

УДК 550.830, 831; 551.241

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-4-3-11

ГЕТЕРОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ АНТАРКТИЧЕСКОГО СЕКТОРА ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Дарья Александровна Рыжова^{1✉}, Мария Владимировна Коснырева²,
Евгений Павлович Дубинин³, Андрей Александрович Булычев⁴

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; dasha_0292r@mail.ru ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; m.kosnyreva@yandex.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; edubinin08@rambler.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; aabul@geophys.geol.msu.ru

Аннотация. Представлены результаты плотностного моделирования строения тектоносферы через антарктический сектор южной части Атлантического океана по профилям, протягивающимся от Фолклендского плато до Мозамбикского хребта и пересекающим серию поднятий и хребтов, разделенных глубоководными котловинами. Исследования показали, что кора данного района имеет гетерогенное строение, причем поднятия имеют различное строение коры, что свидетельствует о различном их происхождении.

Ключевые слова: Южная часть Атлантического океана, тектоносфера, двумерное плотностное моделирование, подводные поднятия, строение коры

Для цитирования: Рыжова Д.А., Коснырева М.В., Дубинин Е.П., Булычев А.А. Гетерогенное строение литосферы антарктического сектора Южной Атлантики по результатам плотностного моделирования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 4. С. 3–11.

HETEROGENEOUS STRUCTURE OF THE LITHOSPHERE OF THE ANTARCTIC SECTOR OF THE SOUTH ATLANTIC ACCORDING TO THE RESULTS OF DENSITY MODELING

Daria A. Ryzhova^{1✉}, Maria V. Kosnyreva², Evgeny P. Dubinin³,
Andrey A. Bulychev⁴

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; dasha_0292r@mail.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; m.kosnyreva@yandex.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; edubinin08@rambler.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; aabul@geophys.geol.msu.ru

Abstract. The results of density modeling of the structure of the tectonosphere through the Antarctic sector of the South Atlantic Ocean along profiles stretching from the Falkland Plateau to the Mozambique Ridge and crossing a series of uplifts and ridges separated by deep-sea basins are presented. Studies have shown that the crust of this region has a heterogeneous structure, and the uplifts have a different structure of the crust, which indicates their different origin.

Keywords: the southern part of the Atlantic Ocean, tectonosphere, 2D density modeling, underwater uplifts, structure of the crust

For citation: Ryzhova D.A., Kosnyreva M.V., Dubinin E.P., Bulychev A.A. Heterogeneous structure of the lithosphere of the antarctic sector of the South Atlantic according to the results of density modeling. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 4: 3–11. (In Russ.).

Введение. Статья посвящена изучению строения коры и литосферы основных структур антарктического сектора Южной Атлантики. Исследуемые поднятия и котловины располагаются между Агульяс-Фолклендской разломной зоной и тройным соединением Буве (по широте). Было проведено плотностное моделирование по двум региональным трансатлантическим профилям, пересекающим такие тектонические структуры как поднятия (Северо-Восточная Георгия, Айлос Оркадас, Метеор),

хребты (асейсмический — Мозамбикский хребет и спрединговый — южная часть Срединно-Атлантического хребта (ЮСАХ), палеоспрединговый хребет Агульяс), плато (Фолклендское и Агульяс) и котловины (Георгия, Агульяс и Мозамбикская). Схема расположения профилей, для которых проведено двумерное моделирование строения тектоносферы, представлена на рис. 1. Положение профилей выбиралось таким образом, чтобы они по возможности ортогонально пересекали структуру

Срединно-Атлантической спрединговой системы, захватывались ее фланги, а также через важные тектонические структуры, проявившиеся во время развития южной части Атлантического океана.

Материалы и методы исследований. В качестве основного фактического материала использовалась информация об аномальном гравитационном поле в свободном воздухе и о рельефе дна океана [Sandwell et al., 2014; Smith, 1997], полученная по спутниковым данным. Аномалии поля силы тяжести в редукции Буге, рассчитанные с учетом сферичности Земли при плотности промежуточного слоя $2,67 \text{ г/см}^3$ с дискретностью $2' \times 2'$ [Булычев и др., 1998]. Также была использована модель аномального магнитного поля EMAG2v3 [Meyer et al., 2017], модель сейсмотомографии SL2013sv [Schaeffer, 2013], данные о возрасте океанического дна, полученные на основе анализа аномального магнитного поля [Müller et al., 2008], а также данные о мощности осадков [Whittaker et al., 2013].

Результаты исследований и их обсуждения.
Геолого-геофизическая характеристика. Анализ аномалий гравитационного поля в свободном воздухе и в редукции Буге, а также его низко, средние и высокочастотных трансформант над основными структурами вдоль профилей приведен в обобщенной таблице, иллюстрирующей диапазон гравиметрических характеристик (табл. 1).

Профиль 1 имеет субширотное простираие и пересекает с запада на восток Фолклендское плато, банку Мориса Юинга, котловину Георгия, поднятия Северо-Восточная Георгия, Айлос Оркадас, центральный сегмент южной части Срединно-Атлантического хребта (ЮСАХ), поднятие Метеор, палеоспрединговый хребет Агульяс, котловину и плато Агульяс и Мозамбикский хребет (рис. 1). Протяженность профиля составляет более 7500 км. Рельеф дна меняется от 1,2 км на таких поднятиях

как банка Мориса Юинга и Мозамбикский хребет, до 5,3 в котловине Агульяс. Через центральный сегмент ЮСАХ рельеф от оси спрединга к его флангам изменяется от 2,5 до 3,8 км. Глубина оси спрединга достигает до 3,9 км.

Аномалии силы тяжести в свободном воздухе имеют интенсивные минимумы в нескольких местах: над осью спредингового хребта ЮСАХ, палеоспредингового хребта Агульяс (амплитуда до -40 мГал), по контуру поднятия Северо-Восточная Георгия и с восточной стороны от поднятия Метеор (до -35 мГал). Интенсивные положительные аномалии наблюдаются над поднятиями Северо-Восточная Георгия и Метеор, по краям оси спрединга ЮСАХ (до 60 мГал) и над Мозамбикским хребтом (до 75 мГал). Средний уровень аномального гравитационного поля в свободном воздухе составляет $\pm 15 \text{ мГал}$. Повышенные значения поля, амплитуда которых до 25 мГал , наблюдаются над понятием Айлос Оркадас и плато Агульяс.

В поле аномалий силы тяжести в редукции Буге ось спредингового хребта ЮСАХ имеет интенсивность аномалий до 390 мГал . Палеоспрединговый хребет Агульяс проявляется слабозаметными линейными аномалиями амплитудой до 560 мГал . Над Мозамбикским хребтом и банкой Мориса Юинга наблюдается самая низкая амплитуда аномалий гравитационного поля до 200 мГал . Амплитуда аномалий над поднятиями Метеор и Северо-Восточная Георгия варьирует от 250 до 400 мГал . Интенсивность аномалий поля силы тяжести в редукции Буге над поднятием Айлос Оркадас и плато Агульяс повышена по сравнению с вышеперечисленными поднятиями (330 до 455 мГал). Котловина Георгия и Агульяс проявляются интенсивными повышенными значениями аномалий до 580 мГал .

По результатам анализа модели сейсмотомографии [Schaeffer, 2013] показано, что на глубине

Геолого-геофизические параметры структур

Название/параметры	Фолкленд-ское плато	Фолклендский бассейн	банка Мориса Юинга	поднятие Северо-Восточная Георгия	поднятие Айлос Оркадас	ЮСАХ
Возраст, млн лет	более 135			90–120	60–80	0–25
Поле силы тяжести в свободном воздухе $\Delta g_{\text{св.в.}}$, мГал	$-35 \div 60$ (20)	$-20 \div 35$ (7,5)	$30 \div 80$ (45)	$20 \div 100$ (35)	$-10 \div 80$ (20)	$-30 \div 70$ (20)
Поле силы тяжести в редукции Буге $\Delta g_{\text{Б}}$, мГал	$60 \div 370$ (260)	$270 \div 365$ (317,5)	$230 \div 320$ (260)	$290 \div 420$ (350)	$310 \div 450$ (370)	$140 \div 380$ (290)
Низкочастотная компонента $\Delta g_{\text{Б}}$, мГал	$160 \div 370$ (265)	$350 \div 380$ (365)	$370 \div 440$ (405)	$415 \div 465$ (440)	$465 \div 475$ (470)	$370 \div 400$ (385)
Среднечастотная компонента $\Delta g_{\text{Б}}$, мГал	$-55 \div -15$ (–30)	$-30 \div -15$ (–22,5)	$-60 \div -10$ (–35)	$-40 \div -10$ (–25)	$-55 \div -10$ (–35)	$-35 \div -5$ (–20)
Высокочастотная компонента $\Delta g_{\text{Б}}$, мГал	$-115 \div -40$ (–78)	$-35 \div 40$ (2,5)	$-130 \div -15$ (–73)	$-140 \div -15$ (–78)	$-120 \div -10$ (–65)	$-150 \div -10$ (–80)
Аномальное магнитное поле, нТл	$-85 \div 250$	$-70 \div 150$	$-190 \div 200$	$-300 \div 450$	$-200 \div 300$	$-340 \div 280$

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

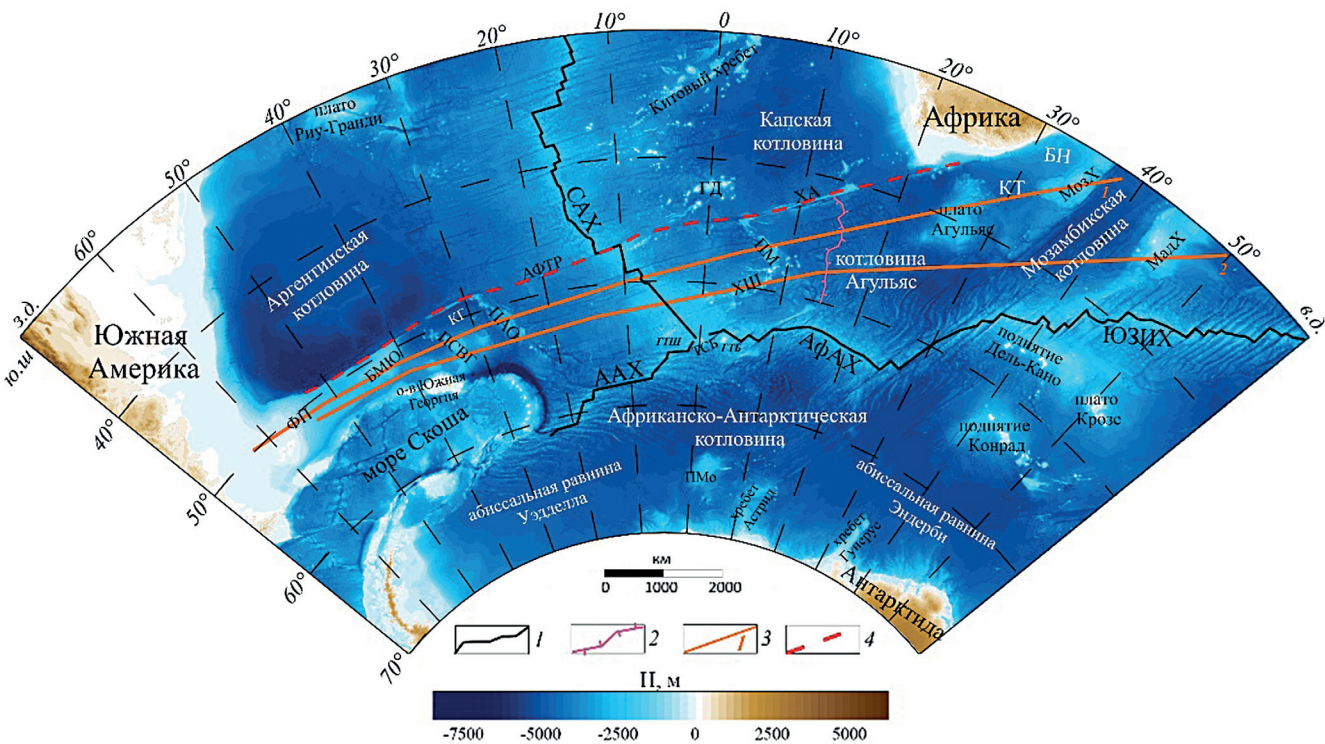


Рис. 1. Рельеф дна антарктического сектора Южной Атлантики, по [Sandwell et al., 2014; Smith, 1997]. ААХ — Америко-Антарктический хребет, АФАХ — Африканско-Антарктический хребет, АФТР — Агульяс-Фолклендский трансформный разлом, ГД — подводные горы Дискавери, ГТБ — горячая точка Буве, ГТШ — горячая точка Шона, КГ — котловина Георгия, МадХ — Мадагаскарских хребет, МозХ — Мозамбикский хребет, ПАО — поднятие Айлос Оркадас, ПМ — поднятие Метеор, ПМо — поднятие Мод, ПСВГ — поднятие Северо-Восточная Георгия, САХ — Срединно-Атлантический хребет, ТСБ — тройное соединение Буве, ХА — хребет Агульяс, ХШ — хребет Шона, ЮЗИХ — Юго-Западный Индийский хребет. Условные обозначения: 1 — ось срединно-океанических хребтов; 2 — ось полеоспредингового хребта Агульяс; 3 — положение интерпретационных профилей, 4 — Агульяс-Фолклендская разломная зона

границы 25–50 км, почти на всем протяжении профиля значения скорости не изменяются. На этой глубине наблюдается резкое уменьшение скорости только в районе Фолклендского плато, что может свидетельствовать о наличии утоненной континентальной коры. С 50 км и до 200 км наблюдается падение скоростей в области спредингового хребта ЮСАХ. Это обусловлено тем, что под хребтом располагается разогретое мантийное вещество. С запада и востока от ЮСАХ, в районе поднятий Айлос

антарктического сектора Южной Атлантики

Таблица 1

поднятие Метеор	хребет Шона	котловина Агульяс	палеохребет Агульяс	плато Агульяс	Мозамбикский хребет	Мозамбикская котловина	Мадагаскарский хребет
60–80	20–50	65–90	70–80	90–110	110–130	80–100	75–100
–10÷100 (35)	–70÷140 (55)	–30÷25 (10)	–60÷–20 (–40)	15÷55 (30)	20÷70 (35)	–30÷15 (–7,5)	20÷105 (40)
250–400 (325)	90–370 (340)	480–625 (545)	480–520 (500)	320–430 (360)	250–430 (330)	450–610 (550)	200–390 (295)
430–450 (440)	390–420 (405)	480–520 (500)	470–500 (485)	370–450 (410)	260–320 (290)	460–490 (475)	350–390 (370)
–75÷–5 (–40)	–20÷–10 (–15)	5÷25 (15)	10÷15 (12)	–30÷10 (–5)	–45÷10 (–18)	5÷30 (17)	–50÷–10 (–30)
–125÷–15 (–70)	–140÷–20 (–80)	–25÷40 (8)	–40÷20 (–10)	–80÷–10 (–45)	–110÷–15 (–62)	–5÷60 (28)	–120÷–10 (–65)
–250÷500	–150÷120	–340÷350	–210÷180	–360÷590	–300÷500	–390÷450	–500÷400

Оркадас и Метеор, наблюдается градиентная зона, которая свидетельствует о разновозрастной коре и разной толщине литосферы, на которой образовался хребет. Такая же картина наблюдается в районе плато Агульяс и Мозамбикского хребта, а также Фолклендского плато и Банки Мориса Юинга.

Второй профиль, расположенный южнее, имеет протяженность более 7500 км. Профиль пересекает с запада на восток южную часть Фолклендского плато и банки Мориса Юинга, поднятий Северо-Восточная Георгия и Айлос Оркадас, южную часть ЮСАХ, хребет Шона и южное окончание Мадагаскарского хребта. В рельефе дна океана едва угадывается ось спредингового хребта, ЮСАХ глубина которого изменяется от 2,5 до 3,3 км. Причем его восточный фланг приподнят примерно на 1 км, относительно западного. Рельеф дна оставшейся части изменяется от 1,1 км на Мадагаскарском хребте до 5,5 км в Мозамбикской котловине.

Средний уровень поля силы тяжести в свободном воздухе составляет около ± 25 мГал. Высокоинтенсивные аномалии наблюдаются над вулканическими постройками хребта Шона и южной части Айлос Оркадас, которые связаны с плюмовой активностью горячей точки (амплитуда до 120 мГал). Фланговые зоны ЮСАХ проявляются средними положительными значениями аномального гравитационного поля, амплитуда которых варьирует от 8 до 25 мГал. Над Мадагаскарским хребтом амплитуда аномалий гравитационного поля достигает до 75 мГал, что также связано с сильным магматизмом. В районе Фолклендского плато интенсивность аномалий уменьшается до -50 мГал, связаны они с близким расположением Фолклендского трога.

В поле силы тяжести в редукции Буге ось ЮСАХ проявляется повышенными значениями аномалий, интенсивность которых варьирует от 220 до 320 мГал. Над Мадагаскарским хребтом и хребтом Шона характеризуются пониженными значениями поля. Амплитуда аномалий над этими поднятиями достигает до 120 и 105 мГал, соответственно. Котловина Агульяс проявляется повышенными значениями аномального гравитационного поля до 610 мГал, но в центральной части амплитуда аномалий уменьшается до 470 мГал. Такими значениями поля проявляется трансформный разлом между Мозамбикской и Агульяс котловинами. Затрагиваемая южная часть поднятия Айлос Оркадас характеризуется повышенными значениями поля, амплитуда которых варьирует от 290 до 460 мГал.

На модели сейсмотомографии начиная с глубины 25 км и до 200 км наблюдается гетерогенность всего профиля. В приосевой части ЮСАХ и на его восточном фланге наблюдается понижение сейсмических скоростей, что свидетельствует о сильной прогретости мантийного вещества. Также как и на северном профиле 1, наблюдается градиентная зона с западной и восточной стороны от ЮСАХ, в районе

Фолклендского плато и с запада от Мадагаскарского хребта.

Проведенный анализ показал, что подводные поднятия и котловины Африкано-Антарктического сектора Южного океана имеют различные геофизические характеристики и диапазон вариаций аномальных значений гравитационного поля, которые в совокупности служат индикаторами особенностей строения их коры и разных условий происхождения (табл. 1).

Плотностное моделирование. Плотностная модель тектоносферы до глубины 100 км представлена пятью основными слоями, гравитационный эффект от которых, исходя из анализа структуры аномального гравитационного поля, имеет разные частотные и амплитудные характеристики. Плотность в слоях модели задавалась постоянной в пределах отдельных «блоков», а не менялась градиентно по глубине. Такое распределение плотностей можно допустить для блоков земной коры, но не для слоя подкоровой литосферы и астеносферы. Дискретное назначение плотности не меняет картины аномального распределения масс в разрезе для регионального моделирования, которое проводилось в этом исследовании.

Первый слой — водный, подошва которого определяется рельефом дна океана, а плотность его составляет $1,03 \text{ г/см}^3$. Второй — слой осадков, мощность которого определена по данным [Whittaker et al., 2013] со средней плотностью $2,1 \text{ г/см}^3$. Третий слой — слой океанической коры, подошва этого слоя определяется границей Мохо с переменными значениями плотности ($2,70\text{--}2,88 \text{ г/см}^3$). Четвертый — слой подкоровой литосферной мантии, подошва которого рассчитывалась по аналитической зависимости «возраст дна — мощность литосферы» ($H_L = 7,5 + 6,6 \sqrt{t}$, где t — возраст литосферы в млн лет [Сорохтин, 1973]). Данный слой имеет переменную плотность, которая изменяется в зависимости от возраста литосферы, от $3,21 \text{ г/см}^3$ под осью спредингового хребта до $3,31 \text{ г/см}^3$ при возрасте старше 100 млн лет. Пятый слой — астеносферный, кровля которого проведена по подошве литосферы, с переменной плотностью в зависимости от расстояния от центра спрединга ($3,19 \text{ г/см}^3$ под осью спрединга и до $3,29 \text{ г/см}^3$ при возрасте старше 100 млн лет).

Представленные плотностные модели отражают региональные особенности тектоносферы антарктического сектора южной Атлантики. В процессе моделирования изменялись положения границы Мохо, подошвы литосферы с учетом изменения плотности в подкоровой литосфере и астеносферы.

С помощью решения прямой задачи был рассчитан гравитационный эффект от исходных моделей. Минимальное расхождение между подобранным суммарным эффектом от модели и наблюдаемым гравитационным полем достигалось с помощью интерактивного подбора параметров слоев разреза. Неизменным оставалось положение трех границ: кровля рельефа дна океана, подошвы осадков и ли-

тосферы, рассчитанной по возрасту океанического дна. При подборе плотностей во всех слоях ориентировались на допустимый разброс плотностей в каждом слое. Максимальное расхождение между наблюдаемым и рассчитанным от модели гравитационным полем в свободном воздухе не превышало ± 7 мГал.

На рис. 2 представлена полученная в результате подбора плотностная модель. Плотность в центральной части профиля (возраст дна от 0 до 20 млн лет) изменяется как по латерали, так и по глубине. Мощность земной коры западного фланга ЮСАХ составляет ~ 13 км, в то время как мощность его восточного фланга увеличивается и составляет ~ 15 км. Плотность блоков коры на восточном фланге ниже, по сравнению с западным, и варьируют от 2,82 до 2,85 г/см³. Но возле оси хребта наблюдается уплотненный блок с плотностью 2,88 г/см³. По всей видимости, это обусловлено близким прохождением горячей точки во время раскрытия южной части Атлантического океана. Поднятия Айлос Оркадас, Метеор, Северо-Восточная Георгия и плато Агульяс имеют сходную плотностную характеристику, где плотность блоков коры изменяется от 2,78 до 2,82 г/см³. Мощность земной коры под поднятиями составляет ~ 20 км. О различии в строении вышеперечисленных поднятиях свидетельствует изменение скорости сейсмических волн. Котловина Агульяс, в которой располагается одноименный палеоспрединговый хребет, характеризуется типичными значениями плотности для котловин с океаническим типом коры. Мощность коры не превышает 14 км. Фолклендское плато, банка Мориса Юинга и Мозамбикский хребет характеризуются повышенными значениями плотности в подкоровой мантии и астеносферном слое, что свидетельствует о присутствии разновозрастных блоков на профиле. Фолклендское плато сложено утоненной континентальной корой, о чем свидетельствует разуплотненный блок коры (2,70 г/см³), мощностью ~ 12 км.

На плотностной модели южного профиля (рис. 3) наблюдается увеличение мощности земной коры под ЮСАХ до 15 км и выделение более плотного блока небольшой мощности (2,9 г/см³), связанного с возможной серпентинизацией коры. Восточный фланг хребта осложнен вулканической постройкой — хребтом Шона, мощность коры которого достигает 24 км. Наблюдается разуплотнение блоков коры (2,80–2,85 г/см³), которое связано с близким расположением горячих точек Буве и Шона. Поднятия Айлос Оркадас и Северо-Восточная Георгия почти сливаются в единую структуру, плотностная характеристика которых также схожа (2,78–2,84 г/см³). Мощность земной коры поднятия Айлос Оркадас уменьшается до 17 км. В котловине Агульяс отмечается увеличение мощности земной коры с восточной стороны от палеохребта Агульяс (до 17 км), ближе к Мозамбикской котловине она составляет около 12 км. Плотность блоков в районе

палеохребта возрастает до 2,85 г/см³. Мадагаскарский хребет характеризуется увеличенной плотностью в слое подкоровой мантии и астеносферном слое, а также мощностью земной коры (~ 30 км). Плотность блоков коры Мадагаскарского хребта изменяется от 2,78 г/см³ до 2,85 г/см³.

Заключение. Анализ аномального гравитационного и магнитного полей вдоль трансатлантических профилей, пересекающих морфоструктуры разного типа, включающие спрединговые и палеоспрединговые хребты, линейные магматические поднятия и плато, океанические котловины и др., позволил выявить геофизические характеристики и диапазон вариаций аномальных значений гравитационного поля, которые могут служить индикаторами особенностей строения их коры и разных условий происхождения.

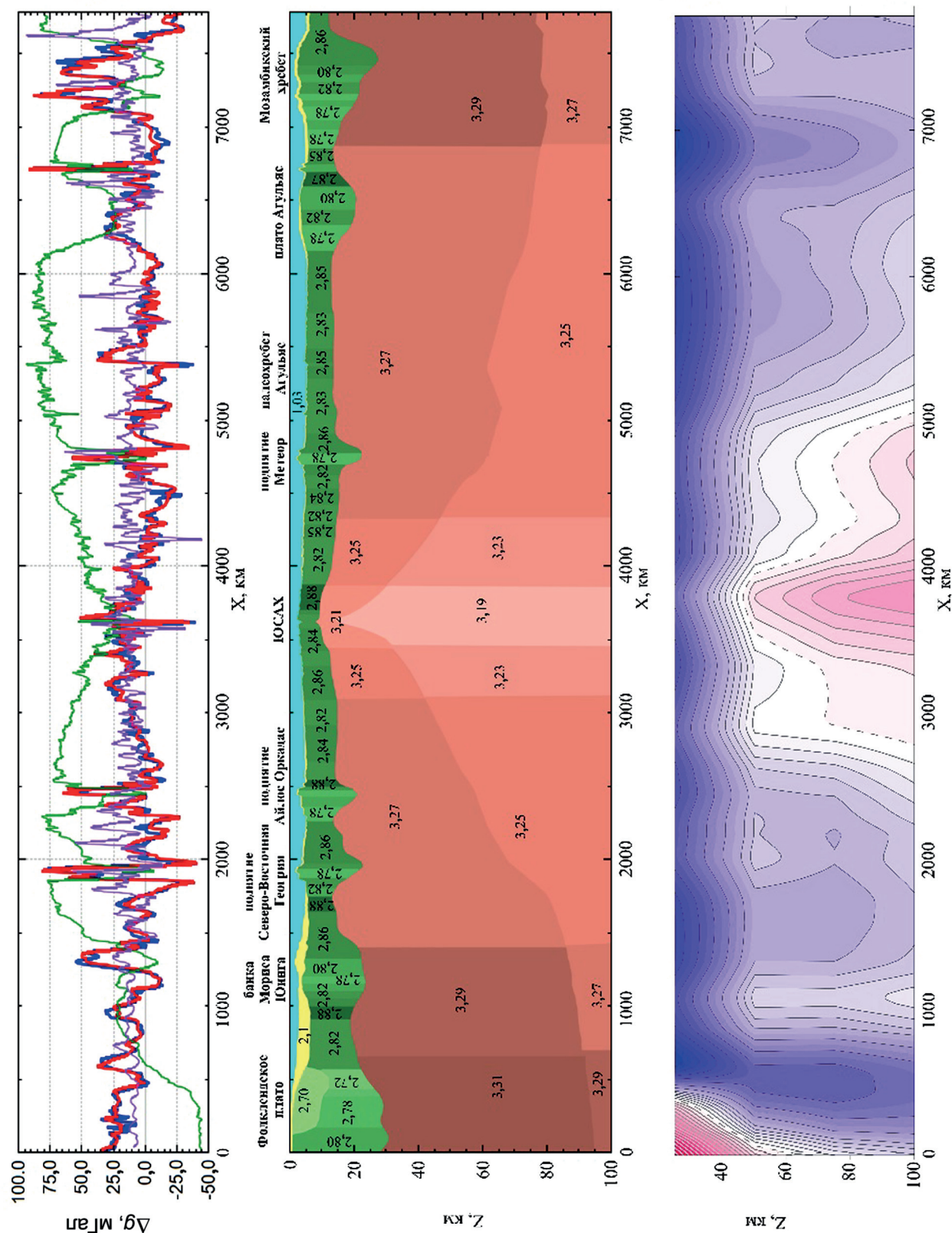
Высокоамплитудные аномалии магнитного и гравитационного поля в свободном воздухе приурочены к поднятиям с утолщенным океаническим типом коры (табл. 2) (плато Агульяс, поднятия Айлос Оркадас, Метеор, Северо-Восточная Георгия, Мадагаскарский хребет). В поле силы тяжести в редукции Буге эти поднятия, наоборот, имеют менее интенсивные аномалии (от 10 до 130 мГал). Океаническая кора глубоководных котловин в гравитационном поле в свободном воздухе характеризуется средними значениями аномалий обоих знаков ($-25 \div 30$ мГал), а в редукции Буге более 500 мГал. Магнитное поле характеризуется распределением линейно-вытянутых аномалий средней интенсивности ($-150 \div 150$ нТл). Утоненная континентальная кора характеризуется небольшой амплитудой аномалий, для поля силы тяжести в редукции Буге интенсивность их меняется от 200 до 350 мГал, в редукции за свободный воздух до 50 мГал (Фолклендское плато, банка Мориса Юинга и Мозамбикский хребет).

Средняя амплитуда аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе над северным профилем ниже на 10 мГал, чем над южным (15 и 25 мГал, соответственно). В области оси спрединга южного профиля наблюдаются высокоамплитудные магнитные аномалии, которые связаны с плюмовой активностью горячих точек Буве и Шона. В поле силы тяжести в редукции Буге ЮСАХ характеризуется широкой аномалией пониженных значений. Это также связано с прогремостью мантийного вещества под действием близкого расположения горячих точек.

Сопоставление результатов плотностного моделирования позволяет сделать следующие выводы об изменении характеристик коры под структурами разных типов вдоль профилей изучаемого региона:

- плотность океанической коры в области ЮСАХ уменьшается с севера на юг по обоим флангам хребта, что может быть связано с разуплотнением мантийных пород и их прогреваемостью под термическим влиянием горячих точек;

- плотность подкоровой литосферы меняется в пределах 3,21–3,31 г/см³. Причем на южном про-



Параметры строения и типы коры

Название/ параметры	Фолкленд- ское плато	банка Мориса Юинга		Поднятие Северо- Восточная Георгия		Поднятие Айлос Оркадас		ЮСАХ	
		север	юг	север	юг	север	юг	север	юг
тип коры	утоненная континентальная	интродуцирован- ная утоненная континентальная		смешан- ный	утолщен- ная океа- ническая	утолщенная океаническая		океаническая	
Глубина дна, км	0,4–2,8	1,4–2,5	2,9–3,2	1,7–2,8	2,4–3,5	1,9–3,3	2,4–3,9	2,3–3,6	1,7–3,3
Мощность земной коры, км (вместе с осадками)	18–30	16–22	16–20	17–22	16–21	15–20	14–16	7–13	11–17
Плотность, г/см ³	2,70–2,80	2,78–2,82	2,78–2,84	2,78–2,86	2,80–2,82	2,78–2,88	2,78–2,82	2,82–2,88	2,80–2,90

филе наблюдается незначительно разуплотнение (3,26–3,28 г/см³ в областях пересекаемых поднятий), что связано с близким расположением горячих точек Шона и Буве;

– плотность астеносферы изменяется от 3,19 г/см³ (под осью хребта) до 3,29 г/см³ (под Фолклендским плато). Также прослеживаются разуплотненные блоки на южном профиле (3,24–3,26 г/см³);

– мощность земной коры увеличивается с севера на юг с 7 до 15 км под осью хребта и на восточном его фланге с 15 до 20 км, что свидетельствует о действии горячей точки Буве, способствующей генерации повышенной магматической активности;

– плотностные неоднородности магматических поднятий и плато (Айлоос Оркадас и Метеор, Агульяс и Северо-Восточная Георгия) в региональном плане едва различимы, что свидетельствует об их магмати-

ческом происхождении. Однако при сопоставлении с данными сейсмотомографии можно говорить о сходных геодинамических условиях формирования этих сопряженных структур.

В целом разнообразие структур вдоль транс-антарктических профилей, выраженное в морфологии и геофизических аномалиях, свидетельствует о гетерогенности строения тектоносферы этого региона вызванной неоднократными кинематическими перестройками и магматической активностью горячих точек.

Благодарности. Авторы выражают глубокую благодарность Соколову Сергею Юрьевичу за предоставленные данные сейсмотомографии.

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

Таблица 2

вдоль трансатлантических профилей

Поднятие Метеор	Хребет Шона	Котловина Агульяс		Палеохребет Агульяс		Плато Агульяс	Мозамбик- ский хребет	Мозамбик- ская котло- вина	Мадагаскар- ский хребет
		север	юг	север	юг				
утолщенная океаниче- ская		океаническая				смешенный		океаническая	утолщенная океаническая
1,8–3,6	0,7–3,5	4,1–5,3	3,9–5,6	4,6–5,4	4,2–5,0	2,5–3,9	1,2–3,8	4,2–5,7	1,0–3,4
15–22	17–22	12–14	12–16	12–13	14–16	15–20	16–27	12–15	16–28
2,78–2,86	2,81–2,85	2,83–2,86	2,78–2,86	2,83–2,85	2,80–2,83	2,78–2,87	2,78–2,82	2,78–2,85	2,78–2,85

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булычев А.А., Кривошея К.В., Мелихов В.Р., Зальцман Р.В. Вычисление аномального гравитационного потенциала и его производных на сфере // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1998. № 2. С. 42–46.

2. Дубинин Е.П., Сущевская Н.М., Грохольский А.Л. История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного соединения Буве // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1, № 5. С. 423–443.

3. Сорохтин О.Г. Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения дна океана // Доклад АН СССР. 1973. Т. 208, № 6. С. 1338–1341.

4. Meyer B., Chulliat A., Saltus R. Derivation and Error Analysis of the Earth Magnetic Anomaly Grid at 2 arc min Resolution Version 3 (EMAG2v3) // Geochem., Geophys., Geosystems. 2017. Vol. 18. P. 4522–4537.

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. 2008. Vol. 9. Q04006.

6. Sandwell D.T., Müller R.D., Smith W.H.F. et al. New global marine gravity from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // Science. 2014. Vol. 346, N 6205. P. 65–67.

7. Schaeffer A.J., Lebedev S. Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone // Geophysical J. Inter. 2013. Vol. 194. P. 417–449.

8. Smith W.H.F., Sandwel D.T. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings // Science. 1997. Vol. 277. P. 1957–1962.

9. Whittaker J.M., Goncharov A., Williams S.E. et al. Global sediment thickness data set updated for the Australian-Antarctic Southern Ocean // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2013. Vol. 14, N 8. P. 3297–3305.

Статья поступила в редакцию 27.11.2022, одобрена после рецензирования 22.03.2023, принята к публикации 16.08.2023