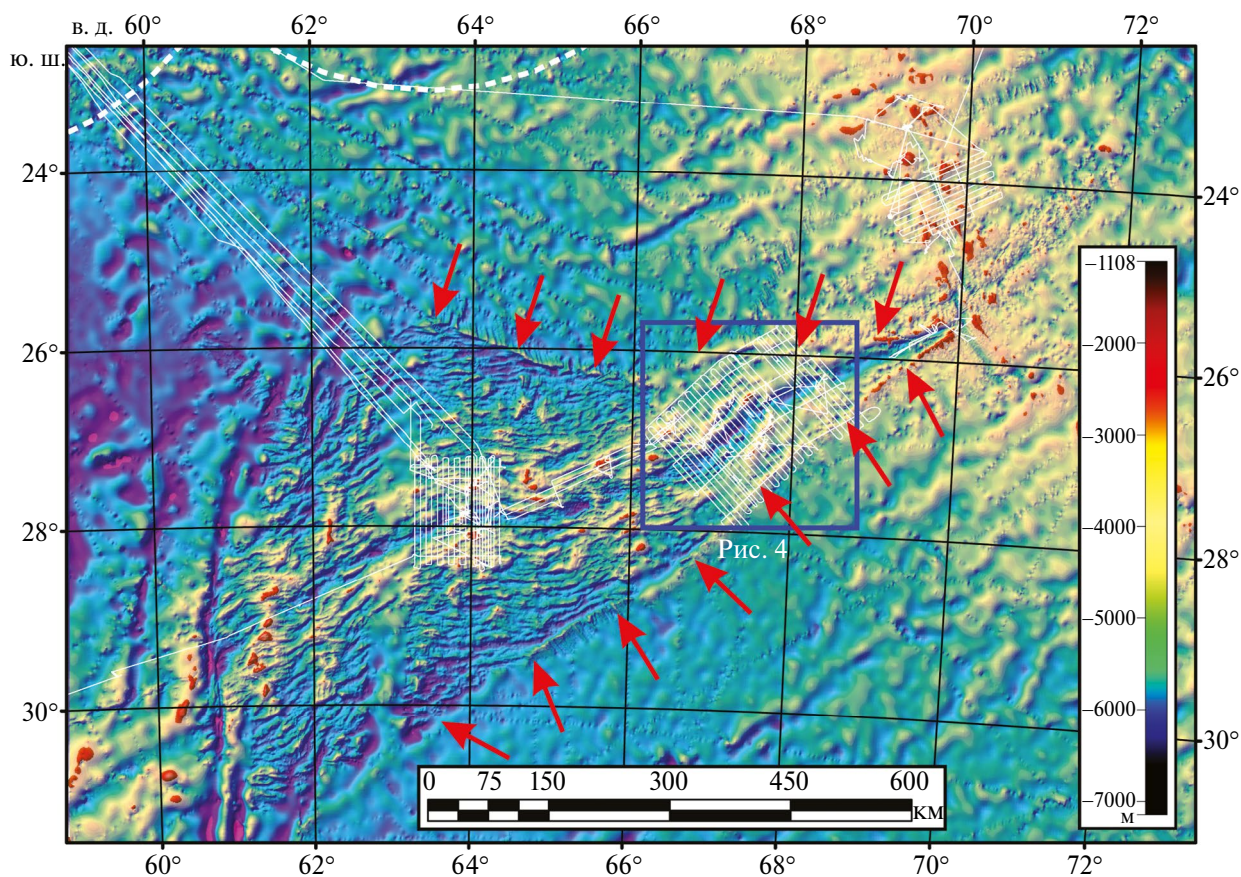


Рис. 3. Рельеф дна восточной части ЮЗИХ по данным [9]. Белые тонкие линии — маршрут 29-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” (ГИН РАН, 2012–2013). Белая пунктирная линия — 200-мильная экономическая зона. Синим прямоугольником показано положение планшета на рис. 4. Красные стрелки — абиссальный уступ.

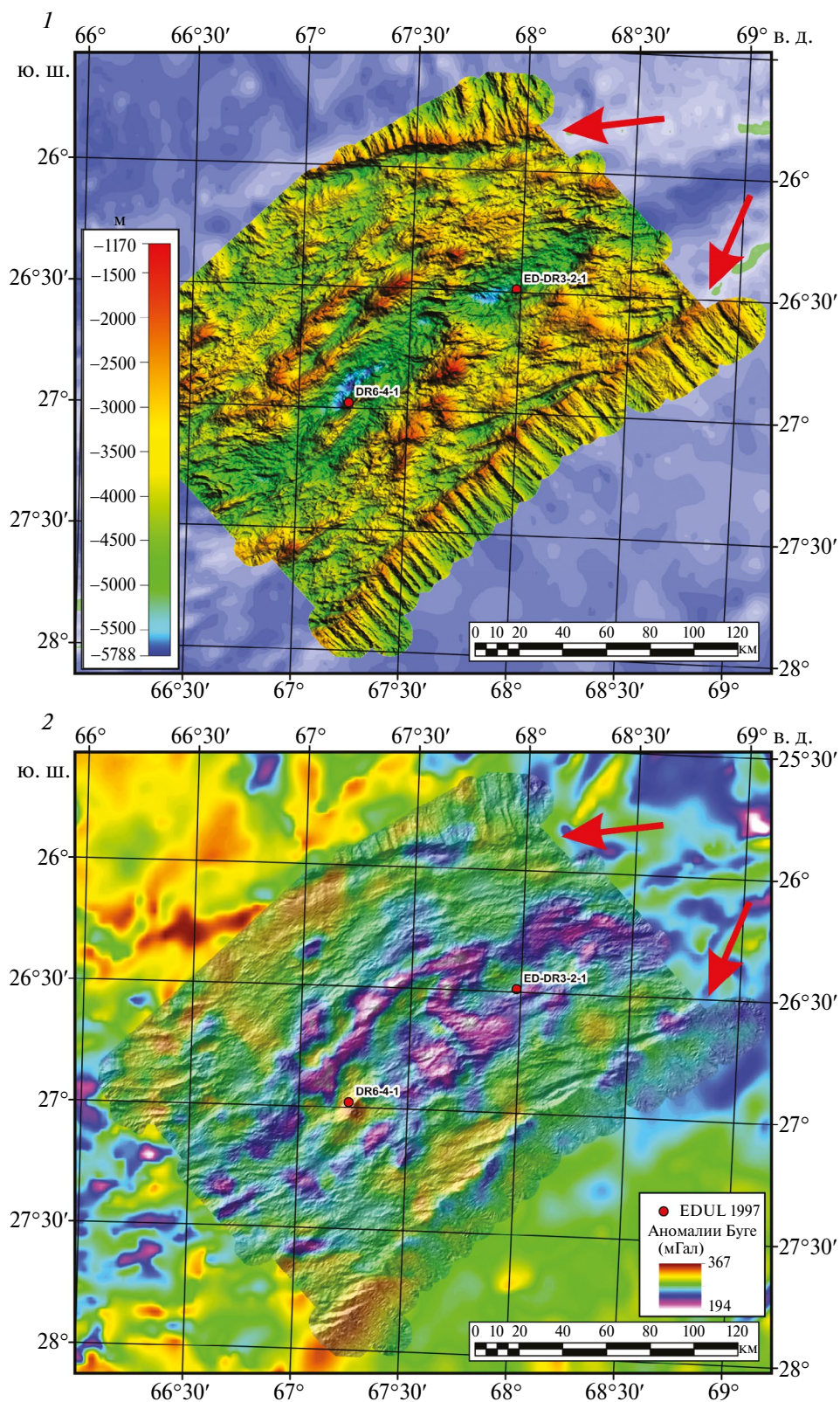


Рис. 4. Рельеф дна (1) и аномалии Буге (2) восточной части ЮЗИХ между абиссальными уступами (стрелки) по данным 29-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” (ГИН РАН, 2012–2013). Положение драгировок по данным [10, 11]. 1 — отгненённый рельеф по данным цифровой модели на сетке 100 м, полученный многолучевым эхолотом SeaBat 7150; 2 — совмещение рельефа дна с аномалиями Буге. Положение полигона приведено на рис. 2 и рис. 3. Стрелками показаны северный и южный абиссальные уступы.

максимума приосевых аномалий была опробована драгированием по данным [10, 11], в которых на станции EDUL DR6 были подняты серпентинизированные перидотиты (см. рис. 4). Это подтверждает наличие спрединга с низким бюджетом магмы и выведение на поверхность дна плотных пород верхней мантии по плоскостям срывов. На станции EDUL DR3 (см. рис. 4) были подняты базальты, которым соответствует небольшой локальный минимум аномалий

Буге, что является типичным для магматических структур океанических рифтов. Интервал рифта от 67°00' до 67°45' в. д. содержит как обширные изометричные минимумы аномалий Буге, которые, скорее всего, являются базальтовыми полями, так и вытянутые вдоль высокоамплитудных гряд рельефа минимумы, которые могут быть сильно серпентинизированными породами верхней мантии. При отсутствии данных драгирования на этих грядах, по нашему мнению,

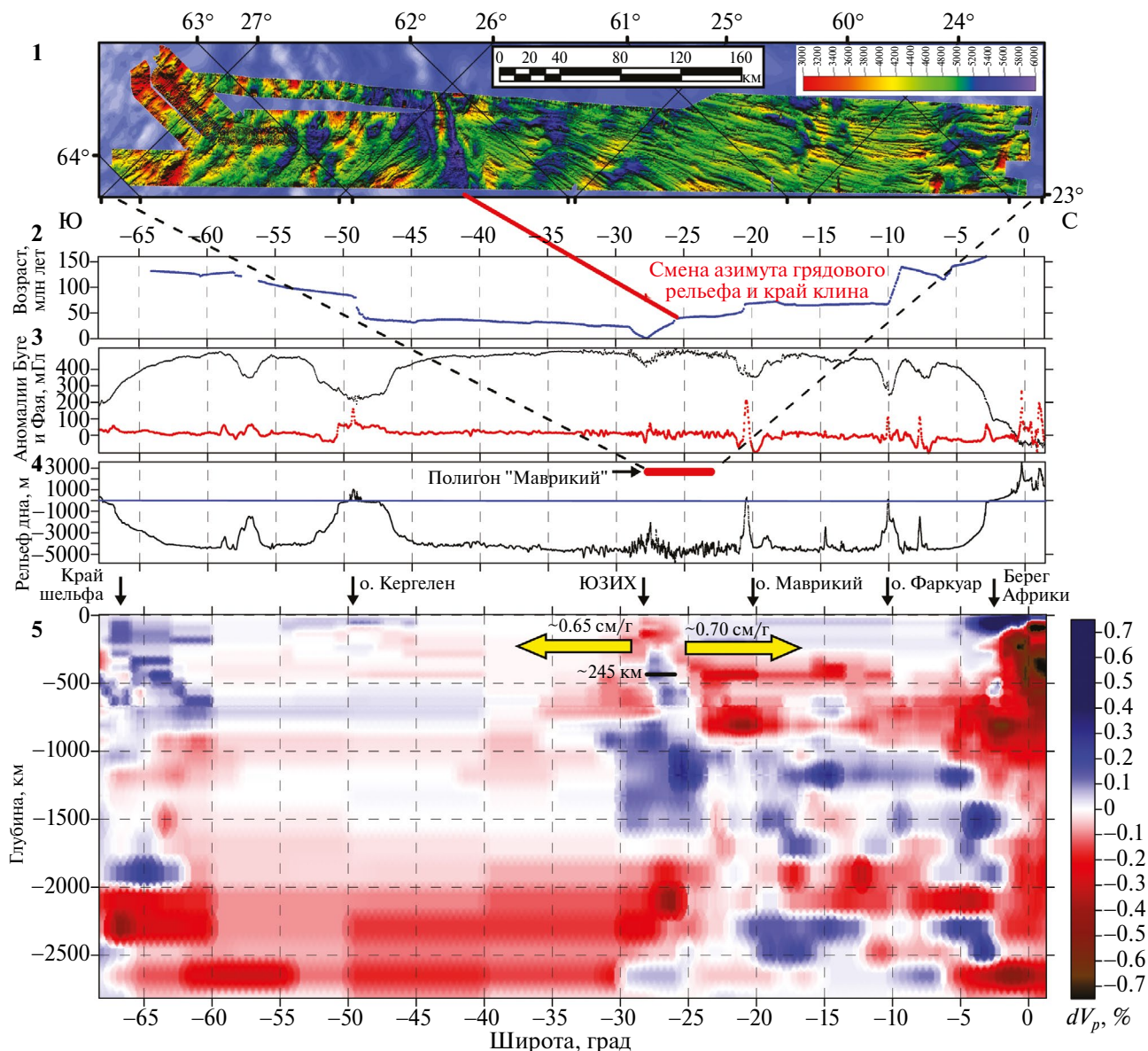


Рис. 5. Корреляция геолого-геофизических данных вдоль регионального субмеридионального профиля, положение которого показано на рис. 1. 1 — оттенённый рельеф полигона “Маврикий” 29-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” (ГИН РАН, 2012–2013) по данным цифровой модели на сетке 100 м с указанием его положения в пределах профиля; 2 — профиль возраста фундамента по данным [5] с указанием положения смены азимута грядового рельефа и края клина; 3 — гравитационные аномалии в свободном воздухе (Фая) [14] и аномалии Буге [15]; 4 — рельеф дна [9]; 5 — сейсмомографический разрез объёмной модели UU-P07 [16], жёлтые стрелки показывают направление дрейфа плит в проекции на плоскость разреза.

вариант с измененными перидотитами представляется более вероятным. В пользу этой версии говорит также сопоставление положений драгировок с перидотитами по данным [20] с аномалиями Буге. Около ~70% серпентинитов, описанных в этой работе для интервала ЮЗИХ от 62° до 65° в. д., локализованы на максимумах аномалий, остальные ~30% на минимумах, которые совмещаются с высокоамплитудным грядовым рельефом.

РЕЛЬЕФ ДНА МАДАГАСКАРСКОЙ КОТЛОВИНЫ

ЦМР полигона “Маврикий” на сетке 100 м представлена на рис. 5-1. Полигон имеет размеры ~60с×600 км и простирается от южной границы 200-мильной экономической зоны о. Маврикий до внутренней части клина ЮЗИХ в районе изохронны 15 млн лет. На 25°40' ю. ш. полигон пересекает северное ограничение клина, где наблюдается смена азимута грядового рельефа на ~90° (см. рис. 5-1). Аналогичная картина наблюдается по данным детальной съёмки в восточной части ЮЗИХ (см. рис. 4-1). Как было определено по данным АМП (см. рис. 2), она сформирована разрывом спредингового фундамента и началом наращивания океанической коры в месте разрыва по направлению, ортогональному разрыву и выраженному абиссальным уступом. На полигоне “Маврикий” также отмечается возрастание амплитуд рельефа при переходе в область ультрамедленного спрединга внутри клиновидной области (см. рис. 3), связанное с изменением параметров кинематики блока литосферной плиты к северу от разрыва.

Положение регионального профиля (см. рис. 1) вне пределов клина в основном проходит практически по разновозрастным сегментам фундамента. Возрастные значения вдоль профиля (см. рис. 5-2) имеют отрезки с постоянными значениями, которые проходят по фундаменту с субширотной ориентацией спрединга, и только в клиновидной области ЮЗИХ, примыкающей к ТСР, можно видеть V-образное изменение возрастов по обе стороны хребта с резким увеличением возраста на малом отрезке пространства (низкие скорости спрединга).

Аномалии Буге (см. рис. 5-3) имеют практически постоянные значения в пределах разновозрастных участков котловин, но показывают глубокие минимумы в районах с зонами разуплотнения в верхней мантии: собственно ЮЗИХ с перепадом 80 мГал, о. Кергелен с перепадом

290 мГал, о. Маврикий с перепадом 150 мГал, о. Фаркуар с перепадом 250 мГал. Все перечисленные активные магматические зоны антиподально выражены в рельефе (см. рис. 5-4).

Аномалии Буге около внутриплитных вулканических образований в разрезе сейсмотомографии по данным модели UU-P07 (см. рис. 5-5) не имеют в мантии вертикальных подводящих каналов, выраженных в аномалиях типа “плюм”. Но в интервале глубин от 100 до 500 км к югу от ЮЗИХ и от 300 до 900 км к северу от него устанавливаются “горячие” линзы с признаками горизонтальной расслоенности. Наличие таких линз на указанных глубинах обнаруживается в основном в Индийском океане. Вертикальные подводящие каналы к вулканическим постройкам в котловинах, скорее всего, имеют ширину меньше разрешающей способности томографии в данной модели (~50 км). Непосредственно под ЮЗИХ на глубинах до 1500 км восходящий “горячий” мантийный поток отсутствует, а горизонтальные “горячие” линзы имеют под ЮЗИХ разрыв, представленный “холодным” мантийным объёмом. Это указывает на отсутствие связи этой рифтовой структуры с мантийными аномалиями типа “плюм”. В совокупности с другими особенностями формирования ЮЗИХ это указывает на наличие тангенциального воздействия на горизонтальную кинематику плит и подлитосферные течения, формирующиеся за счёт процессов, не связанных с общемантийной конвекцией непосредственно в данной рифтовой структуре. Восточная часть ЮЗИХ с клиновидной структурой, ограниченной уступами, возникла как зона локального разрыва плиты с единой томографической структурой мантии под ней и растяжения при адаптации к неоднородной кинематике прилегающих к ЮЗИХ Африканской, Индо-Австралийской и Антарктической плит. Альтернативная оценка скорости спрединга по ширине “холодной” вертикальной аномалии скоростей под структурой ЮЗИХ (см. рис. 5-5), равной ~245 км, даёт значение 0.65–0.7 см/год, которое в целом согласуется со значением, полученным по данным АМП. При формировании разрыва в восточной части ЮЗИХ начался ультрамедленный процесс аккреции коры с ортогональной морфологией грядовой поверхности базальтового фундамента, отличной от морфологии более скоростного западного фланга ЦИХ.

ВЫВОДЫ

1. Дано генетическое определение внутриплитной океанической формы рельефа дна,

названной абиссальным уступом, который формируется при разрыве древнего фундамента и начале аккреции коры при азимуте спрединга, ортогональном азимуту, существовавшему до разрыва. Подобная смена направленности геодинамических процессов аккреции литосферы подтверждается анализом АМП.

2. Ортогональное вклинивание рифта ЮЗИХ в ЦИХ сформировало на поверхности грядовый спрединговый рельеф с ориентацией, отличающейся от более древнего (старше ~41 млн лет) на ~90°, и более высокими (± 1100 м) амплитудами рельефа. Смена морфологии связана с разрывом западного фланга ЦИХ при изменении азимута спрединга литосферного блока к северу от ЮЗИХ на 24°, которое открыло пространство для аккреции коры вдоль новой рифтовой системы, отделённой от старого фундамента абиссальными уступами и образующей клиновидный рифтовый сегмент. Морфология рельефа в клине и за его пределами показывает связь его параметров с замедлением скорости спрединга почти в 3 раза при изменении глобальной кинематики плит.

3. Высокоамплитудный грядовый рельеф в ультрамедленном сегменте ЮЗИХ с признаками нетрансформного смещения совмещается с максимумами и минимумами аномалий Буге, в области которых подняты соответственно серпентинизированные перидотиты и базальты, указывающие на наличие срывов с обнажением ультраосновных пород и минимальный магматический дебет.

4. Аномалии Буге вдоль регионального профиля в полной мере отражают глубинные плотностные неоднородности, которые для внутриплитных вулканических построек имеют гораздо большее разуплотнение в верхней мантии, чем около активной межплитной границы ЮЗИХ.

5. Отсутствие глубинного восходящего потока под новообразованным сегментом ЮЗИХ и наличие “холодного” разрыва в мантийных “горячих” линзах указывает на действие тангенциальных сил, перемещающих литосферные плиты и не связанных с общемантийной конвекцией, но возможно связанных с конвекцией в верхнемантийном ярусе до 1000 км. Сочленение восточной части ЮЗИХ с ЦИХ ~41 млн лет назад образовало новую ортогональную рифтовую структуру с более медленными скоростями, которая является адаптацией к вариациям параметров кинематики прилегающих литосферных плит.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны экипажу судна НИС “Академик Николай Страхов” и научному составу 29-го рейса (ГИН РАН, 2012–2013) за самоотверженный труд в любых погодных условиях, сделавший возможным получение полевых материалов, использованных в настоящей работе.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в соответствии с темой государственного задания FMMG-2023-0005 “Влияние глубинного строения мантии на тектонику, морфологию структур дна и опасные геологические процессы в глубоководных и шельфовых акваториях Мирового океана”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубинин Е. П., Кохан А. В., Суцневская Н. М. Тектоника и магматизм ультрамедленных спрединговых хребтов // Геотектоника. 2013. № 3. С. 3–30. <https://doi.org/10.7868/S0016853X13030028>
2. Dymant J., Gallet Y. et al. The Magafond 2 cruise: a surface and Deep-tow survey on the past and present Central Indian Ridge // InterRidge News. 1999. V. 8(1). P. 25–31.
3. Турко Н. Н. Рельеф дна Мадагаскарской котловины / Геология морей и океанов: Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. V. М.: ИОРАН, 2017. С. 249–253.
4. Добролюбова К. О. Особенности морфологии и кинематики восточного сегмента Юго-Западно-Индийского хребта между трансформным разломом Мелвилл и тройным сочленением Родригес // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2019. № 2 (42). С. 57–66. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2019-2-42-57-66>
5. Müller R. D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W. R. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust // Geochemistry, Geophysics, Geosystems G3. 2008. V. 9. № 4. P. 1–19. <https://doi.org/10.1029/2007GC001743>
6. Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H., Bournas N., Brozina J., Childers V., Dostaler F., Fairhead J. D., Finn C., von Frese R. R. B., Gaina C., Golynsky S., Kucks R., Luhr H., Milligan P., Mogren S., Müller R. D., Olesen O., Pilkington M., Saltus R., Schreckenberger B., Thebaud E., Tontini F. C. EMAG2: A 2-arc-minute resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne and marine magnetic measurements // Geochemistry Geophysics Geosystems G3. 2009. V. 10. № 8. P. 1–12. <https://doi.org/10.1029/2009GC002471>

7. *Sauter D., Mendel V., Rommevaux-Jestin C., Patriat P., Munschy M.* Propagation of the Southwest Indian Ridge at the Rodrigues Triple Junction // *Marine Geophysical Researches*. 1997. V. 19. P. 553–567.
8. *Gaina C., Jakob J.* Global Eocene tectonic unrest: Possible causes and effects around the North American plate // *Tectonophysics*. 2018. V. 760. № 6. P. 136–151. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.08.010>
9. GEBCO 15" Bathymetry Grid. Version 2019. URL: <http://www.gebco.net>
10. *Meuzen C. M., Ludden J. N., Humler E., Luais B., Toplis M. J., Mével C., Storey M.* New insights into the origin and distribution of the DUPAL isotope anomaly in the Indian Ocean mantle from MORB of the Southwest Indian Ridge // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2005. V. 6. Q11K11. <https://doi.org/10.1029/2005GC000979>
11. *Seyler M., Brunelli D., Toplis M. J., Mével C.* Multi-scale chemical heterogeneities beneath the eastern Southwest Indian Ridge (52°E–68°E): Trace element compositions of along-axis dredged peridotites // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2011. V. 12. Q0AC15. <https://doi.org/10.1029/2011GC003585>
12. *Мазарович А. О., Добролюбова К. О., Ефимов В. Н., Соколов С. Ю., Турко Н. Н.* Рельеф и деформации океанической коры южнее островов Зеленого Мыса (Атлантический океан). // *ДАН*. 2001. Т. 379. № 3. С. 362–366.
13. *Соколов С. Ю.* Тектоника и геодинамика Экваториального сегмента Атлантики. (Труды ГИН РАН: Вып. 618) М.: Научный мир, 2018. 269 с.
14. *Sandwell D. T., Smith W. H. F.* Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2009. V. 114. № B1. P. 1–18. <https://doi.org/10.1029/2008JB006008>
15. *Balmino G., Vales N., Bonvalot S., Briaies A.* Spherical harmonic modeling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies // *J. Geodesy*. 2012. V. 86. P. 499–520. <https://doi.org/10.1007/s00190-011-0533-4>
16. *Van der Meer D. G., Van Hinsbergen D. J., Spakman W.* Atlas of the underworld: Slab remnants in the mantle, their sinking history, and a new outlook on lower mantle viscosity // *Tectonophysics*. 2018. V. 723. P. 309–448.
17. *Сколотнев С. Г., Добролюбова К. О., Пейве А. А., Соколов С. Ю., Чамов Н. П., Лиги М.* Строение спрединговых сегментов Срединно-Атлантического хребта между трансформными разломами Архангельского и Богданова (Приэкваториальная Атлантика) // *Геотектоника*. 2022. № 1. С. 3–26. <https://doi.org/10.31857/S0016853X22010088>
18. *Грохольский А. Л., Дубинин Е. П., Агранов Г. Д., Барановский М. С., Данилов Я. А., Доманская П. А., Максимова А. А., Макушкина А. И., Ращупкина А. О., Толстова А. И., Филаретова А. Н., Шепталкина Ю. А., Щербакова Е. Л.* Физическое моделирование структурообразующих деформаций в лаборатории экспериментальной геодинамики Музея Землеведения МГУ (к 40-летию создания лаборатории) // *Жизнь Земли*. 2020. Т. 42. № 4. С. 485–501. https://doi.org/10.29003/m1778.0514-7468.2020_42_4/485-501
19. *Sokolov S. Yu., Agranov G. D., Kulikov V. A., Zayonchek A. V., Grokholsky A. L.* Tectonic Displacements of the Nansen Basin Sedimentary Cover: Causes and Consequences // *Doklady Earth Sciences*. 2024. <https://doi.org/10.1134/S1028334X23602213>
20. *Bickert M., Cannat M., Tommasi A., Jammes S., Lavier L.* Strain localization in the root of detachment faults at a melt-starved mid-ocean ridge: A microstructural study of abyssal peridotites from the Southwest Indian Ridge // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2021. V. 22. e2020GC009434. <https://doi.org/10.1029/2020GC009434>

GEODYNAMIC CONDITION OF THE BOTTOM TOPOGRAPHY FORMATION AT THE MADAGASCAR BASIN FROM DATA OF 29th CRUISE OF R/V “АКАДЕМИК НИКОЛАЈ СТРАКHOV”

**S. Yu. Sokolov[#], K. O. Dobroliubova, N. N. Turko,
E. A. Moroz, A. S. Abramova, A. O. Mazarovich**

Presented by Academician of the RAS K.E. Degtyarev April 4, 2024.

Geological Institute Russian Academy of Sciences,

Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: sysokolov@yandex.ru

Madagascar basin bottom morphology from Mauritius Isl. to South-West Indian Ridge (SWIR) is represented by a ridge-echeloned topography type of the spreading basement, the azimuth of which differs by $\sim 90^\circ$ for the basin north of the SWIR and its wedge-shaped sublatitudinal rift system, separated by an abyssal escarpment. A genetic definition of this bottom topography shape is given, which is formed when the existing basement breaks up and the crust accretion begins orthogonal to the azimuth that existed before the rupture. The formation of the wedge in the eastern part of the SWIR began ~ 41 Ma ago and is expressed by higher (± 1100 m) amplitudes of relief variations than at the basement before the rupture (± 250 m). The change in morphology is also associated with a $\sim 24^\circ$ change in the azimuth of lithospheric block spreading north of the SWIR, which opened up a new space for accretion. The morphology of the relief in the wedge and beyond shows the relationship of its parameters with a slowdown in the spreading rate by almost 3 times when the kinematics of the plates changed. The high-amplitude ridge relief in the ultra-slow segment of the SWIR with signs of nontransform displacement is combined with the maxima and minima of the Bouguer anomalies, in the localization of which, according to literary data, serpentinized peridotites and basalts are obtained, indicating the presence of detachments with the exposure of ultramafic rocks and minimal magmatic output. The Bouguer anomalies along the regional profile fully reflect the deep density inhomogeneities, which for intraplate volcanic structures have a much greater effect of upper mantle density loss than for the active interplate boundary of the SWIR. The absence of a deep upwelling under the newly formed SWIR segment and the presence of a “cold” gap in the “hot” lenses of mantle according to seismotomography data indicates the impact of tangential forces in the lithosphere that are not associated with general mantle convection. The formation of a new orthogonal rift system with ultra-slow rates is an adaptation to variations in the kinematics parameters of adjacent lithospheric plates.

Keywords: South-West Indian Ridge, abyssal escarpment, relief morphology, spreading rate and azimuth, Bouguer anomalies, seismotomographic section, “cold” mantle