

УДК 550.831; 551.241

Д.А. Рыжова¹, М.В. Коснырева², Е.П. Дубинин³, А.А. Булычев⁴

СТРОЕНИЕ ТЕКТОНОСФЕРЫ МОЗАМБИКСКОГО И МАДАГАСКАРСКОГО ХРЕБТОВ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Исследуемая территория занимает юго-западную часть Индийского океана, в котором располагаются Мозамбикский и Мадагаскарский хребты. Представления о тектоническом строении этих хребтов до сих пор остаются дискуссионными. Аномальное строение коры этих хребтов может быть объяснено либо андерплейтингом — утолщением океанической коры снизу за счет магматизма, либо растяжением и утонением континентальной коры. На основании данных об аномальном гравитационном и магнитном полях, сейсмотомографии и другой геолого-геофизической информации было проведено плотностное моделирование по четырем профилям, в которых выявлены различия в строении коры и эволюции Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов.

Ключевые слова: потенциальные поля, сейсмотомография, земная кора, тектоносфера, поднятия, Индийский океан.

The study area occupies the southwestern part of the Indian Ocean, where the Mozambique and Madagascar ridges are located. Ideas about the tectonic structure of these ridges are still debatable. The anomalous structure of the crust of these ridges can be explained either by underplating — thickening of the oceanic crust from below due to magmatism, or by stretching and thinning of the continental crust. Based on the data on anomalous gravitational and magnetic fields, seismotomography, and other geological and geophysical information, density modeling was performed for four profiles, which revealed differences in the crustal structure and evolution of the Mozambique and Madagascar ridges.

Keywords: potential fields, seismotomography, earth crust, tectonosphere, rises, the Indian Ocean.

Введение. Юго-западная часть Индийского океана характеризуется сложным строением и историей тектонического развития. Это район с наиболее древней океанической корой, начало формирования которой относится к самым первым этапам раскола гондванских материков, в дальнейшем она была неоднократно нарушена кинематическими перестройками границ плит и воздействием активной магматической деятельности горячих точек, сформировавших современный морфоструктурный план этого региона. К наиболее выраженным структурам в этом районе Индийского океана относятся Юго-Западный Индийский хребет (ЮЗИХ), расположенный между 20° и 55° ю. ш., вулканические поднятия Марион, Крозе, Дель Кано, Конрад (рис. 1). Образование большинства этих поднятий и подводных гор тесно связано с развитием ЮЗИХ и деятельностью одноименных горячих точек [Zhang et al., 2011]. Важное место среди структур этого региона занимают Мадагаскарский и Мозамбик-

ский хребты, расположенные между 20–45° ю. ш. и 28–52° в. д.

Материалы и методы исследований. Для изучения строения Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов в качестве геолого-геофизического материала использована информация о глубине дна [Sandwell et al., 2014], а также аномалиях силы тяжести в свободном воздухе [Sandwell, Smith, 2014], аномалиях силы тяжести в редукции Буге, рассчитанных с помощью авторской программы с учетом сферичности Земли ($\sigma_{\text{сл}}=2,67 \text{ г}/\text{см}^3$, $\sigma_{\text{сл}}=2,80 \text{ г}/\text{см}^3$) с дискретностью $2' \times 2'$ [Булычев, 1996]. Также использованы следующие модели: аномального магнитного поля EMAG2v3 [Meyer et al., 2017], земной коры GEMMA [Reguzzoni et al., 2014], сейсмотомографии LLNL-G3Dv3 [Simmons et al., 2012], данные о возрасте океанического дна [Muller et al., 2008], данные о мощности осадков [Whittaker et al., 2013] и превышения геоида над эллипсоидом относимости [Barthelmes, 2013].

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, аспирант; e-mail: dasha_0292r@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, доцент; e-mail: m.kosnyрева@yandex.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения, зав. сектором, профессор; e-mail: edubinin08@rambler.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, зав. кафедрой геофизических методов исследований земной коры, профессор; e-mail: aabul@geophys.geol.msu.ru

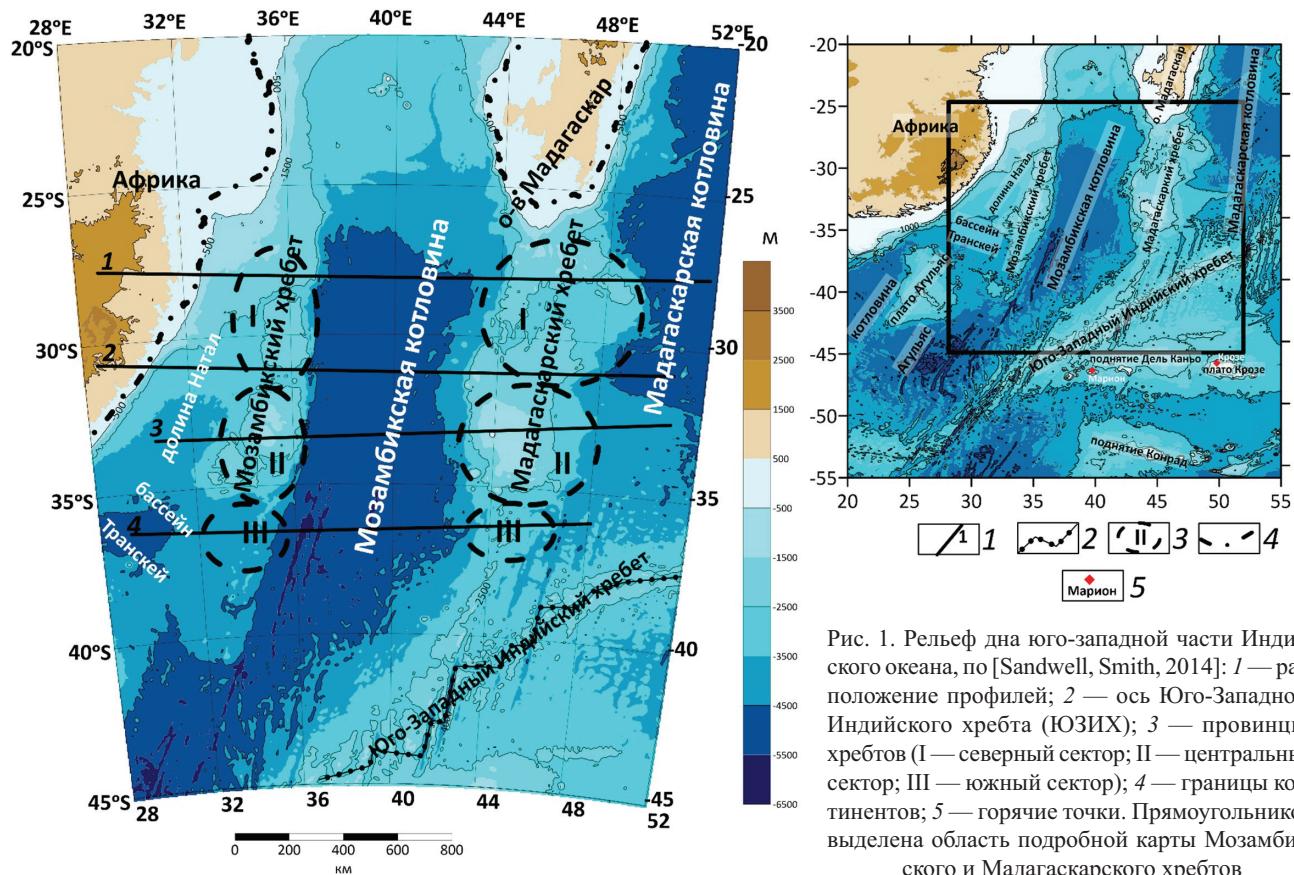


Рис. 1. Рельеф дна юго-западной части Индийского океана, по [Sandwell, Smith, 2014]: 1 — расположение профилей; 2 — ось Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ); 3 — провинции хребтов (I — северный сектор; II — центральный сектор; III — южный сектор); 4 — границы континентов; 5 — горячие точки. Прямоугольником выделена область подробной карты Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов

Характерная особенность строения рельефа дна юго-западной части Индийского океана — наличие подводных поднятий, сложенных блоками как океанического, так и континентального происхождения (рис. 1). Сложная история развития исследуемого региона сопровождалась проявлениями интенсивной магматической и тектонической деятельности и способствовала образованию ряда крупных подводных хребтов и поднятий (Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов, плато Агульяс, поднятие Крозе, Маринон и др.).

Многочисленные подводные горы образуются на границах плит вблизи срединно-океанических хребтов и трансформных разломов. Горячие точки наблюдаются здесь в основном во внутрив плитных областях. При взаимодействии срединно-океанических хребтов и горячих точек интенсивность активности горячих точек усиливается, что приводит к образованию обширных плато [Zhang et al., 2011].

Мадагаскарский и Мозамбикский хребты по геофизическим данным характеризуются аномальной мощностью коры, что можно объяснить наличием утолщенной океанической коры [Zhang et al., 2011] или же растянутой и утоненной континентальной коры [Gohl et al., 2012].

Мадагаскарский хребет. На основе данных бурения DSDP (Deep Sea Drilling Project) М.Ф. Коффин с соавторами [Coffin et al., 1994] рассматривали Мадагаскарское плато как континентальную кору

(рис. 1, сегмент II), хотя ни в одной из пробуренных здесь скважин (участки 246 и 247) не зафиксированы континентальные отложения. На основании анализа сейсмических данных северную часть Мадагаскарского плато (рис. 1, сектор I) ряд исследователей склонны рассматривать как океаническую кору [Sinha et al., 1981; Mahoney et al., 1991]. В то же время существуют гипотезы, согласно которым северная часть этого хребта (сегмент I) возникла в результате активности горячих точек, что привело к утолщению океанической коры [Zhang et al., 2011].

Мозамбикский хребет. К востоку от плато Агульяс расположен Мозамбикский хребет, который имеет морфологическую связь с Африканским континентом. Мозамбикский хребет в работе [König et al., 2006] рассматривается как континентальная микроплита, которая расположена в непосредственной близости от отмершего спредингового центра. Позже М. Кёниг с соавторами [König et al., 2010] представили новые магнитные данные о Мозамбикском хребте, которые указывают на его вулканическое образование между 140 и 122 млн лет назад. По всей видимости, Мозамбикский хребет частично состоит из континентальных фрагментов, встроенных в океаническую кору юго-западной части Индийского океана.

Использование разнообразных геолого-геофизических параметров позволяет изучить глубинное строение этих подводных поднятий и по-новому взглянуть на условия их формирования и эволюцию.

Геолого-геофизические параметры структур^{*}

Таблица 1

Название структуры	Мозамбикский хребет			Мадагаскарский хребет			Мозамбикская котловина	Мадагаскарская котловина	Долина Натал	
	северный сектор	центральный сектор	южный сектор	северный сектор	центральный сектор	южный сектор			северный сектор	центральный и южный секторы
Тип коры	субокеаническая	утоненная континентальная	утоненная континентальная	океаническая утолщенная	океаническая	океаническая	океаническая	океаническая	континентальная	океанская
Возраст, млн лет	115–145	107–121	102–118	92–118	70–90	35–55	65–125	68–86	100–130	
Мощность осадков, м	860–2000	980–2100	1000–1500	350–900	400–600	100–400	400–2200	100–400	770–2800	
Мощность земной коры, км	17–25		14–17	17–23	16–27	15–20	10–15	11–15	13–18	
D	107–215	142–234	244–316	117–235	126–253	209–293	296–394	304–375	248–327	
Высокочастотная компонента V_{zz} (Буге), Э	–2,3÷2,4	–2,9÷2,2	–0,6÷0,7	–3,6÷3,2	–2,4÷2,3	–1,2÷1,3	–1,3÷2,7	–1,3÷2,7	–1,9÷1,3	
Среднечастотная компонента (Буге), мГал	–18÷3(–8)	–21÷–2(–10)	2÷10 (5)	–20÷3 (–8)	–31÷9 (–10)	–5÷10 (5)	10÷27 (20)	10÷36 (20)	5÷20 (10)	
Низкочастотная компонента (Буге), мГал	160–230(195)	230–270(250)	270–290 (280)	190–245 (220)	230–260 (255)	245–265 (255)	235–313 (280)	240–260 (250)	220–275 (245)	
Распределение V_P (земная кора)	Повышенные значения скорости			Не выделяется					Пониженные значения скорости	
Распределение V_P (верхняя мантия)	Не выделяется									
Распределение аномалий магнитного поля	Хаотичное распределение разнознаковых аномалий						Линейные аномалии восток-северо-восточного направления	Линейные аномалии восток-северо-восточного и запад-северо-западного направления	Хаотичное распределение разнознаковых аномалий	

* Приведены экстремальные значения (минимум—максимум), в скобках—среднее значение.

Результаты исследований и их обсуждения.

Анализ геолого-геофизической информации. Для выяснения глубинной структуры литосферы проанализирована вся существующая геолого-геофизическая информация, но особое внимание было уделено полям аномалий силы тяжести в свободном воздухе и в редукции Буге с плотностью литосферы 2,80 г/см³. Мозамбикский и Мадагаскарский хребты в поле силы тяжести в свободном воздухе характеризуются положительными значениями (рис. 2, а), а в поле силы тяжести в редукции Буге (рис. 2, б) — пониженными значениями по сравнению с прилегающими Мозамбикской и Мадагаскарской котловинами (табл. 1).

Для разделения полей на составляющие использованы различные методы преобразования (трансформации) полей, которые включали в себя пересчет в верхнее и нижнее полупространство, метод Саксова–Нигарда и др. Анализ трансформант поля аномалий силы тяжести в редукции за свобод-

ный воздух и Буге показал, что в аномальных полях, пересчитанных в верхнее полупространство, отражаются глубинные структурные неоднородности. Так, низкочастотная компонента гравитационного поля может быть представлена полем аномалий силы тяжести в редукции Буге, пересчитанных на высоту 200 км (рис. 3, а); среднечастотная компонента — полем разностных аномалий, пересчитанных на высоты 75 и 150 км (рис. 3, б); высокочастотная компонента — разностным полем между исходным и пересчитанным на высоту 50 км (рис. 3, в), а также полем вертикального градиента аномалий Буге V_{zz} на нулевой высоте (рис. 3, г).

В поле низкочастотной компоненты гравитационного поля Мадагаскарский хребет представлен областью с пониженными значениями (~235 мГал) относительно прилегающих Мозамбикской (~310 мГал) и Мадагаскарской (~250 мГал) котловин. Мозамбикский хребет характеризуется более высокими значениями, чем Мадагаскарский

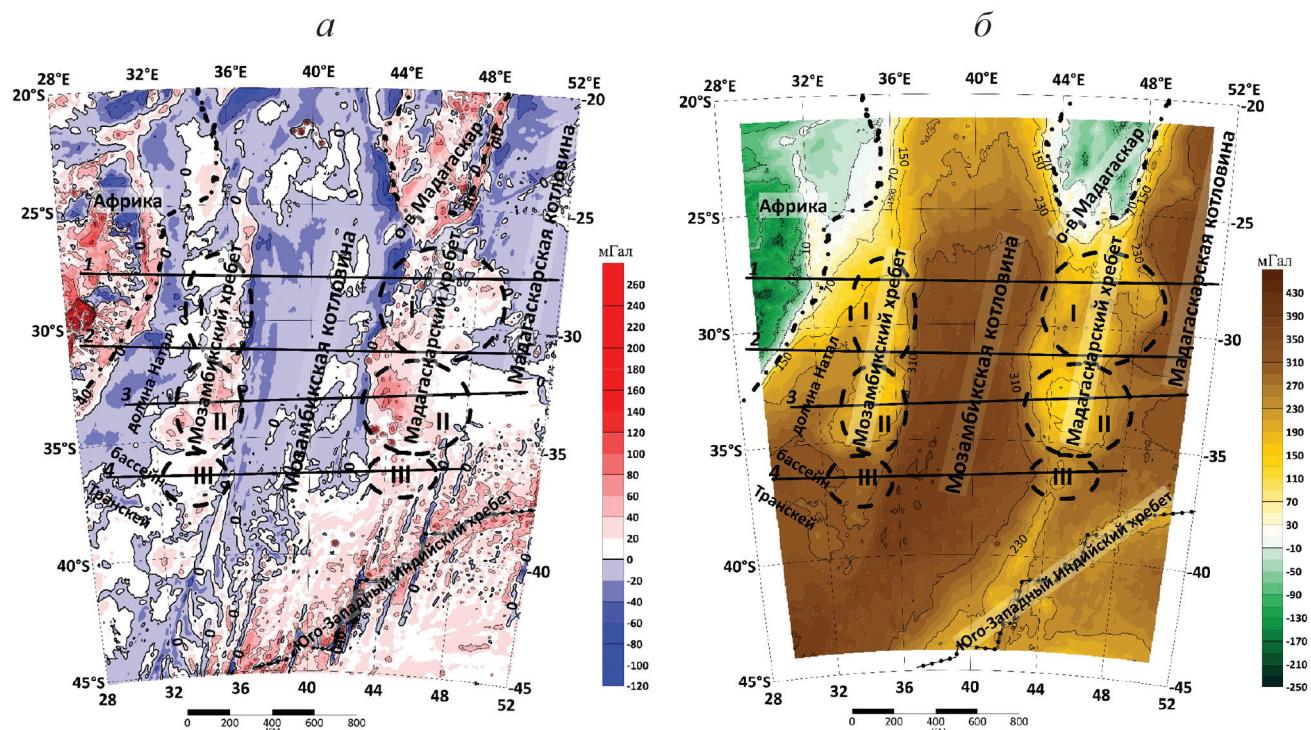


Рис. 2. Карты аномалий силы тяжести в свободном воздухе (а) и в редукции Буге (б). Условные обозначения см. на рис. 1

хребет (~260 мГал), но относительно прилегающей котловины значения понижены приблизительно на 70 мГал.

В поле среднечастотной компоненты каждый хребет характеризуется выраженным минимумом ($-25 \div -30$ мГал). Прилегающие к ним котловины представлены зонами повышенных значений силы тяжести (25–35 мГал). В поле высокочастотной компоненты V_{zz} лучше выделяются локальные особенности хребтов, которые представлены интенсивными локальными отрицательными аномалиями. В высокочастотной компоненте, рассчитанной по разности аномалий, пересчитанных на высоту 0 и 50 км, хребты выделяются выраженным минимумом ($-55 \div -35$ мГал). Прилегающие котловины характеризуются повышенными значениями поля (~50 мГал), как и в полях низкочастотной и среднечастотной компонент.

На карте аномалий магнитного поля (рис. 4) в Мозамбикской и Мадагаскарской котловинах намечены знакопеременные линейные аномалии с северо-восточным простираем, что указывает на океанический тип коры. Структуры Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов представляют собой хаотичное распределение разнознаковых аномалий без какого-либо выраженного простирания.

Анализ сейсмомагнитографической модели [Simmons et al., 2012] показал, что на глубине 50 км Мозамбикский хребет выделяется зоной повышенных значений скорости продольных волн, что может свидетельствовать о континентальном типе

коры. В то же время Мадагаскарский хребет никак не выделяется в данных сейсмомагнитографии на этой глубине, что свидетельствует о разном генезисе этих структур и их разном глубинном строении.

Плотностное моделирование. На основе информации о глубине залегания границ основных слоев тектоносферы и их плотностной характеристики выполнено двумерное плотностное моделирование. Профили для проведения структурно-плотностного моделирования пересекают основные структуры литосферы (рис. 1–4) — Мозамбикскую и Мадагаскарскую котловины, Мозамбикский и Мадагаскарский хребты, а также долину Натал.

Разрез тектоносферы представлен в моделях 5-ю основными слоями до глубины 100 км, гравитационный эффект от которых в соответствии с анализом структуры гравитационного поля имеет разные частотную и амплитудную характеристики: водный слой с плотностью $1,03 \text{ г}/\text{см}^3$; осадочный слой с постоянной плотностью $2,0 \text{ г}/\text{см}^3$, коровый слой имеет переменную плотность в зависимости от типа коры — от $2,59$ до $2,88 \text{ г}/\text{см}^3$; слой консолидированной мантии с плотностью $3,30 \text{ г}/\text{см}^3$. Ниже расположен астеносферный слой с постоянной плотностью $3,10 \text{ г}/\text{см}^3$. Для получения границы водного слоя использованы батиметрические данные с дискретностью $2' \times 2'$ [Sandwell, Smith, 2014], для осадочного слоя — данные о мощности осадочного слоя [Whittaker et al., 2013], глубину границы литосферы определяли по данным о возрасте океанического дна [Muller et al., 2008] на основе формулы

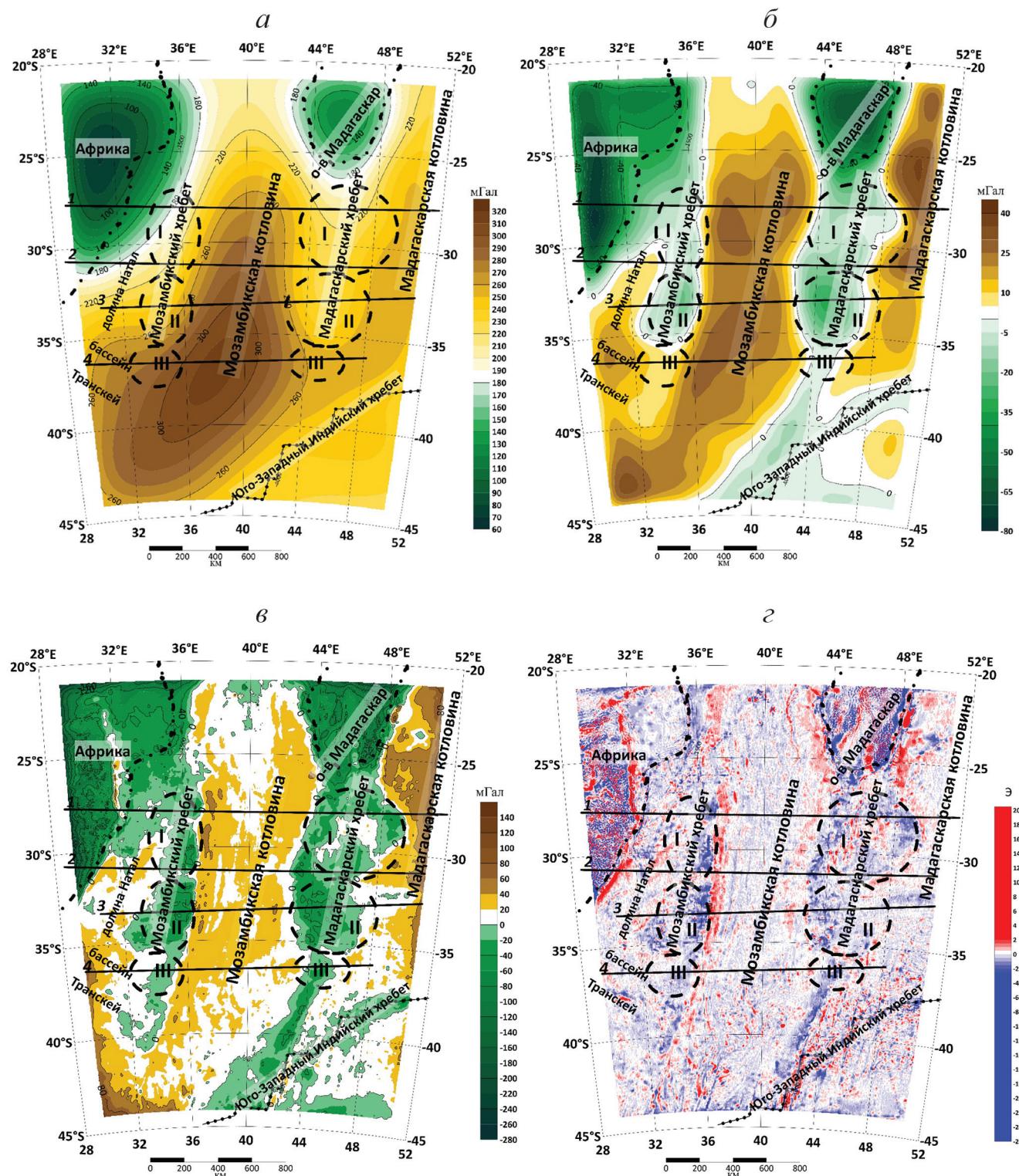


Рис. 3. Трансформанты силы тяжести в редукции Буге, пересчитанные в верхнее полупространство: низкочастотная (а), среднечастотная (б) и высокочастотная (в) компоненты, а также вертикальный градиент силы тяжести (г). Условные обозначения см. на рис. 1

$H_L = 7,5 + 6,6\sqrt{t}$, где t — возраст литосферы в млн лет [Сорохтин, 1973]. Для построения плотностных моделей глубина границы Мохо рассчитывалась по формуле (изостатическая гипотеза Эри [Гайнанов, 1991]):

$$H_M = H_0 - \frac{\sigma_K - \sigma_M}{\sigma_M - \sigma_K} h_B,$$

где $H_0 = 30$ км; $\sigma_K = 2,80$ г/см³ — плотность земной коры; $\sigma_B = 1,03$ г/см³ — плотность воды;

$\sigma_m = 3,30 \text{ г/см}^3$ — плотность консолидированной мантии; h_w — толщина воды.

В программе TG-2.EXE [Булычев, Зайцев, 2008], предназначеннной для интерактивного подбора плотностной модели по аномальному гравиметрическому полю, были построены модели, соответствующие тектоническим представлениям о строении изучаемых структур. При подборе значений плотности неизменным оставалось положение только двух границ — рельефа дна и подошвы океанической литосферы, рассчитанной по возрасту океанического дна. Минимальное расхождение, которое достигалось между суммарным эффектом и наблюденным полем (аномалии в свободном воздухе), в результате подбора составило $\pm 4 \text{ мГал}$.

На рис. 5, 6 представлены структурно-плотностные модели по интерпретационным профилям. Над моделью показаны графики гравитационного поля в свободном воздухе, рассчитанного гравитационного эффекта от модели и гравитационного поля в редукции Буге.

Профиль 1 (рис. 5, а) протяженностью около 2200 км расположен в северной части исследуемой площади (сектор I) в пределах следующих тектонических структур: окраина Африки, долина Натал, Мозамбикский и Мадагаскарский хребты, Мозамбикская и Мадагаскарская котловины. Мощность земной коры в пределах глубоководных котловин составляет 10–14 км, что соответствует мощности океанической коры. При приближении к хребтам ее мощность увеличивается и в районе Мадагаскарского хребта достигает 24 км, а в районе Мозамбикского хребта — 23 км. Плотность блоков коры в пределах котловин варьирует от 2,76 до 2,84 г/см³, что соответствует плотности океанических базальтов. Мозамбикский хребет разделен на два основных слоя. Плотность в верхнем слое — 2,70 г/см³, что соответствует континентальной коре, а ее мощность составляет ~18 км. Во втором «базальтовом» слое плотность варьирует от 2,74 до 2,80 г/см³. Мадагаскарский хребет характеризуется более высокими значениями плотности, чем Мозамбикский хребет; они составляют 2,74–2,86 г/см³, что в свою очередь предполагает наличие здесь утолщенной океанической коры.

Профиль 2 (рис. 5, б) имеет протяженность около 2100 км и пересекает те же морфоструктуры, что и профиль 1 (рис. 1). Здесь мощность коры в котловинах составляет 11–14 км. Плотность блоков коры в пределах котловин варьирует в пределах 2,75–2,86 г/см³, что свидетельствует о их океаническом типе. Под хребтами мощность коры увеличивается до 22 км для Мозамбикского хребта и до 23 км для Мадагаскарского. В долине Натал и в Мозамбикском хребте отмечен еще верхний слой утоненной континентальной коры мощностью ~10 км, который имеет плотность 2,70 г/см³. Мощность нижележащего «базальтового» слоя коры под этими структурами увеличивается до 15 км, а плотность изменяется от

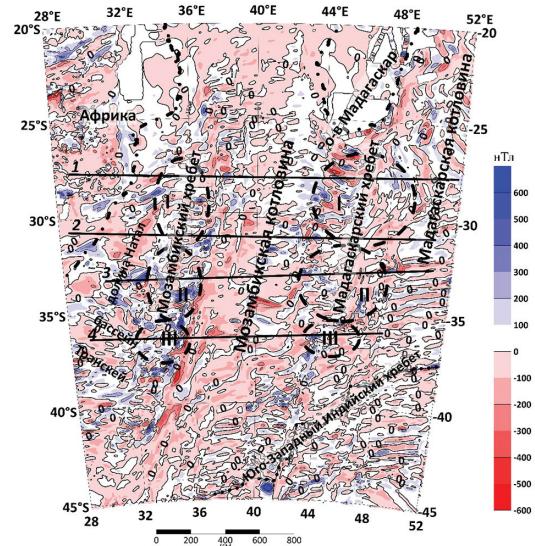


Рис. 4. Аномальное магнитное поле ΔT , по [Meyer et al., 2017].

Условные обозначения см. на рис. 1

2,76 до 2,82 г/см³. Континентальная кора в долине Натал еще тоньше, чем кора, подстилающая Мозамбикский хребет. Под Мадагаскарским хребтом плотность коры варьирует от 2,76 до 2,81 г/см³, что свидетельствует о ее океанической природе.

Профиль 3 (рис. 6, а) имеет протяженность около 2000 км, расположен в центральной части исследуемой территории (сектор II) и проходит через Мозамбикский и Мадагаскарский хребты, долину Натал, Мозамбикскую и Мадагаскарскую котловины. Мощность земной коры и плотности в котловинах не меняются и варьируют в пределах 11–14 км и 2,75–2,88 г/см³ соответственно. В долине Натал мощность коры составляет около 19 км, верхний слой континентальной коры практически не наблюдается, плотность изменяется в пределах 2,78–2,81 г/см³, что соответствует океаническому типу коры или континентальной коре, сильно интрудированной базальтовыми дайками. На этом профиле не наблюдается характерная континентальная кора под Мозамбикским хребтом, плотность коры варьирует здесь от 2,73 до 2,79 г/см³, что может свидетельствовать о наличии здесь коры смешанного типа и возрастании роли андерплейтинга в формировании коры в этом районе наряду с утонением континентальной коры. Мощность земной коры под Мадагаскарским хребтом составляет ~27 км, плотность увеличивается и составляет от 2,80 до 2,87 г/см³.

Профиль 4 (рис. 6, б) имеет протяженность около 1700 км и расположен в южной части исследуемой площади (сектор III). Он пересекает долину Натал, Мозамбикский и Мадагаскарский хребты, а также Мозамбикскую котловину (рис. 1). Мощность и плотность коры котловин остаются неизменными (~11–12 км, 2,74–2,86 г/см³). Долина Натал имеет мощность коры ~16 км, которая увеличивается в сто-

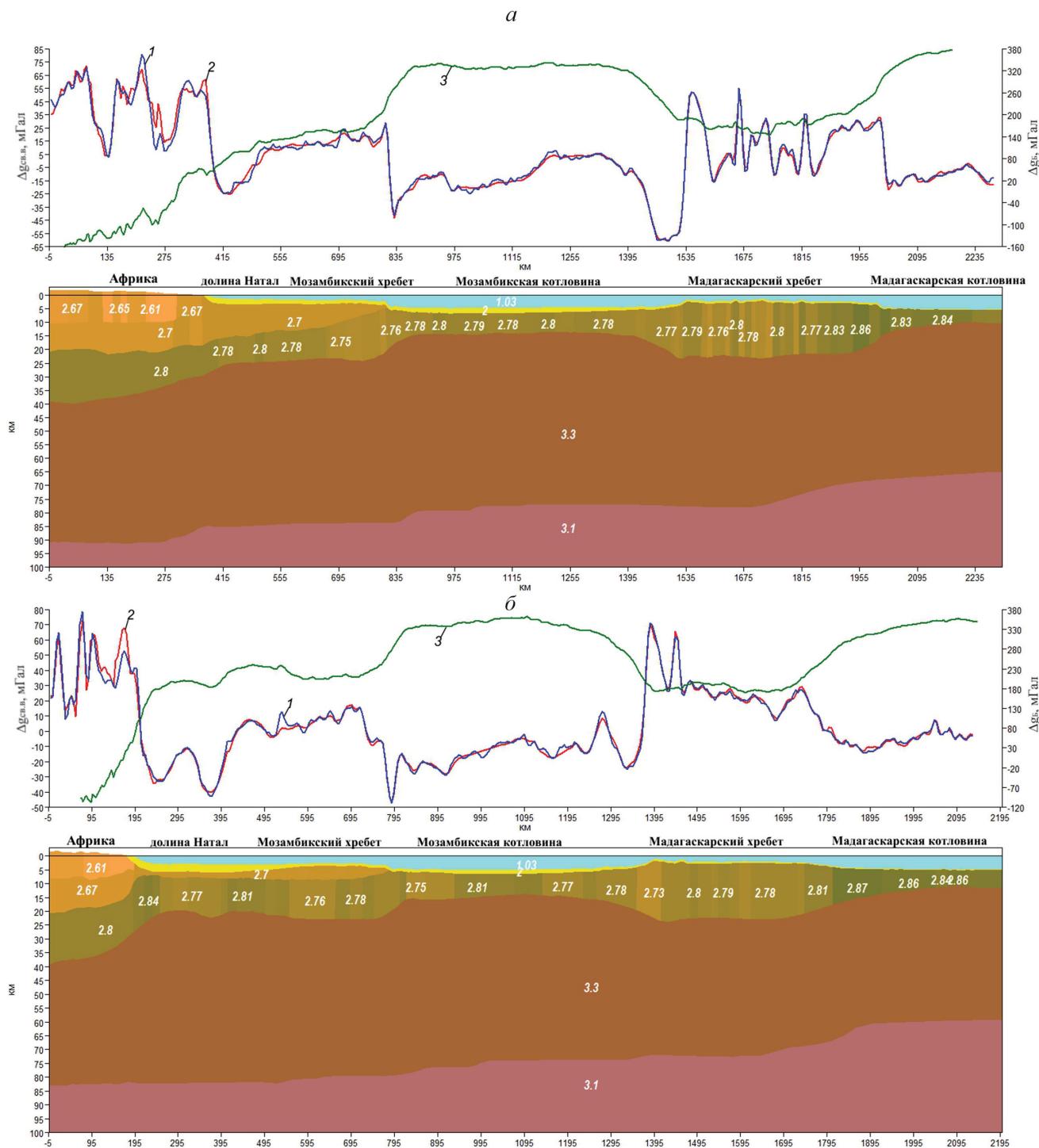


Рис. 5. Структурно-плотностная модель тектоносферы вдоль профилей 1 (а) и 2 (б): 1 — аномалии силы тяжести в свободном воздухе (наблюденное), 2 — аномалии силы тяжести в свободном воздухе (модельное), 3 — аномалии силы тяжести в редукции Буге

руну Мозамбикского хребта, а плотность варьирует от 2,74 до 2,77 г/см³, что соответствует значениям, характерным для океанической коры. Мощность земной коры в Мозамбикском хребте уменьшается по сравнению с таковой в других профилях и достигает ~17 км, плотность блоков коры изменяется в пределах 2,73–2,76 г/см³. Мадагаскарский хребет имеет более высокие значения плотности, которые варьируют от 2,82 до 2,88 г/см³, а мощность коры составляет ~20 км.

Таким образом, для выявления особенностей строения тектонических структур разных генетических типов в юго-западной части Индийского океана выполнено структурно-плотностное моделирование тектоносферы по профилям, проходящим от окраины Африканского континента через долину Натал, Мозамбикский и Мадагаскарский хребты и разделяющую их Мозамбикскую котловину. На основе плотностного моделирования определены основные параметры строения литосферы изучаемых струк-

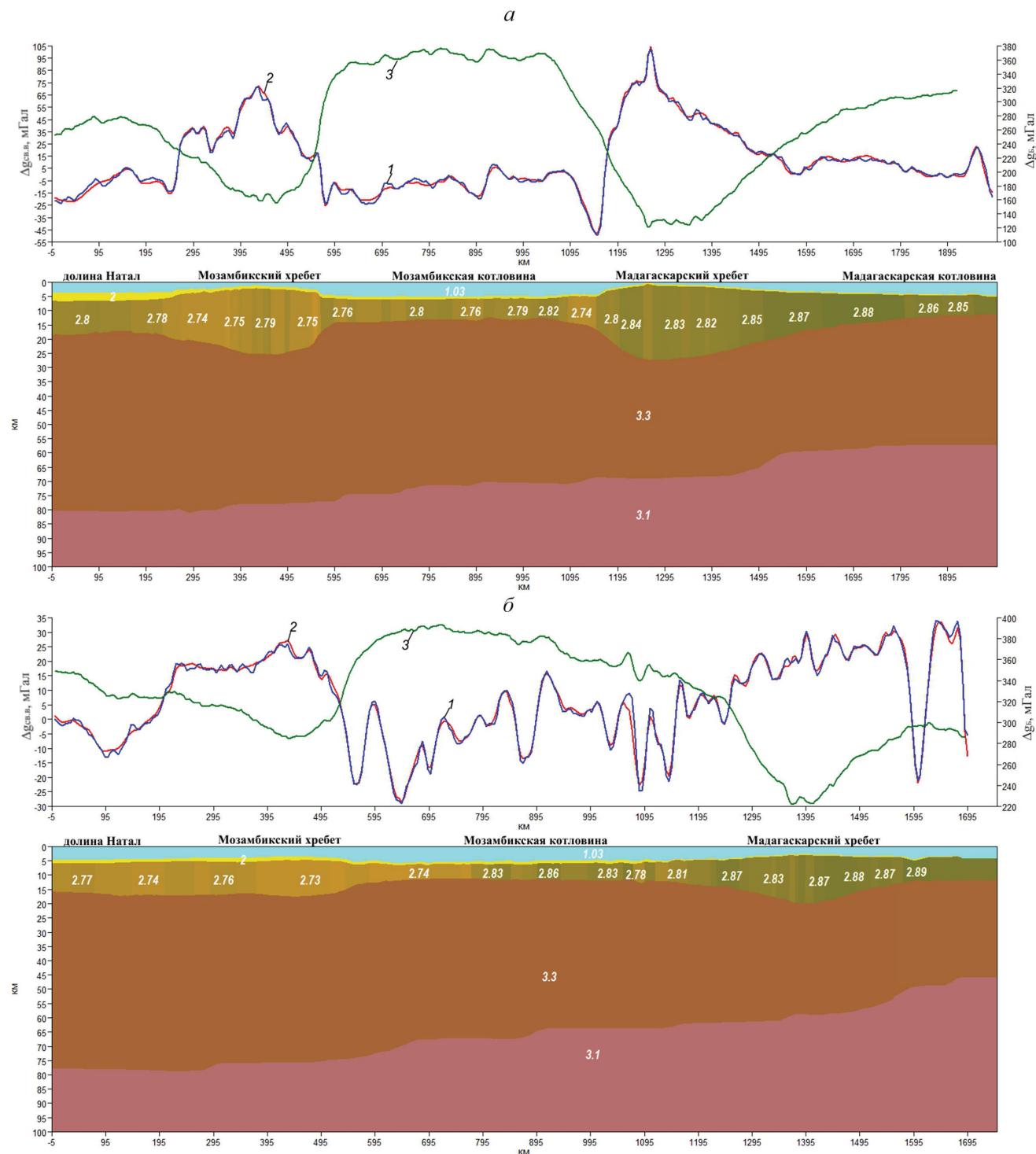


Рис. 6. Структурно-плотностная модель тектоносферы вдоль профилей 3 (а) и 4 (б): 1 — аномалии силы тяжести в свободном воздухе (наблюденное), 2 — аномалии силы тяжести в свободном воздухе (модельное), 3 — аномалии силы тяжести в редукции Буге

тур. Как видно из информации, представленной на рис. 5–6 и в табл. 2, изучаемые морфоструктуры по-разному отражаются в гравитационных аномалиях и в плотностной структуре коры и литосферы.

Мозамбикская и Мадагаскарская котловины в потенциальных полях характеризуются значениями, типичными для океанического типа коры; в магнитном поле выделяются знакопеременными линейными аномалиями, в поле силы тяжести в редукции Буге — повышенными значениями поля (до 400 мГал),

в свободном воздухе — средними значениями ($-18 \div -3$ мГал). На профилях мощность земной коры составляет 10–14 км, а плотность — $2,74 \div 2,86$ г/см³.

Мозамбикский хребет в гравитационном поле в редукции в свободном воздухе характеризуется положительными значениями, в редукции Буге с плотностью $2,80$ г/см³ — пониженными значениями поля, в магнитном поле прослеживаются разнозначковые аномалии хаотичного направления, что свидетельствует о неоднородности коры. Хребет разделен

Таблица 2

Параметры строения литосферы Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов^{*}

Название структуры	Номер профиля	D	D	Глубина дна, км	Кора (вместе с осадками)	
					мощность, км	плотность, г/см ³
Мозамбикский хребет	1	10–18 (14)	80–250 (150)	1,5–2	23	2,72–2,8
	2	–8–18 (5)	180–220 (200)	2,7–3	21	2,72–2,8
	3	18–64 (35)	150–240 (190)	1,1–2,9	24	2,71–2,8
	4	10–26 (18)	285–310 (290)	3,4–3,8	14	2,72–2,76
Мадагаскарский хребет	1	–4–52 (22)	150–220 (170)	2–2,5	21	2,75–2,86
	2	8–72 (28)	175–220 (185)	1,4–2,2	22	2,74–2,82
	3	15–102 (50)	125–235 (165)	0,2–2,2	27	2,8–2,87
	4	10–34 (26)	225–310 (280)	2,7–4,1	17	2,85–2,88

* Приведены экстремальные значения по профилям (минимум—максимум), в скобках—среднее значение.

на три сектора: северный (I), центральный (II) и южный (III). Профили 1 и 2 проходят через северный сектор I, здесь наблюдается кора, сложенная двумя слоями: верхний слой с плотностью 2,70 г/см³, под ним расположен слой с плотностью 2,74–2,82 г/см³. Мощность земной коры на этих профилях составляет ~23 км. Через центральный сегмент (II) проходит профиль 3, в котором мощность коры составляет ~26 км. На этом профиле верхний слой коры выражен нечетко в плотностных характеристиках, а интегральные значения плотности в слое коры варьируют от 2,73 до 2,79 г/см³. Профиль 4 занимает южный сектор (III) исследуемой структуры. В нем наблюдается резкое уменьшение мощности земной коры, которая составляет ~17 км, плотность коры остается неизменной (2,73–2,76 г/см³), что больше соответствует океаническому типу коры.

Долина Натал имеет сложное строение. В поле силы тяжести в свободном воздухе она характеризуется отрицательными значениями (–30–5 мГал), в редукции Буге — повышенными значениями поля, а в магнитном поле намечены линейные знакопеременные аномалии, что свидетельствует об океаническом типе коры, по крайней мере в ее южной части. На профилях 1 и 2 (сектор I) верхний слой коры имеет небольшую мощность (~10 км) с плотностью 2,70 г/см³. В центральном и южном секторах (профили 3 и 4) мощность земной коры составляет 16–18 км, а плотность варьирует от 2,74 до 2,81 г/см³, что указывает на утолщенную за счет андерплейтинга кору океанического типа, или, что более вероятно, на утоненную в процессе рифтогенеза континентальную кору, утяжеленную внедрением базальтовых даек.

Мадагаскарский хребет в потенциальных полях выделяется так же, как и Мозамбикский (в гравитационном поле в редукции за свободный воздух характеризуется положительными значениями, в редукции Буге — пониженными значениями поля, в магнитном поле прослеживаются разнознаковые аномалии хаотичного направления). Этот хребет

также разделен на три сектора. Через северный сектор (I) проходят профили 1 и 2, в которых мощность земной коры составляет ~24 км, а плотность варьирует от 2,74 до 2,86 г/см³. Такие характеристики предполагают наличие здесь утолщенной базальтовой коры. Профиль 3 проходит через центральный сектор (II), мощность коры достигает максимального значения (~27 км), а значения плотности составляют 2,78–2,81 г/см³. К южному сектору (III) мощность уменьшается до 20 км, а плотность варьирует от 2,82 до 2,88 г/см³. Мадагаскарский хребет, судя по мощности земной коры и значениям плотности по всем профилям, представлен блоками утолщенной за счет андерплейтинга базальтовой океанической коры. Вариации мощности коры вдоль простирации Мадагаскарского хребта могут свидетельствовать о степени интенсивности плюмового магматизма, ответственного за его формирование.

Заключение. Результаты плотностного моделирования показали, что Мозамбикский и Мадагаскарский хребты имеют разное строение. Мозамбикский хребет имеет менее плотную структуру и сложен, по крайней мере в северной части, утоненной континентальной корой, а в южной — корой смешанного типа, осложненной плюмовым магматизмом. Степень растяжения и утонения континентальной коры под хребтом увеличивается к югу, что отражено и в понижении значений ее плотности и мощности. Хребет отделен от Африканского материка долиной Натал, которая также подстилается континентальной корой, которая, судя по значениям ее мощности, подверглась еще большей степени утонения в процессе рифтогенеза, чем погруженный Мозамбикский хребет. Мадагаскарский хребет, в отличие от Мозамбикского хребта, характеризуется близкими значениями мощности коры, но большими значениями ее плотности, что, по всей видимости, обусловлено его магматической природой, связанной с деятельностью горячей точки. Оба хребта разделены древней океанической корой Мозамбикского бассейна, имеющей типичные плотностные характеристики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Булычев А.А., Гилод Д.А., Дубинин Е.П. Двумерное структурно-плотностное моделирование строения тектоносферы акватории южной части Индийского океана // Геофизические исследования. 2015. Т. 16, № 4. С. 15–35.
- Булычев А.А., Гайнанов А.Г., Гилод Д.А. и др. Количественная интерпретация спутниковых геофизических данных // Физика Земли. 1996. № 3. С. 21–26.
- Булычев А.А., Зайцев А.Н. Программа для интерактивного двухмерного подбора плотностной среды по аномальному гравитационному полю / Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ. № 2008611947. Выдано 18.04.2008.
- Гайнанов А.Г., Пантелейев В.Л. Морская гравиразведка: Учеб. пособие для вузов. М.: Недра, 1991. 213 с.
- Сорохтин О.Г. Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения дна океана // Докл. АН СССР. 1973. Т. 208, № 6. С. 1338–1341.
- Barthelmes F. Definition of functionals of the geopotential and their calculation from spherical harmonic models. Theory and formulas used by the calculation service of the International Centre for Global Earth Models (ICGEM). Germany: Scientific Techn. Rep. STR09/02, 2013. 32 p. DOI:10.2312/GFZ.b103-0902-26.
- Ben-Avraham Z., Hartnady C.J. H., le Roex A.P. Neotectonic activity on continental fragments in the Southwest Indian Ocean: Agulhas Plateau and Mozambique Ridge // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100, B4. P. 6199–6111.
- Coffin M.F., Eldholm O. Large Igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences // Rev. Geophys. 1994. Vol. 32. P. 1–36.
- Gohl K., Uenzelmann-Neben G., Grobys N. Growth and dispersal of a Southeast African large igneous province // South Afr. J. Geol. 2012. DOI: 10.2113/gssajg.114.3-4.379.
- König M., Jokat W. The Mesozoic breakup of the Weddell Sea // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 111. DOI: 10.1029/2005JB004035.
- Meyer B., Chulliat A., Saltus R. Derivation and Error Analysis of the Earth Magnetic Anomaly Grid at 2 arc min Resolution Vers. 3 (EMAG2v3) // Geochem., Geophys., Geosystems. 2017. Vol. 18. P. 4522–4537. URL: <http://dx.doi.org/10.1002/2017GC007280>.
- Muller R.D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W.R. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust // Geochem., Geophys., Geosystems. 2008. Vol. 9. Q04006. DOI: 10.1029/2007GC001743.
- Reguzzoni M., Sampietro D. GEMMA: An Earth crustal model based on GOCE satellite data // Intern. J. Applied Earth Observation and Geoinformation. 2014. 16 p. URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2014.04.002>.
- Sandwell D.T., Smith W.H.F. New global marine gravity from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // Science. 2014. DOI:10.1126/science.1258213.
- Simmons N.A., Myers S.C., Johannesson G., Matzel E. LLNL-G3Dv3: Global P wave tomography model for improved regional and teleseismic travel time prediction // J. Geophys. Res. 2012. Vol. 117. N B10. 28 p. DOI: 10.1029/2012JB009525.
- Whittaker J.M., Goncharov A., Williams S.E. et al. Global sediment thickness data set updated for the Australian-Antarctic Southern Ocean // Geochem., Geophys., Geosystems. 2013. Vol. 14. N 8. P. 3297–3305. DOI:10.1002/ggge.20181.
- 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 intraplate seamounts // Sci China Earth Sci. 2011. Vol. 54. DOI: 10.1007/s11430-011-4219-9.

Поступила в редакцию 28.04.2021

Поступила после доработки 30.06.2021

Принята к публикации 13.12.2021