

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

Рыжова Дарья Александровна

**СТРОЕНИЕ ТЕКТОНОСФЕРЫ ПОДВОДНЫХ ПОДНЯТИЙ АФРИКАНО-
АНТАРКТИЧЕСКОГО СЕКТОРА ЮЖНОГО ОКЕАНА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ
ДАНЫМ**

1.6.9 – Геофизика (геолого-минералогические науки)

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научные руководители:

доктор физико-математических наук, профессор
Булычев Андрей Александрович

доктор геолого-минералогических наук
Дубинин Евгений Павлович

Москва – 2023

Оглавление

Введение.....	4
Глава 1. Используемые геолого-геофизические материалы	13
1.1. Батиметрические материалы	14
1.2. Гравиметрические материалы	15
1.3. Магнитометрические материалы	16
1.4. Сейсмические материалы	18
1.5. Тепловой поток	19
1.6. Возраст океанического дна.....	20
1.7. Мощность донных осадков.....	21
1.8. Данные глубоководного бурения.....	21
Выводы по главе 1	23
Глава 2. Гипотезы тектонического развития Африкано-Антарктического сектора Южного океана	24
Выводы по главе 2	28
Глава 3. Геолого-геофизическая характеристика поднятий и их глубинное строение	29
3.1. Сейшельско-Маскаренское плато	30
3.2. Мозамбикский и Мадагаскарский хребты.....	36
3.3. Поднятия Метеор и Айлос Оркадас	45
3.4. Плато Агульяс, поднятия Северо-Восточная Георгия и Мод	52
3.5. Южная часть Срединно-Атлантического хребта.....	63
Выводы по главе 3	66
Глава 4. Структурно-плотностное моделирование	68
4.1. Строение тектоносферы Мозамбикского, Мадагаскарского хребтов и Сейшельско-Маскаренского плато	69
4.2. Строение коры плато Агульяс, поднятий Северо-Восточная Георгия и Мод.....	74
4.3. Строение литосферы поднятий Айлос Оркадас и Метеор и прилегающих котловин.....	81
4.4. Строение литосферы южного сегмента Срединно-Атлантического хребта	87

4.5. Плотностная модель строения литосферы Южной Атлантики по трансатлантическим профилям.....	90
4.6. Тектонические типы коры и литосферы морфоструктур Африкано-Антарктического сектора Южного океана	94
4.6.1. Поднятия, относящиеся к крупной магматической провинции	95
4.6.2. Поднятия, сформированные при зарождении спредингового хребта в условиях влияния горячих точек	96
4.6.3. Поднятия, сложенные смешанным типом коры: утоненной континентальной корой, осложненной магматической деятельностью	97
Выводы по главе 4	98
Глава 5. Структурное районирование литосферы на основе анализа геофизической информации	100
Глава 6. Пространственно-временной и ретроспективный анализ потенциальных полей и эволюция тектоносферы	122
Заключение	131
Список литературы	133

Введение

Актуальность исследований

Африкано-Антарктический сектор Южного океана включает юго-восточную часть Атлантического и юго-западную часть Индийского океанов (рисунок 1). Его развитие связано с расколом юго-западной Гондваны: отделением Африки и Южной Америки от Антарктиды и раскрытием Атлантического и Индийского океанов. Район исследований представляет собой литосферный клин между литосферой Атлантического и Индийского океанов, ограниченный крупными разломными системами Агульяс-Фолклендской, Дью-Туа– Эндрю Бейн – Принц Эдуард и южным сегментом Срединно-Атлантического хребта. Неоднократные кинематические перестройки границ плит, сопровождаемые наложенной магматической активностью горячих точек, сформировали сложный морфоструктурный план дна океана и сложную картину аномальных потенциальных полей, отражающих гетерогенное строение коры и литосферы, обусловленное суперпозицией эндогенных процессов. Африкано-Антарктический сектор Южного океана является наименее изученной территорией с геофизической и геодинамической точки зрения, где существует немало вопросов, касающихся строения коры и литосферы. Выявление особенностей глубинного строения тектоносферы на основе анализа геофизической информации и понимание геодинамической природы морфоструктур этого «тектонического узла» является актуальной задачей морской геофизики и геодинамики. Здесь расположены разнообразные по условиям формирования и развития морфоструктуры:

- подводные поднятия разного генезиса: Мозамбикский и Мадагаскарский хребты, плато Агульяс, поднятие Метеор, хребет Агульяс и Шона;

- котловины: Мозамбикская, Мадагаскарская, Агульяс, Капская и Африканско-Антарктическая;

- спрединговые хребты: Юго-Западный Индийский (ЮЗИХ), южный сегмент Срединно-Атлантического хребта (ЮСАХ) и Американско-Антарктический хребет (ААХ);

- палеоспрединговый хребет Агульяс.

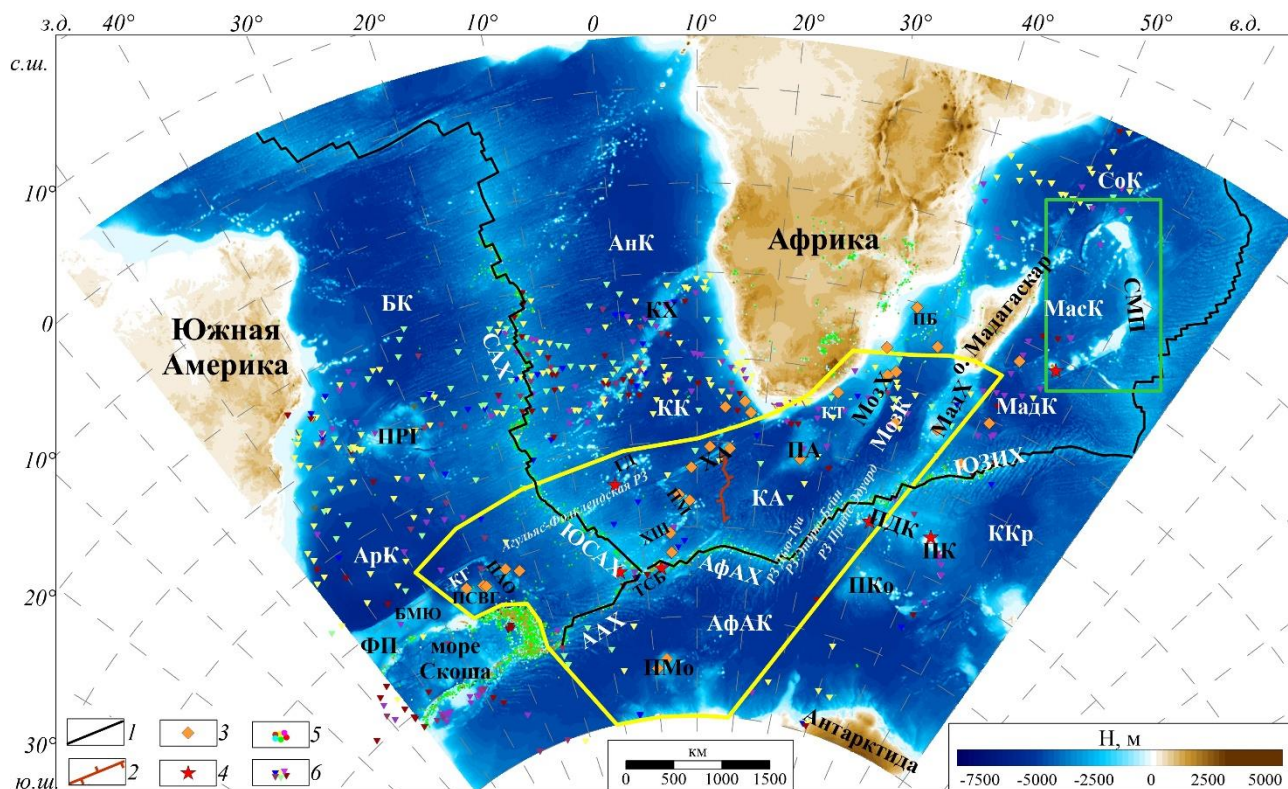


Рисунок 1. Батиметрическая карта изучаемого региона по [Sandwell et al., 2014]. Желтой линией выделена область исследования. Зеленым прямоугольником выделено поднятие с хорошо изученными гетерогенными блоками коры. Условные обозначения: 1 – ось срединно-океанических хребтов; 2 – ось палеосрединного хребта; 3 – скважины глубоководного бурения (DSDP, ODP, IODP); 4 – горячие точки; 5 – сейсмическая активность разной магнитуды; 6 – данные теплового потока. Срединно-океанические хребты: ААХ – Американско-Антарктический, АфАХ – Африканско-Антарктический, САХ – Срединно-Атлантический, ЮЗИХ – Юго-Западный Индийский, ЮСАХ – южная часть Срединно-Атлантического, ТСБ – тройное соединение Буве; котловины: АнК – Ангольская, АрК – Аргентинская, АфАХ – африканско-Антарктическая, БК – Бразильская, КА – Агульяс, КГ – Георгия, КК – Капская, ККр – Крозе, КТ – Транскей, МадК – Мадагаскарская, МасК – Маскаренская, МозК – Мозамбикская, СоК – Сомалийская; асейсмические хребты: КХ – Китовый, МадХ – Мадагаскарский, МозХ – Мозамбикский, ХА – Агульяс, ХШ – Шона; поднятия: БМЮ – банка Мориса Юинга, ГД – подводные горы Дискавери, ПАО – Айлос Оркадас, ПБ – Бейра, ПДК – Дель-Кано, ПК – Крозе, ПКо – Конрад, ПМ – Метеор, ПМо – Мод, ПРГ – Риу Гранди, ПСВГ – Северо-Восточная Георгия; плато: ПА – Агульяс, СМП – Сейшельско-Маскаренское, ФП – Фолклендское

Перечисленные структуры различаются по своим геофизическим характеристикам и морфологической выраженности, и представляют собой линейно-вытянутые и дугообразные хребты и плато, сложенные как утоненной континентальной корой, так и утолщенной

океанической. Многочисленные подводные горы и поднятия образуются на современных и палео- границах плит вблизи срединно-океанических хребтов и трансформных разломов. Геологические и геофизические данные свидетельствуют о гетерогенном глубинном строении исследуемых структур и их различном происхождении [Allen, Tucholke, 1981; Barker, 1979; Barrett, 1977; Ciesielski et al., 1988a; Coffin, Eldholm, 1994; Fisher et al., 2017; Goul, Uenzelmann-Neben, 2001; Gohl et al., 2011; Kristoffersen, LaBrecque, 1991; LaBrecque, Hayes, 1979; Marks, Stock, 2001; Marks, Tikku, 2001; Parsieglä et al., 2008; Roex et al., 2010; Scrutton, 1973; Sleep, 2002; Tucholke et al., 1981; Uenzelmann-Neben et al., 1999; Zhang et al., 2011].

Использование открытых геолого-геофизических материалов, отражающих последние достижения региональной геофизики и геологии, позволяет актуализировать и выявить строение коры и литосферы отдельных структур с разной детальностью, и на базе анализа созданных плотностных моделей восстановить условия формирования поднятий и развития исследуемого региона в свете пространственно-временной эволюции.

Степень разработанности

Знание особенностей эволюции спрединга морского дна между Африкой, Южной Америкой и Антарктидой является ключом к пониманию первоначального распада Гондваны. На сегодняшний день существует ряд моделей реконструкции Гондваны и отдельных поднятий, основанных на геофизических данных [LaBrecque et al., 1987; Cox, 1992; Lawver et al., 1998; Дубинин и др., 1999; Reeves, Wit, 2000; Eagles, König, 2008; Parsieglä et al., 2008; König, Jokat, 2010; Vêrard et al., 2012; Leinweber, Jokat, 2012; Reeves et al., 2016; Nahyu et al., 2017; Mueller, Jokat, 2019]. В тоже время, многие вопросы формирования, строения и эволюции подводных поднятий остаются дискуссионными.

Наличие в открытых источниках геолого-геофизической информации (батиметрические данные, данные о гравитационных и магнитном полях, сейсмические и др. данные), полученной в ходе экспедиций советских, российских и зарубежных ученых, оказало существенное влияние на изучение строения коры и эволюции подводных поднятий Африкано-Антарктического сектора Южного океана. Значительный вклад в исследования структур и эволюции юго-восточной части Атлантического и юго-западной части Индийского океанов внесли Гайнанов А.Г., Пушаровский Ю.М., Лейченков Г.Л., Удинцев Г.Б., Ушаков С.А., Шрейдер А.А., Хаин В.Е., Дубинин Е.П., Булычев А.А., Литвин В.М., Сущевская Н.М., Соколов С.Ю., Кристоферсен Ю., Лабрек Дж.Л., Пейве А.А., Бонати Э., Хейс Д.Е., Раймонд К.А., Роекс А.Л., Йокат В., Мюллер Р.Д., Голь К., Эванс Х.Ф. и многие другие.

Объект исследования

Объектами исследования настоящей работы являются подводные поднятия Антарктического сектора Атлантического океана и юго-западной части Индийского океана. Наибольшее внимание уделено поднятиям Африкано-Антарктического сектора Южного океана, к которым относятся асейсмические хребты (Мозамбикский и Мадагаскарский), плато (Агульяс и Сейшельско-Маскаренское), спрединговый хребет ЮСАХ, поднятие Метеор и сопряженное с ним поднятие Айлос Оркадас. Исследуемые поднятия различаются по строению коры и литосферы, морфологии и происхождению.

Цели и задачи

Цель исследования: на основе анализа геофизической информации выявить особенности глубинного строения подводных поднятий и котловин Африкано-Антарктического сектора Южного океана и установить условия их формирования в свете пространственно-временной эволюции литосферы этого региона.

Для достижения поставленных целей решались следующие задачи:

1. Анализ геолого-геофизических данных на акваторию Антарктического сектора Атлантического и юго-западную часть Индийского океанов;
2. Выявление геофизических характеристик подводных поднятий с разной морфологией;
3. Анализ моделей эволюции литосферы региона и изучаемых морфоструктур области исследования;
4. Построение плотностных моделей тектоносферы на основе геолого-геофизической информации и выявление особенностей строения коры подводных поднятий;
5. Построение схемы структурного районирования на основе анализа потенциальных полей (аномальные гравитационные и магнитное поля).

Новизна исследования

Полученные в работе результаты легли в основу построения схемы структурного районирования и новых моделей строения коры и литосферы подводных поднятий различных типов.

На основе анализируемой информации аномального гравитационного и магнитного полей установлено:

1. Мозамбикский и Мадагаскарский хребты характеризуются различным строением коры и литосферы. Мадагаскарский хребет представляется блоками базальтовой океанической

коры, утолщенной за счет андерплейтинга. Мозамбикский хребет сложен утоненной континентальной корой на севере и корой смешанного типа на юге.

2. Плато Агульяс было образовано как крупная магматическая провинция вместе с поднятиями Северо-Восточная Георгия и Мод под действием горячей точки Буве. На севере плато, вероятно, сложено утоненной континентальной корой, на юге – утолщенной океанической.

3. Поднятия Айлос Оркадас и Метеор характеризуются утолщенной океанической корой, сформировавшейся под действием горячей точки Шона.

4. Строение коры подводных поднятий зависит от условий их образования, связанных с реорганизацией границ плит и магматической активностью горячих точек.

5. Схема структурного районирования Африкано-Антарктического сектора Южного океана, построенная на основе анализа потенциальных полей, показывает, что литосфера этого региона сложена гетерогенными блоками, сформированными на разных спрединговых хребтах и разделенными структурами палеограниц плит разных типов.

Теоретическая и практическая значимость

Полученные результаты являются частью решений фундаментальных задач по выяснению глубинного строения литосферы Африкано-Антарктического сектора Южного океана, строения коры подводных поднятий разного генезиса, а также геодинамической эволюции этого региона. Практическая значимость диссертационного исследования заключается в том, что выделенные характеристики аномальных гравитационных и магнитного полей создают основу для построения схем районирования. На примере изученного региона определено место и роль плотностного моделирования при реконструкции условий формирования подводных поднятий. Использованный подход может быть применен в других регионах.

Методология и методы исследования

В исследовании использованы цифровые модели:

- батиметрических данных Глобальной батиметрии (Global Predicted Bathymetry) [Sandwell et al., 2014], GEBCO [Weatherall et al., 2015, <https://www.gebco.net/>], а также ETOPO1 [Amante, Eakins, 2009];

- аномалии силы тяжести в свободном воздухе модель Д.Сандвелла [Sandwell, 2014] и модель WGM2012 [Balmino, 2012].

- модели аномального магнитного поля EMAG2 [Maus et al., 2009], EMAG2v3 [Meyer et al., 2017], WDMAM [Lesur et al., 2016, <https://wdmam.org/>],

- модель земной коры GEMMA [Reguzzoni et al., 2014],
- данные о мощности осадков [Whittaker, 2013; Straume et al., 2019];
- превышения геоида над эллипсоидом относимости [Palvis et al., 2008, Barthelmes, 2013].

Помимо этого, в работе использовались модели сейсмотомографии LLNL-G3Dv3 [Simmons et al., 2012] и SL2013sv [Schaeffer, Lebedev, 2013], а также материалы, собранные во время морских рейсов с 1939 года по настоящее время, хранящиеся в базе данных GEODAS [<https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/geodas/>].

Кроме этого, для более глубокого анализа и расширения существующей информации геофизических данных с помощью программ, разработанных на кафедре геофизических методов исследования земной коры геологического факультета МГУ, рассчитано аномальное гравитационное поле в редукции Буге [Булычев и др., 1998] и аномалии высот геоида в редукции Буге ΔN_B^{20} , полученные вычитанием из поля наблюдаемых высот геоида региональной 20-й гармоники и аномальных высот геоида в редукции Буге [Булычев и др., 2002]. В этой работе рассмотрены редукции с плотностями $\sigma_{cl}=2.67$ г/см³ и $\sigma_{cl}=2.80$ г/см³. Далее, для разделения полученных аномалий силы тяжести в различных редукциях и аномалий магнитного поля на составляющие использованы разные методы преобразования, среди которых пересчет в верхнее и нижнее полупространство, метод Саксова-Нигарда, полосовые частотные фильтрации, а также вычисление вертикального градиента. На основе анализа геолого-геофизической информации и трансформант полей проведено плотностное моделирование.

Построение плотностных моделей по данным аномального гравитационного поля осуществлялось в программных комплексах TG-2 [Булычев, Зайцев, 2008] и GravMagInv2D [Чепиго, 2019]. Первое программное обеспечение предназначено для интерактивного подбора в рамках блоковых моделей (с постоянной плотностью), во втором – реализованы как полигональные, так и сеточные (грид) модели. Приложение GravMagInv2D характеризуется более высокой скоростью счета и было использовано для моделирования по трансатлантическим профилям, отличающиеся первоначальной сложностью разреза по сравнению с остальными моделями.

Защищаемые положения

1. Совокупность геофизических характеристик и диапазон их вариаций служат индикаторами особенностей строения коры и разных условий происхождения подводных поднятий Африкано-Антарктического сектора Южного океана.

2. Глубинные модели строения коры и литосферы, полученные на основе плотностного моделирования, позволяют выявить основные типы коры, слагающие подводные поднятия и прилегающие котловины.

3. Структурное районирование аномальных гравитационных и магнитного полей свидетельствует о том, что литосфера Африкано-Антарктического сектора Южного океана сложена гетерогенными блоками, которые сформированы на разных спрединговых хребтах и разделены подводными поднятиями и палеограницами плит разных типов.

4. Вариации геофизических характеристик аномальных полей, плотностное моделирование и структурное районирование литосферы вместе с анализом пространственно-временных вариаций тектономагматической активности позволяют выявить основные типы подводных поднятий, различающихся строением коры, условиями формирования и эволюцией: современные спрединговые и палеоспрединговые хребты; хребты, частично отделенные от континента; хребты, сформированные в результате плюмового магматизма и сложенные утолщенной океанической корой; поднятия, образованные при формировании нового спредингового хребта на старой океанической литосфере в результате перескока оси спрединга; погруженные плато и поднятия, представляющие собой фрагменты крупной магматической провинции; микроконтиненты.

Степень достоверности

Полученные в ходе написания настоящей работы результаты основаны на современных геолого-геофизических данных [Barthelmes, 2013; Heath, 1984; Maus et al., 2009; Meyer et al., 2017; Palvis et al., 2008; Reguzzoni et al., 2014; Sandwell et al., 2014; Schaeffer, Lebedev, 2013; Simmons et al., 2012; Straume et al., 2019; Whittaker, 2013], не противоречат существующим представлениям о тектоническом развитии Африкано-Антарктического сектора Южного океана и дополняют их. Проведенное плотностное моделирование строения коры и тектоносферы подводных поднятий совместно с анализом дополнительной геолого-геофизической информации подтверждают их гетерогенное строение и условия формирования.

Апробация результатов

Результаты настоящей работы были опубликованы в шести статьях, которые входят в список RSCI [Коснырева и др., 2022; Рыжова и др., 2021а; Рыжова и др., 2021б, Рыжова и др., 2022а; Рыжова и др., 2022б; Чупахина и др., 2022], а также неоднократно докладывались на научных конференциях, совещаниях и семинарах:

- 9 и 10-я Международная научно-практическая конференция «Морские исследования и образование: MARESEDU» – 2020, 2021 гг.;

- 27, 28 и 29-я Международная научная конференция студентов, аспирантов и молодых учёных «Ломоносов» – 2020, 2021 и 2022 гг.;
- 4 и 5-я Международная геолого-геофизическая конференция и выставка: «ГеоЕвразия» – 2021, 2022 гг.; 53-е Тектоническое совещание – 2022;
- 48-е Заседание Международного научного семинара имени Д.Г. Успенского – В.Н. Страхова – 2022 г.;
- 24-я Международная научная конференция (Школа) по морской геологии – 2022 г.

Личный вклад

В ходе исследований автором самостоятельно проведены:

1. Сбор и анализ априорной и новейшей геолого-геофизической информации о строении морфоструктур Африкано-Антарктического сектора Южного океана;
2. Составление единой базы геологических и геофизических данных на Африкано-Антарктический сектор Южного океана;
3. Расчёт дополнительных геофизических параметров, выбор информативных характеристик полей и анализ полученных результатов;
4. Плотностное моделирование строения тектоносферы по трансатлантическим и опорным профилям, пересекающим подводные поднятия разного генезиса;
5. Построение актуальной схемы структурного районирования Африкано-Антарктического сектора Южного океана по результатам анализа потенциальных полей.

Автором, в соавторстве с руководителями и сотрудниками кафедры, подготовлены статьи и тезисы докладов, отражающие основные результаты исследований. Выполнено их оформление для публикации, представление их в редакции журналов и переписка с редакторами. Результаты исследований представлены автором докладами на 10-ти международных конференциях и совещаниях.

Поддержка работы

Работа выполнялась при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 18-05-00127 и 18-05-00378) и Российского научного фонда проект № 22-27-00110.

Благодарности

Автор выражает глубокую признательность и искреннюю благодарность научным руководителям: доктору физико-математических наук, профессору Андрею Александровичу Булычеву и доктору геолого-минералогических наук, профессору Евгению Павловичу Дубинину

за многолетнюю всестороннюю поддержку и помощь в изучении глубинного строения Земли и эволюции океанических районов.

Автор искренне признателен сотрудникам кафедры геофизических методов исследования земной коры: Косныревой Марии Владимировне, Кузнецову Кириллу Михайловичу, Лыгину Ивану Владимировичу, Соколовой Татьяне Борисовне за всестороннюю поддержку и ценные советы при выполнении работы. За предоставление сейсмического материала автор благодарит доктора геолого-минералогических наук Соколова Сергея Юрьевича.

Слова особой благодарности автор выражает, заместителю главного геолога по геологическому моделированию ООО «ИНГЕОСЕРВИС», Зайцеву Андрею Николаевичу и своим коллегам за огромную поддержку, оказанную при написании настоящей работы.

Отдельную благодарность за терпение, моральную поддержку и понимание автор выражает членам своей семьи и друзьям.

Глава 1. Используемые геолого-геофизические материалы

В настоящее время существуют открытые источники мировых банков данных с геолого-геофизической информацией, которая включает материалы, как набортных съемок, так и данные со спутников. Основным материалом для таких источников послужили результаты морских научно-исследовательских экспедиций, которые выполняли помимо геологических задач еще и сбор геолого-геофизической информации: данные о рельефе дна океана, съемка гравитационного и магнитного полей, профильные сейсмические измерения и измерения теплового потока, а также данные глубоководного бурения. Все материалы, полученные в морских экспедициях, хранятся в базе данных GEODAS Национальных Центров Экологической Информации (NCEI) [<https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/geodas/>]. Эта база пополняется с 1939 года материалами морских съемок океанографических институтов США и университетов других стран по всему миру. Данные доступны через средство просмотра геофизической информации Trackline, поиск по которому доступен как по географическому району, году исследования, так и по типу данных.

В данной работе, при изучении строения тектоносферы подводных поднятий Африкано-Антарктического сектора Южного океана, была использована следующая геолого-геофизическая информация:

- глубина океанического дна (рельеф) [Amante, Eakins, 2009; Sandwell et al., 2014; Weatherall et al., 2015];
- модели аномального гравитационного поля и его градиента [Sandwell et al., 2014];
- модели аномального магнитного поля EMAG2, EMAG2v3 и WDMAM [Maus et al., 2009; Meyer et al., 2017; Lesur et al., 2016];
- модели сейсмотомографии LLNL-G3Dv3 и SL2013sv [Simmons et al., 2012; Schaeffer, Lebedev, 2013];
- возраст океанического дна [Muller et al., 2008];
- модель земной коры GEMMA [Reguzzoni et al., 2014];
- данные о мощности осадков [Straume et al., 2019; Whittaker, 2013];
- превышения геоида над эллипсоидом относимости [Palvis et al., 2008];
- данные теплового потока [Jennings, 2021];
- данные глубоководного бурения [Barker et al., 1988; Ciesielski et al., 1988; Gersonde et al., 1999].

1.1. Батиметрические материалы

Для геолого-геофизического изучения подводных поднятий, котловин и в целом строения Земли необходима информация о рельефе дна океана. Существует множество проектов, занимающихся сбором и обобщением батиметрических материалов с различной детальностью и полнотой покрытия, которые были получены в ходе морских исследований, а также по результатам спутниковых данных.

В данной работе были рассмотрены три глобальные модели батиметрических данных, которые различаются по детальности покрытия территорий мирового океана. Таким источниками являются данные GEBCO (The General Bathymetric Chart of the Oceans) [Weatherall et al., 2015], Глобальная батиметрия (Global Predicted Bathymetry) [Sandwell et al., 2014] и ETOPO1 [Amante, Eakins, 2009].

Модель GEBCO – это непрерывная глобальная модель рельефа океана и континентов с разрешением в 15 угловых секунд. В основе данной модели используются наборы данных SRTM15+, которые представляют с собой объединение топографии суши с измеренным и предполагаемым рельефом морского дна. С целью создания бесшовной глобальной модели рельефа модель GEBCO составлена из региональных сеток данных с координатной привязкой, основанных на многолучевых данных. Также в модель GEBCO включены материалы международных и национальных хранилищ данных и региональных картографических инициатив.

Глобальная модель рельефа ETOPO1 создана в 2008 году подразделением Национального управления океанических и атмосферных исследований (NOAA) – Национальным Центром Геофизических Данных (NGDC). При составлении этой модели использовались объединенные наборы батиметрических и топографических данных Института океанографии Скриппса (SIO), Института Исследований Балтийского моря имени Лейбница (LABS) и Национального Центра Геофизических данных (NGDC). Модель ETOPO1 представлена с размером ячейки 1 угловая минута и доступна для скачивания в двух вариантах. Первый – Ice Surface, в котором представлена поверхность ледяных покровов Антарктиды и Гренландии, второй – Bedrock, на котором изображены подстилающие породы под ледяными покровами.

При выполнении исследований, представленных в настоящей работе, использована модель Глобальной батиметрии (Global Predicted Bathymetry) [Sandwell et al., 2014], которая имеет разрешение 1 угловую минуту (рисунок 1). Данная модель получена путем объединения имеющихся данных глубинного зондирования с данными морской гравитации высокого разрешения, собранных с помощью космических аппаратов Geosat и ERS-1. Источниками данных, используемых для построения модели, послужили: томография SRTM, NGDC GEODAS,

Институт океанографии Скриппса (SIO), Цифровые морские зондирования NGA, Национального Центра Геофизических Данных (NGDC), Топография Антарктики ICESAT и многие другие.

1.2. Гравиметрические материалы

Аномальное гравитационное поле является сильным инструментом при изучении тектонических структур, особенно на акваториях. В настоящее время активно используются данные, полученные при помощи спутниковой альтиметрии, поскольку набортных наблюдений в некоторых участках акваторий получено недостаточно. Для изучения и картирования гравитационного поля Земли и геоида были запущены три специальные миссии: CHAMP, GRACE, GOCE. Высокоточные альтиметрические измерения позволяют изучать характер поведения геоида по всей области Мирового океана.

Существует большое количество моделей гравитационного поля, представленных как коэффициентами сферических гармоник гравитационного потенциала Земли (EGM2008, GECO, EIGEN-6C4 и EGM2012), так и аномалиями поля силы тяжести (WGM2012 и модель Д. Сандвелла). В этой работе были рассмотрены модели EGM2008 [Palvis et al., 2008; Whittaker, 2013], WGM2012 [Balmino et al., 2012] и модель Д. Сандвелла [Sandwell et al., 2014].

EGM2008 представляет собой сферическую модель гармоник гравитационного потенциала Земли [Palvis et al., 2008]. Эта модель сформирована путем объединения наземных, альтиметрических и аэрогравиметрических данных. В районах, где были доступны только гравиметрические данные с более низким разрешением, их спектральный состав дополнен гравитационной информацией, полученной из подробной глобальной топографической базы данных.

Международным Бюро Гравиметрии (BGI) в сотрудничестве с международными организациями (Комиссия по Геологической Карте Мира (CGMW), Международной Ассоциацией Геодезии (IAG), Международным союзом геодезии и геофизики (IUGG) и др) создана модель WGM2012, которая является моделями гравитационных аномалий Земли с разрешением 2 угловые минуты. Модель представлена полем силы тяжести в редукциях за свободный воздух, Буге и изостатической. Гравитационные аномалии модели WGM2012 составлены из открытых глобальных моделей Земли EGM2008 и DTU10, содержат поправки за рельеф ETOPO1 с разрешением 1 угловой минуты. Помимо этого, эти аномалии вычислены с учетом сферических гармоник [Balmino et al., 2012].

Основным материалом, использованным в настоящей работе, были аномалии силы тяжести в свободном воздухе, представленные Д. Сандвеллом с соавторами [Sandwell et al., 2014]. Аномалиями гравитационного поля данной модели представлены гридом данных с разрешением

1 угловая минута, который рассчитан по результатам спутниковых миссий Geosat, ERS-1, GryoSat-2 и Jason-1. Точность этой модели для всей акватории составляет ± 2 мГал. Кроме того, цитируемыми авторами составлена модель вертикального градиента аномального гравитационного поля.

Используя полученные модели аномального поля силы тяжести и батиметрии Д. Сандвелла [Sandwell et al., 2014], были рассчитаны аномалии гравитационного поля в редукции Буге с различной плотностью промежуточного слоя с учетом сферичности [Булычев и др., 1998]. Основным материалом для дальнейшей работы были выбраны аномалии гравитационного поля в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя $\sigma_{\text{сл}}=2.67$ г/см³ и $\sigma_{\text{сл}}=2.80$ г/см³. По полученным аномалиям поля силы тяжести рассчитаны различные трансформанты такие как пересчет в верхнее полупространство, вычисление вертикального градиента аномального гравитационного поля, метод Саксова Нигарда и другие. Полученные материалы позволили выделить компоненты аномальных полей (низкочастотную, среднечастотную и высокочастотную). Анализ трансформант поля аномалий силы тяжести в редукции за свободный воздух и Буге показал, что в аномальных полях, пересчитанных в верхнее полупространство, отражаются глубинные структурные неоднородности.

Низкочастотная компонента представлена полем аномалий силы тяжести в редукции Буге, пересчитанных на высоту 200 км; среднечастотная компонента — полем разностных аномалий, пересчитанных на высоты 75 и 150 км; высокочастотная компонента — разностным полем между исходным и пересчитанным на высоту 50 км, а также полем вертикального градиента аномалий Буге (V_{zz}) на нулевом уровне.

Помимо расчета аномалий поля силы тяжести в редукции Буге и различных трансформант, были получены первые 20 и 24 гармоник высот геоида по модели EGM2008 [Palvis et al., 2008; Whittaker, 2013], которые принимались за региональный фон. К этим гармоникам были рассчитаны поправки Буге (по аналогии с аномалиями силы тяжести с плотностью промежуточного слоя $\sigma_{\text{сл}}=2.67$ г/см³ и $\sigma_{\text{сл}}=2.80$ г/см³, с учетом сферичности и топографии). Данная процедура проводилась для расчета «аномалий высот геоида в редукции Буге» $\Delta N_{\text{Б}}^{20}$ и $\Delta N_{\text{Б}}^{24}$, характеристика которых соответствует компонентам поля верхней оболочки Земли и верхней части астеносферы – литосфере и тектоносфере [Булычев и др., 2002].

1.3. Магнитометрические материалы

В настоящее время существует большой объем материалов по данным разновысотных магнитных съемок, на основе которых построены высокоточные модели аномального магнитного поля. Такими моделями являются EMAG2v2, EMAG2v3 и WDMAM

[Maus et al., 2009; Meyer et al., 2017; Lesur et al., 2016]. Эти модели составлены на основе спутниковых (данные спутника CHAMP), аэромагнитных и морских (наборных) магнитных измерений и представлены в виде гридов, описывающих магнитное поле земной коры с разрешением в $2' \times 2'$. Модели аномального магнитного поля используют для решения различных видов задач, в том числе и для изучения структуры и эволюции литосферы земной коры.

Модель аномального магнитного поля ΔT_a – EMAG2v3 – это обновленная версия глобальной сетки магнитных аномалий Земли EMAG2v2. Разрешение грида составляет 2 угловых минуты, высота над геоидом 4 км. Отличие от предыдущей версии (EMAG2v2) состоит в том, что в данные добавлены наблюдения на уровне моря в акваториях, а волны длиной более 300 км заменены новой спутниковой моделью магнитного поля литосферы MF7, таким образом обновлены данные как на суше, так и в океанах. Модель EMAG2v3 основывается непосредственно на измерениях аномального магнитного поля и не содержит в себе априорной геологической информации, поэтому лучше представляет сложность аномалий и точно отражает места, где нет данных по магнитному полю.

Модель WDMAM – это мировая карта цифровых магнитных аномалий ΔT_a (рисунок 1.1), которая является результатом работ по международному научному проекту под руководством Международной Ассоциации Геомагнетизма и Аэрономии (IAGA) и Комиссии по Геологической Карте Мира (CGMW). Цель данного проекта – составление и предоставление информации о магнитных аномалиях на континентах и океанах, вызванных Земной литосферой. Эта модель впервые представлена в 2007 году Комиссией по Геологической Карте Мира (CGMW). В 2015 году на Генеральной ассамблее Международного союза Геодезии и Геофизики (IUGG) опубликована исправленная версия карты – WDMAMv2. Разрешение модели WDMAM 2 угловые минуты, высота над геоидом 5 км. В качестве интерполяции отсутствующих магнитных данных или при их недостаточности используются синтетические магнитные аномалии, вычисленные на основе возраста дна океана и с учетом движения плит при определении направления векторов намагниченности.

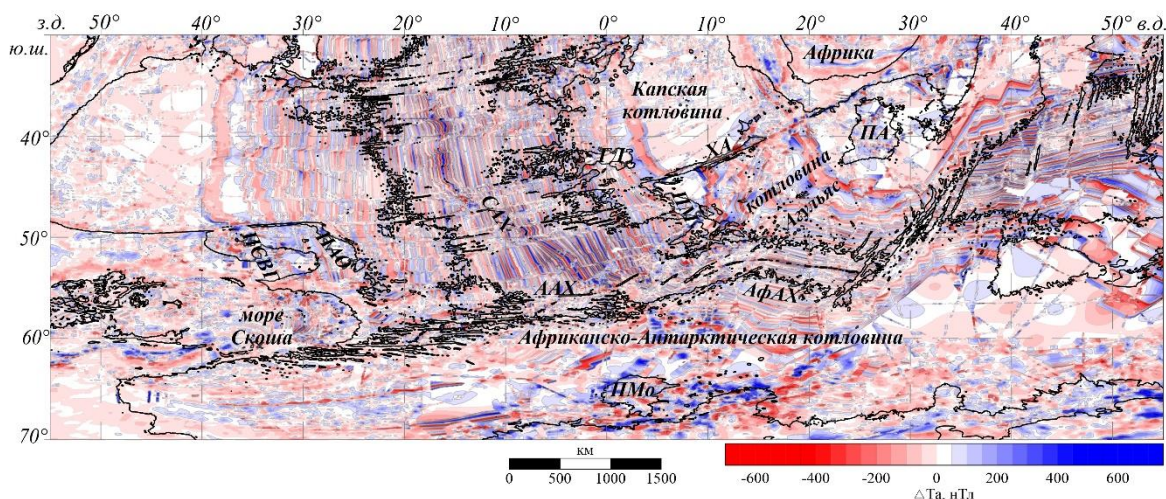


Рисунок 1.1. Аномальное магнитное поле ΔT_a модели WDMAM на акваторию Антарктического сектора Южной Атлантики. ААХ – Американско-Антарктический хребет; АфАХ – Африканско-Антарктический хребет; ГД – подводные горы Дискавери; ПА – плато Агульяс; ПАО – поднятие Айлос Оркадас; ПМ – поднятие Метеор; ПМо – поднятие Мод; ПСВГ – поднятие Северо-Восточная Георгия; ХА – хребет Агульяс

1.4. Сейсмические материалы

С целью понимания эволюционных процессов, происходящих глубоко внутри земли, в работе использовались модели сейсмотомографии LLNL-G3Dv3 [Simmons et al., 2012] и SL2013sv [Schaeffer, Lebedev, 2013].

Модель LLNL-G3Dv3 собрана из базы данных Ливерморской национальной лаборатории Лоуренса и представляет собой массивную компиляцию данных из различных источников. Такими источниками данных являются Международный сейсмологический центр (ISC), Национальный информационный центр о землетрясениях (NEIC), крупномасштабные рефракционные съемки USARRAY Transportable Array и другие. Модель сейсмотомографии LLNL-G3Dv3 базируется на данных о времени прихода Р-волн и отображает многочисленные геологические и геодинамические структуры. Материалы этой модели представлены 57 файлами (1 файл на слой), в виде сферической структуры Земли. Верхние слои включают кору и верхнюю мантию с разрешением в 1 градус, количество файлов-слоев которых составляет 31. Нижняя мантия – 26 слоев с разрешением в 2 градуса. В рассматриваемой модели также есть ряд ограничений, например, исключение более широкого набора сейсмических фаз (помимо Р и Рn) и значительных эффектов анизотропии Р-волн [Simmons et al., 2012].

Модель SL2013sv представляет собой глобальную вертикально поляризованную модель скорости сдвига, которая обеспечивает значительное улучшение разрешения. Она состоит из большого набора широкополосных сейсмограмм, вычисленных в зависящих от сейсмограммы частотных диапазонах, вплоть до максимального диапазона периодов 11-450 с. Авторы модели

обобщили данные более чем 120 доступных международных, национальных, региональных и временных сейсмических сетей, предоставленных Объединенными научно-исследовательскими институтами сейсмологии (IRIS), обсерваториями и исследовательскими центрами европейской сейсмологии (ORFEUS) и Канадского национального Центра данных сейсмической сети (CNSN). В общей сложности в модель вошли данные с более чем 5000 станций. Глобальная модель SL2013sv получена с использованием различных методов и наборов данных, включая время прохождения, поверхностные волны и объемные волны [Schaeffer, Lebedev, 2013].

1.5. Тепловой поток

Геолого-геофизическую информацию о тепловом потоке используют непосредственно при решении задач изучения Земли и в качестве информации при моделировании. При изучении строения Земли нельзя забывать о глобальной базе тепловых потоков в современной структуре (ThermoGlobe) [Jennings, 2021 – <http://heatflow.org/>]. ThermoGlobe – это глобальная компиляция мировых данных о тепловых потоках, которую осуществляет Международная комиссия по тепловым потокам (IHFC). В используемой базе данных хранится информация о тепловом потоке и его градиенте, температуре, теплопроводности и выработке тепла.

Несмотря на то, что база данных ThermoGlobe содержит большое количество материалов, охватывающие континенты и акватории, остаются существенные пробелы в изучении теплового потока в южных частях Мирового океана (рисунок 1.2).

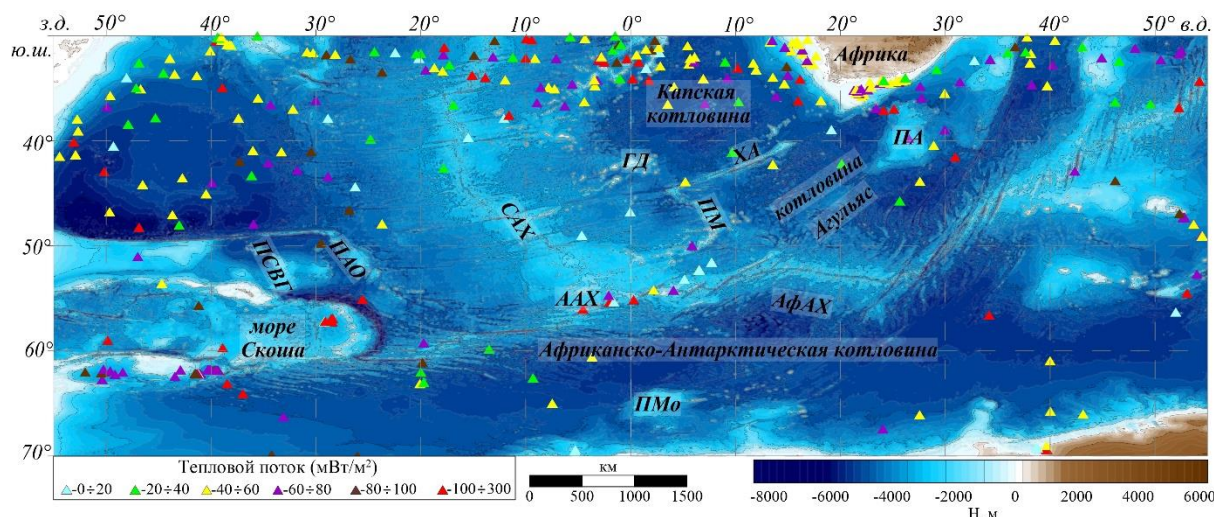


Рисунок 1.2. Рельеф дна океана Антарктического сектора Южной Атлантики с нанесенными пунктами измерения теплового потока [Jennings, 2021]. ААХ – Американско-Антарктический хребет; АфАХ – Африканско-Антарктический хребет; ГД – подводные горы Дискавери; ПА – плато Агульяс; ПАО – поднятие Айлос Оркадас; ПМ – поднятие Метеор; ПМо – поднятие Мод; ПСВГ – поднятие Северо-Восточная Георгия; ХА – хребет Агульяс

1.6. Возраст океанического дна

В настоящей работе использовалась модель возраста дна океана Мюллера с соавторами [Müller et al., 2008] с разрешением грида 2 угловые минуты (рисунок 1.3). Грид этой модели включает данные по всем основным океаническим бассейнам и детальные реконструкции задуговых бассейнов. Модель возраста дна океана представлена изохронами морского дна, реконструированными на основе морских магнитных аномалий и зон разломов, полученных по морским гравитационным аномалиям Д. Сандвелла [Sandwell, Smith, 1997]. Модель дополнена новыми данными глобальных вращений плит, сетками половинных скоростей спрединга дна и спрединговой асимметрией. Возраст, скорость спрединга и асимметрия в каждом узле сетки определяются путем линейной интерполяции между соседними изохронами морского дна в направлении спрединга. Возраст дна океана между самыми старыми магнитными изохронами и континентальной корой интерполируются геологическими оценками возраста пассивных сегментов континентальной окраины. [Müller et al., 1997]. Минимальная точность модели, по определению цитируемых авторов, менее 500 тыс. лет, обусловлена неопределенностью используемых временных масштабов, а максимальная составила 15 млн лет, что может быть связано с некорректно маркированными и интерпретированными данными в отдельных точках.

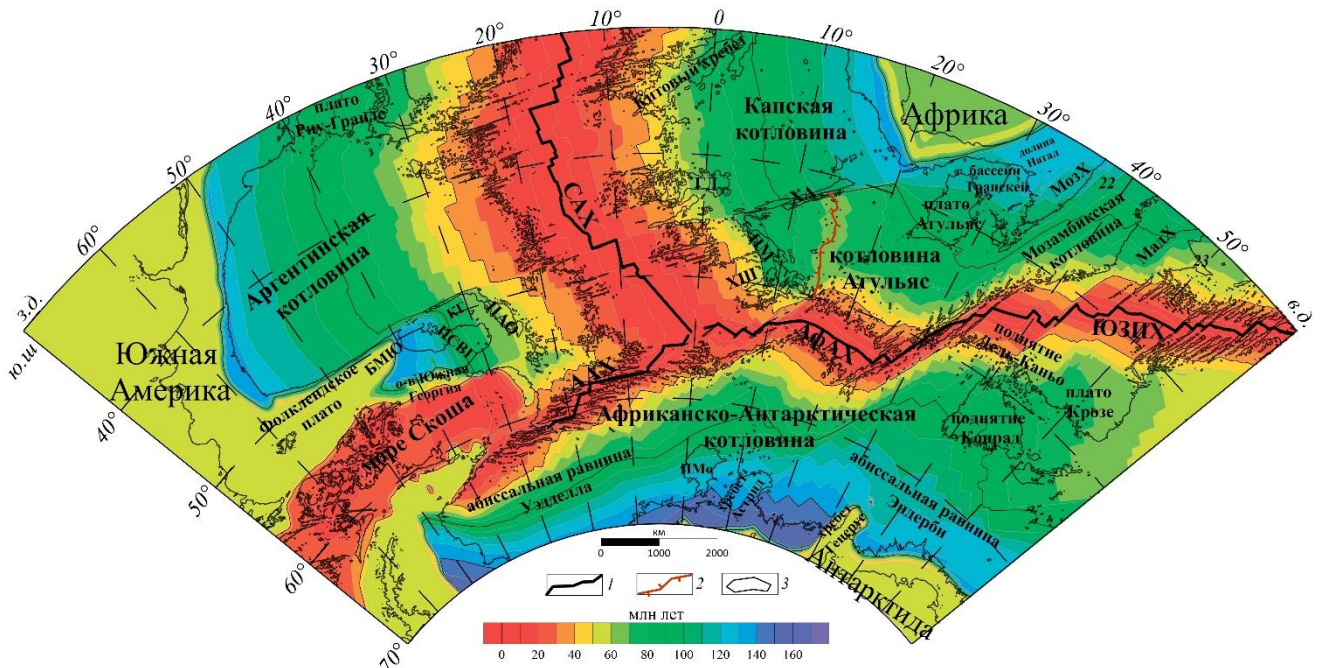


Рисунок 1.3. Возраст дна океана Антарктического сектора Южной Атлантики, по данным [Müller et al., 2008]. Условные обозначения: 1 – ось срединно-океанических хребтов; 2 – ось полеоспредингового хребта Агульяс; 3 – границы подводных поднятий. ААХ – Американско-Антарктический хребет, АфАХ – Африканско-Антарктический хребет, БМЮ – банка Мориса Юинга; ГД – подводные горы Дискавери, 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, ХА – хребет Агульяс, ХШ – хребет Шона, ЮЗИХ – Юго-Западный Индийский хребет

1.7. Мощность донных осадков

Знание мощности наземных и морских отложений имеет важное значение для понимания геологической эволюции и процессов. На сайте Национального управления океанических и атмосферных исследований представлено три версии общей мощности осадков Мирового океана и окраинных морей (GlobSed) [<https://ngdc.noaa.gov/mgg/sedthick/>]. Автором настоящей работы использована новейшая версия модели GlobSed Страума и соавторов [Straume et al., 2019], которая содержит обновления для регионов Северной Атлантики, Северного Ледовитого океана, Южного океана и Средиземноморья. Данная модель основана на ранее выпущенных моделях мощности осадков [Divins, 2003; Whittaker et al., 2013] и на глобальной модели возраста океанической литосферы, а также содержит новые данные мощности океанических отложений [Funk et al., 2017; Hopper et al., 2014; Petrov et al., 2016; Huang et al., 2014]. Этот метод Страум с соавторами использует для оценки взаимосвязи между общей толщиной отложений, возрастом подстилающей океанической литосферы и ее широтой. Таким образом, новая модель мощности осадков GlobSed, с разрешением 5 угловых минут, охватывает большую площадь, что привело к увеличению предполагаемого общего объема океанических отложений на 29.7% [Straume et al., 2019].

1.8. Данные глубоководного бурения

В архивах Национального управления Океанических и Атмосферных Исследований (National Oceanic and Atmospheric Administration – NOAA) хранятся данные и геологические образцы, полученные в результате выполнения проектов глубоководного бурения (Deep Sea Drilling Project – DSDP), океанского бурения (Ocean Drilling Program – ODP) и Международной программы изучения океанов (International Ocean Discovery Program – IODP).

Проект глубоководного бурения (DSDP) осуществлял работы с 1968 по 1983 года. В течение этого времени было пробурено более 1000 скважин на 624 площадках по всему миру. Группой управления данными DSDP собран полный набор электронных файлов морских геологических и геофизических данных. В этих электронных файлах проекта содержится описательная и аналитическая информация об отложениях и твердых породах, файлы документации, несколько сводных и справочных файлов, а также геофизические данные (батиметрия, магнитометрия и навигация) и каротаж. Файлы данных включают следующее: возраст, глубина по керну, данные пористости-плотности пород, оценка затухания гамма-излучения пористости, геохимия пород, разрезы и описание образцов пород, палеомагнитная

информация отложений, палеонотология, скорость звуковой волны, описание керна, рентгеновская минералогия и другая информация.

Программа океанского бурения (ODP) управляла буровым судном JOIDES Resolution с 1984 по 2003 год, совершив более 100 рейсов по всему миру. Проект ODP финансировался Национальным научным фондом США и несколькими странами через Объединенные океанографические институты по отбору проб глубин Земли (JOIDES). В 2005 году Национальный центр геофизических данных (NGDC) получил полный комплект основных научных данных из реляционной базы данных ODP JANUS для постоянного архивирования в NGDC. Данные включают все цифровые материалы отложений, собранные на всех этапах программы, которые хранятся в базе данных JANUS по состоянию на декабрь 2005 года. Данные включают:

- 1) оценку объемной плотности с помощью денсиметрии поглощения гамма-излучения (gra),
- 2) карбонат углерода (carb),
- 3) дискретную скорость р-волны (pws1, pws2, pws3),
- 4) температуру на забое (temp),
- 5) газовую хроматографию (газ),
- 6) магнитную восприимчивость (msl),
- 7) естественное гамма-излучение (ngr),
- 8) палеомагнетизм (pmag),
- 9) скорость продольных волн (pwl),
- 10) спектрофотометрию и колориметрию отражения (rsc),
- 11) прочность на сдвиг (avs, pen, tor),
- 12) теплопроводность (tcon),
- 13) рентгеновскую дифракцию (XRD),
- 14) рентгенофлуоресцентную спектрометрию (XRF) и многую другую информацию.

В 2007 году NGDC получила полную копию цифровых фотографий керна.

Международная программа изучения океана (IODP) – это международное сотрудничество в области морских исследований, которое изучает историю и динамику Земли с использованием океанских исследовательских платформ по изучению керна и мониторинга подводной среды.

В районе исследований пробурено более 25 скважин (рисунок 1), которые позволили получить уникальную информацию о геологическом строении коры подводных поднятий и котловин, сделать модели глубинного строения более корректными и геологически обоснованными.

Выводы по главе 1

В настоящее время в открытом доступе хранится большой объем геолого-геофизической информации, при использовании которой можно проводить углубленный комплексный анализ геолого-геофизической ситуации и решать задачи, поставленные в данной работе. Дополнительные расчеты редукций аномалий поля силы тяжести и их трансформант, выполненные в рамках настоящей работы, способствуют расширению информативности комплекса геолого-геофизических данных для выявления характеристик и особенностей строения тектоносферы подводных поднятий Африкано-Антарктического сектора Южного океана.

Глава 2. Гипотезы тектонического развития Африкано-Антарктического сектора Южного океана

Распад Гондваны является наиболее значительным геологическим событием, повлиявшим на южное полушарие за последние 200 млн лет. Геофизические исследования вокруг континентальных окраин, сформировавших Гондвану, являются ключом к пониманию процессов фрагментации на начальной стадии распада. Считается, что долина Натал и Мозамбикский хребет у берегов Южной Африки образовались в результате разделения континентов Южная Америка-Африка-Мадагаскар и Антарктика во время первоначального распада ~183–130 млн лет назад (рисунок 2.1) [Tikku et al., 2002; Hanyu et al., 2017].

Мозамбикский хребет был образован 135–125 млн лет назад в несколько этапов [Fischer et al., 2017; König, Jokat, 2010]. Первоначально он начал формироваться на севере 135 млн лет назад и продолжал расти к юго-западу [Simpson et al., 1979]. По данным [Mueller, Jokat, 2019] северные фрагменты Мозамбикского хребта имеют более древний возраст. Этот вывод основан на детальном анализе магнитных аномалий и валанжинготеривском возрасте древнейших осадков (139.4–130.8 млн лет) пробуренных в скважине DSDP 249. Центральная область сформировалась около 131 млн лет назад. юго-западный блок хребта образовался под действием вулканизма, продолжавшегося до ~126 млн лет.

На формирование и строение Мозамбикского хребта большое влияние оказала магматическая активность плюма Кару [Le Gall et al., 2002; Riley et al., 2005; König, Jokat, 2010]. Его активность могла инициировать перекрытия и перескоки рифтовых осей, кинематическая нестабильность которых могла привести, как к формированию новых спрединговых сегментов, отмиранию активных рифтовых ветвей, так и к частичному отделению линейной структуры Мозамбикского хребта от Африки [Matsinhe et al., 2021].

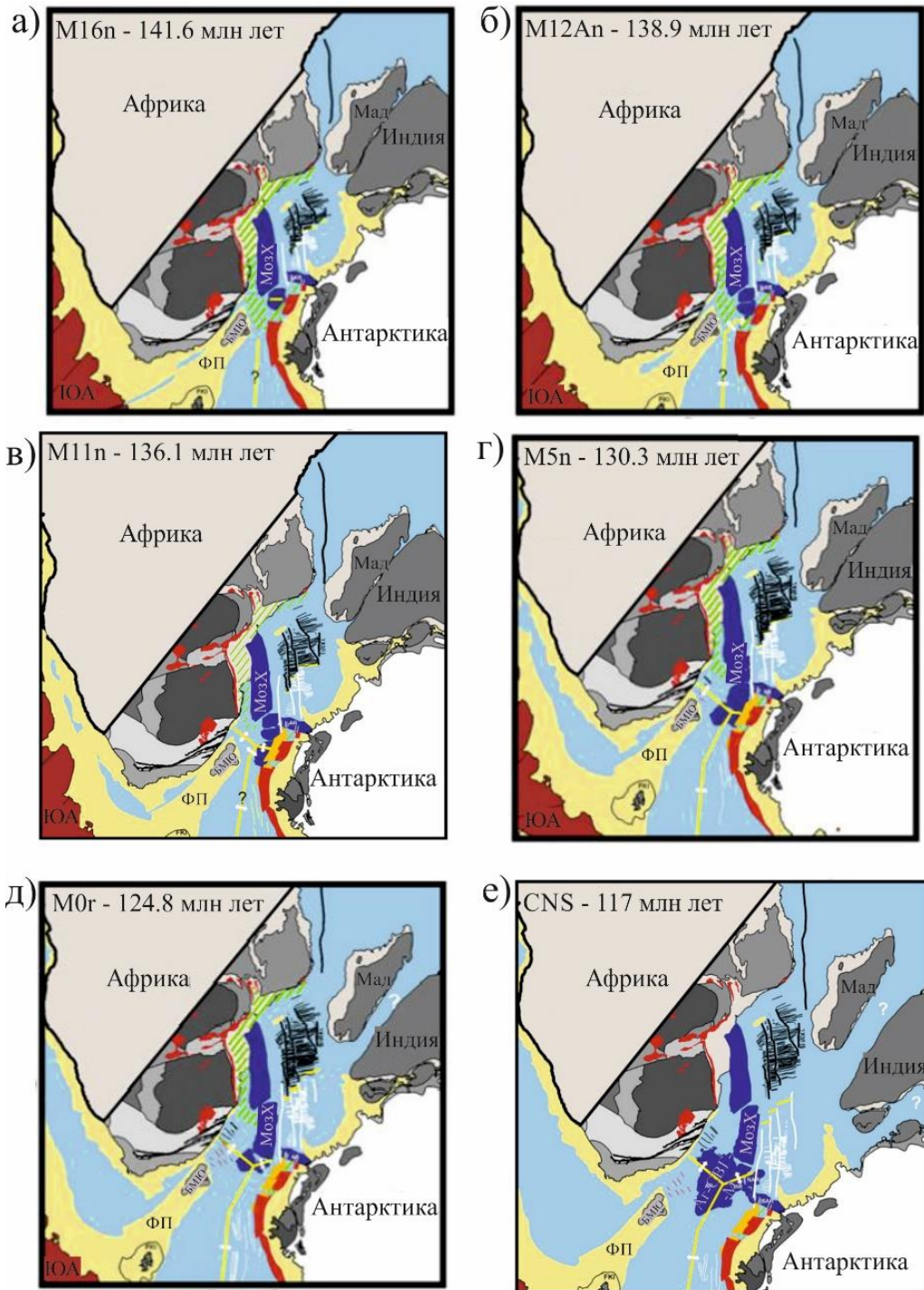


Рисунок 2.1. Палеореко́нструкция распада центральной Гондваны в период 142 – 117 млн лет по [Leinweber, Jokat, 2011], с изменениями. Желтая линия – спрединг дна океана; тонкие черные и белые линии – аномалии спрединга дна; толстые черные и белые линии – зоны разломов; светло-голубой цвет – океаническая кора; желтый – утоненная континентальная кора; темно- синий – океанические плато

Примерно к 106 млн лет восточная часть Фолклендского плато, область банки Мориса Юинга, отделяется от южной оконечности Африканского континента. К юго-востоку от разделения образуется крупная магматическая провинция в составе поднятий Северо-Восточная Георгия, Мод и плато Агульяс (до ~97 млн лет) [Pérez-Díaz, Eagles, 2014, Parsieglia et al., 2008].

Происхождение и строение этих поднятий до конца не ясно. Шандл с соавторами [Schandl et al., 1990], Кристоферсен и Лабрекю [Kristoffersen, LaBrecque, 1991], а также Парсиегла с соавторами [Parsiegla et al., 2008], основываясь на результатах бурения и сейсмических данных, предполагают, что все три были связаны с избыточным вулканизмом. Тухолке с соавторами предположили, что плато Агульяс переместилось на нынешнее местоположение между 108 и 93 млн лет назад и могло располагаться к югу от Фолклендского плато и напротив Мозамбикского хребта (рисунок 2.2) [Tucholke et al., 1981]. Мартин с соавторами предположили, что плато Агульяс было соединено с Фолклендским плато, которые отделились друг от друга между 108 и 105 млн лет [Martin et al., 1982].

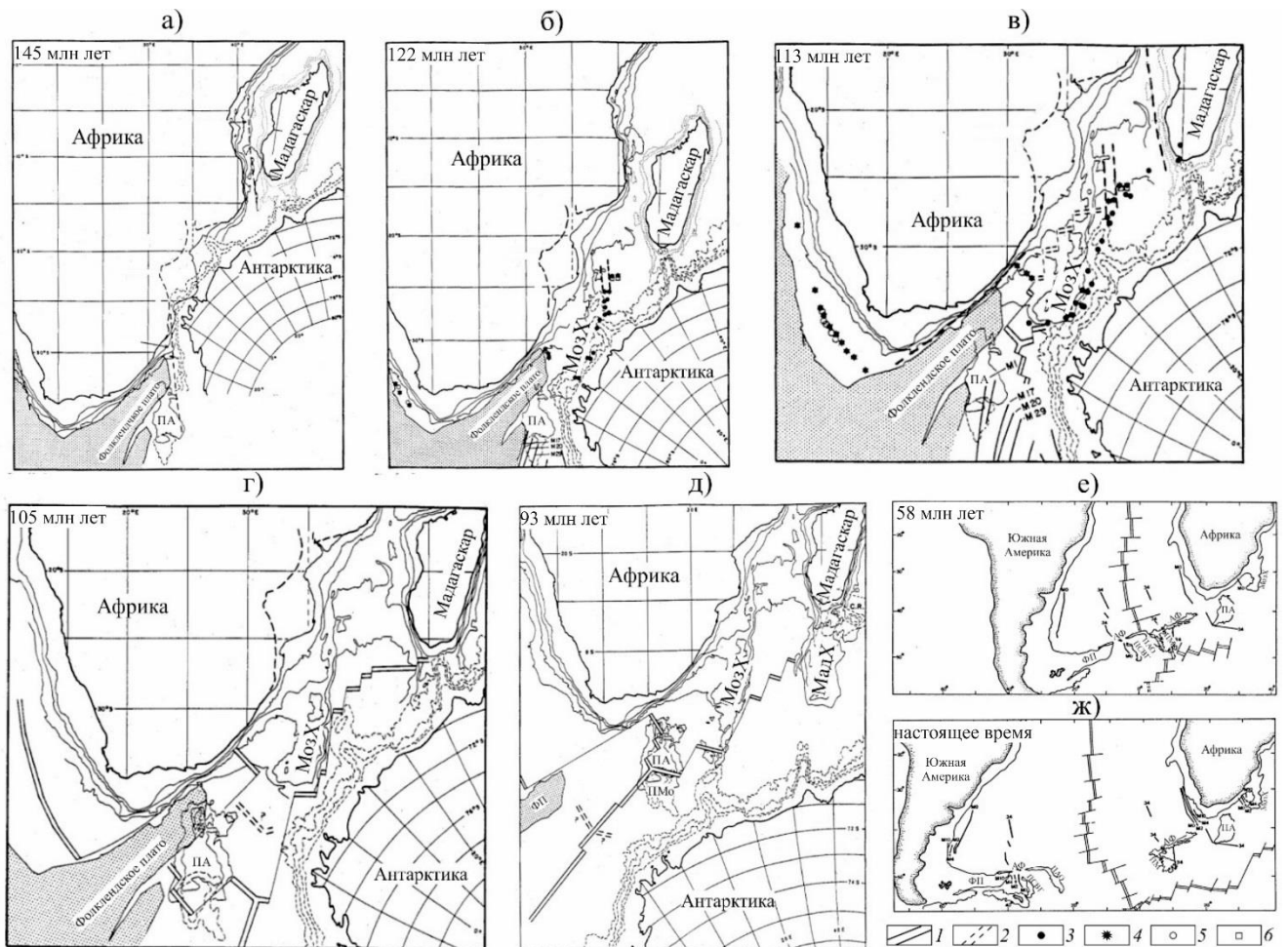


Рисунок 2.2. Тектонические реконструкции плит Африкано-Антарктического сектора Южного океана для периода с 145 млн лет по настоящее время, опубликованные [Martin, 1984], с изменениями. Условные обозначения: 1 – предполагаемые положения спрединговых хребтов, 2 – палеоспрединговых хребтов, 3 – эпицентры землетрясений на срединно-океаническом хребте; идентифицированные магнитные аномалии на: 4 – Африканской плите, 5 – Южноамериканской плите, 6 – Антарктической плите. АФ – Агульяс-Фолклендская разломная зона, МозХ – Мозамбикский хребет, ПА – плато Агульяс, ПМ – поднятие Метеор, ПМо – поднятие Мод, ФП – Фолклендское плато

Мартин и Хартнади в 1986 году, основываясь на плейттектонических реконструкциях, предположили, что поднятие Мод было соединено с плато Агульяс и Мозамбикским хребтом [Martin, Hartnady, 1986]. На основе анализа магнитных аномалий океанического дна Ким с соавторами [Kim et al., 2005] высказали предположение, что поднятие Мод и плато Агульяс были сопряженными поднятиями в меловой период. Утолщенная кора этих поднятий вероятно связана с интенсивным вулканизмом и андерплейтингом, обусловленным активностью горячих точек во время разделения двух блоков (~84-94 млн лет назад) [Martin, Hartnady, 1986; Schandl et al., 1990].

Между 90 и 70 млн лет назад произошло образование морского дна, представленное в виде Мальвинской плиты в котловине Агульяс к югу от Южной Африки. На основе комбинированных данных магнитных аномалий и ориентации трансформных зон с наличием палеоспредингового хребта, отделяющего его от Африканской плиты, Маркс и Сток определили существование плиты Мальвинас в котловине Агульяс [Marks, Stock, 2001]. Они относят начало движения плиты ко времени между хронами M0 и 34u, а ее включение в Африканскую плиту – к 27 хроне. Перез-Диаз и Иглс предполагают, что зарождение Мальвинской плиты явилось следствием перескока оси спрединга (~97 млн лет назад) в ответ на локальные изменения в поле напряжений, связанные с сопутствующим уменьшением длины Агульяс-Фолклендской разломной зоной [Pérez-Díaz, Eagles, 2014].

Около 67 млн лет назад под действием горячей точки Шона и рифтогенного раскола литосферы плиты Мальвинас началось образование единой структуры поднятий Айлос Оркадас и Метеор (рисунок 2.3). Около 61-59 млн лет эти сопряженные поднятия расходятся в результате кинематических перестроек, связанных с перескоком оси спрединга, а плита Мальвинас включается в состав Африканской плиты. Палеохребет Агульяс отмирает и начинает развиваться южный сегмент САХ.

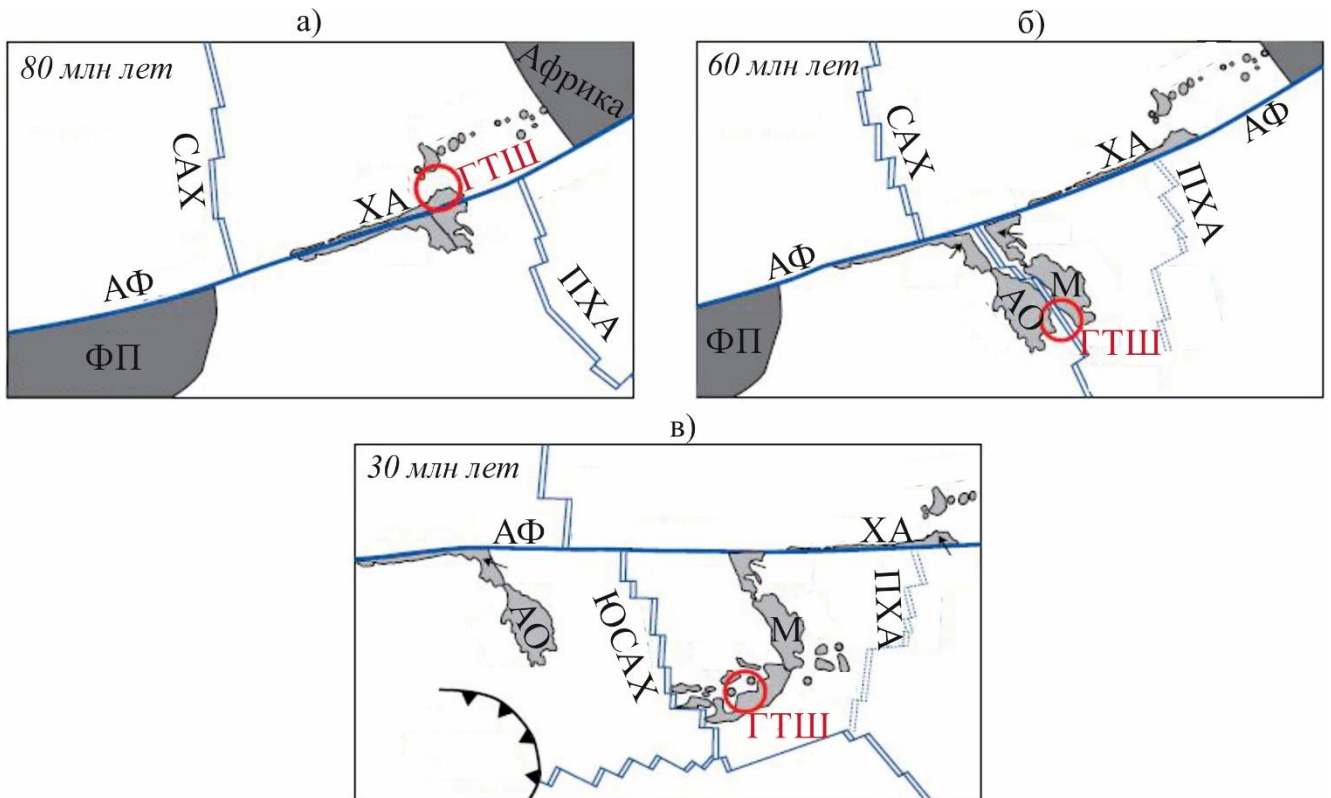


Рисунок 2.3. Палеореконструкции формирования поднятий Айлос Оркадас и Метеор для периода 80 – 30 млн лет по [Hoernle et al., 2016] с изменениями. Толстая синяя линия – Агульяс-Фолкленская разломная зона, двойная синяя – ось спрединга, двойная пунктирная – ось палеоспрединга. АО – поднятие Айлос Оркадас, АФ – Агульяс-Фолклендская разломная зона, ГТШ – горячая точка Шона, М – поднятие Метеор, ПХА – палеоспрединговый хребет Агульяс, САХ – Срединно-Атлантический хребет, ФП – Фолклендское плато, ЮСАХ – южная часть Срединно-Атлантического хребта

Выводы по главе 2

Кинематические перестройки границ плит, сопровождаемые отмиранием старых и формированием новых спрединговых хребтов, а также проявлением плюмовой активности в Африкано-Антарктическом секторе Южного океана, привели к образованию сложного структурного плана. В результате чего обусловлено развитие системы хребтов, поднятий и плато, характеризующихся различной морфологией, строением коры и литосферы, а также геофизическими свойствами.

Глава 3. Геолого-геофизическая характеристика поднятий и их глубинное строение

Исследуемый район занимает Африкано-Антарктический сектор Южного океана, в котором расположены разнообразные по истории возникновения и развитию структуры тектоносферы, сложенные как океанической, так и утоненной континентальной корой [Allen, Tucholke, 1981; Barker, 1979; Barrett, 1977; Ciesielski et al., 1988a; Coffin, Eldholm, 1994; Cox, 1992; Eagles, König, 2008; Fisher et al., 2017; Goul, Uenzelmann-Neben, 2001; Gohl et al., 2011; Nahyu et al., 2017; König, Jokat, 2010; Kristoffersen, LaBrecque, 1991; LaBrecque, Hayes, 1979; Leinweber, Jokat, 2012; Marks, Stock, 2001; Marks, Tikku, 2001; Parsiegla et al., 2008; Reeves et al., 2016; Roex et al., 2010; Scrutton, 1973; Sleep, 2002; Tucholke et al., 1981; Uenzelmann-Neben et al., 1999; Zhang et al., 2011]. Эти структуры представлены котловинами, подводными горами, поднятиями, хребтами и плато, и разделены шовными зонами или псевдоразломами (пассивными следами трансформных разломов или тройных соединений), которые являются границами разновозрастных блоков океанической литосферы.

Разнообразие тектонических структур исследуемого региона, как было сказано в предыдущей главе, обусловлено особенностями эволюции коры и литосферы юго-восточной части Атлантического и юго-западной части Индийского океанов, связанные с распадом материка Гондваны. Неотъемлемую роль на формирование изучаемых подводных поднятий разного генезиса и образованию Срединно-Атлантического, Американско-Антарктического, Африканско-Антарктического и Юго-Западного Индийского хребтов повлияли кинематические перестройки границ плит, активизация мантийных плюмов и горячих точек, приводящая к перекрытию и перескокам спрединговых систем.

Исследуемые подводные поднятия Африканско-Антарктического сектора Южного океана, как правило, не имеют четкого геологического обоснования и подтверждения, каким типом коры они сложены. Сейшельско-Маскаренское плато было выбрано автором для выявления геофизических индикаторов как эталон, в котором при помощи бурения и драгирования довольно хорошо установлены сегменты с гетерогенным типом коры.

Для понимания глубинной структуры литосферы была проанализирована вся доступная на сегодняшний день геолого-геофизическая информация, особое внимание при этом уделялось полям аномалий силы тяжести в свободном воздухе $\Delta g_{\text{св.в.}}$ и в редукции Буге $\Delta g_{\text{б}}$ с плотностью 2.67 г/см^3 и 2.80 г/см^3 . Были рассчитаны различные трансформации аномального гравитационного и магнитного полей с целью отражения глубинных неоднородностей. В

настоящей работе представлены аномальные поля силы тяжести, пересчитанные на разные высоты и соответствующие различным частотным компонентам, отвечающим за плотностные неоднородности земной коры и верхней мантии. Низкочастотная компонента представлена полем, пересчитанным на высоту 200 км; среднечастотная компонента — полем разностных аномалий, пересчитанных на высоты 75 и 150 км; высокочастотная компонента — разностным полем между исходным и пересчитанным на высоту 50 км, а также полем вертикального градиента аномалий Буге (V_{zz}) на нулевом уровне.

3.1. Сейшельско-Маскаренское плато¹

Сейшельско-Маскаренское плато является наиболее крупной и протяженной структурой, происхождение которой связано с особенностями отделения Индии от Мадагаскара в условиях активного влияния плюмов и горячих точек (рисунок 3.1). Оно располагается в северо-западной части Индийского океана между 5°с.ш.–30°ю.ш. и 45–70°в.д. Плато ограничено на востоке Центральным-Индийским хребтом (ЦИХ), на западе островом Мадагаскар, хребтом Калсберг и Чейн на севере и Юго-Западным Индийским хребтом (ЮЗИХ) на юге. Сейшельско-Маскаренское плато объединяет три различных морфоструктурных фрагмента: Амирантский хребет, Сейшельскую банку и Маскаренский хребет.

Сейшельская банка проявлена на поверхности моря архипелагом из 115 отдельных островов, большинство из которых расположено вокруг основных островов Маэ и Праслен. Кора многих островов включает гранитоиды позднепротерозойского возраста и третичные щелочные магматические комплексы, имеющие возраст 61–67 млн лет и, вероятно, связанные с формацией Декканских траппов [Хаин, 2001; Collier et al., 2008; Hammond et al., 2013]. Сейшельская банка, окруженная океанической корой глубоководных котловин, представляет собой микроконтинент, континентальное основание которого подтверждается наличием докембрийских гранитных пород возрастом около 750-800 млн лет [Ashwal et al., 2017]. Граниты близки петрологически, геохимически и по возрасту к гранитам, найденным на Мадагаскаре и северо-западе Индии и, по всей видимости, были сформированы на окраине андийского типа вдоль внешнего обрамления Родинии [Torsvik et al., 2013]. Сейсмические данные отражают типичный континентальный профиль распределения скоростей в земной коре и показывают изменчивость глубины Мохоровичича (Мохо) от 28 до 41 км между островами в пределах Сейшельского архипелага

¹ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. Коснырева М.В., Рыжова Д.А., Дубинин Е.П., Булычев А.А. Строение Сейшельско-Маскаренского плато и прилегающих глубоководных котловин на основе анализа потенциальных полей и плотностного моделирования // Геофизика. – 2021. – № 6. – С. 25–32. RSCI. (0.32 п.л., авторский вклад 40%). Импакт-фактор РИНЦ, 2021: 0.343.

[Collier et al., 2009; Hammond et al., 2013]. Они также свидетельствуют, что континентальная кора протягивается до самых северных границ плато.

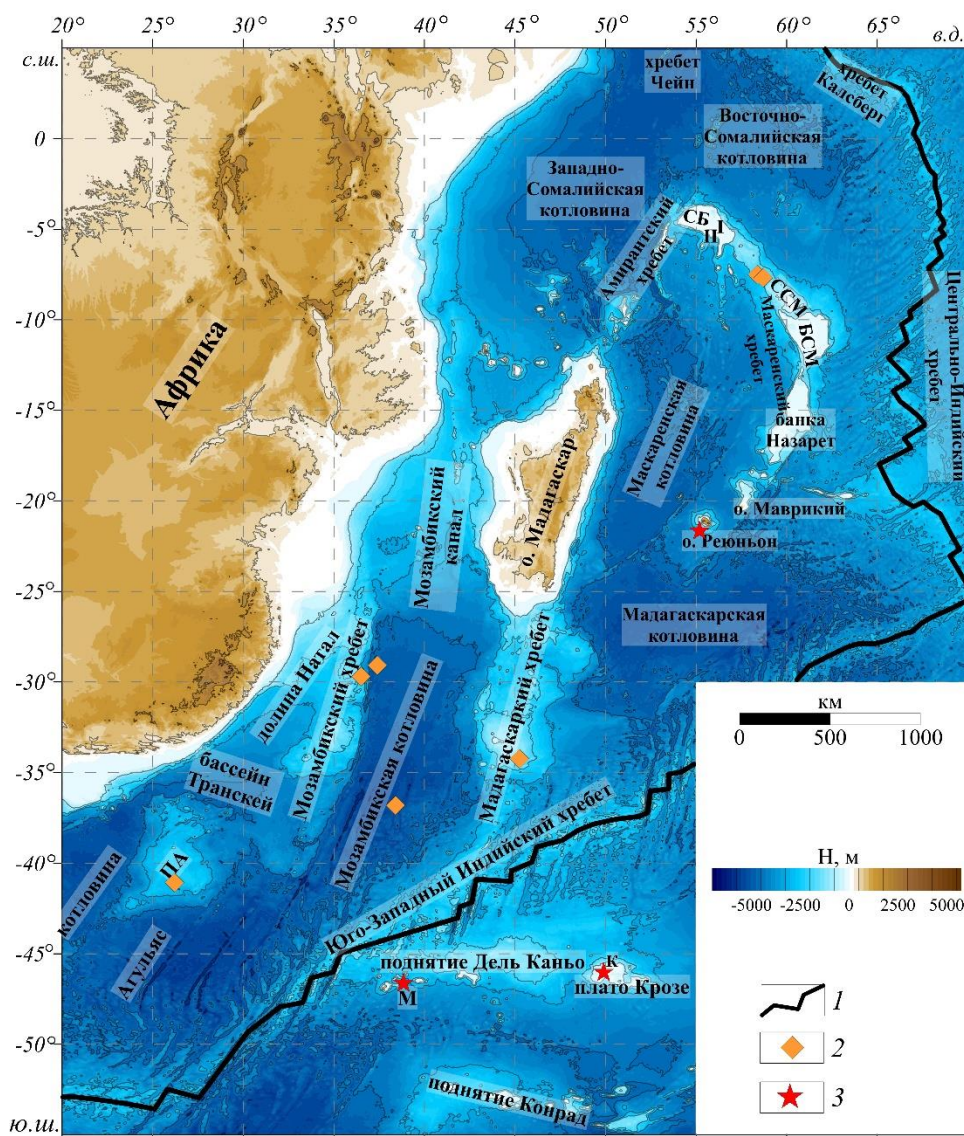


Рисунок 3.1. Батиметрическая карта дна юго-восточной части Атлантического и юго-западной части Индийского океанов, по данным [Sandwell, Smith, 2014]. Условные обозначения: 1 – ось срединно-океанических хребтов; 2 – скважины глубоководного бурения проекта DSDP, ODP [Simpson et al., 1974]; 3 – горячие точки. БСМ – банка Сая-де-Малха, К – горячая точка Крозе, М – горячая точка Марион, ПА – плато Агульяс, СБ – Сейшельская банка, ССМ – седловина Сая-де-Малха, I – о. Маэ, II – о. Праслен

С северо-запада к Сейшельской банке примыкает через седловину глубиной 2000 м дугообразная структура Амирантского хребта длиной ~400 км, представляющая систему хребтов и долин и сложенная коралловыми островами. Со склонов хребта драгированием подняты толеитовые базальты [Torsvik et al., 2013]. В северной части Амирантского хребта, сейсмические данные свидетельствуют о мощности коры в 24 км с низким значением $V_p/V_s = 1.69 \pm 0.04$,

указывающим на наличие здесь континентальной коры, что согласуется с гравиметрическими данными [Christensen, 1996; Hammond et al., 2013].

С юго-востока к Сейшельской банке на глубине 1500 м примыкает седловидная структура Сая-де-Малха, которая, в свою очередь, соединяется с Маскаренским хребтом [Bhattacharya, Yatheesh, 2015]. Маскаренский хребет, имеющий протяженность около 2600 км, сложен по данным бурения базальтами и трахитами, имеющими сходство с породами внутриокеанических вулканических поднятий. В южной части Маскаренского хребта располагается о. Маврикий, представляющий собой древний вулкан и несколько дальше к юго-западу – о. Реюньон с активно действующим вулканом, являющимся проявлением одноименной горячей точки. Маскаренский хребет имеет форму дуги, обрамляя с востока Маскаренскую котловину, и прилегает своей средней частью к западному флангу Центрально-Индийского хребта (рисунок 3.1). Такая конфигурация хребта связана с различными направлениями разломов, обусловившими глыбовый характер его структуры и контролирующими расположение вулканических массивов в его пределах. Профиль хребта асимметричен: восточные склоны круты, западные — пологи [Артамонов, Золотарев, 2008].

Океанические котловины, окружающие Сейшельско-Маскаренское плато, имеют разный возраст и сложную картину эволюции. Западно-Сомалийская котловина относится к позднеюрскому-раннемеловому периоду и связана с отделением Мадагаскара и Индии от Африки. Раскрытие Восточно-Сомалийской котловины началось в палеоцене в связи с отделением от Индии Сейшельского микроконтинента, а формирование Маскаренской котловины относится к позднемеловому периоду в результате отделения Индии от Мадагаскара [Bhattacharya, Yatheesh, 2015; Eagles, Wibisono, 2013].

Генезис Амирантского хребта также до сих пор остается загадкой. В литературе было много споров о происхождении Амирантского хребта: от субдукции [Damuth, Johnson, 1989; Mart, 1988] до транспрессии по трансформному разлому, образовавшемуся при раскрытии Западно-Сомалийской котловины, и до разделения блока Мадагаскар - Сейшельские острова - Индия [Muller et al., 2008; Plummer, 1996]. Основываясь на сейсмических и гравиметрических данных [Christensen, 1996; Hammond et al., 2013], наиболее вероятно, что северная часть Амирантского хребта представляет собой небольшой блок континентальной коры, по всей видимости, изолированный от главного топографического плато. Пока трудно установить природу коры в центральной и южной частях Амирантского хребта. Однако, судя по различиям в характере гравитационных и магнитных аномалий вдоль простирания хребта, предполагаются изменения в структуре коры [Hammond et al., 2013]. Тип коры, формирующей фундамент других структур Сейшельско-Маскаренского плато еще однозначно не определен.

Тем не менее, сейсмические данные свидетельствуют о наличии наклонённых блоков, ограниченных разломами, вблизи местоположения скважин глубоководного бурения 237 и ODP-707 [Backman et al., 1988]. Кроме того, базальты, пробуренные на участке скважины ODP-707 (датированные 63.7 ± 1.1 млн лет), сформировались в результате экструзии субаэрально, или в мелководно-морских условиях, при переходе от континентального рифтинга к океаническому спредингу. В связи с этим считается, что континентальная кора в районе Сейшельской банки простирается, по крайней мере, до местоположения участка ODP-707 [Backman et al., 1988]. Оставшаяся часть Сейшельско-Маскаренского плато, возможно, была сформирована в результате существенного влияния магматической активности горячих точек Марион и Реюньон на строение коры в процессе перемещения над ними литосферных плит [Eagles, Wibisono, 2013; Bhattacharya et al., 2015]. Рифтинг между северо-восточным Мадагаскаром и Сейшельским плато, вероятно, происходил в виде раскрывающегося пулл-апарт бассейна, который начал развиваться между 100 и 95 млн лет вследствие перескока Восточно-Африканско-Тетийского трансформного разлома в область континентального рифтинга между Мадагаскаром и Индией.

Имеющиеся геофизические и геологические данные дают представление о строении коры на отдельных участках исследуемых структур, однако остается немало вопросов, касающихся характера изменения строения коры вдоль простираения поднятий, а также роли магматической деятельности горячих точек Марион и Реюньон в их формировании.

Анализ аномального поля силы тяжести в свободном воздухе показал, что Сейшельско-Маскаренское плато проявляется положительными значениями (рисунок 3.2, а). Его южная часть, над вулканическими островами Реюньон и Маврикий, характеризуется высокоинтенсивными положительными значениями аномалий, амплитуда которых достигает 450 мГал. Причем, чем сильнее магматическое воздействие на формирование поднятия, тем выше амплитуда аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе. Амирантский хребет, банки Сейшельская и Сая-де-Малха (северная часть плато) имеют наиболее низкие значения аномалий, диапазон которых варьирует от 30 до 120 мГал, что, по мнению большинства исследователей, свидетельствует о континентальной природе [Collier et al., 2009; Christensen, 1996; Hammond et al., 2013; Torsvik et al., 2013]. Этот факт подтверждается результатами морского бурения, вскрывшего гранитоиды позднепротерозойского возраста [Хаин, 2001; Collier et al., 2008; Hammond et al., 2013]. По периферии Сейшельско-Маскаренского плато, особенно его западной части, узкой полосой, фиксируются резко отрицательные (до -150 мГал) аномалии в свободном воздухе, которые свидетельствуют об отделении плато от острова Мадагаскар.

В поле силы тяжести в редукции Буге над Сейшельско-Маскаренским плато амплитуда аномалий изменяется от 30 до 150 мГал, что также характерно для поднятий с континентальным

типом коры (рисунок 3.2, б). В южной части плато интенсивность аномалий понижается до - 100 мГал, что соответствует поднятиям с сильным вулканизмом и магматической природы.

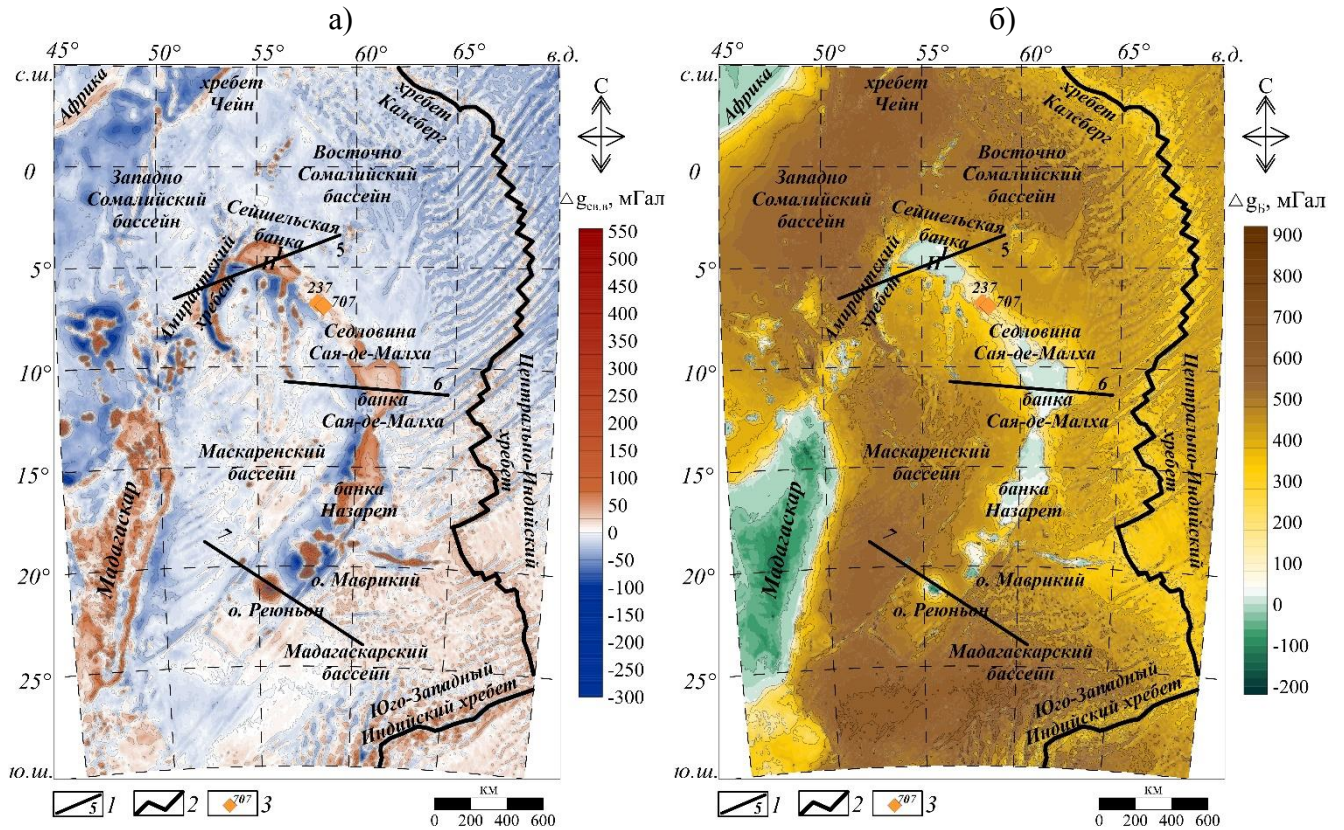


Рисунок 3.2. Карты аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе (а), по данным [Sandwell et al., 2014], и в редукции Буге (б) с плотностью промежуточного слоя 2.67 г/см^3 над Сейшельско-Маскаренским плато. Условные обозначения: 1 – ось спредингового хребта, 2 – номера профилей плотностного моделирования, 3 – скважины глубоководного бурения DSDP [Simpson et al., 1974]. ЮЗИХ – Юго-Западный Индийский хребет

Отсутствие магнитных данных в центральной части Сейшельско-Маскаренского плато не позволяет дать полноценную характеристику этого участка (рисунок 3.3). Однако, стоит отметить, что по периферии плато проявлены преимущественно изометричные положительные (до 200 нТл) аномалии магнитного поля ΔT_a . Седловина Сая-де-Малха проявлена слабоамплитудными, вытянутыми в субмеридианальном направлении, знакопеременными аномалиями. Банка Сая-де-Малха характеризуется более мозаичной структурой поля. В южной и западной частях аномалии вытянутой формы повторяют контур поднятия. В восточной части поле более слабое и по периферии также проявлены аномалии, повторяющие контур поднятия. Для банки Назарет характерны высокоинтенсивные до 400 нТл, преимущественно положительные аномалии магнитного поля от изометричных до слабо вытянутых в различных направлениях. Остров Маврикий представлен изометричной отрицательной аномалией

интенсивностью -195 нТл. Над островом Реюньон наблюдается аналогичная, но положительная аномалия амплитудой более 500 нТл.

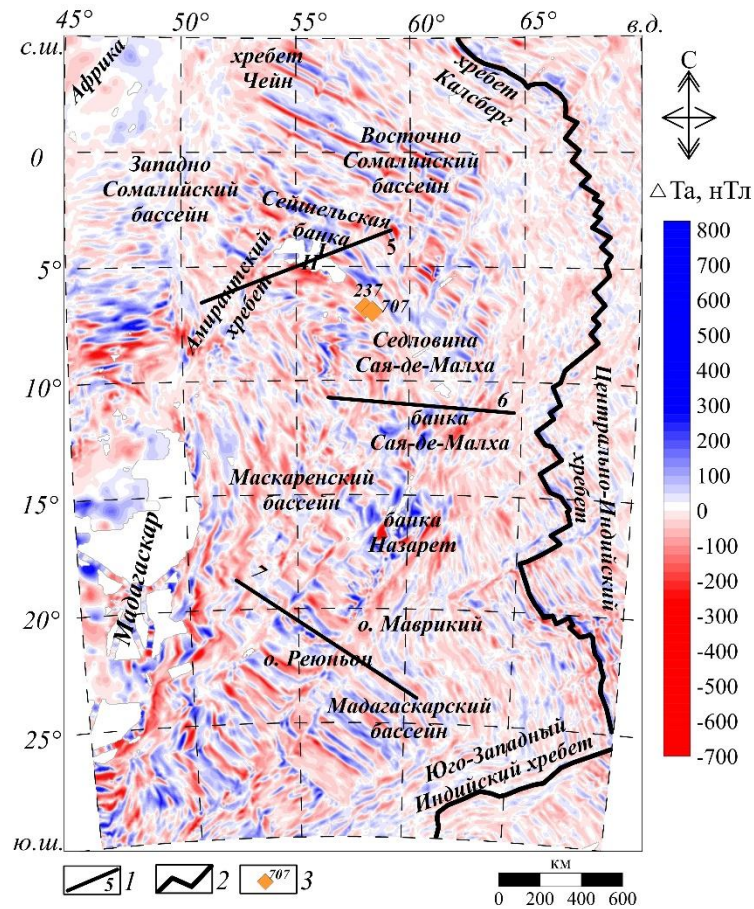


Рисунок 3.3. Аномалии магнитного поля ΔT_a над Сейшельско-Маскаренским плато, по данным [Maus et al., 2009]. Условные обозначения см. на рисунке 3.2

В низкочастотной компоненте гравитационного поля в редукции Буге Сейшельско-Маскаренское плато выделяется интенсивными пониженными значениями поля дугообразной формы и амплитудой до 290 мГал в центральной части (рисунок 3.4, а). Вулканические острова Реюньон и Маврикий проявляются градиентной областью повышенных значений.

В среднечастотной компоненте поля плато также проявляется ярко выраженными пониженными значениями аномалий, амплитуда которых изменяется от -100 до -15 мГал (рисунок 3.4, б). В этой компоненте плато разделяется на три блока: северный – в области Сейшельской банки, центральный – банка Сая-де-Малха и южный – банка Назарет. Отдельной изометричной аномалией, амплитудой -55 мГал, характеризуется остров Реюньон. С западной стороны от Центрально-Индийского хребта прослеживается аномалия пониженных значений, вытянутая в сторону острова Маврикий. Возможно, это связано с прогреваемостью мантийного вещества этой области.

В высокочастотной компоненте поля Сейшельско-Маскаренского плато слабыми локальными линейными аномалиями проявлены элементы разломной тектоники, которые, по всей видимости, находят отражение в рельефе дна океана и осложняют общую структуру аномалий поля силы тяжести в редукции Буге.

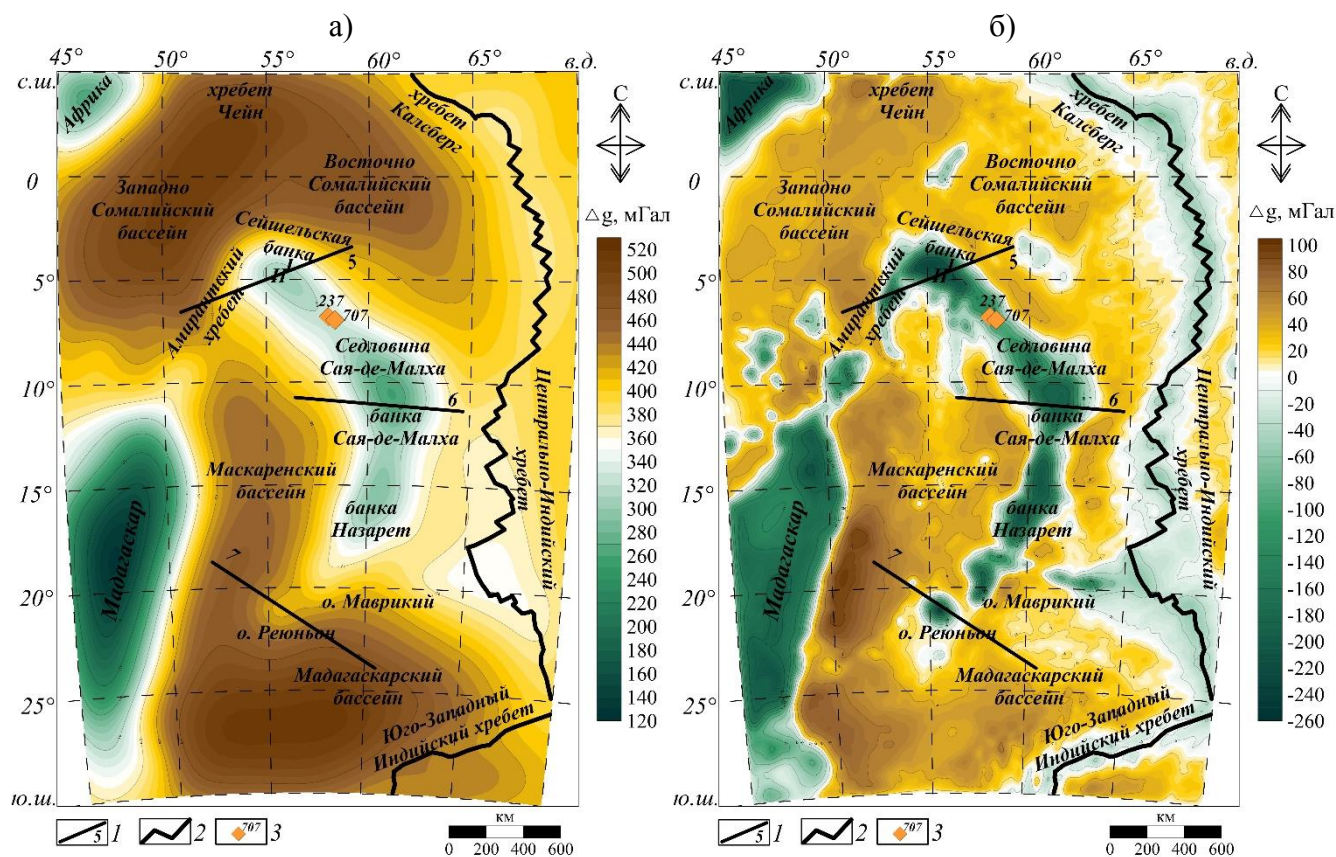


Рисунок 3.4. Низкочастотная (а) и среднечастотная (б) компонента аномального гравитационного поля в редукции Буге над Сейшельско-Маскаренским плато. Условные обозначения см. на рисунке 3.2

3.2. Мозамбикский и Мадагаскарский хребты²

Мозамбикский хребет расположен на юго-востоке от Африканского континента между 20-45° ю.ш. и 28-52° в.д. и представляет собой вытянутую в субмеридианальном направлении

²При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Рыжова Д.А.**, Коснырева М.В., Дубинин Е.П., Булычев А.А. Строение тектоносферы Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов по геофизическим данным // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2021. – № 6. – С. 20–29. RSCI (0.72 п.л., авторский вклад 70%). Импакт-фактор SJR, 2020: 0.109.
2. **Рыжова Д.А.**, Коснырева М.В., Дубинин Е.П., Булычев А.А. Геолого-геофизическое строение тектоносферы Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов // Геофизические исследования. – 2021. – Т. 22. – № 3. – С. 53–69. RSCI (1.29 п.л., авторский вклад 70%). Импакт-фактор SJR, 2021: 0.137.
3. **Рыжова Д.А.**, Толстова А.И., Дубинин Е.П., Коснырева М.В., Булычев А.А., Грохольский А.Л. Строение тектоносферы и условия формирования Мозамбикского хребта: плотностное и физическое моделирование // Вестник Камчатской региональной ассоциации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. – 2022. – Т. 53. – № 1. – С. 46–58. RSCI (0.69 п.л., авторский вклад 50%) / %. Импакт-фактор РИНЦ, 2021: 0.696.

структуру (рисунок 3.1). Хребет располагается между раннемеловой долиной Натал и Мозамбикской котловиной с корой позднеюрского возраста – самой древней в этом районе [Gohl et al., 2011; König, Jokat, 2010]. Морфологически хребет представляет линейную структуру длиной ~1100 км и шириной 160 км на севере и 350 км на юге, являясь формальным продолжением Африканского континента. Мозамбикский хребет состоит из серии погруженных блоков, разделенных долинами и депрессиями субширотного простирания [Jacques et al., 2019; Mueller, Jokat, 2019]. С севера на юг наблюдается заглупление бассейна долины Натал разделяющего хребет и Африканский континент и переходящего в бассейн Транскей.

Исследования строения Мозамбикского хребта начались еще в 1970-х годах. Тогда же были высказаны первые предположения о том, что Мозамбикский хребет сложен утоненной континентальной корой [Laughton et al., 1970]. Позднее эта гипотеза была подтверждена другими исследователями [Tucholke et al., 1981; Mougnot et al., 1991; Ben Avraham et al., 1995], на основании изучения образцов пород, отобранных со дна океана, которые имели сходство с архейскими породами Африканского кратона. Не исключена вероятность, что образцы драгированных метапелитов, гнейсов, анортозитов и метагаббро могли быть принесены течениями вместе с ледниковыми отложениями Антарктики [Jacques et al., 2019]. Среди драгированных пород также было обнаружено свежее вулканическое стекло, которое, по мнению исследователей, могло быть связано с неотектонической и магматической активностью. Веские доказательства вулканической природы хребта были получены в исследованиях Симпсона [Simpson, 1974], который изучил толеитовые базальты мелового возраста. Геофизические, в частности, геомагнитные данные также подтвердили магматическое происхождение хребта [König, Jokat, 2010]. В дальнейшем появились данные о том, что Мозамбикский хребет находится в изостатическом равновесии с соседней с ним океанической корой при глубине границы Мохо в 22 км. Отсюда последовали предположения об океаническом происхождении этой структуры.

Согласно тектоническим реконструкциям [König, Jokat, 2010; Fischer et al., 2017], основанным на детальном магнитных аномалиях, Мозамбикский хребет был сформирован 135–125 млн лет назад в несколько этапов. Первоначально он начал формироваться на севере 135 млн лет назад и продолжал расти к юго-западу, где центральная область образовалась в основном около 131 млн лет назад. Далее развитие центральной части сопровождалось вулканизмом, продолжавшимся до ~126 млн лет, и сформировавшим юго-западный блок. Менее выраженное плато на юго-востоке могло быть образовано ~125 млн лет. Несомненно, на формирование и строение Мозамбикского хребта большое влияние оказала магматическая активность плюма Кару. Его активность могла инициировать перескок рифтовой оси из Мозамбикской котловины в сторону молодой континентальной окраины восточной Африки. Это

привело к частичному отделению от нее линейной структуры Мозамбикского хребта, сложенного утоненной континентальной корой в значительной степени, осложненной плюмовым магматизмом.

Мадагаскарский хребет расположен южнее острова Мадагаскар между 25-45° ю.ш. и 40- 50° в.д. (рисунок 3.1) и разделяет два океанических бассейна среднего и позднего мелового возраста (Мозамбикскую и Мадагаскарскую котловины). Он представляет собой вытянутый асейсмический хребет на юго-западе Индийского океана, простирающееся на 1300 км. Глубина океанического дна на большей части хребта составляет от 2000 до 3000 м, хотя подводная гора на южной его половине находится в пределах 20 м от поверхности. Крутой откос на западной стороне спускается в Мозамбикскую котловину глубиной 5000 м, а восточный склон хребта гораздо более пологий впадает в Мадагаскарскую котловину глубиной 5000-6000 м. На севере Мадагаскарский хребет примыкает непосредственно к острову Мадагаскар, в то время как к югу глубина дна океана быстро увеличивается более чем 3000 м и переходит в Юго-Западный Индийский хребет (ЮЗИХ).

Возраст и происхождение Мадагаскарского хребта невозможно установить напрямую, вследствие чего до сих пор ведутся споры о строении коры и литосферы. На хребте не обнаружено коррелируемых магнитных аномалий, хотя «магнитный» рельеф очень изрезанный. В соседних бассейнах были выявлены аномалии спредингового типа. К северо-востоку в Мадагаскарской котловине хребет срезает аномалии 22-34 (53-80 млн лет), образовавшиеся на Центрально-Индийском хребте [Schlich, 1975]. К юго-западу в южной части Мозамбикской котловины ряд аномалий, образовавшихся на ЮЗИХ к востоку от зоны разлома Принца Эдуарда, устаревают на севере и заканчиваются на аномалии 34 около 33° ю.ш. О более раннем спрединге на севере свидетельствуют аномалии от M2 до M16, которые были выявлены в Мозамбикском канале [Sinha et al., 1981].

Ряд исследователей предполагают, что Мозамбикский хребет является микроконтинентом, отделенным от африканского материка [Marks, Stock, 2001; Marks, Tikku, 2001]. Но современные исследования показывают, что северо-восточная часть хребта представляет собой утоненную континентальную кору, покрытую осадочным чехлом, в то время как для его южной части характерно значительное количество магматических проявлений [Fisher et al., 2017]. Этот факт, наряду с результатами сейсмических исследований [Gohl et al., 2011], подтверждает возможность океанического происхождения южной части Мозамбикского хребта.

На основе данных бурения DSDP, Коффин с соавторами [Coffin, Eldholm, 1994] рассматривали Мадагаскарский хребет как континентальную кору, хотя ни одна из пробуренных на нем скважин континентальных отложений не зафиксировала. Сейсмические данные дают

возможность предполагать, что северная и южная части Мадагаскарского хребта сложены океанической корой, которые, возможно, возникли в результате активности горячих точек мелового периода [Sinha et al., 1981; Mahoney et al., 1991]. К югу от Мадагаскарского хребта наблюдается поднятие, простирающиеся до центра спрединга ЮЗИХ, который рассматривается как след горячей точки Марион [Zhang et al., 2011].

В аномальном поле силы тяжести в свободном воздухе Мозамбикский и Мадагаскарский хребты проявляются положительными значениями поля (рисунок 3.5, а). Южная часть поднятий характеризуется интенсивными положительными аномалиями. Амплитуда над южной частью Мозамбикского хребта достигает до 85 мГал, а над Мадагаскарским хребтом до 100 мГал. Такая характеристика повышенных значений аномалий свидетельствует о магматическом воздействии на формирование поднятий. На севере хребтов амплитуда аномалий уменьшается и составляет около 40 мГал, что может указывать на наличии утоненной континентальной коры. Мозамбикский хребет в этой части фиксируется аномалиями до 35 мГал. Над Мадагаскарским хребтом амплитуда аномалий не превышает 30 мГал. С восточной стороны Мозамбикского хребта и западной стороны Мадагаскарского выделяются линейно-вытянутые в южном направлении, ярко выраженные отрицательные аномалии, амплитуда которых достигает до -75 мГал. Данные аномалии связаны с разломными зонами, которые располагаются в Мозамбикской котловине. Мозамбикская и Мадагаскарская котловины и долина Натал характеризуются средними значениями аномального гравитационного поля в свободном воздухе, но преимущественно отрицательного знака (от -25 до +25 мГал).

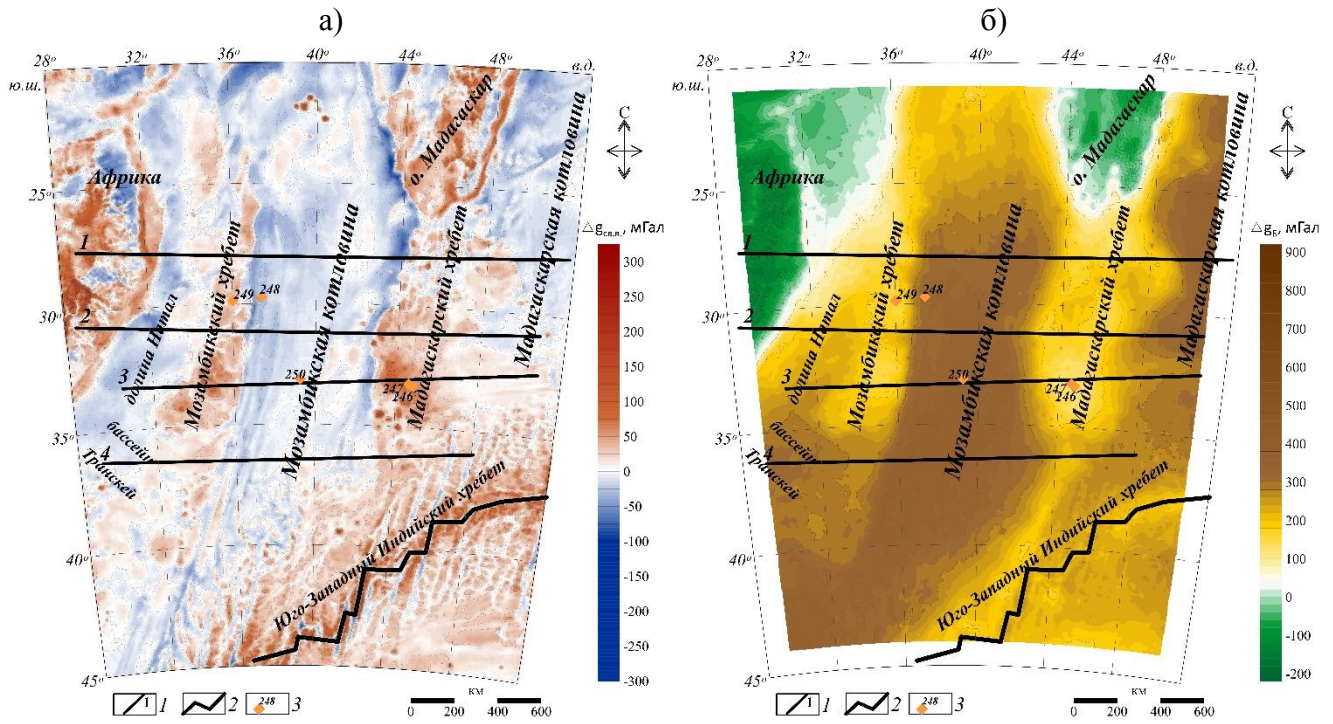


Рисунок 3.5. Карты аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе (а) по данным [Sandwell et al., 2014] и в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2.67 г/см^3 (б) над Мозамбикским и Мадагаскарским хребтами. Условные обозначения: 1 – номера профилей плотностного моделирования, 2 – ось спредингового хребта, 3 – скважины глубоководного бурения DSDP [Simpson et al., 1974]. ЮЗИХ – Юго-Западный Индийский хребет

В поле силы тяжести в редукции Буге хребты проявляются положительными, но относительно пониженными значениями аномалий (рисунок 3.5, б). Интенсивность аномалий над Мозамбикским хребтом изменяется от 200 до 350 мГал, над Мадагаскарским – от 170 до 390 мГал. В центральной области (район профиля 3) амплитуда аномалий над Мозамбикским хребтом достигает до 120 мГал, что может говорить об увеличении мощности земной коры. Между 27° – 35° ю.ш. Мадагаскарского хребта, наблюдается разделение блоков и увеличение амплитуды аномалий (до 320 мГал), что может быть связано со спредингом ЮЗИХ. На юге Мадагаскарского хребта интенсивность аномалий увеличивается до 115 мГал (область профиля 3), что может свидетельствовать о его формировании под действием магматизма. Помимо этого, дальше на юг, наблюдается линейно-вытянутая в юго-западном направлении аномалия, которая характеризуется изменением амплитуды от 250-до 350 мГал. Данная аномалия может быть связана со следом горячей точки Марион [Zhang et al., 2011].

Котловины, оконтурившие поднятия, характеризуются интенсивными повышенными значениями поля (до 650 мГал), что характерно для котловин с океаническим типом коры. Северная часть долины Натал обладает пониженными значениями аномального гравитационного

поля в редукции Буге, интенсивность которых изменяется от 170 до 350 мГал. Это указывает на наличие утоненной континентальной коры в строении долины.

На карте аномального магнитного поля ΔT_a знакопеременные аномалии, приуроченные к северной и южной частям Мозамбикского хребта, представляют линейно-вытянутые аномалии субширотного простирания, в центральной части – хаотичное распределение без какого-либо выраженного простирания (рисунок 3.6). Амплитуда аномалий варьирует от -300 до +500 нТл, причем самые интенсивные аномалии приходятся на южную часть хребта. Это может свидетельствовать о магматическом воздействии на образование Мозамбикского хребта.

На севере Мадагаскарского хребта прослеживаются знакопеременные линейные магнитные аномалии субширотного направления, которые могут свидетельствовать об океаническом типе коры (рисунок 3.6). Амплитуда этих аномалий выше, чем в южной части, поле меняется от -500 до +400 нТл. Возможно, высокая интенсивность этих аномалий связана с долговременным действием горячей точки. На юго-востоке Мадагаскарского хребта аномалии приобретают хаотичное распределение, их амплитуда изменяется от -200 до +200 нТл.

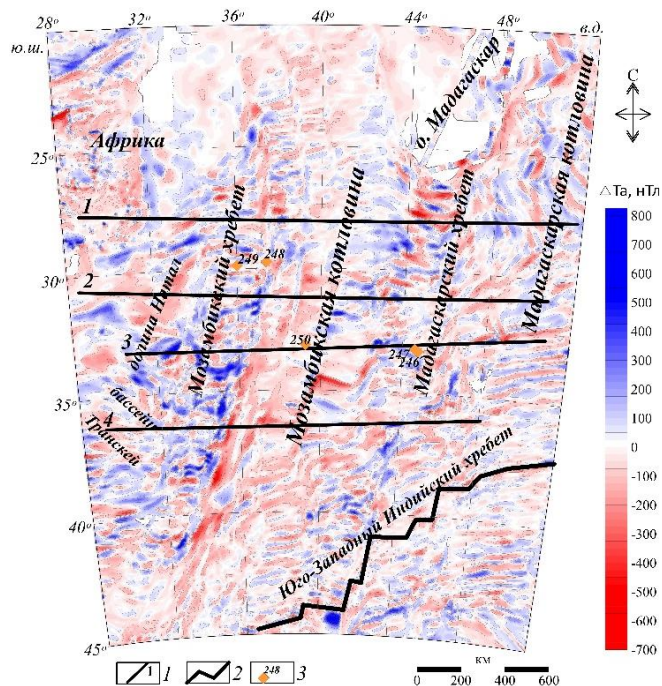


Рисунок 3.6. Карта аномального магнитного поля над Мозамбикским и Мадагаскарским хребтами по данным [Maus et al., 2009]. Условные обозначения см. на рисунке 3.5

В поле низкочастотной компоненты гравитационного поля в редукции Буге Мозамбикский хребет характеризуется градиентной зоной со пониженными значениями до 260 мГал и более (рисунок 3.7, а). Мадагаскарский хребет представлен вытянутой областью с еще более низкими (~360 мГал) значениями (рисунок 3.7, а). С западной и восточной стороны от

хребта выделяются области с повышенными значениями поля (до 480 мГал), которые приурочены к Мозамбикской и Мадагаскарской котловинам.

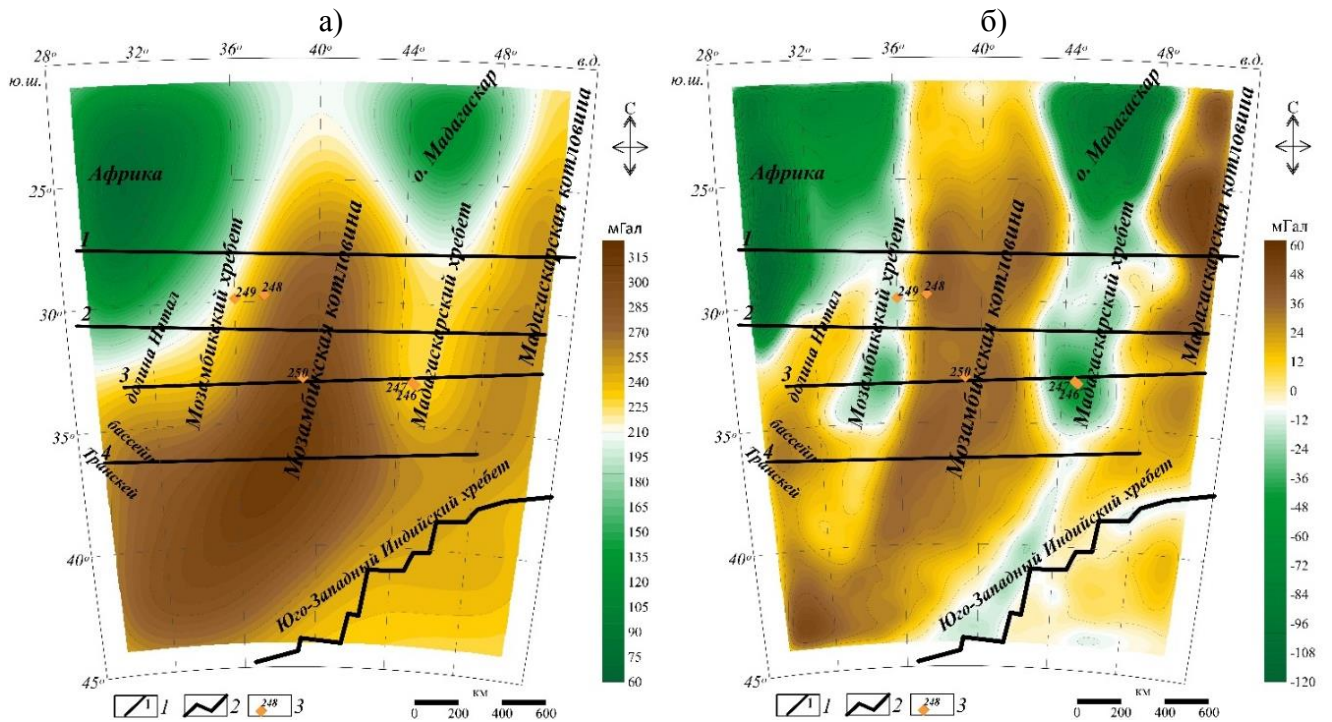


Рисунок 3.7. Низкочастотная (а) и среднечастотная (б) компоненты аномального

гравитационного поля в редукции Буге над Мозамбикским и Мадагаскарским хребтами.

Условные обозначения см. на рисунке 3.5

В среднечастотной компоненте Мозамбикский хребет характеризуется выраженным минимумом, амплитуда аномалий варьирует от -45 до 10 мГал (рисунок 3.7, б). В этой компоненте прослеживается разделение Мозамбикского хребта на три блока: северный, центральный и южный. Центральный блок в районе профиля 3 имеет самую низкую амплитуду поля, что дополнительно подтверждает увеличение мощности коры. Мадагаскарский хребет, как и Мозамбикский, характеризуется в поле среднечастотной компоненты выраженным минимумом, но более низкими значениями ($-50 \div -10$ мГал). В этой трансформации хребет разделяется на два блока: северный и южный (рисунок 3.7, б). Северный блок является как бы продолжением острова Мадагаскар с юго-восточным направлением и амплитудой аномалий до -35 мГал. Южный, в районе профиля 3, имеет почти изометричную форму аномалии, интенсивность которой падает до минимума -60 мГал, что свидетельствует о повышенной мощности коры.

В поле высокочастотной компоненты V_{zz} лучше выделяются локальные особенности поднятий, которые представлены интенсивными локальными отрицательными аномалиями. В высокочастотной компоненте, рассчитанной по разности аномалий, пересчитанных на высоту 0 и 50 км, Мозамбикский хребет проявляется выраженным минимумом, интенсивность аномалий

изменяется от -120 до -20 мГал. Мадагаскарский хребет выделяется похожими значениями поля компоненты ($-120 \div -35$ мГал). Как и в среднечастотной компоненте поля, в высокочастотной выделяется три блока в строении Мозамбикского хребта и два блока – Мадагаскарского, но более детализированы границы.

В таблице 1 представлена информация о геолого-геофизических параметрах структур, располагающиеся вблизи Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов.

Таблица 1. Геолого-геофизические параметры Мозамбикского, Мадагаскарского хребтов и прилегающих котловин

Название структуры / параметры	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
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	
Δg_B , мГал	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	

Примечание. Приведены экстремальные значения (минимум—максимум); в скобках – среднее значение. Δg_B – аномальное гравитационное поле в редукции Буге

3.3. Поднятия Метеор и Айлос Оркадас³

Поднятия Айлос Оркадас и Метеор расположены в Антарктическом секторе южного Атлантического океана (рисунок 3.8). Они являются сопряженными асейсмическими хребтами, образованными в позднем мелу – раннем палеоцене в результате формирования нового спредингового хребта (южный сегмент Срединно-Атлантического хребта (ЮСАХ)) [Дубинин и др., 1999; LaBrecque et al., 1987; Raymond et al., 1991].

Поднятие Метеор расположено к востоку от Срединно-Атлантического хребта (САХ) между 3° и 12° в.д. и имеет субмеридиональное простирание протяженностью более 350 км. Поднятие представляет собой широкое плато, возвышающееся до глубины 2500 м. Эта структура отделяет позднемеловую кору, сформированную на палеоспрединговом хребте Агульяс, от более молодой позднепалеоценовой коры, сформированной на молодом спрединговом сегменте САХ (восточный фланг) [Evans et al., 2004]. Этот довод подтверждают магнитные аномалии 24 (~55 млн лет назад) с западной стороны от поднятия и аномалии 34-32 с восточной. Данных о магнитных аномалиях на поднятии недостаточно, чтобы определить, существуют ли на нем аномалии спредингового типа.

В северной части поднятия Метеор, вблизи Агульяс-Фолклендской разломной зоны, наблюдается небольшой гайот, который может быть генетически связан с формированием поднятия Метеор. В южной части расположены многочисленные подводные горы, некоторые из них сформированы одновременно с поднятием Метеор, другие образованы позднее, на более молодой коре. Вероятно, большое влияние на формирование этих подводных гор оказала горячая точка Шона.

На поднятии Метеор по программе океанского бурения пробурены скважины 703 и 704 ODP которыми под отложениями раннего эоцена вскрыт вулканический фундамент. По мнению группы авторов программы ODP [Shipboard Scientific Party, 1988], данное поднятие сформировано в течение короткого интервала времени в раннем палеоцене и фиксирует место начального формирования южного сегмента САХ в результате перескока спредингового хребта Агульс.

³ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Рыжова Д.А.**, Коснырева М.В., Дубинин Е.П., Булычев А.А. Строение тектоносферы поднятий Метеор и Айлос Оркадас по результатам анализа потенциальных полей // Геофизические исследования. – 2022. – Т. 23. – № 4. – С. 5–22. RSCI (1.37 п.л., авторский вклад 70%) / Импакт-фактор SJR, 2021: 0.137.

Поднятие Айлос Оркадас расположено к западу от Срединно-Атлантического хребта между 30° и 21° з.д. и образует восточную границу котловины Георгия. Поднятие вытянуто в субмеридиональном направлении на расстояние около 500 км. Эта структура прилегает к коре котловины Георгия среднемелового возраста [Brenner, LaBrecque, 1988]. В северной части поднятие Айлос Оркадас ограничивается Агульяс-Фолклендской разломной зоной, а в центральной части образует относительно ровное плато. Возраст поднятия Айлос Оркадас по данным глубоководного морского бурения (скважина 702 ODP) составляет около 62 млн лет [Bradford, Nailwood, 1991].

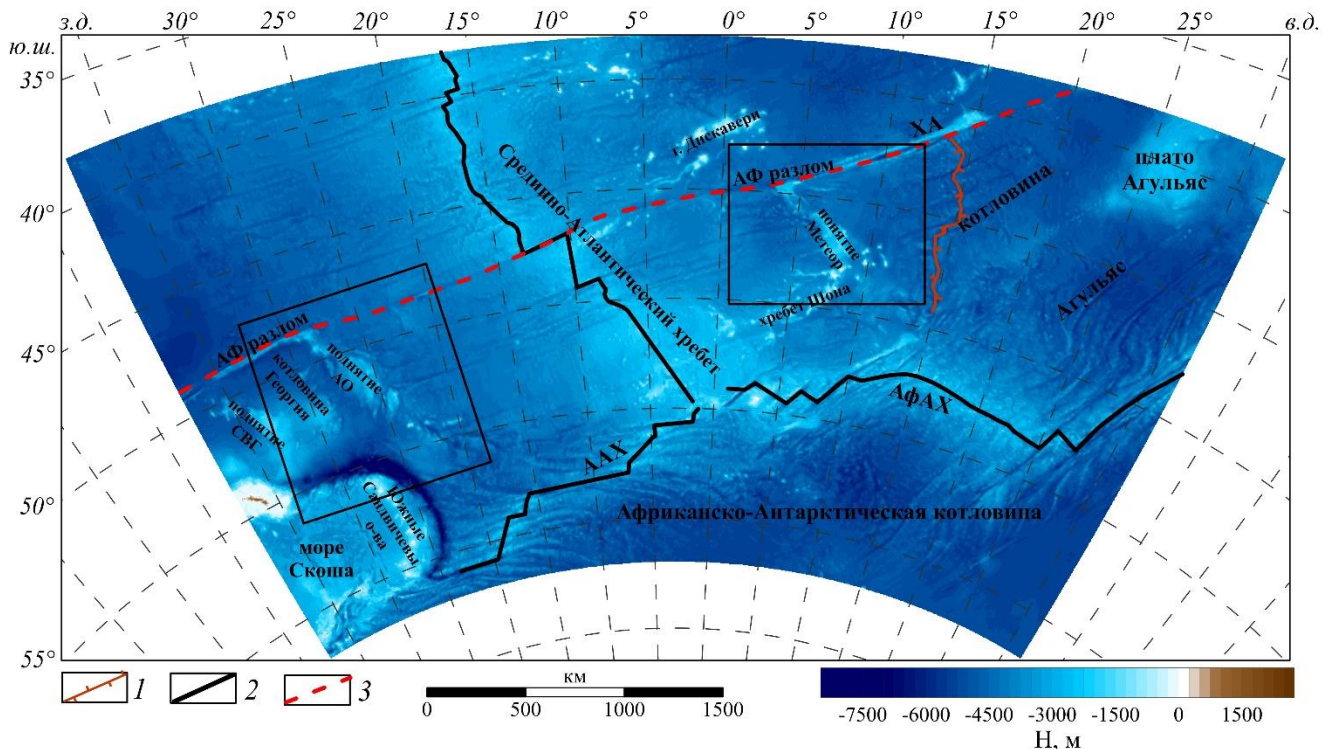


Рисунок 3.8. Рельеф дна Южной Атлантики по данным [Sandwell et al., 2014].

Прямоугольниками выделены области подробных карт участка исследования, поднятий Айлос Оркадас и Метеор. Условные обозначения: 1 – ось палеоспредингового хребта Агульяс, 2 – ось спрединговых хребтов, 3 – Агульяс-Фолклендская разломная зона. ААХ – Американско-Антарктический хребет, АфАХ – Африканско-Антарктический хребет, АО – поднятие Айлос Оркадас, АФ – Агульяс-Фолклендская разломная зона, АфАХ – Африканско-Антарктический хребет, СВГ – поднятие Северо-Восточная Георгия, ХА – хребет Агульяс

Как было сказано выше, поднятия Айлос Оркадас и Метеор являются сопряженными асейсмическими хребтами. Считается, что они сформировались под действием горячей точки Шона в результате рифтогенного раскола литосферы плиты Агульяс [LaBrecque, Hayes, 1979, Roex et al., 2010] примерно 59 млн лет назад [Kent, Gradstein, 1986].

Морфологические различия между этими поднятиями отмечаются в изрезанном и асимметричном характере рельефа дна и фундамента. Вулканическая активность, связанная с деятельностью горячей точки Шона, [LaBrecque, Hayes, 1979; Roex et al., 2010; Sleep, 2002] по всей видимости, больше проявлялась в южных частях поднятий и, судя по строению рельефа, была более интенсивной в районе поднятия Метеор. Различия в структуре фундамента двух поднятий и пространственное распределение вулканизма свидетельствуют о некоторой асимметрии в процессе рифтогенеза, в которых формировались поднятия.

В поле силы тяжести в свободном воздухе поднятие Айлос Оркадас характеризуется положительными значениями до 50 мГал северо-западного направления (рисунок 3.9, а). На поднятии проявляются преимущественно интенсивные положительные и изометричные аномалии амплитудой до 150 мГал. В северной части поднятие оконтурено отрицательными значениями поля до -80 мГал, приурочеными к Агульяс-Фолклендской разломной зоне. На юге наблюдается линейно-вытянутая интенсивная отрицательная аномалия, связанная с Южно-Сандвичевым желобом. Амплитуда данной аномалии достигает до -280 мГал. Следом за этой отрицательной аномалией располагается ярко выраженная положительная аномалия амплитудой до 195 мГал, связанная с Южными Сандвичевыми островами. С восточной стороны от поднятия Айлос Оркадас поле силы тяжести спокойное, преимущественно положительного знака (-15 ÷ +15 мГал). В восточной части наблюдается интенсивная положительная изометричная аномалия, которую можно разделить на восточную, линейно-вытянутую в северо-западном направлении, амплитудой до 85 мГал и западную, которая вытянута в северном направлении, амплитудой до 55 мГал. Данная аномалия связана с поднятием Северо-Восточная Георгия.

Поднятие Метеор в аномальном гравитационном поле в редукции за свободный воздух выделяется линейно-вытянутой интенсивно положительной аномалией (до 70 мГал), которая оконтурена отрицательными значениями поля (до -50 мГал) (рисунок 3.9, б). На юге поднятие оконтурено поясом линейно-вытянутых в северо-восточном направлении ярко выраженных аномалий отрицательного знака (до -80 мГал), в центре которых наблюдаются интенсивные положительные изометричные аномалии до 170 мГал, фиксируемые над структурами подводных вулканических гор. В северной части наблюдается отрицательная, линейно-вытянутая в субширотном направлении аномалия, амплитудой до -70 мГал, оконтуренная ярко выраженными положительными значениями (до 80 мГал), связанная с Агульяс-Фолклендской разломной зоной. С западной стороны к поднятию Метеор прилегает область, характеризующаяся спокойным преимущественно отрицательным полем силы тяжести, варьирующим от -30 до 15 мГал. В восточной части поле характеризуется также спокойным значением, но преимущественно положительного знака (до 20 мГал). Такое различие предполагает наличие к востоку от поднятия

Метеор более мощной литосферы, по сравнению с литосферой, расположенной к западу от него. В восточной области отмечается линейно-вытянутая в субмеридианальном направлении аномалия отрицательного знака (до -40 мГал), которая приурочена к отмершему спрединговому хребту Агульяс (Мальвинас).

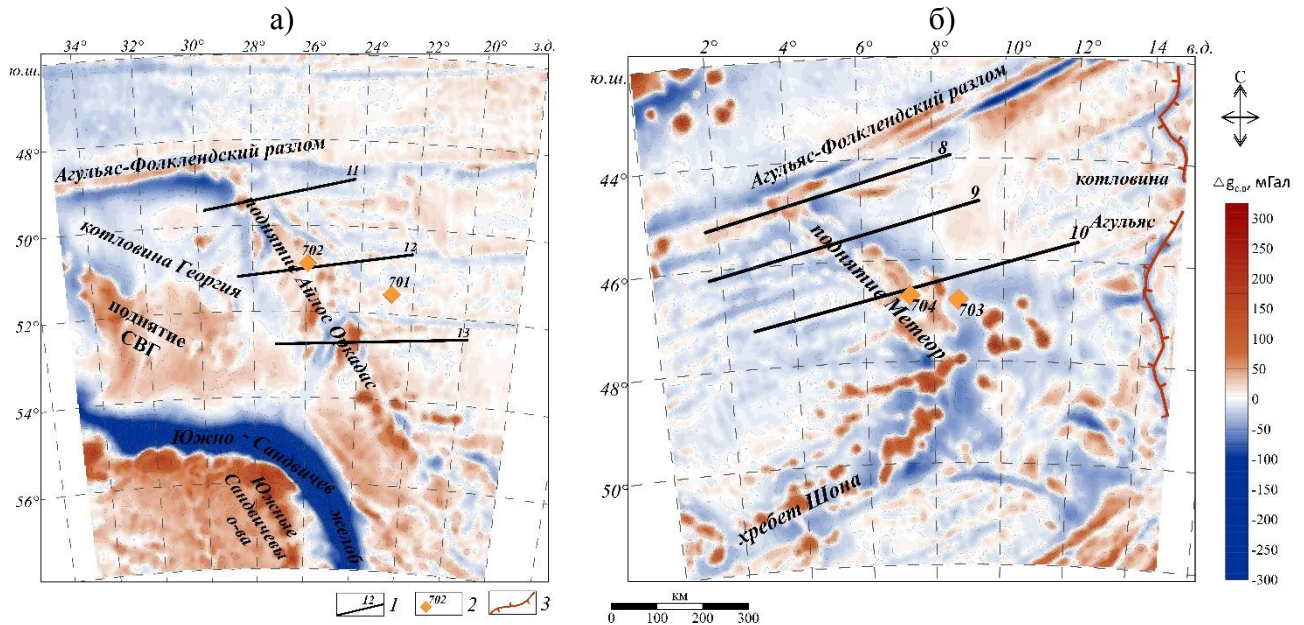


Рисунок 3.9. Карты аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе поднятий Айлос Оркадас (а) и Метеор (б) по данным [Sandwell et al., 2014]. Условные обозначения: 1 – номера профилей плотностного моделирования; 2 – скважины глубоководного бурения ODP [Cooper et al., 2004], 3 – ось палеоспредингового хребта Агульяс. СВГ – поднятие Северо-Восточная Георгия

Поднятие Айлос Оркадас в поле силы тяжести в редукции Буге проявляется аномалией грушевидной формы, слегка вытянутой в северо-западном направлении. Амплитуда аномалии меняется от 220 до 420 мГал (рисунок 3.10, а). В южной части наблюдается ярко выраженная линейно-вытянутая аномалия повышенных значений поля (до 830 мГал), приуроченная к Южно-Сандвичеву желобу. С западной стороны на фоне спокойного поля силы тяжести в редукции Буге (500–550 мГал) наблюдается вытянутая в северо-западном направлении аномалия пониженных значений амплитудой от 170 до 300 мГал. Эта аномалия приурочена к понятию Северо-Восточная Георгия. К востоку от поднятия Айлос Оркадас поле характеризуется спокойными значениями порядка 570 мГал.

В аномальном гравитационном поле в редукции Буге поднятие Метеор также характеризуется грушевидной формой аномалии, вытянутой в том же северо-западном направлении. Амплитуда аномалии чуть меньше – от 200 до 385 мГал (рисунок 3.10, б). Южнее поднятия наблюдается пояс изометричных аномалий с пониженными значениями поля (от -15 до 120 мГал), приуроченных к вулканическим подводным горам. На западе и востоке от поднятия Метеор аномалии поля силы тяжести в редукции Буге характеризуются ярко выраженными

линейными значениями в субширотном и субмеридианальном направлении соответственно, амплитудой до 600 мГал. Данные аномалии приурочены с западной стороны к зонам разломов, а на востоке – к области отмершего спредингового хребта Агульяс (Мальвинас).

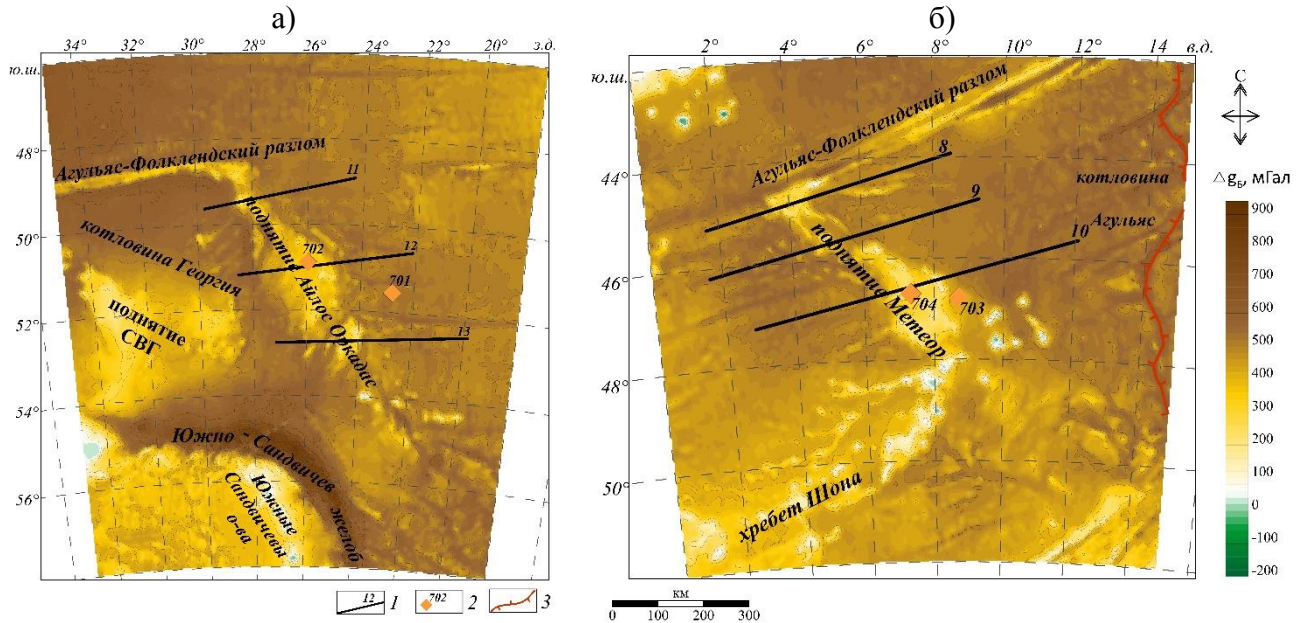


Рисунок 3.10. Карты аномалий поля силы тяжести в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2.67 г/см^3 поднятия Айлос Оркадас (а) и Метеор (б). Условные обозначения см. на рисунке 3.9

В области поднятия Айлос Оркадас наблюдаются интенсивные положительные линейные магнитные аномалии до 200 нТл (рисунок 3.11, а). С восточной стороны поднятие оконтурено линейно-вытянутой отрицательной аномалией (-75 нТл), нарушаемая в зонах трансформных разломов. Такая аномалия свидетельствует о развитии спредингового хребта САХ (~60 млн лет назад). В юго-западной и южной части от поднятия наблюдается изометричная и линейно-вытянутая в субширотном направлении отрицательная аномалия амплитудой до -400 нТл. Это может свидетельствовать о работе горячей точки в момент формирования поднятия и отделения от поднятия Метеор [LaBrecque, Hayes, 1979; Roex et al., 2010; Sleep, 2002].

Аномальное магнитное поле ΔT_a в районе поднятия Метеор имеет сложную структуру (рисунок 3.11, б). Поднятие Метеор отмечается положительными значениями магнитного поля (500 нТл), которое осложнено в центральной части линейной отрицательной аномалией (-250 нТл). С восточной стороны от поднятия наблюдается линейно-вытянутая отрицательная аномалия меридионального направления амплитудой 200 нТл. Она может быть обусловлена развитием отмершего спредингового хребта Агульяс (Мальвинас) (~90-100 млн лет назад). Вторая линейно-вытянутая отрицательная аномалия северо-западного простирания наблюдается в западной части. Она, скорей всего, связана с развитием спредингового хребта САХ (~60 млн лет назад).

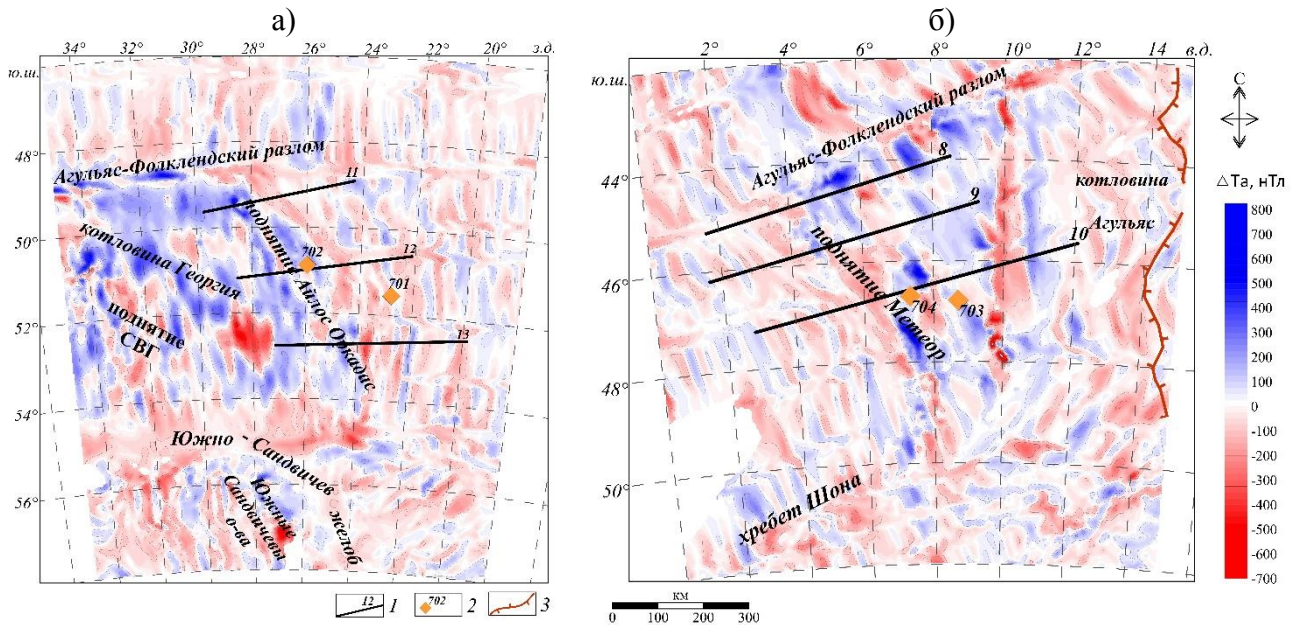


Рисунок 3.11. Карты аномального магнитного поля ΔT_a поднятий Айлос Оркадас (а) и Метеор (б) по данным [Meyer et al., 2017]. Условные обозначения см. на рисунке 3.9

В низкочастотной компоненте аномального гравитационного поля в редукции Буге поднятие Айлос Оркадас выделяется пониженными значениями (470 мГал), а поднятие Метеор – интенсивной градиентной зоной пониженных значений (440 мГал). Анализ низкочастотной компоненты показал, что пониженные аномалии поля приходятся на области с глубиной дна меньше 4 км (Южно-Сандвичевы острова, приосевые области САХ, поднятия Айлос Оркадас, Метеор, Северо-Восточная Георгия, хребет Шона), а повышенные – на области с глубинами дна более 5 км (котловины Георгия, Агульяс; Агульяс-Фолклендский разлом). Поднятия в среднечастотной компоненте также выделяются пониженными значениями поля (до -55 мГал над поднятием Айлос Оркадас и до -75 мГал над поднятием Метеор), по периферии они оконтурены повышенными значениями (до 40 мГал). Данная компонента хорошо согласуется с низкочастотной компонентой, детализируя последнюю в пределах границ возвышенностей (рисунок 3.12). В поле высокочастотной компоненты лучше выделяются локальные особенности поднятий, которые представлены интенсивными локальными отрицательными аномалиями.

В поле низкочастотной компоненты магнитного поля в районе поднятия Метеор наблюдается положительная изометричная аномалия интенсивностью до 7 нТл, а в районе поднятия Айлос Оркадас ось аномалии смещается на запад, а амплитуда повышается до 32 нТл. В поле среднечастотной компоненты с западной части от поднятия Айлос Оркадас и восточной от поднятия Метеор отмечается положительная аномалия интенсивностью до 70 нТл, которая осложнена интенсивной отрицательной изометричной аномалией со стороны поднятия Айлос Оркадас и линейно вытянутой со стороны поднятия Метеор (амплитуды -93 нТл и -38 нТл,

соответственно). Такая аномалия может быть связана с действием горячей точки Шона и развитием отмершего спредингового хребта Агульяс.

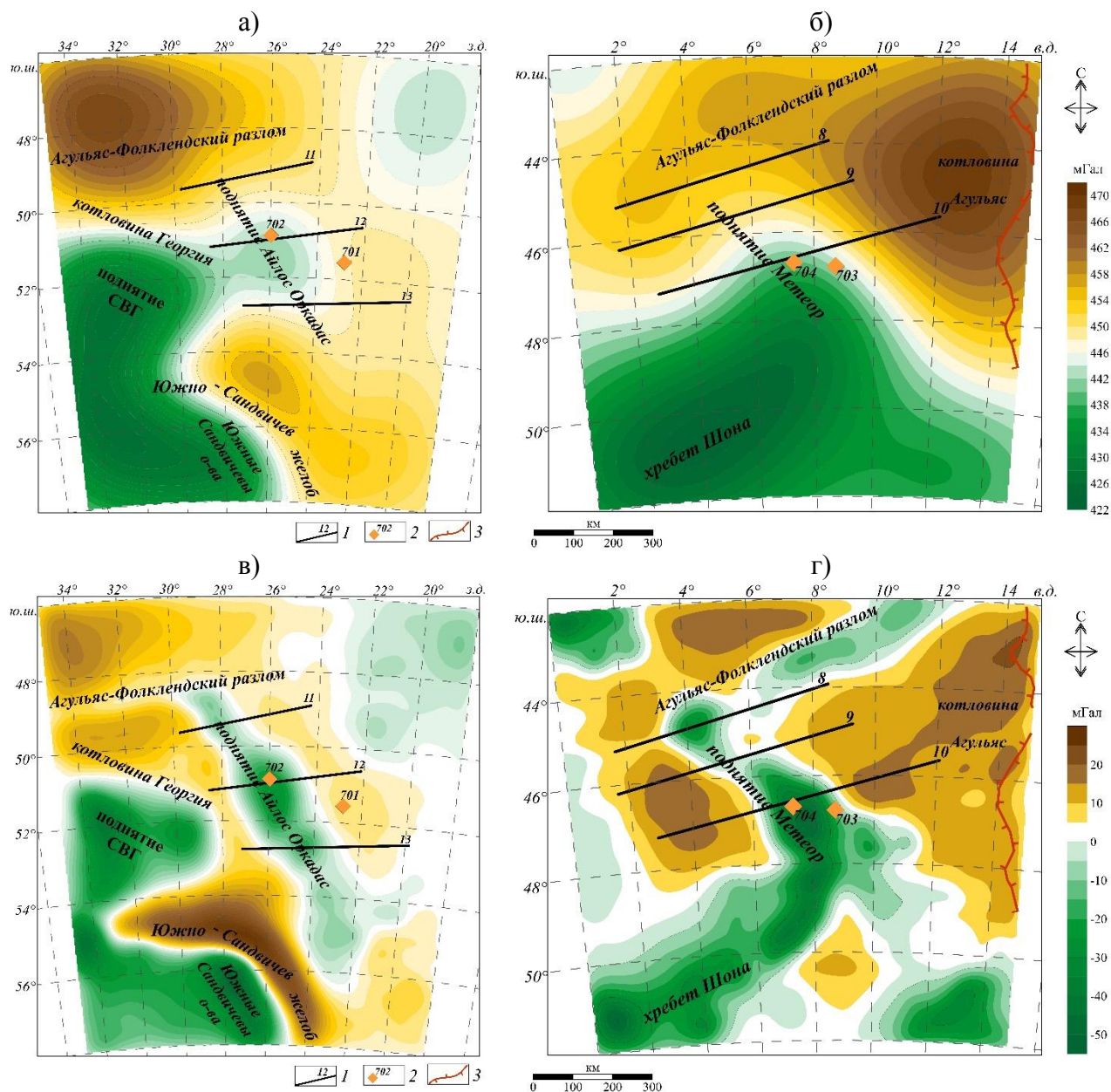


Рисунок 3.12. Низкочастотная и среднечастотная компоненты поля силы тяжести в редуции Буге поднятий Айлос Оркадас (а, в) и Метеор (б, г). Условные обозначения см. на рисунке 3.9

В поле силы тяжести в свободном воздухе амплитуда аномалий поднятия Метеор на 20 мГал выше, чем поднятия Айлос Оркадас. Такая небольшая разница может быть связана с действием горячей точки Шона и ее длительностью. В аномальном гравитационном поле в редуции Буге поднятие Метеор выделяется пониженными значениями по сравнению с сопряженным поднятием Айлос Оркадас, что также свидетельствует о разной степени прогрева мантийного вещества. В аномальном магнитном поле поднятия и котловины выделяются схожей интенсивностью и направлением аномалий, что подтверждает общую природу их формирования.

3.4. Плато Агульяс, поднятия Северо-Восточная Георгия и Мод

Поднятия Северо-Восточная Георгия, Мод и плато Агульяс располагаются в Антарктическом секторе Южной Атлантики. Их происхождение и строение в настоящее время до конца не ясно и предполагается, что они могут иметь общие эволюционные аспекты. Считается, что эти поднятия ~105 млн лет назад могли образовывать единую крупную магматическую провинцию [Parsiegla et al., 2008], аналогичную по возрасту и размерам как магматическая провинция хребта Кергелен-Брокен [Coffin, Eldholm, 1994].

Плато Агульяс располагается на юго-западе Индийского океана примерно в 500 км к югу от Южной Африки (рисунок 3.13). С 1960-х годов плато стало объектом ряда геологических исследований, направленных на выяснение его геологической и тектонической структуры и происхождения [Heezen, Tharp, 1964; Scrutton, 1973; Barrett, 1977; Tucholke, Carpenter, 1977]. Первоначально, на основании результатов драгирования морского дна, считалось что в строении плато Агульяс содержится утоненная континентальная кора [Tucholke et al., 1981].

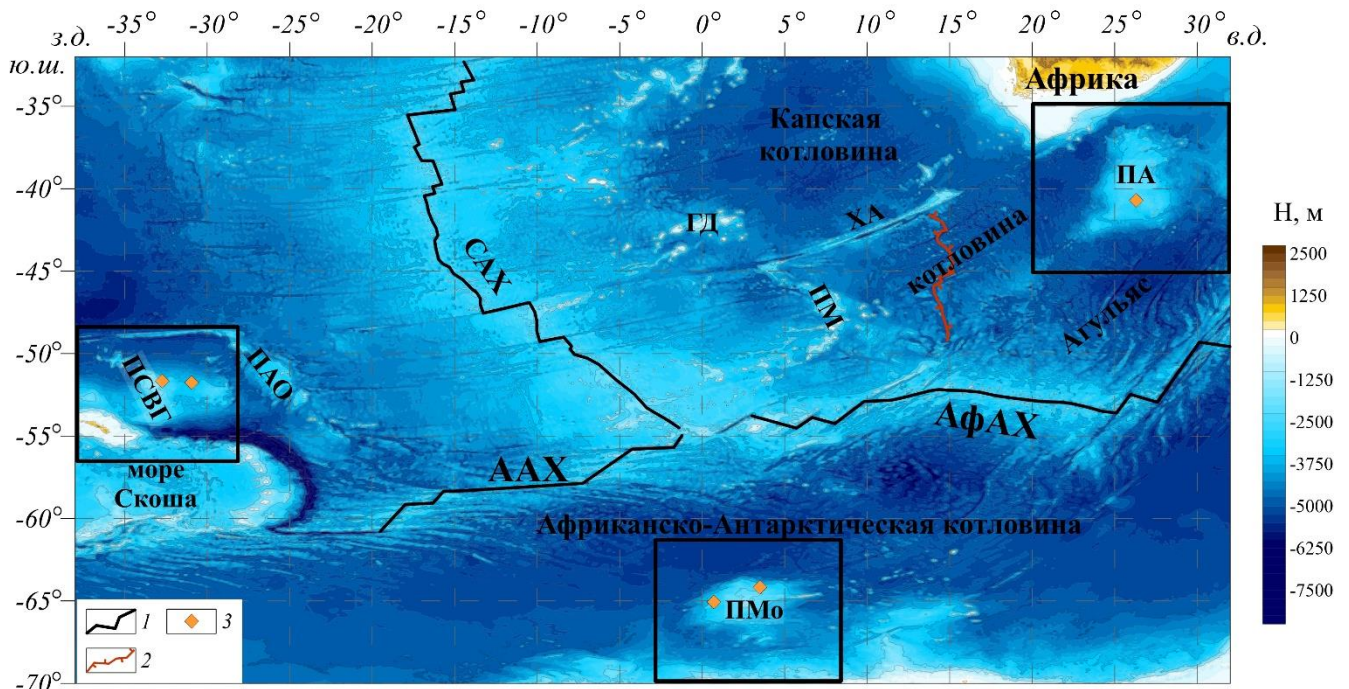


Рисунок 3.13. Батиметрическая карта дна Южного океана, по данным [Sandwell et al., 2014].

Прямоугольниками выделены области подробных карт участков исследования плато Агульяс и поднятий Северо-Восточная Георгия, Мод. Условные обозначения: 1 – оси спрединговых хребтов; 2 – палеохребет Агульяс; 3 – скважины глубоководного бурения (ODP, IODP). ААХ – Американо-Антарктический хребет; АфАХ – Африканско-Антарктический хребет; ГД – подводные горы Дискавери; ПА – плато Агульяс; ПАО – поднятие Айлос Оркадас; ПМ – поднятие Метеор; ПМо – поднятие Мод; ПСВГ – поднятие Северо-Восточная Георгия; ХА – хребет Агульяс

Южная и центральная части плато имеют необычно гладкий акустический фундамент, который локально прерывается разломами со смещением в несколько сотен метров, в то время как северная часть характеризуется изрезанным рельефом и сложной морфологией. Тектонические реконструкции плит показывают, что тройное соединение Буве располагалось вблизи юго-западной оконечности плато Агульяс около 96 млн лет назад. Согласно Хартнади, Роексу [Hartnady, Roex, 1985] и Мартину [Martin, 1987], горячая точка Буве пересекла северную часть плато Агульяс примерно в 100 млн лет. Считалось, что она контролировала формирование плато Агульяс вместе с близлежащими центрами спрединга между 80 и 100 млн лет [Goul, Uenzelmann-Neben, 2001; Uenzelmann-Neben et al., 1999]. Авторы статьи [Tucholke et al., 1981] полагали, что образование тройного соединения на северном краю континентального фрагмента Агульяс в середине мелового периода может объяснить происхождение изрезанной, утолщенной океанической коры под северным плато, а также очевидное расширение континентальной коры и проникновение базальтовых магм под южной частью плато. Также они рассматривали гипотезу о том, что плато Агульяс могло быть отделено от Мозамбикского хребта примерно 109 млн лет назад.

Одни авторы предполагают океаническое происхождение плато Агульяс [Barker, 1979; Barrett, 1977; Scrutton, 1973], другие – континентальное [Allen, Tucholke, 1981; Tucholke et al., 1981]. Помимо этого, данные сейсмических исследований и тектонические реконструкции плит дают возможность предполагать, что плато Агульяс представляет собой крупную магматическую провинцию, образовавшуюся не ранее 105 млн лет назад [Parsiegla et al., 2008] в сочетании с поднятиями Северо-Восточной Георгии и Мод [Goul, Uenzelmann-Neben, 2001; Parsiegla et al., 2008; Uenzelmann-Neben et al., 1999].

Поднятие Северо-Восточная Георгия образует океаническое плато в юго-западной части Атлантического океана между 30° и 38° з.д. и 48° и 56° ю.ш. в котловине Георгия, разделяя ее на восточную и западную котловины (рисунок 3.13). Котловина Георгия была сформирована в результате ряда тектонических событий, которые начались в конце мелового периода. Западная часть поднятия образует дугообразный хребет в северном направлении, а восточная сторона поднятия представляет собой более широкую и низкую рельефную структуру.

Лабрекю и Хейс [LaBrecque, Hayes, 1979] предположили, что конвергенция между Южно-Американской плитой и мезозойской плитой Мальвинес привела к формированию поднятия Северо-Восточной Георгии в конце мелового периода. Кристофферсен и Лабрекю [Kristoffersen, LaBrecque, 1991] по результатам бурения ODP 114 (скважины 698, 699, 700) предположили, что часть поднятия Северо-Восточной Георгии образовалась в центре спрединга, под влиянием внеосевого вулканизма. В скважине 698 на глубине ~220 м ниже морского дна собраны пробы

керна с сильно выветренным базальтом, в котором исходные железомарганцевые минералы полностью изменены до гематита, с некоторыми микробрекчиями, содержащими фрагменты серпентинитов [Ciesielski et al., 1988, а]. Скважина 699, пробуренная на северо-восточном склоне поднятия Северо-Восточной Георгии, выявила кору, которая образована ранее поднятий Айлос Оркадас и Метеор. На глубине около 516 м ниже морского дна отобраны образцы керна с содержанием гранитного гравия и переотложенного вулканического кварцевого песка неопределенного возраста [Ciesielski et al., 1988, б].

Поднятие Мод располагается в Африканско-Антарктической котловине между 2° з.д. и 8° в.д. и 63° и 68° ю.ш. вблизи Антарктического континента (рисунок 3.13). Поскольку поднятие имеет отдаленное расположение, его тектоническое происхождение и строение литосферы до конца не выяснено. Предполагается, что поднятие Мод имеет океанический фундамент, образовавшийся в результате взаимодействия спредингового хребта с горячей точкой [Barker et al., 1988]. Вскрытые отложения скважины глубоководного бурения 690, перекрывающие фундамент, указывают на позднекампанский возраст. На глубине 300 м ниже морского дна, в керне скважины, наблюдается значительное увеличение вулканического стекла, а на глубине 317 м отмечен резкий контакт с базальтами.

Мартин и Хартнади [Martin, Hartnady, 1986], основываясь на плейттектонических реконструкциях, предположили, что поднятие Мод было соединено с плато Агульяс и Мозамбикским хребтом. На основе анализа магнитных аномалий океанического дна Ким с соавторами [Kim et al., 2005] пришли к выводу, что поднятие Мод и плато Агульяс были сопряженными поднятиями в меловой период. Утолщенная кора этих поднятий вероятно обусловлена интенсивным вулканизмом и андерплейдингом, связанными с активностью горячих точек во время разделения двух блоков (~84–94 млн лет назад) [Schandl et al., 1990; Martin, Hartnady, 1986].

Поднятие Северо-Восточная Георгия в поле силы тяжести в свободном воздухе выражено линейно-вытянутой аномалией северо-западного направления амплитудой до 70 мГал (рисунок 3.14, а). С восточной стороны поднятие проявлено аномалией меридионального направления, интенсивность которой достигает 50 мГал. В северной и южной частях оно оконтурено интенсивными отрицательными аномалиями субширотного направления. С северной стороны отрицательная аномалия относится к Агульяс-Фолклендской разломной зоне и ее интенсивность достигает до -70 мГал, а в южной – Южно-Сандвичевому желобу, интенсивность здесь варьирует от -40 до -200 мГал. В южной части наблюдается ярко выраженная аномалия положительного знака, которая приурочена к острову Южная Георгия, амплитуда значений которой изменяется от 40 до 180 мГал.

В аномальном гравитационном поле в свободном воздухе плато Агульяс проявлено вытянутой в меридиональном направлении аномалией, небольшой амплитуды до 55 мГал (рисунок 3.14, б), что может свидетельствовать о наличии утоненной континентальной коры. В северо-западной части от него наблюдаются группа линейных отрицательных и положительных аномалии, которые связаны с Африканским континентом. Амплитуда этих аномалий изменяется в пределах от -95 до 100 мГал. С западной, восточной и северо-восточной стороны от плато Агульяс поле силы тяжести характеризуется спокойными значениями аномалий (от -30 до 10 мГал), которые приурочены к котловине Агульяс и бассейну Транскей. В юго-восточной части наблюдаются линейно-вытянутые аномалии северо-восточного простирания, приуроченные к следам разломов. Амплитуда аномалий достигает -45 мГал.

Поднятие Мод выделяется изометричной аномалией поля силы тяжести в свободном воздухе (рисунок 3.14, в), амплитуда которой варьирует в пределах от 6 мГал по периферии до 80 мГал в центральной части. Повышенные значения аномалий могут свидетельствовать о магматическом образовании поднятия. С восточной стороны поднятия наблюдается линейно-вытянутая в субширотном направлении ярко выраженная положительная аномалия, интенсивностью до 115 мГал и длиной ~100 км. С запада и на севере поднятие Мод оконтурено полем средних значений, в основном отрицательного знака (-35 ÷ +10 мГал). Эта область относится к Африканско-Антарктической котловине. Северная часть осложнена линейными отрицательными аномалиями юго-восточного направления, которые связаны с зонами разломов. С северо-восточной стороны поднятия Мод преобладает поле положительного знака (до 20 мГал). Предположительно это может быть след отрыва поднятия Мод от плато Агульяс под действием горячей точки. В южной части поднятие также оконтурено аномалиями отрицательного знака, амплитуда которых достигает -60 мГал. Данная область приурочена к континентальному сколу Антарктиды.

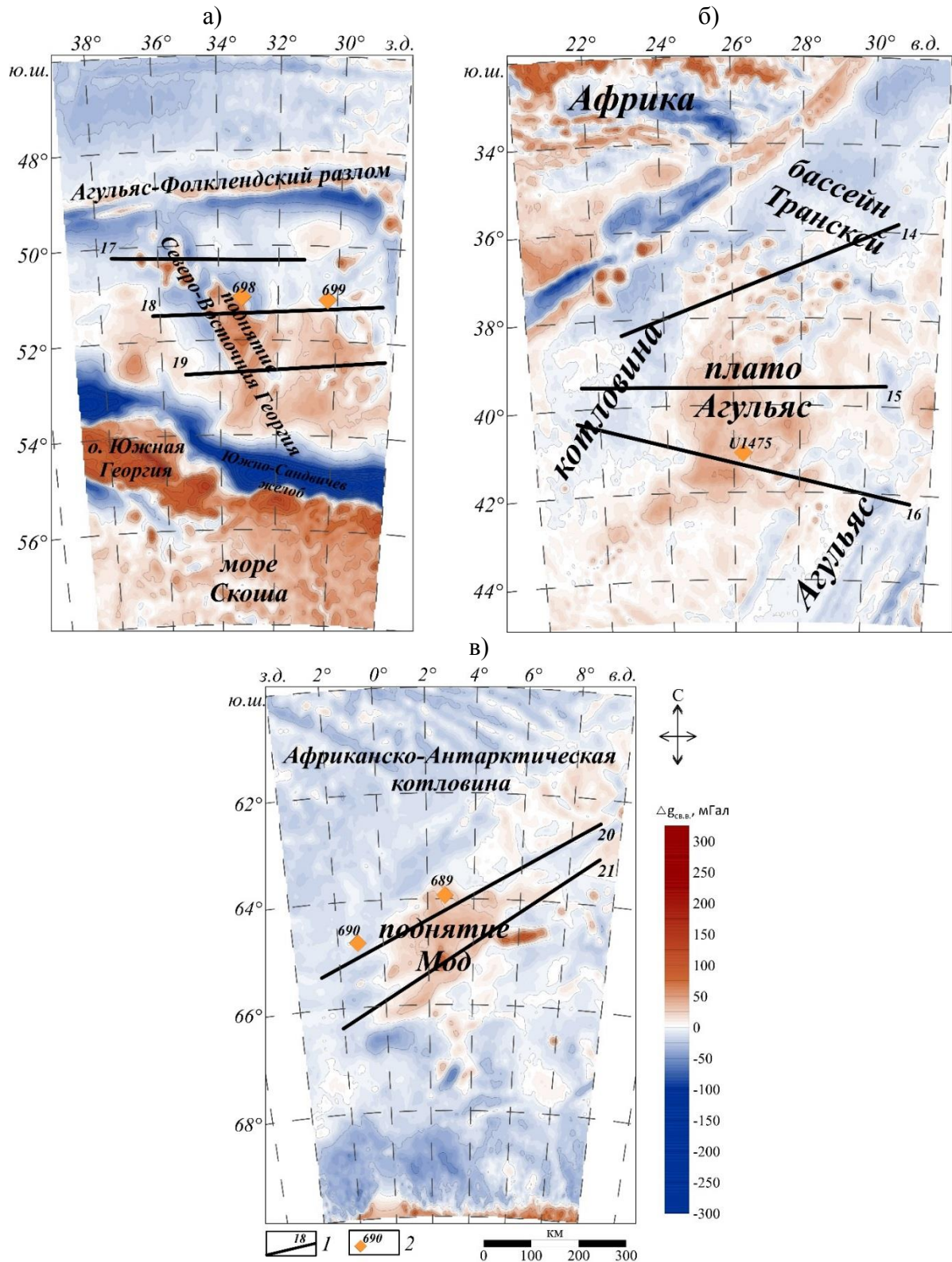


Рисунок 3.14. Карты аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе поднятия Северо-Восточная Георгия (а), плато Агульяс (б) и поднятия Мод (в) по данным [Sandwell et al., 2014].

Условные обозначения: 1 — расположение интерпретационных профилей плотностного моделирования; 2 — скважины глубоководного бурения ODP [Cooper et al., 2004]

В поле силы тяжести в редукции Буге поднятия характеризуются пониженными значениями поля (от 100 до 420 мГал), по сравнению с котловинами, амплитуда которых

достигает 630 мГал. Поднятие Северо-Восточная Георгия выделяется двумя аномалиями, западной и восточной, амплитуда которых изменяется от 180 мГал до 420 мГал (рисунок 3.15, а). Западная аномалия имеет линейно-вытянутую форму и северо-западное простирание, в центральной части, где поле осложнено пониженными до 175 мГал значениями. Вторая аномалия характеризуется изометричной формой, амплитудой до 350 мГал, что может свидетельствовать о влиянии на формирование поднятия магматических процессов. Пониженные значения аномалии поднятия могут быть обусловлены значительным утонением континентальной коры. Интенсивные повышенные значения поля, амплитудой до 800 мГал к юго-востоку от поднятия Северо-Восточная Георгия соответствуют Южно-Сандвичеву желобу. Юго-Западнее поднятия наблюдаются интенсивные пониженные значения аномалия, связанные с островом Южная Георгия. На севере от поднятия Северо-Восточная Георгия линейно-вытянутая аномалия субширотного направления, интенсивность которой варьирует от 260 до 430 мГал, приурочена к Фолклендскому хребту, образованному на Агульяс-Фолклендской разломной зоне.

Плато Агульяс проявляется вытянутой в южном направлении широкой аномалией (рисунок 3.15, б), интенсивность которой варьирует от 260 до 410 мГал, что может служить признаком его магматической природы. В северной части блок аномалии над плато Агульяс как будто отделяется от целой части, что может свидетельствовать о сложном его формировании и продвижении спредингового хребта через его основание. На севере от плато наблюдается уменьшения амплитуд аномалий до -150 мГал, которое связано с африканским континентом.

Поднятие Мод проявляется изометричной аномалией пониженных значений (от 100 до 445 мГал). В центральной части поднятие осложнено вытянутой в южном направлении аномалией, интенсивностью 100 – 250 мГал (рисунок 3.15, в). Пониженные значения поля силы тяжести могут свидетельствовать либо о сильном магматизме во время формирования поднятия, либо о наличии утоненной континентальной коры. В южной части поднятия Мод амплитуда аномалий, приуроченных к континентальному склону Антарктиды варьирует от 325 до 450 мГал.

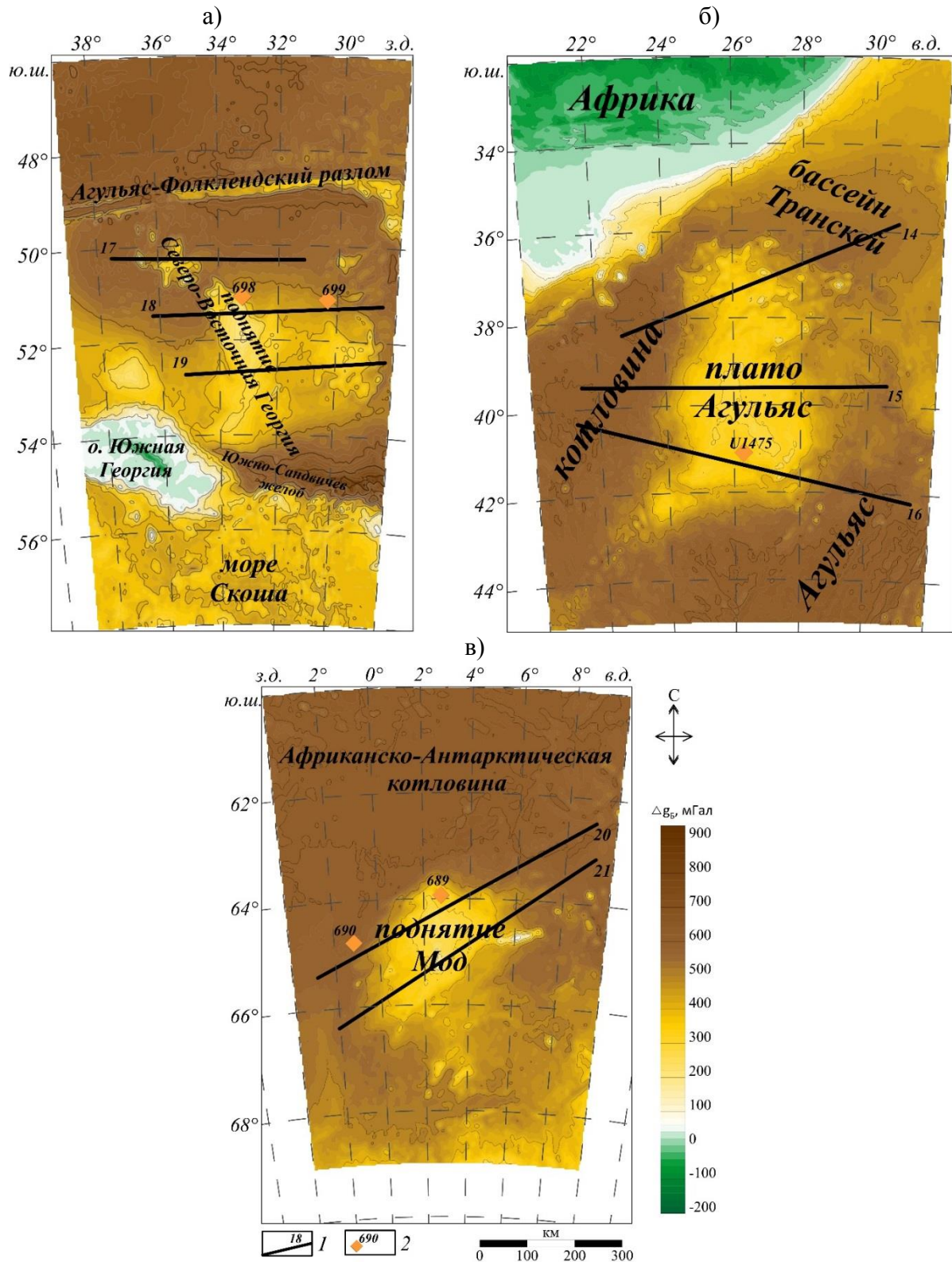


Рисунок 3.15. Карты аномалий поля силы тяжести в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2.67 г/см^3 поднятия Северо-Восточная Георгия (а), плато Агульяс (б) и поднятия Мод (в). Условные обозначения см. на рисунке 3.14

Поднятие Северо-Восточная Георгия в аномальном магнитном поле проявлено хаотичным распределением разнознаковых аномалий (рисунок 3.16, а). Интенсивность аномалий варьирует в пределах $-300 \div 450 \text{ нТл}$, что может свидетельствовать о прогретости мантии во

время образования поднятия. В южной части поднятия преобладают отрицательные (до -280 нТл) аномалии, связанные с Южно-Сандвичевым желобом. В северной части наблюдаются линейно-вытянутые магнитные аномалии, субширотного простирания, преимущественно положительные, амплитудой более 400 нТл, приуроченные к Агульяс-Фолклендскому трансформному разлому. С восточной стороны от поднятия Северо-Восточная Георгия наблюдается интенсивная отрицательная аномалия, амплитудой -480 нТл, которая может быть связана с формированием поднятия Айлос Оркадас под действием горячей точки.

В аномальном магнитном поле плато Агульяс характеризуется линейно-вытянутыми знакопеременными аномалиями субширотного направления (рисунок 3.16, б). Интенсивность аномалий уменьшается с севера на юг. В северной части амплитуды аномалий изменяются от -360 нТл до +585 нТл, в южной варьируют от -100 нТл до +155 нТл. Такая изменчивость поля может свидетельствовать о сильном магматизме в северной части поднятия и прогремости мантийного вещества во время образования плато. С западной стороны от плато Агульяс наблюдается распределение аномалий магнитного поля невысокой амплитуды, в основном отрицательного знака (от -55 до +95 нТл). В юго-восточной части прослеживается линейно-вытянутая отрицательная аномалия юго-западного простирания, которая может быть приурочена к трансформному разлому, поскольку в этом месте прослеживается смена господствующих простираний аномалий (с субширотного на северо-западное). На юго-западе от плато также наблюдается интенсивная отрицательная аномалия северо-западного простирания. Амплитуда аномалии достигает -355 нТл и может быть приурочена к шовной зоне отмершего спредингового хребта Агульяс. В северо-западной части от плато наблюдается линейно-вытянутая ярко выраженная положительная аномалия (до 725 нТл), которая приурочена к Агульяс-Фолклендской разломной зоне. Она разделяет крупную отрицательную аномалию, интенсивностью более -80 нТл (в северной части достигает -145 нТл), которая приурочена к континентальной окраине Африки, от знакопеременного магнитного поля, характерного для океанического типа коры.

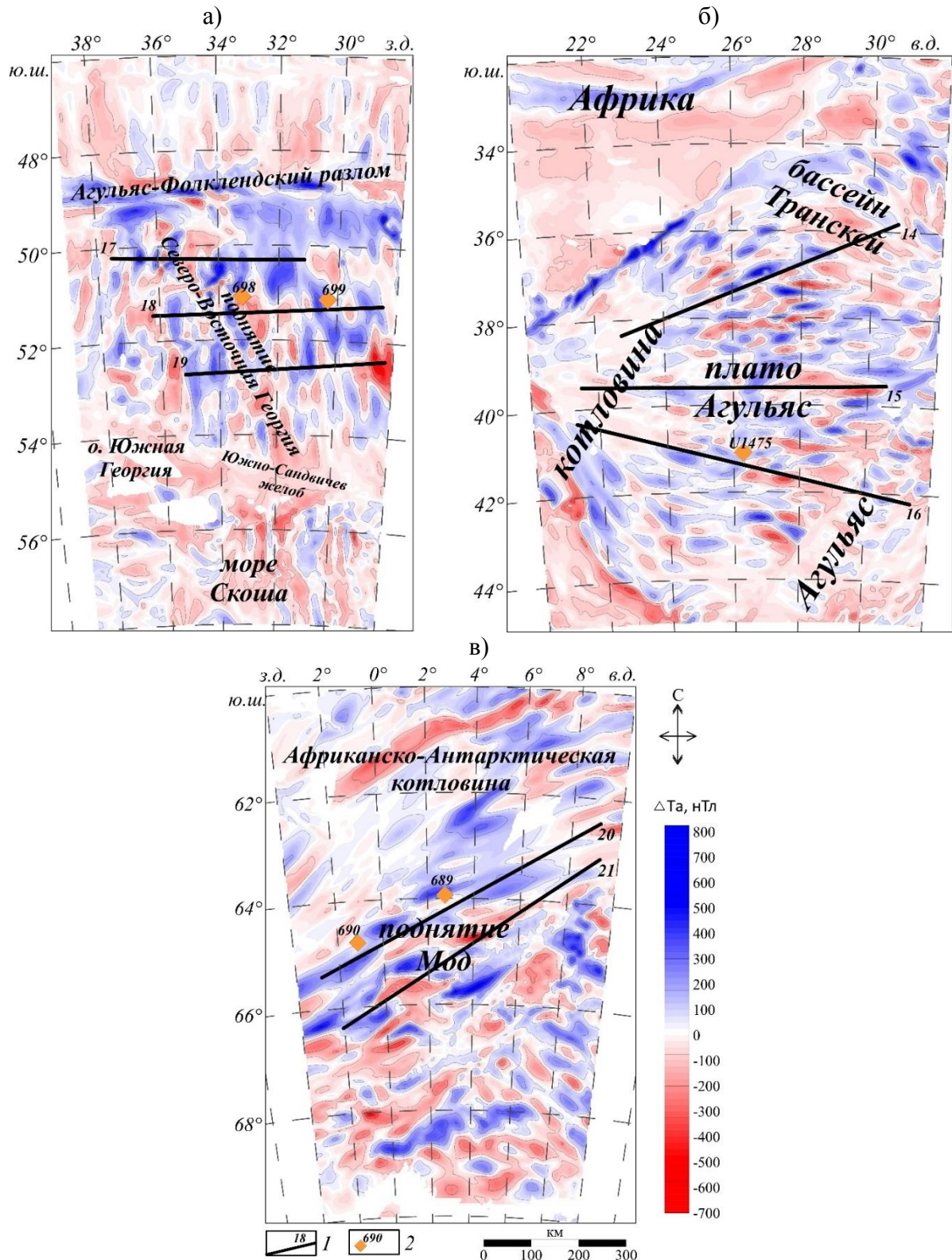


Рисунок 3.16. Карты аномального магнитного поля ΔT_a поднятия Северо-Восточная Гвинея (а), плато Агульяс (б) и поднятия Мод (в), по данным [Meyer et al., 2017]. Условные обозначения см. на рисунке 3.14

Поднятие Мод проявляется линейно-вытянутыми в северо-восточном направлении интенсивными знакопеременными аномалиями магнитного поля (рисунок 3.16, в). Амплитуда аномалий варьирует от -400 нТл до +450 нТл, что может свидетельствовать о значительной роли

магматических процессов в формировании и структуре региона. На юге и юго-востоке от поднятия наблюдается смена простираний аномалий на северо-западное, что свидетельствует о гетерогенном строении коры и литосферы. С центральной части поднятия и выше в северо-западном направлении прослеживается небольшое смещение осей аномалий магнитного поля, что может соответствовать следу спрединга отмершего хребта Агульяс. В северной части от поднятия Мод наблюдается ярко выраженная отрицательная аномалия юго-западного простирания, амплитудой до -300 нТл. Данная аномалия может быть связана с действием горячей точки.

В наблюдаемом поле аномалий высот геоида исследуемые поднятия располагаются в зоне максимума, которое достигает 40 м. Для выявления характеристик соответствующих литосфере и тектоносфере были рассчитаны аномалии высот геоида в редукции Буге ΔN_B^{20} , которые получены вычитанием из поля наблюдаемых высот геоида региональной 20-й гармоники поля и аномальных высот геоида в редукции Буге (рисунок 3.17) [Булычев и др., 2002].

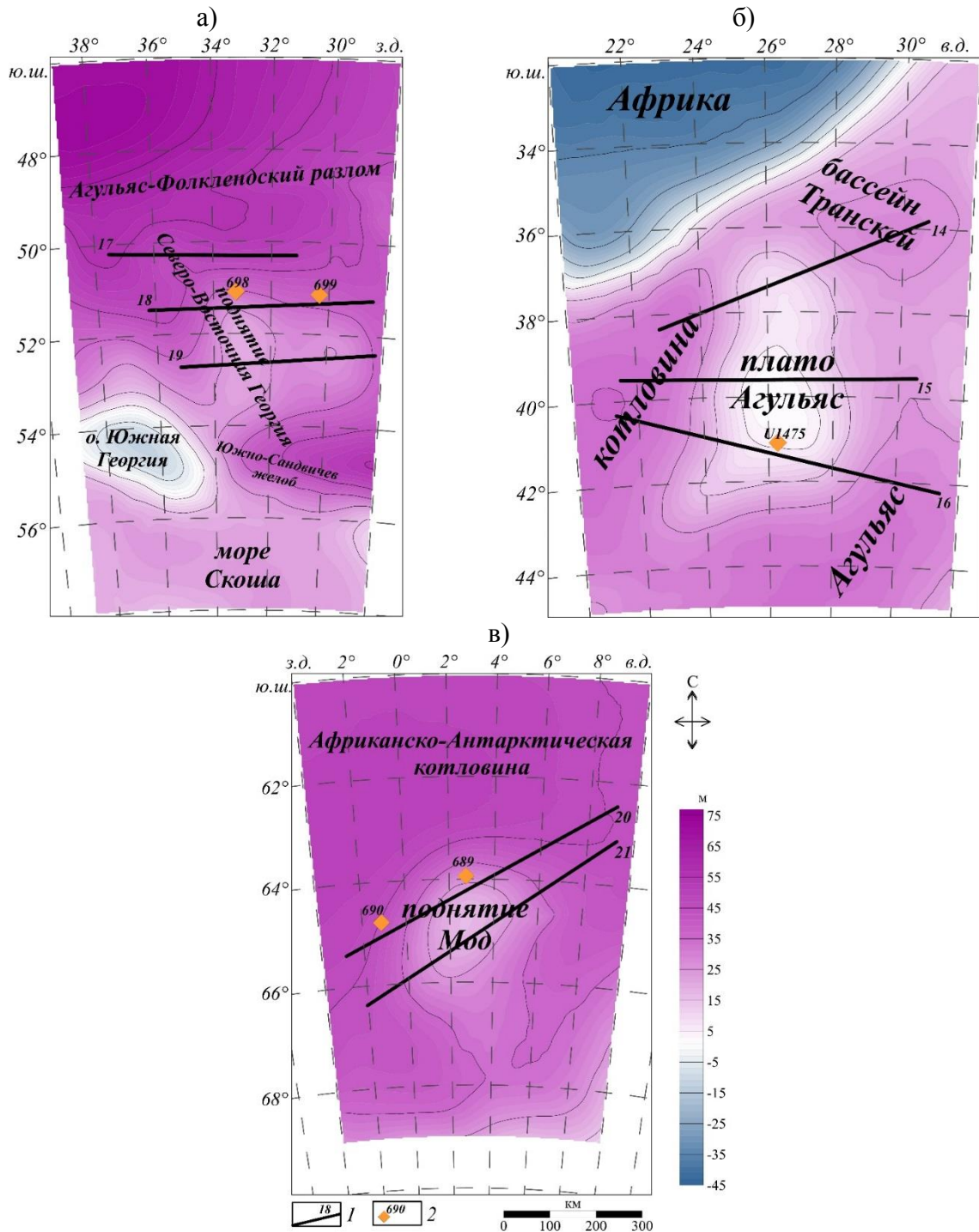


Рисунок 3.17. Карты полей аномальных высот геоида ΔN_B^{20} поднятия Северо-Восточная Георгия (а), плато Агульяс (б) и поднятия Мод (в). Условные обозначения см. на рисунке 3.14

В разностных полях высот геоида поднятия Северо-Восточная Георгия, Мод и плато Агульяс характеризуются областями пониженных значений аномалий (5÷35 м), относительно прилегающих котловин (35÷55 м). Плато Агульяс отличается самыми низкими значениями (5÷25 м), а поднятие Северо-Восточная Георгия самыми высокими (20÷35 м), что свидетельствует о гетерогенном строении.

Анализ данных сейсмотомографии показал, что на глубине границы Мохо (15–20 км) наблюдается уменьшение значений скоростей в сторону южных частей поднятий Северо-Восточная Георгия и плато Агульяс. Поднятие Мод на глубине границы Мохо характеризуется повышенными значениями скоростей в юго-восточном направлении. Эта же картина наблюдается и для распределения скоростей на глубинах 80 и 150 км. По всей видимости, это связано с прогремостью мантийного вещества во время образования поднятий.

3.5. Южная часть Срединно-Атлантического хребта⁴

Южная часть Срединно-Атлантического хребта располагается между Агульяс-Фолклендским трансформным разломом (АФТР) и тройным соединением Буве (ТСБ), между 48–55° ю.ш. Длина этого отрезка хребта составляет 800 км. Скорость спрединга на отрезке ЮСАХ составляет 32–36 мм/год [Дубинин и др., 1999]. Для этого сегмента хребта характерна симметричная картина линейных магнитных аномалий начиная с аномалии С30.

Строение ЮСАХ отличается изменчивостью осевой морфологии и характером морфоструктурной сегментации осевой зоны с севера на юг (рисунок 3.18). По всей видимости это связано с изменчивостью термического состояния мантии, обусловленной влиянием горячих точек Шона и Буве расположенных вблизи южной оконечности хребта. Рифтовая зона участка ЮСАХ разбита трансформными разломами и нетрансформными смещениями на серию более коротких сегментов, смещенных в ортогональном направлении на первые десятки километров [Пейве и др., 1995; Пуцаровский, 1998]. Этот отрезок делится поперечными структурами на четыре сегмента.

Самый северный сегмент I находится между АФТР и разломом 49° ю.ш, смещение по которому составляет около 150 км. Осевая зона рифтовой долины «нулевого» возраста почти повсеместно имеет здесь характерные для медленно-спрединговых хребтов глубины – 3100÷3800 м. Однако, в северной части этого отрезка, южнее трансформного разлома Агульяс, отмечается выраженное поднятие осевой зоны до глубин 2300÷2500 м ниже уровня моря. Это поднятие свидетельствует о наличии термической аномалии в подлитосферной мантии, что, возможно, является следствием влияния горячей точки Дискавери, расположенной севернее АФТР. Альтернативной причиной поднятия может быть разлом Агульяс, который имеет свое

⁴ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. Чупахина А.И., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Рыжова Д.А., Булычев А.А. Физическое моделирование сегментаций осевой зоны южного сегмента Срединно-Атлантического хребта // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2022. № 3. С. 89–98. RSCI (0.11 п.л., авторский вклад 10%). Импакт-фактор РИНЦ, 2021: 0.318.

сложное развитие и послужил явным структурным барьером, разделяющим часть Южной Атлантики, сформировавшуюся в результате отделения Африки от Южной Америки и ЮСАХ [Галушкин, Дубинин, 1991].

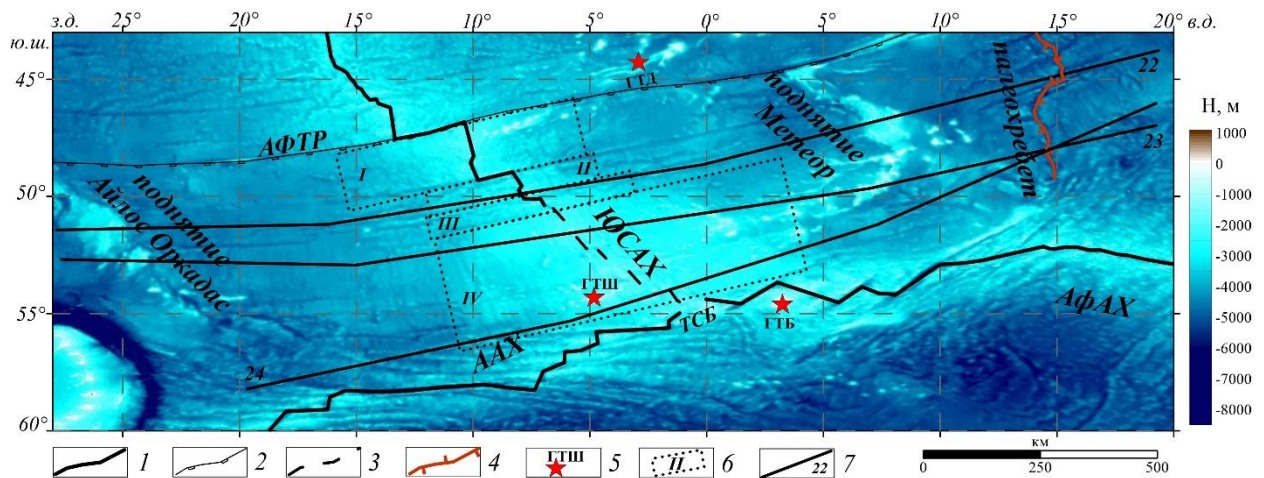


Рисунок 3.18. Батиметрическая карта южной части Срединно-Атлантического хребта, по данным [Sandwell et al., 2014]. Условные обозначения: 1 – ось спрединговых хребтов; 2 – Агульяс-Фолклендская разломная зона; 3 – зоны разломов, 4 – ось палеоспредингового хребта, 5 – расположение горячих точек, 6 – сегменты ЮСАХ; 7 – интерпретационные профили. ААХ – Американско-Антарктический хребет, АфАХ – Африканско-Антарктический хребет, АФТР – Агульяс-Фолклендский трансформный разлом, ТСБ – тройное соединение Буве, ГТБ – горячая точка Буве, ГТД – горячая точка Дискавери, ГТШ – горячая точка Шона, ЮСАХ – южный сегмент Срединно-Атлантического хребта

Следующий к югу сегмент II располагается между разломом 49° ю.ш и следующим трансформным разломом. Сегмент с характерной морфологией рифтовой долины смещен по трансформному разлому на 100 км. Глубина рифтовой долины варьирует от 3500 до 4200 м.

Южнее, до следующей неярко выраженной разломной зоны, располагается еще один сегмент III. На этом сегменте наблюдается переход от морфологии рифтовой долины к морфологии осевого поднятия, которое прослеживается на всем протяжении рифтовой оси далее к югу. Далее на расстоянии 400 км трансформных разломов почти не выделяется (сегмент IV). На всем протяжении этого отрезка наблюдается морфология осевого поднятия, что обусловлено влиянием горячих точек Шона и Буве. На данном сегменте отмечаются перекрытия оси спрединга и нетрансформные смещения.

Южнее 55° ю.ш. начинается разрушение хребта, вызванное встречным продвижением двух других спрединговых хребтов, а именно Американско-Антарктического и Африканско-Антарктического. Зонай их пересечения является тройное соединение Буве. В результате

кинематической обстановки тройного соединения, создано сложное распределение напряжений в земной коре, что отражается в структурном плане региона [Пушаровский, 2002].

Морфология хребта вдоль простираения оси меняется с севера на юг. Начиная с севера глубина рифтовой оси варьирует от 3000 до 2000 м, в центральной части достигает максимальной глубины до 4000 м, в южной части ось рифтовой зоны вдвигается до 2000 м, а местами до 1000 м.

В поле силы тяжести в свободном воздухе наблюдается более детальное разделение ЮСАХ на блоки (рисунок 3.19). Сегмент II почти не отделяется от сегмента III, разделение этих блоков можно провести по видимому смещению оси хребта на восток. Сегмент IV дробится на два сегмента по зоне трансформного разлома и увеличению интенсивности аномалий в приосевой зоне. Изменение амплитуды составляет ~20 мГал за счет большего количества приосевых гор и вулканов, образованных под действием горячих точек Буве и Шона. Самый высокоамплитудный сегмент располагается на севере ЮСАХ. Его интенсивность варьирует от 30 до 80 мГал. Как было сказано выше, характер интенсивности аномалий в этой части, может свидетельствовать о влиянии горячей точки Дискавери.

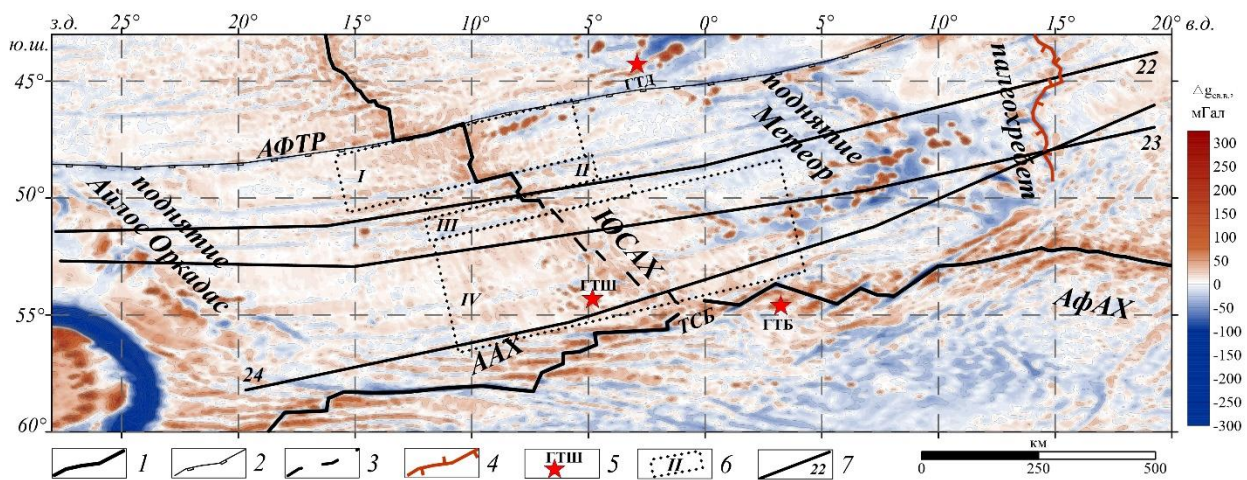


Рисунок 3.19. Аномальное гравитационное поле в свободном воздухе южной части Срединно-Атлантического хребта, по данным [Sandwell et al., 2014]. Условные обозначения см. на

рисунке 3.18

Характер распределения магнитных аномалий над ЮСАХ является типичным для срединговых областей. Аномалии знакопеременные, линейно-вытянутые в северо-западном направлении, смещаются в зонах трансформных разломов (рисунок 3.20). Интенсивность аномалий варьирует от -600 до 400 нТл. Высоко амплитудные аномалии располагаются в сегменте IV, вблизи тройного соединения Буве и одноименной горячей точки. Из-за недостатка магнитных данных на юге ЮСАХ, невозможно детально изучить и проинтерпретировать поле на фланговых частях.

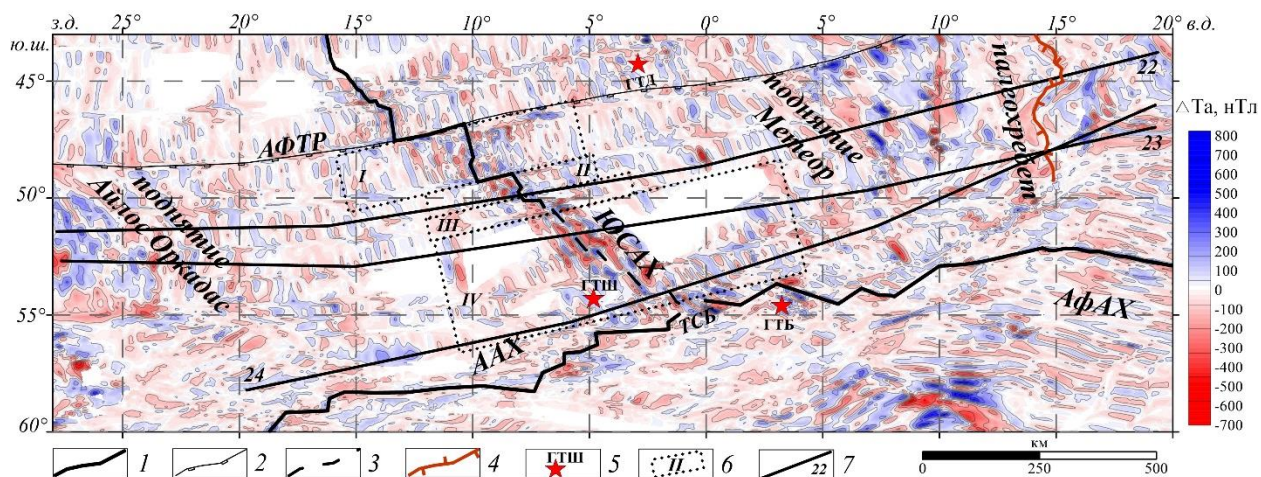


Рисунок 3.20. Аномальное магнитное поле ΔT_a южной части Срединно-Атлантического хребта, по данным [Meyer et al., 2017]. Условные обозначения см. на рисунке 3.18

В поле силы тяжести в редукции Буге с плотностью 2.67 г/см^3 ЮСАХ проявляется пониженными значениями аномалий (рисунок 3.21). Сегменты II и III, проявляются узкой, шириной $\sim 170 \text{ км}$, полосой пониженных значений, в отличие от I и IV сегментов, ширина которых достигает $\sim 230 \text{ км}$ и $\sim 480 \text{ км}$ соответственно. Ширина аномалии связана с прогреваемостью мантийного вещества под действием близкого расположения горячих точек Шона и Буве. Интенсивность аномалий гравитационного поля в редукции Буге меняется от 210 до 300 мГал.

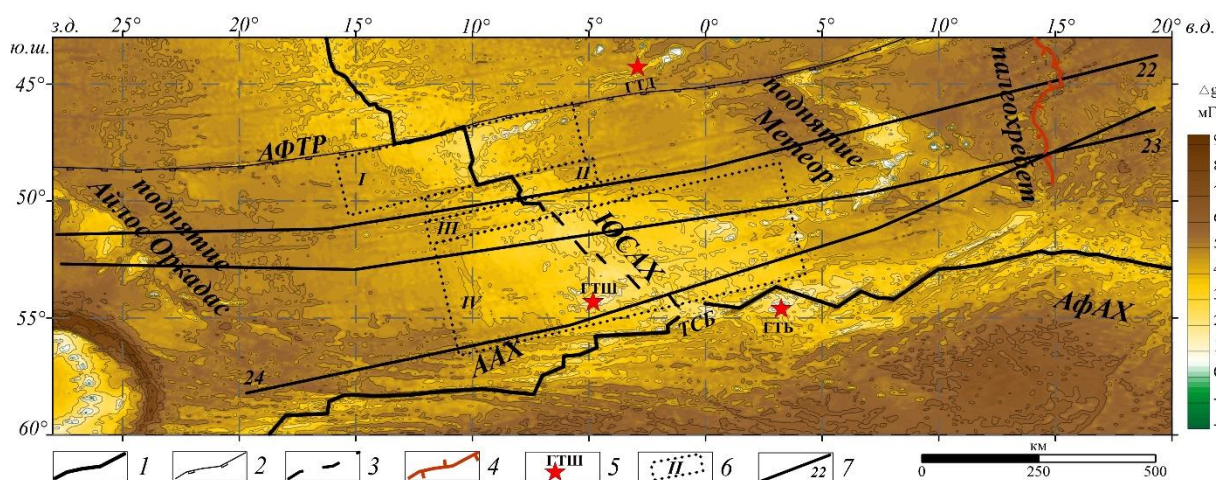


Рисунок 3.21. Аномальное гравитационное поле в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2.67 г/см^3 южной части Срединно-Атлантического хребта. Условные обозначения см. на рисунке 3.18

Выводы по главе 3

Комплексный анализ геолого-геофизической информации позволил выявить характеристики подводных поднятий, отвечающие за различия в глубинном строении и эволюции тектоносферы океанических структур. Все рассмотренные выше подводные поднятия по-разному проявляются в аномалиях гравитационного, магнитного полей и сейсмических

данных, что свидетельствует о разном строении коры и тектоносферы. Диапазоны вариаций геофизических параметров служат индикаторами различного строения коры и литосферы, а также разных условий происхождения основных тектонических элементов. По распределению аномалий магнитного поля и их интенсивности оценена величина намагниченности структур и их возраст при помощи палеомагнитного датирования. Анализ аномального поля силы тяжести обеспечил определение плотности структур. Данные сейсмотомографии позволили разделить структуры, образованные на разновозрастных плитах и имеющие гетерогенное строение коры.

Глава 4. Структурно-плотностное моделирование

На основе имеющейся информации о глубине залегания границ основных слоев тектоносферы, их плотностных характеристиках и анализа имеющейся геолого-геофизической информации выполнено двумерное плотностное моделирование по профилям через исследуемые структуры Африкано-Антарктического сектора Южного океана. Как известно, успех такого моделирования зависит от наличия структурного каркаса модели, отражающего основные гравитирующие границы. Традиционно такой каркас создается на основе подробных глубинных сейсмических моделей строения земной коры. В отсутствии детальных сейсморазведочных данных зачастую прибегают к использованию различных аналитических и эмпирических зависимостей, полученных по результатам многолетних исследований.

Таким образом, плотностные модели тектоносферы изучаемые до глубины 100 км представлены пятью основными слоями гравитационный эффект от которых, исходя из анализа структуры аномального гравитационного поля, имеет разные частотные и амплитудные характеристики. Плотности в слоях модели задавались постоянными в пределах отдельных «блоков», а не менялись градиентно по глубине.

Первый слой соответствует водной толще с постоянной плотностью 1.03 г/см^3 , кровля которого определяется рельефом дна океана [Sandwell et al., 2014]. Второй – слой осадков, мощность которого определена модели GlobSed по данным [Straume et al., 2019]. Плотность в слое также задавалась постоянной – среднее значение для осадочных пород исследуемого района 2.1 г/см^3 . Третий слой – океаническая кора, подошва которой соответствует границе Мохо с переменными значениями плотности ($2.7 \div 2.88 \text{ г/см}^3$). Четвертый слой – слой подкоровой литосферной мантии, подошва которого рассчитывалась по аналитической зависимости «возраст дна – мощность литосферы» [Сорохтин, 1973]

$$H_{\text{л}} = 7.5 + 6.6\sqrt{t},$$

где t возраст литосферы в млн лет [Müller et al., 2008]. Данный слой имеет переменную плотность, которая изменяется в зависимости от возраста литосферы, от 3.21 г/см^3 под осью спрединга до 3.31 г/см^3 при возрасте старше 100 млн лет. Пятый слой – астеносферный; кровля проведена по подошве литосферы, плотность переменная, в зависимости от расстояния от центра спрединга (3.19 г/см^3 под осью спрединга и до 3.29 г/см^3 при возрасте старше 100 млн лет).

4.1. Строение тектоносферы Мозамбикского, Мадагаскарского хребтов и Сейшельско-Маскаренского плато⁵

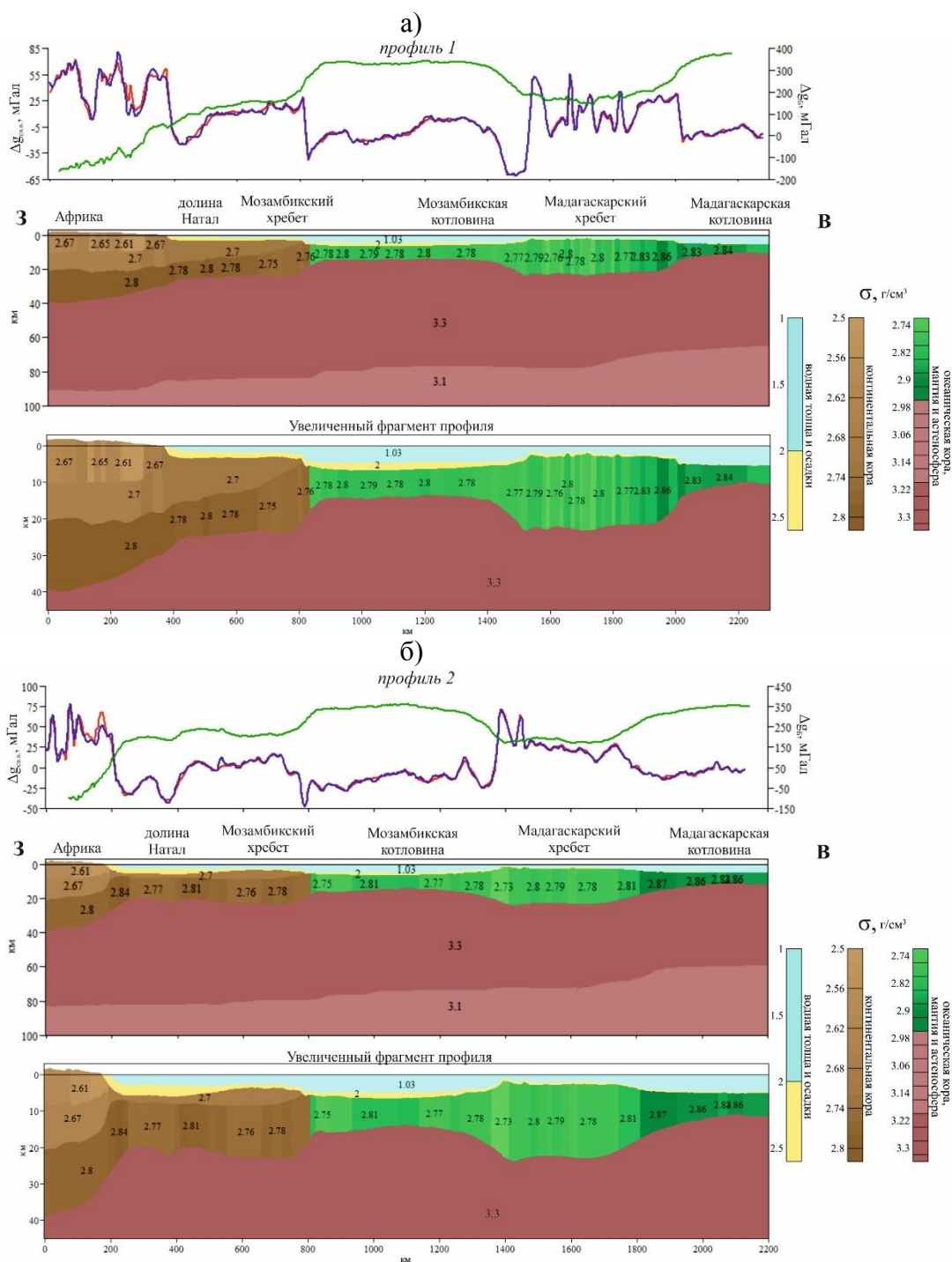
В программе TG-2 [Булычев, Зайцев, 2008], предназначенной для интерактивного подбора плотностной модели по аномальному гравитационному полю, были построены модели, соответствующие тектоническим представлениям о строении изучаемых структур. При подборе плотностей неизменным оставалось положение только двух границ: рельефа дна и подошвы океанической литосферы, рассчитанной по возрасту океанического дна. Минимальное расхождение, которое достигалось между суммарным эффектом и наблюдаемым полем (аномалии в свободном воздухе), в результате подбора составило ± 4 мГал.

Построены плотностные модели по четырем профилям, проходящим через Мозамбикский и Мадагаскарский хребты. Мощность земной коры Мозамбикского хребта, по результатам плотностного моделирования уменьшается в южном направлении с 25 км до 17 км. На севере хребет разделен на два слоя (рисунок 4.1, а). Плотность в верхнем слое составляет 2.70 г/см^3 , которая соответствует континентальной коре, а ее мощность составляет ~ 18 км. Во втором «базальтовом» слое, плотность блоков коры варьирует от 2.74 г/см^3 до 2.80 г/см^3 . На интерпретационном профиле 3, проходящем через центральную часть хребта, не наблюдается характерной континентальной коры (рисунок 4.1, в). Плотность блоков коры варьирует здесь от 2.73 г/см^3 до 2.79 г/см^3 , что может, по нашему мнению, свидетельствовать о коре смешанного типа и возрастании роли андерплейтинга в формировании коры в этом районе наряду с утонением континентальной коры. Плотностная характеристика Мозамбикского хребта в южной части соответствует океаническому типу коры: плотность блоков коры меняется в пределах $2.73 \text{ г/см}^3 \div 2.76 \text{ г/см}^3$ (рисунок 4.1, г).

⁵ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. Коснырева М.В., **Рыжова Д.А.**, Дубинин Е.П., Булычев А.А. Строение Сейшельско-Маскаренского плато и прилегающих глубоководных котловин на основе анализа потенциальных полей и плотностного моделирования // Геофизика. – 2021. – № 6. – С. 25–32. RSCI. (0.32 п.л., авторский вклад 40%). Импакт-фактор РИНЦ, 2021: 0.343.
2. **Рыжова Д.А.**, Коснырева М.В., Дубинин Е.П., Булычев А.А. Строение тектоносферы Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов по геофизическим данным // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2021. – № 6. – С. 20–29. RSCI. (0.72 п.л., авторский вклад 70%). Импакт-фактор SJR, 2020: 0.109.
3. **Рыжова Д.А.**, Коснырева М.В., Дубинин Е.П., Булычев А.А. Геолого-геофизическое строение тектоносферы Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов // Геофизические исследования. – 2021. – Т. 22. – № 3. – С. 53–69. RSCI. (1.29 п.л., авторский вклад 70%). Импакт-фактор SJR, 2021: 0.137.
4. **Рыжова Д.А.**, Толстова А.И., Дубинин Е.П., Коснырева М.В., Булычев А.А., Грохольский А.Л. Строение тектоносферы и условия формирования Мозамбикского хребта: плотностное и физическое моделирование // Вестник Камчатской региональной ассоциации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. – 2022. – Т. 53. – № 1. – С. 46–58. RSCI. (0.69 п.л., авторский вклад 50%) / (%). Импакт-фактор РИНЦ, 2021: 0.696.

Анализ плотностной модели Мадагаскарского хребта показал, что мощность земной коры на севере достигает 25 км (рисунок 4.1, а), плотность блоков высокая, $2.74 \div 2.86 \text{ г/см}^3$, типичная для утолщенной океанической коры. В центральной части хребта, на профиле 3 (рисунок 4.1, в), мощность земной коры увеличивается почти до 30 км, а значения плотности варьируют от 2.80 г/см^3 до 2.87 г/см^3 . Повышение значений плотности на этом профиле свидетельствуют о влиянии магматизма, за счет которого также увеличилась мощность земной коры. На южном окончании Мадагаскарского хребта мощность земной коры резко уменьшается до 20 км (рисунок 4.1, г), а плотность блоков земной коры продолжает увеличиваться ($2.82 \div 2.88 \text{ г/см}^3$). Видимо, влияние магматизма на эту часть Мадагаскарского хребта уменьшается.



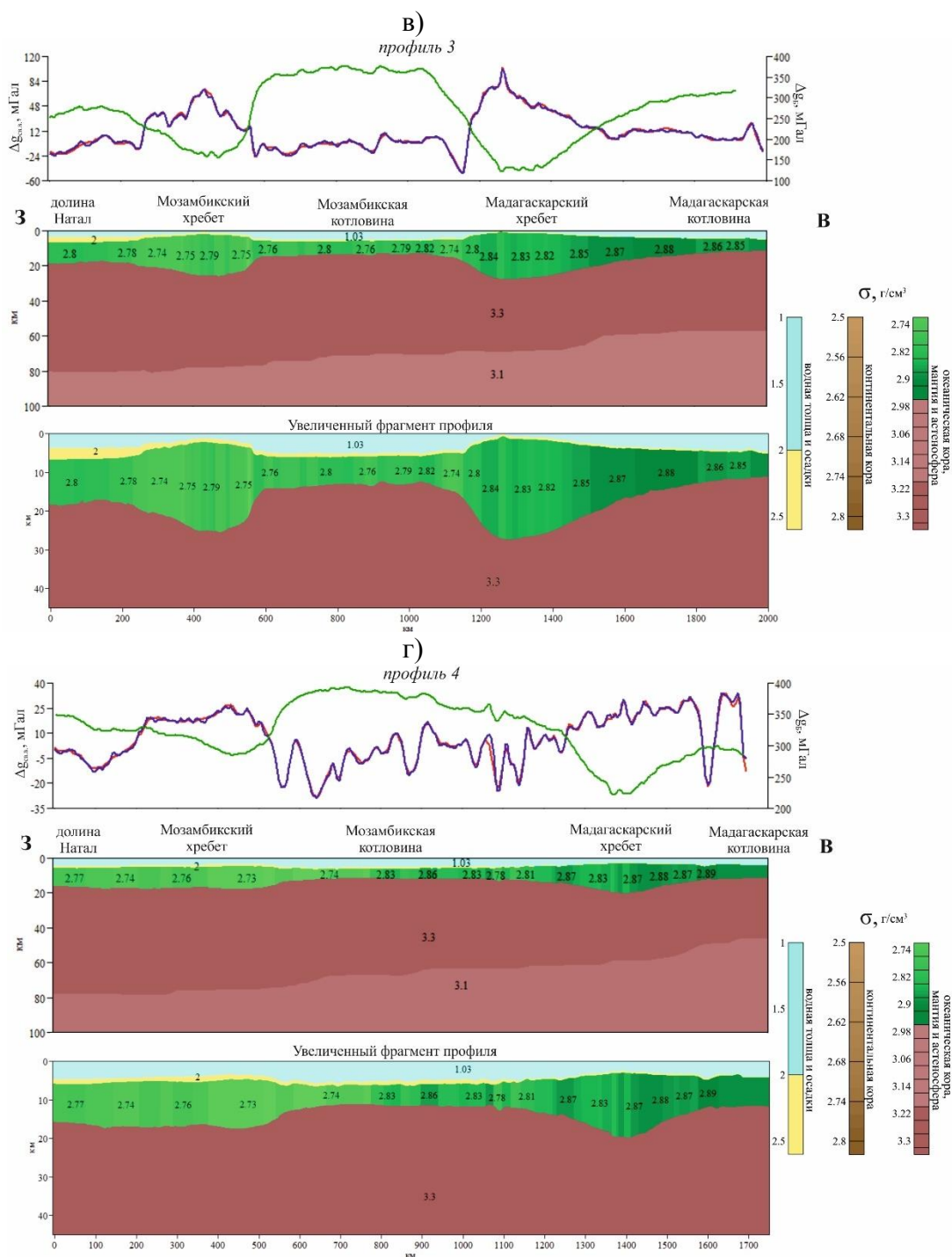


Рисунок 4.1. Структурно-плотностная модель коры и тектоносферы Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов вдоль профилей 1–4 (а-б). Цифры на разрезе – значения плотности, $\text{г}/\text{см}^3$. Графики: *красный* – рассчитанное поле силы тяжести в свободном воздухе; *синий* – наблюдаемое поле силы тяжести в свободном воздухе ($\Delta g_{\text{св.в.}}$, мГал); *зеленый* – поле силы тяжести в редукции Буге ($\Delta g_{\text{б}}$, мГал). Местоположение профилей представлено на рисунках 3.5 – 3.7.

Результаты плотностного моделирования Мозамбикского хребта хорошо соответствуют полученным ранее моделям коры, отмечающим вариации в толщине коры от 20 до 25 км с высокой плотностью в ее нижней части [Doucouré, Bergh, 1992; König, Jokat, 2010]. Однако, в

развитие представлений предшественников, в приведенных плотностных моделях четко фиксируются различия в строении коры вдоль его простирания с севера на юг (рисунок 4.1). Земная кора Мозамбикского хребта, по всей видимости, представлена, утоненной континентальной корой, по крайней мере, в его северной части, а в южной – корой смешанного типа, осложненной плюмовым магматизмом.

Судя по мощности земной коры и значениям плотности вдоль Мадагаскарского хребта, он представлен блоками утолщенной за счет андерплейтинга базальтовой океанической корой. Вариации мощности коры вдоль простирания Мадагаскарского хребта могут свидетельствовать о степени интенсивности плюмового магматизма, ответственного за его формирование.

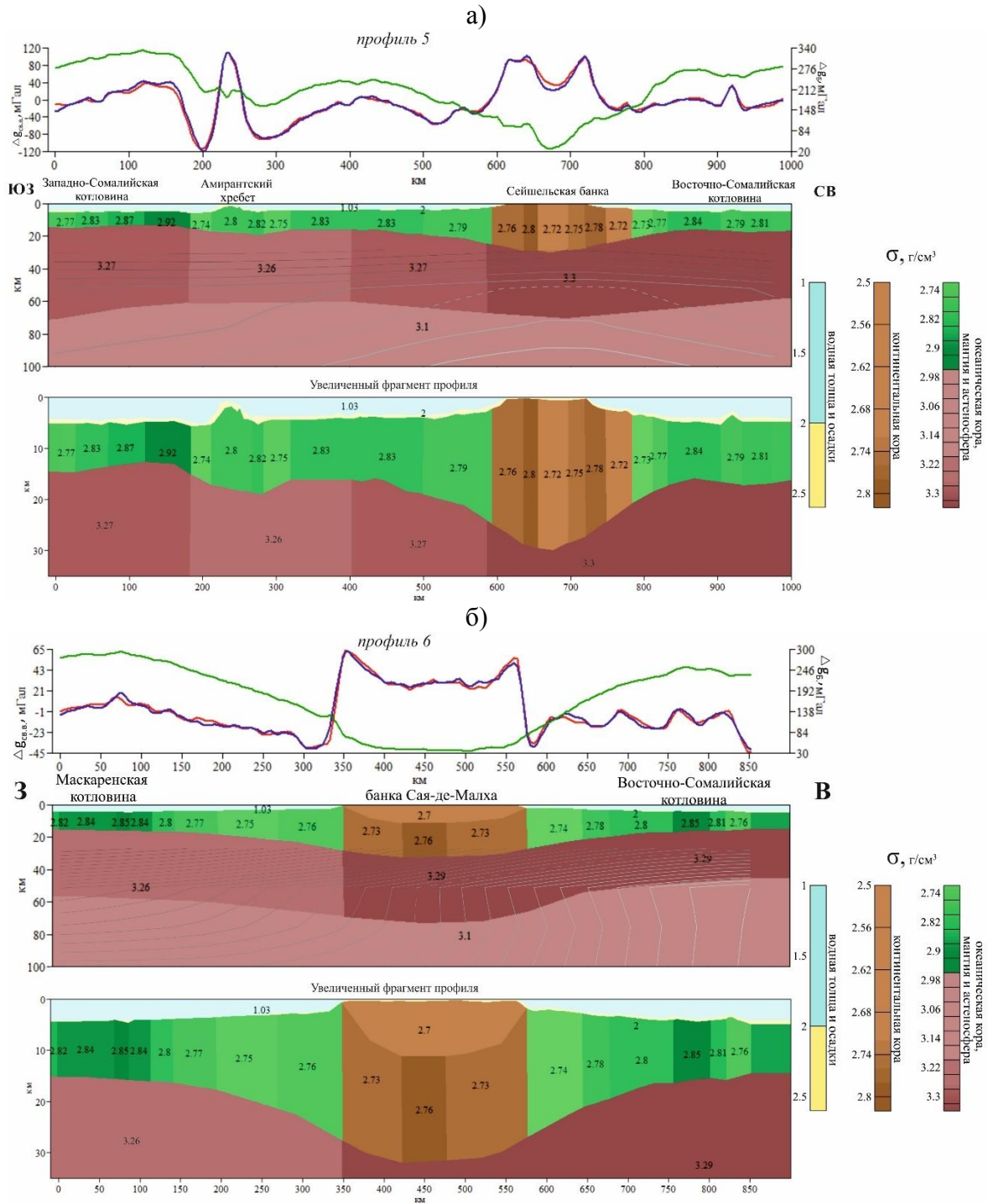
Таблица 2. Диапазон вариаций геофизических аномалий и параметры коры Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов.

Параметры литосферы	Номер профиля	Мозамбикский хребет	Мадагаскарский хребет
$\Delta g_{\text{св.в.}}$, мГал	1	10–18 (14)	–4–52 (22)
	2	–8–18 (5)	8–72 (28)
	3	18–64 (35)	15–102 (50)
	4	10–26 (18)	10–34 (26)
$\Delta g_{\text{Б}}$, мГал	1	80–250 (150)	150–220 (170)
	2	180–220 (200)	175–220 (185)
	3	150–240 (190)	125–235 (165)
	4	285–310 (290)	225–310 (280)
Глубина дна, км	1	1.5–2.0	2.0–2.5
	2	2.7–3.0	1.4–2.2
	3	1.1–2.9	0.2–2.2
	4	3.4–3.8	2.7–4.1
Мощность коры, км (вместе с осадками)	1	23	21
	2	21	22
	3	24	27
	4	14	17
Плотность коры, г/см ³	1	2.72–2.80	2.75–2.86
	2	2.72–2.80	2.74–2.82
	3	2.71–2.80	2.80–2.87
	4	2.72–2.76	2.85–2.88

Примечание. Приведены экстремальные значения (минимум–максимум); в скобках – среднее значение. $\Delta g_{\text{св.в.}}$ – аномального гравитационного поле в свободном воздухе, $\Delta g_{\text{Б}}$ – аномального гравитационного поле в редукции Буге

Основываясь на анализе гравитационного и магнитного полей, проведено плотностное моделирование Сейшельско-Маскаренского плато, которое подтвердило гетерогенное строение земной коры вдоль поднятия (рисунок 4.2). Так мощность земной коры под Амиратским хребтом, банкой Сая-де-Малха и Сейшельской меняется от 18 до 30 км. Плотность блоков коры, в северной

части плато, в пределах котловин в среднем выше ($2.75 \div 2.9 \text{ г/см}^3$) нежели в районах поднятий. Для Амирантского хребта значения составляют – $2.74 \div 2.82 \text{ г/см}^3$, а в центральной части Сейшельского поднятия выявлен относительно разуплотненный блок с плотностью 2.72 г/см^3 , который может свидетельствовать о наличии сильно утоненной континентальной коры. По периферии отложения более плотные $2.77 \text{ г/см}^3 \div 2.84 \text{ г/см}^3$ (рисунок 4.2, а).



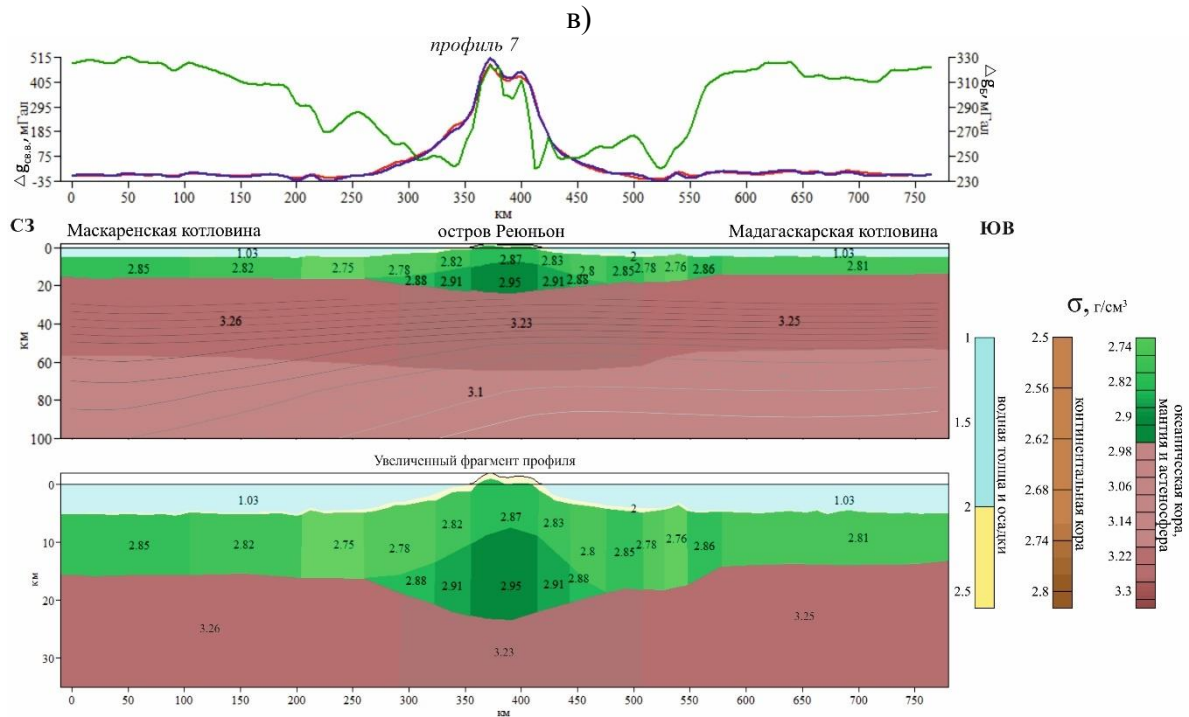


Рисунок 4.2. Структурно-плотностная модель коры и тектоносферы Сейшельско-Маскаренского плато вдоль профилей 5–7 (а-в). Цифры на разрезе – значения плотности, $\text{г}/\text{см}^3$.

Графики: *синий* – наблюдаемое поле силы тяжести в свободном воздухе ($\Delta g_{\text{св.в.}}$, мГал); *красный* – рассчитанное поле силы тяжести в свободном воздухе; *зеленый* – поле силы тяжести в редукции Буге ($\Delta g_{\text{б.в.}}$, мГал), серые линии на профиле – изолинии сейсмических скоростей по данным сейсмотомографии SL2013sv [Schaeffer, Lebedev, 2013] (осветление изолиний в сторону понижения скоростей, пунктирная линия — нулевая). Местоположение профилей представлено на рисунках 3.2 – 3.4

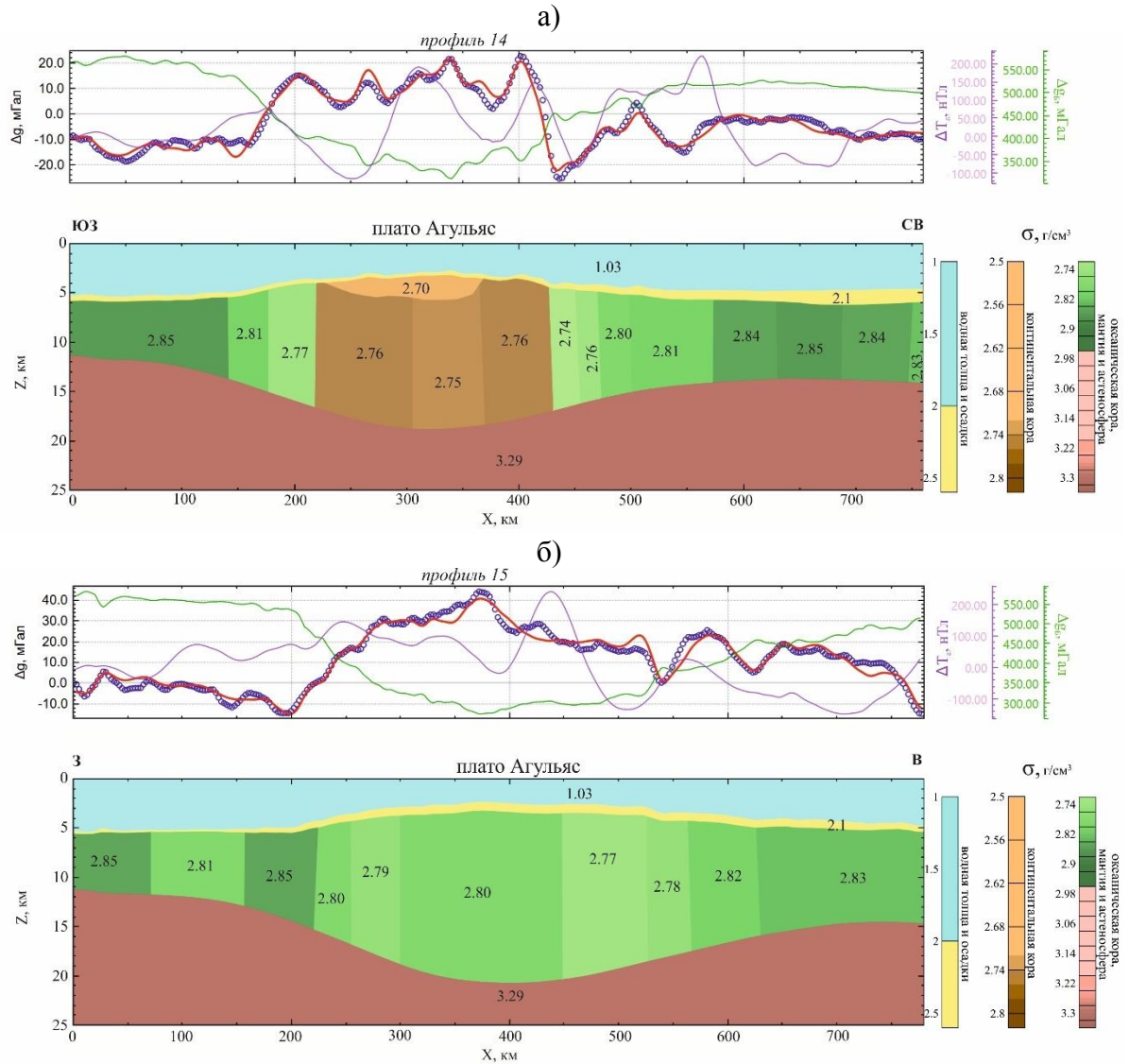
Для южной оконечности Сейшельско-Маскаренского плато свойственно проявления магматизма и наличие горячей точки под островом Реюньон, для которого характерна увеличенная мощность коры до 25 км (рисунок 4.2, в). Плотность блоков коры в центральной части, непосредственно под островом достигает $2.9 \text{ г}/\text{см}^3$ по периферии уменьшается до $2.77 \text{ г}/\text{см}^3$, что свидетельствует о значительной базальтовой составляющей в структуре коры.

4.2. Строение коры плато Агульяс, поднятий Северо-Восточная Георгия и Мод

Интерпретационные профили проходят через северную, центральную и южную часть плато Агульяс, а также через прилегающие котловины и представлены на рисунке 4.3. Котловина Агульяс и бассейн Транской характеризуются океаническим типом коры с мощностью земной коры до 12-13 км и плотностью блоков $2.76 \div 2.85 \text{ г}/\text{см}^3$.

Плотностное моделирование плато Агульяс подтверждает его гетерогенное строение. Разрез земной коры на севере плато представлен двумя слоями (рисунок 4.3, а). Первый верхний слой соответствует континентальной коре с постоянной плотностью $2.70 \text{ г}/\text{см}^3$, мощность

которого ~4 км. Второй – нижний – базальтовый слой представлен с переменной плотностью от 2.74 до 2.77 г/см³. Мощность земной коры и плотность блоков в центральной части (профиль 15) плато увеличивается до 22 км и 2.77÷2.8 г/см³, соответственно. Данная характеристика является показателем возрастающего влияния магматизма на эту часть поднятия. На юге плато Агульяс сложено океаническим типом коры, с плотностью блоков коры до 2.85 г/см³ (рисунок 4.3, в), что подтверждает гипотезу о влиянии горячей точки на его развитие и формирование.



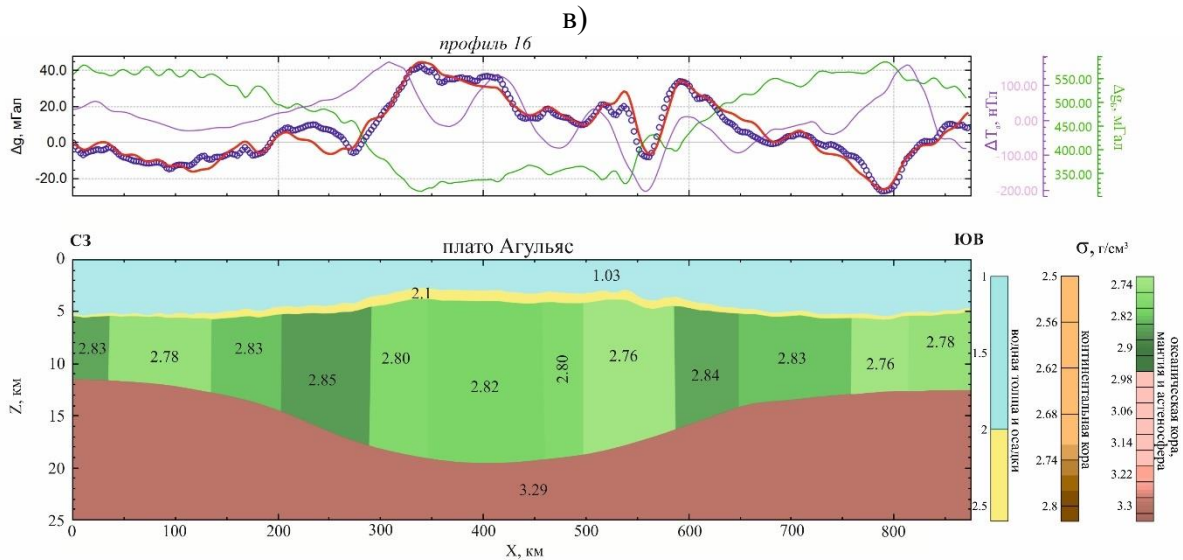


Рисунок 4.3. Структурно-плотностная модель коры плато Агульяс вдоль профилей 14–16 (а-в).

Цифры на разрезе – значения плотности, г/см^3 . Графики: *синий* – наблюдаемое поле силы тяжести в свободном воздухе ($\Delta g_{\text{св.в.}}$, мГал); *красный* – рассчитанное поле силы тяжести в свободном воздухе; *зеленый* – поле силы тяжести в редукции Буге ($\Delta g_{\text{Б}}$, мГал); *фиолетовый* – аномальное магнитное поле (ΔT , нТл). Местоположение профилей представлено на рисунках 3.14 – 3.17

Через поднятие Северо-Восточная Георгия проходит три интерпретационных профиля, которые располагаются в северной, центральной и южной частях поднятия и прилегающей котловины Георгия.

По результатам плотностного моделирования плотностью блоков земной коры центральной части характерна для поднятий с утоненной континентальной корой или сильно интудированной океанической корой. Здесь наблюдается увеличение мощности земной коры до 20 км и разделение коры на два слоя (рисунок 4.4, б). Первый, верхний, слой соответствует утоненной континентальной коре с плотностью 2.70 г/см^3 , и нижний, базальтовый, с переменной плотностью блоков от 2.72 г/см^3 до 2.74 г/см^3 .

На юге поднятия Северо-Восточная Георгия наблюдается разбиение поднятия на западную и восточную части, что может быть следом разлома (рисунок 4.4, в). Мощность земной коры западной части поднятия Георгия составляет ~ 20 км, а плотность блоков коры варьирует от 2.77 г/см^3 до 2.81 г/см^3 , что соответствует океаническому типу коры. А восточная часть поднятия характеризуется утоненным континентальным типом коры.

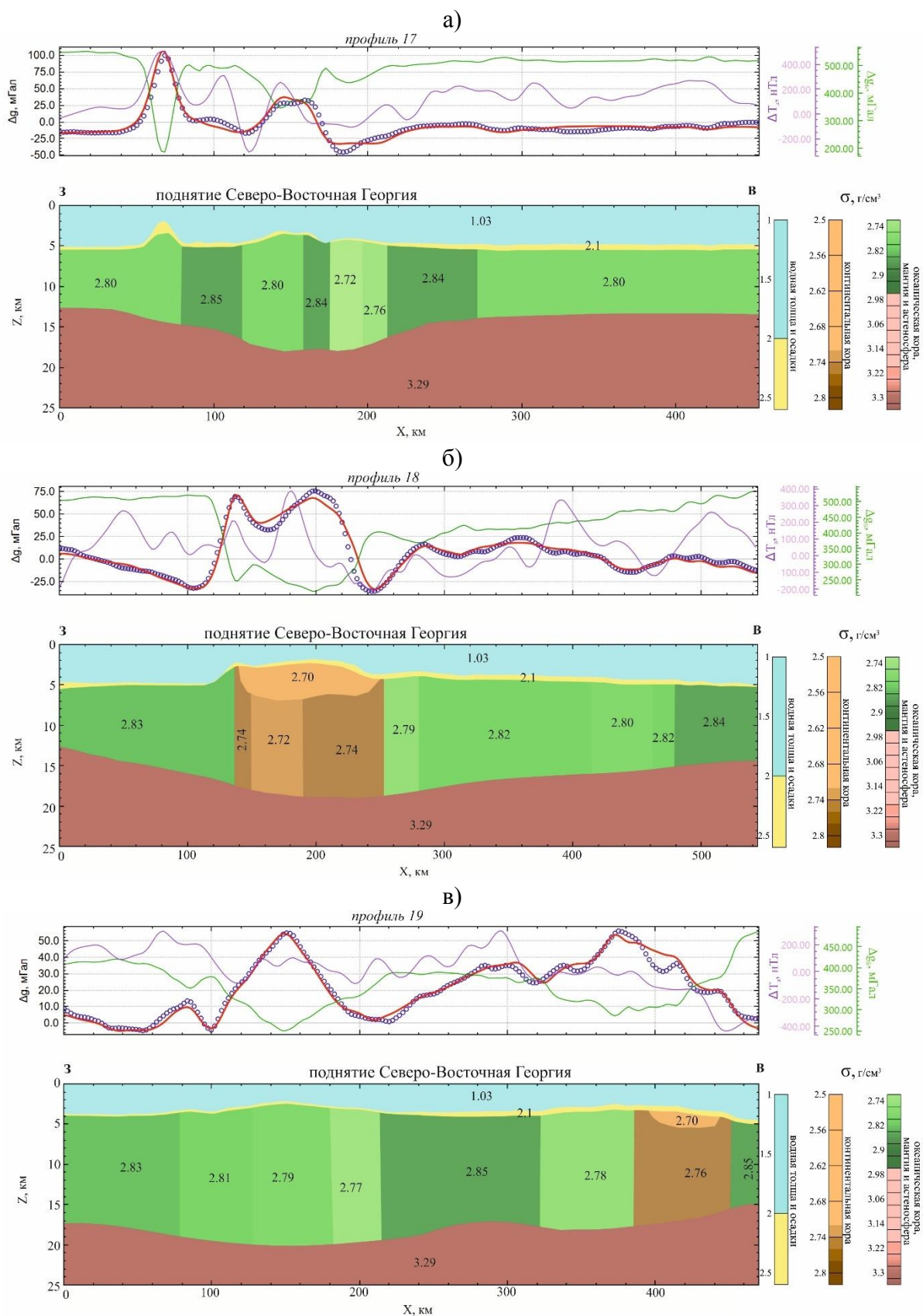


Рисунок 4.4. Структурно-плотностная модель коры поднятия Северо-Восточная Георгия вдоль профилей 17–19 (а-в). Цифры на разрезе – значения плотности, г/см^3 . Графики: синий – наблюдаемое поле силы тяжести в свободном воздухе ($\Delta g_{\text{св.в.}}$, мГал); красный – рассчитанное поле силы тяжести в свободном воздухе; зеленый – поле силы тяжести

в редукции Буге (Δg_B , мГал); *фиолетовый* — аномальное магнитное поле (ΔT_a , нТл).

Местоположение профилей представлено на рисунках 3.14 – 3.17

Поднятие Северо-Восточная Георгия по результатам плотностного моделирования характеризуется плотностью блоков земной коры типичной для поднятий со смешанным типом коры, поскольку в его строении присутствуют блоки, как утоненной континентальной коры, так и океанической. Мощность земной коры поднятия с севера на юг увеличивается от 18 км до 20 км. Такая характеристика указывает на то, что поднятие сформировано в магматической провинции с включением утоненной континентальной коры, которая при расхождении поднятия от плато Агульяс вклинилась в его структуру.

Через поднятие Мод в северо-восточном направлении два профиля плотностного моделирования, поскольку структура имеет изометричную форму. Результаты моделирования приведены на рисунке 4.5 и подтверждают гипотезу о значительной роли магматизма при формировании поднятия. Плотность блоков коры варьирует в пределах от 2.74 до 2.86 г/см³. Разуплотненные блоки (2.74÷2.76 г/см³) могут свидетельствовать о сильном магматическом проявлении, например, от горячей точки. Мощность земной коры к югу от поднятия Мод увеличивается до 23 км, что так же подтверждает наличие магматизма во время образования поднятия.

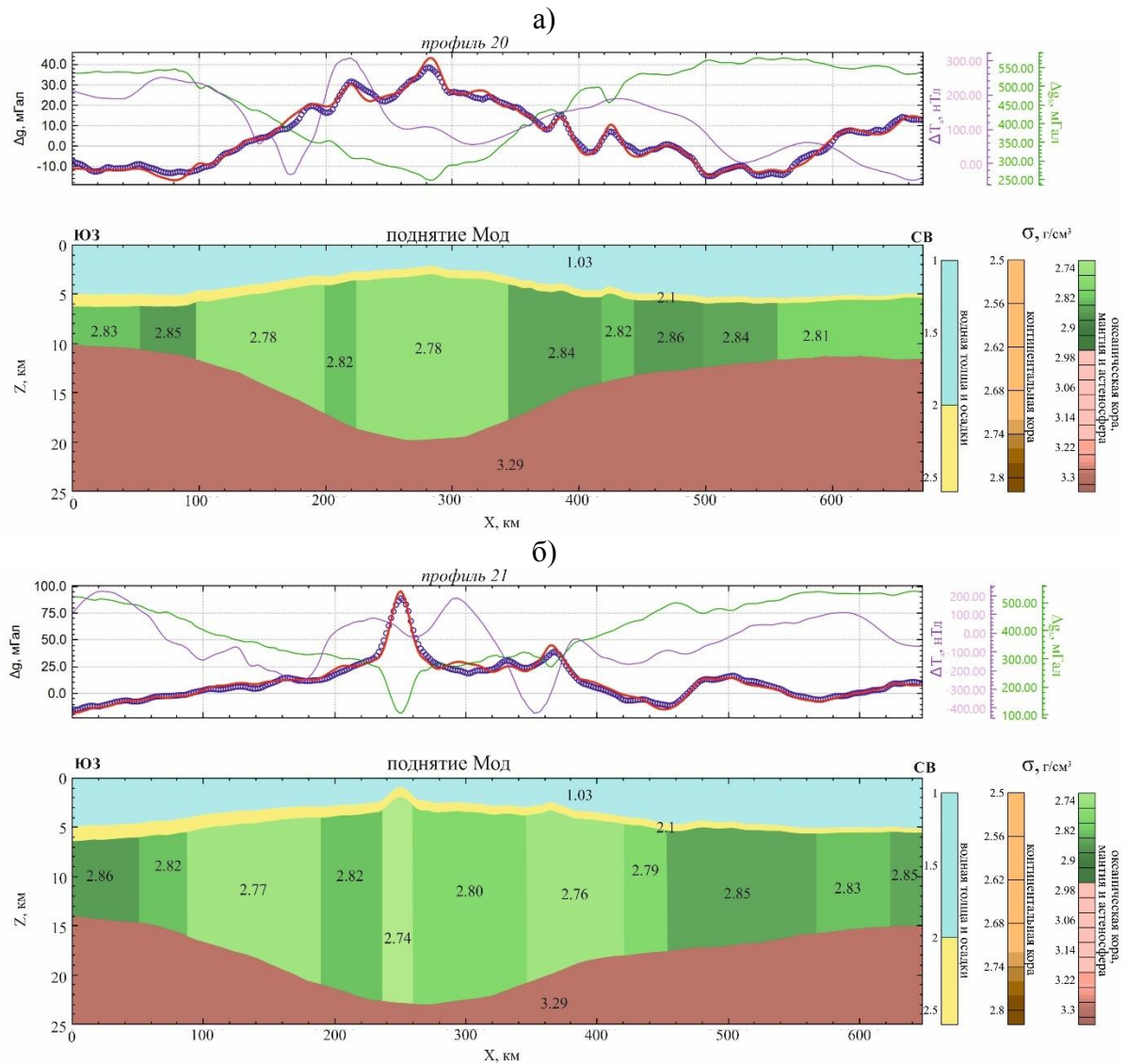


Рисунок 4.5. Структурно-плотностная модель коры поднятия Мод вдоль профилей 20 (а) и 21 (б). Цифры на разрезе – значения плотности, г/см^3 . Графики: *синий* – наблюдаемое поле силы тяжести в свободном воздухе ($\Delta g_{\text{св.в.}}$, мГал); *красный* – рассчитанное поле силы тяжести в свободном воздухе; *зеленый* – поле силы тяжести в редукции Буге ($\Delta g_{\text{б}}$, мГал); *фиолетовый* – аномальное магнитное поле ($\Delta T_{\text{а}}$, нТл). Местоположение профилей представлено на рисунках 3.14 – 3.17

На основе плотностного моделирования определены основные параметры литосферы изучаемых структур, приводимые ниже в таблице. Как следует из результатов подбора, приведенных на рисунке 4.3–4.5 и в таблице 3, изучаемые морфоструктуры характеризуются близкими значениями в гравитационных аномалиях и в плотностной структуре коры и литосферы.

Таблица 3. Диапазон вариаций геофизических аномалий и параметры строения коры плато Агульяс, поднятий Северо-Восточная Георгия, Мод и прилегающих котловин

Параметры литосферы	Номер профиля	поднятие Северо-Восточная Георгия	плато Агульяс	поднятие Мод	котловина Георгия	котловина Агульяс	Африканско-Антарктическая котловина
Мощность земной коры, км (вместе с осадками)	14, 17, 20	16-18	16-19	15-20	12-14	11-13	10-13
	15, 18, 21	17-19	18-21	17-24	12-15	11-14	14-15
	16, 19	17-20	18-20	–	14-15	11-15	–
$\Delta g_{св.в.}$, мГал	14, 17, 20	13 - 102 (57)	7 - 25 (16)	3 - 38 (20)	-16 - 0 (-8)	-15 - 3 (-6)	-13 - 8 (-3)
	15, 18, 21	4 - 75 (39)	10 - 45 (25)	2 - 88 (45)	-17 - 2 (-7)	-12 - 2 (-5)	-11 - 3 (-4)
	16, 19	3 - 58 (30)	7 - 43 (25)	–	-3 - 9 (3)	-12 - 8 (-2)	–
Δg_B , мГал	14, 17, 20	349 - 440 (394)	311 - 448 (379)	235 - 447 (341)	508 - 564 (536)	470 - 590 (530)	463 - 578 (520)
	15, 18, 21	173 - 448 (310)	260 - 430 (345)	125 - 417 (271)	485 - 548 (517)	475 - 595 (535)	463 -560 (511)
	16, 19	325 - 427 (376)	300 - 443 (371)	–	496 - 510 (503)	480 - 585 (532)	–
Глубина дна, км	14, 17, 20	3.1 - 4.2	2.7 - 4.2	2.1 - 3.9	4.7 - 5.1	4.6 - 5.2	4.5 - 5.2
	15, 18, 21	1.6 - 4.0	2.3 - 4.3	1.1 - 3.8	4.7 - 4.9	4.9 - 5.3	4.3 - 5.0
	16, 19	2.1 - 3.7	2.7 - 4.2	–	4.4 - 4.6	4.6 - 5.3	–
Плотность коры, г/см ³	14, 17, 20	2.70-2.85	2.7-2.77	2.78-2.84	2.8	2.85	2.81-2.86
	15, 18, 21	2.70-2.83	2.77-2.8	2.74-2.82	2.82-2.84	2.81-2.85	2.83-2.86
	16, 19	2.70-2.85	2.76-2.82	–	2.83-2.85	2.78-2.83	–

Примечание. Приведены экстремальные значения (минимум—максимум); в скобках – среднее значение. $\Delta g_{св.в.}$ – аномального гравитационного поле в свободном воздухе, Δg_B – аномального гравитационного поле в редукции Буге

4.3. *Строение литосферы поднятий Айлос Оркадас и Метеор и прилегающих котловин^б*

На севере поднятия Метеор, вблизи Агульяс-Фолклендской разломной зоны, был задан интерпретационный профиль 8. Плотность блоков в подкоровом слое изменяется в пределах от 3.25 г/см^3 до 3.29 г/см^3 . Причем самый плотный и разуплотненный блок располагается непосредственно под поднятиями, что свидетельствует о границе разновозрастных структур и действии проходящей через поднятие Метеор горячей точки Шона (рисунок 4.6). Мощность в коровом слое поднятия достигает 18 км. Плотность блоков земной коры изменяется от 2.76 г/см^3 , в центральной части поднятия, что может говорить о прогремости мантии под влиянием горячей точки, до 2.85 г/см^3 , по периферии. Уплотненный блок с западной стороны поднятия Метеор (2.87 г/см^3) может свидетельствовать о действии нового спредингового хребта САХ.

Плотностная характеристика консолидированной мантии на юге поднятия Метеор аналогична плотностным моделям по первым двум профилям: наблюдается внедренный уплотненный блок с западной части поднятия (3.29 г/см^3) и разуплотненный в центральной (3.25 г/см^3). Плотность «базальтового» слоя также дифференцирована: в центральной его части моделированием зафиксированы сильно разуплотненные блоки коры (плотность до 2.72 г/см^3). Мощность земной коры ~ 20 км, что говорит о значительной прогремости мантийного вещества под влиянием горячей точки Шона.

Котловина Агульяс и восточный фланг Срединно-Атлантического хребта характеризуются типичными для областей с океаническим типом значениями плотности и мощностью земной коры для областей с океаническим типом. Однако, восточный фланг Срединно-Атлантического хребта на северном и центральном профилях характеризуются повышенными значениями плотности ($2.80 \div 2.87 \text{ г/см}^3$), а также утонченной мощностью коры (от 12 км до 15 км), по сравнению с котловиной Агульяс (плотность изменяется от 2.76 г/см^3 до 2.84 г/см^3 , мощность достигает до 17 км), что может свидетельствовать о более молодой океанической коре. На южном профиле 10 плотность блоков земной коры котловины Агульяс повышается до 2.88 г/см^3 , что может говорить о магматической активности в этой области.

^бПри подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Рыжова Д.А.**, Коснырева М.В., Дубинин Е.П., Булычев А.А. Строение тектоносферы поднятий Метеор и Айлос Оркадас по результатам анализа потенциальных полей // Геофизические исследования. – 2022. – Т. 23. – № 4. – С. 5–22. RSCI (1.37 п.л., авторский вклад 70%)/ Импакт-фактор SJR, 2021: 0.137.

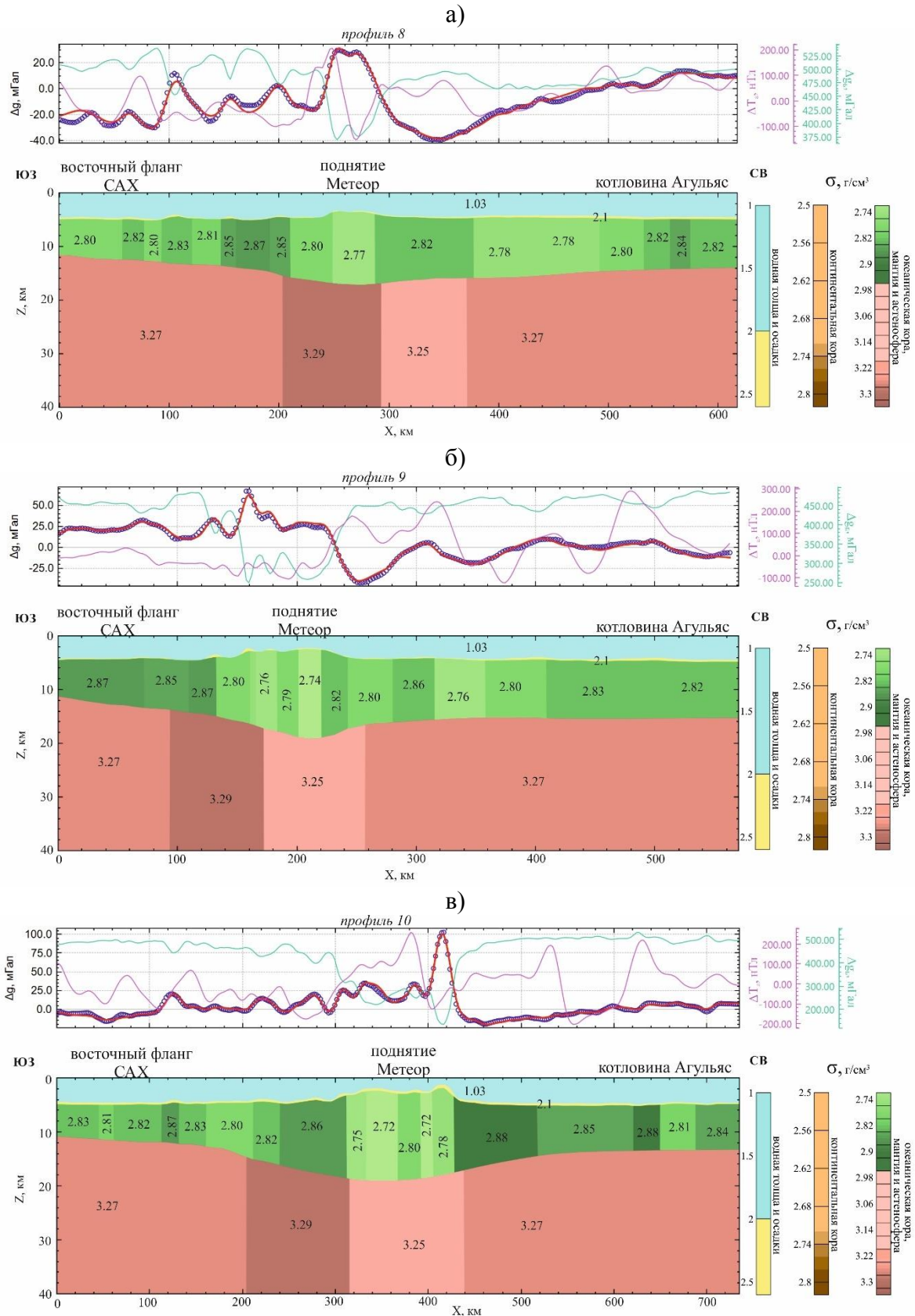


Рисунок 4.6. Структурно-плотностная модель коры поднятия Метеор вдоль профилей 8–10 (а- в). Цифры на разрезе – значения плотности, г/см^3 . Графики: *синий* – наблюдаемое поле силы тяжести в свободном воздухе ($\Delta g_{\text{св.в.}}$, мГал); *красный* – рассчитанное поле силы тяжести в свободном воздухе; *зеленый* – поле силы тяжести в редукции Буге ($\Delta g_{\text{б}}$, мГал);

розовый – аномальное магнитное поле (ΔT_a , нТл). Местоположение профилей представлено на рисунках 3.9–3.12

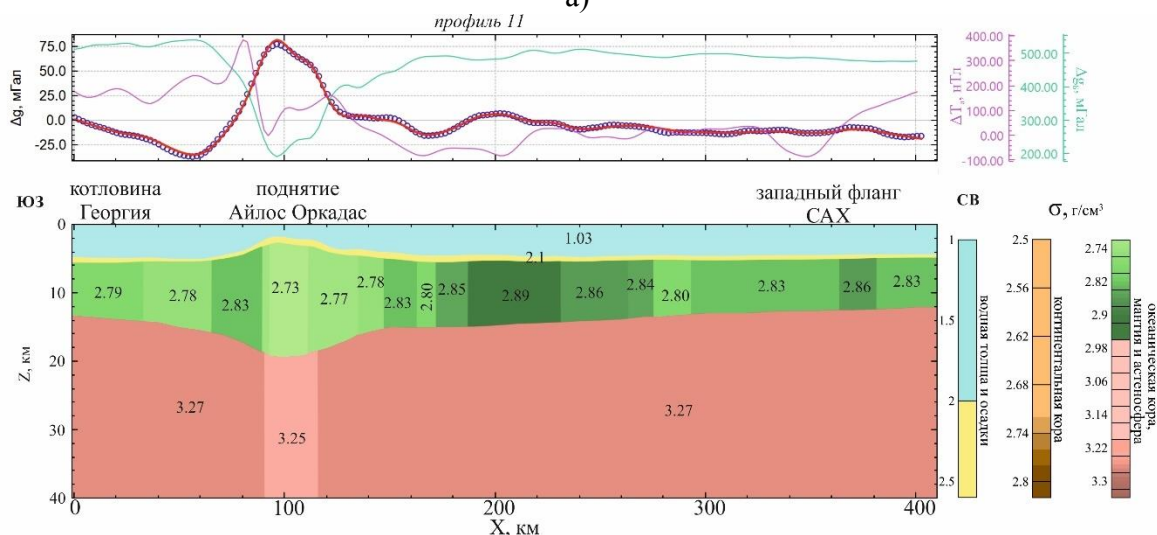
Через северную часть поднятия Айлос Оркадас был проведен профиль 11. Максимальная мощность земной коры составляет ~ 20 км (рисунок 4.7, а). В центральной части блоки коры сильно разуплотненные (2.72 г/см^3), а по продвижению к котловинам плотность возрастает до 2.83 г/см^3 . Повышенная мощность земной коры и сильно дифференцируемая плотность пород может свидетельствовать о влиянии горячей точки на момент формирования поднятия. Мощность подкоровой литосферы в соответствии с возрастом составляет ~ 40 км, плотность меняется от 3.25 г/см^3 , под центральной частью поднятия, до 3.27 г/см^3 – по периферии. Такая характеристика также свидетельствуют о прогретости мантии горячей точкой.

В центральной части поднятие имеет более широкую часть «основания» (240 км), с мощностью коры, варьирующей от 15 до 18 км (рисунок 4.7, б). Плотность коры в основном не сильно дифференцирована ($2.78 \div 2.81 \text{ г/см}^3$), на восточной части поднятия наблюдается резкое изменение плотности от 2.74 г/см^3 до 2.89 г/см^3 , что может говорить о следе разломной зоны. Мощность подкоровой литосферы составляет ~ 40 км, а плотность меняется от 3.25 г/см^3 до 3.27 г/см^3 .

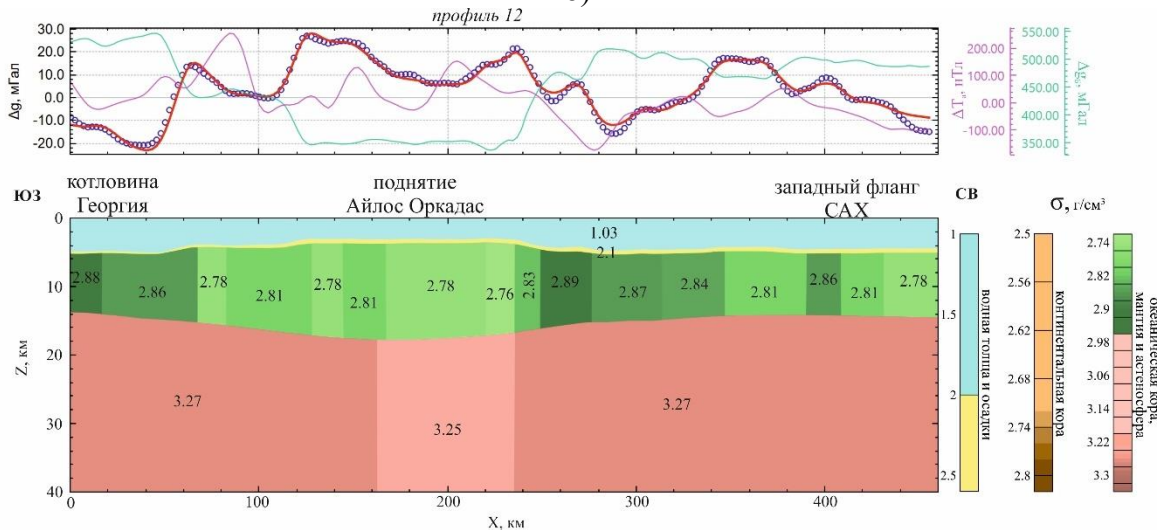
В самой южной части вдоль линии интерпретационного профиля, ширина поднятия Айлос Оркадас, составляет ~ 100 км. Мощность и плотность подкоровой литосферы не меняется (рисунок 4.7, в). В западной части поднятия плотность блоков по сравнению с центральной частью снижается от 2.72 г/см^3 до $2.81 \div 2.84 \text{ г/см}^3$. Это может свидетельствовать о том, что действие горячей точки на южную часть поднятия была незначительной.

На северном профиле 10 в котловине Георгия отмечено разуплотнение блоков земной коры (до 2.79 г/см^3) в сравнении с центральным и южным профилем, на которых плотность варьирует от 2.81 г/см^3 до 2.89 г/см^3 . Западный фланг Срединно-Атлантического хребта обладает повышенными значениями плотности блоков земной коры ($2.78 \div 2.89 \text{ г/см}^3$), что свидетельствует о молодой океанической коре.

а)



б)



в)

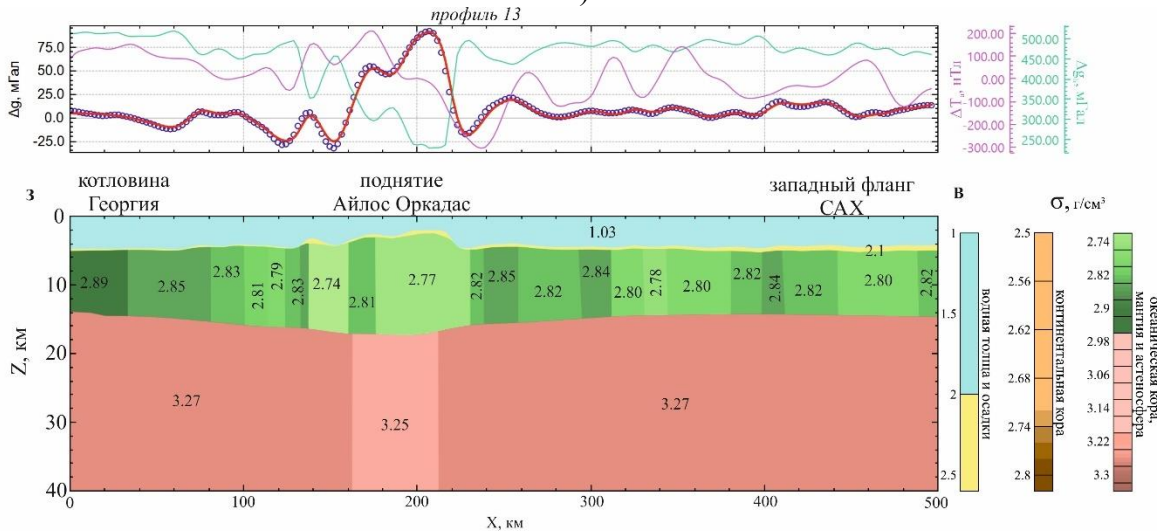


Рисунок 4.7. Структурно-плотностная модель коры поднятия Айлос Оркадас вдоль профилей 11 – 13 (а-в). Цифры на разрезе – значения плотности, г/см³. Графики: *синий* – наблюдаемое поле силы тяжести в свободном воздухе ($\Delta g_{св.в.}$, мГал); *красный* – рассчитанное поле силы тяжести в свободном воздухе; *зеленый* – поле силы тяжести в редукции Буге (Δg_b , мГал);

розовый – аномальное магнитное поле (ΔT_a , нТл). Местоположение профилей представлено на рисунках 3.9–3.12

Таким образом, плотностные характеристики земной коры и подкоревой мантии поднятий Айлос Оркадас и Метеор очень схожи между собой. В центральной части поднятий наблюдаются разуплотненные блоки с плотностями $2.72 \div 2.74 \text{ г/см}^3$, а также блоки в мантии с плотностью 3.25 г/см^3 , что свидетельствует о прогретости мантийного вещества и формировании поднятий во время действия горячей точки Шона. Более плотные блоки земной коры ($2.85 \div 2.89 \text{ г/см}^3$) с восточной стороны от поднятия Айлос Оркадас и западной от поднятия Метеор, а также резкое изменение в рельефе поднятий можно соотнести с развитием спредингового хребта САХ, приведшего к отделению их друг от друга.

Мощность земной коры вдоль поднятия Айлос Оркадас уменьшается с севера на юг с 20 до 18 км и «корень» становится более сглаженным. Мощность коры поднятия Метеор увеличивается с севера на юг (от 18 км до 20 км), а плотность в центральной части поднятия снижается, что говорит о продолжительном влиянии горячей точки Шона на поднятие.

Таблица 4. Диапазон вариаций геофизических аномалий и параметры строения коры поднятий Айлос Оркадас и Метеор и прилегающих котловин

Параметры литосферы	Номер профиля	котловина Геorgia	котловина Агульяс	поднятие Айлос Оркадас	поднятие Метеор	кора САХ	
						Западный фланг	Восточный фланг
Мощность земной коры, км (вместе с осадками)	8, 11	13-15	14-16	16-20	15-18	12-15	11-13
	9, 12	14-16	15-16	15-19	16-20	14-15	11-13
	10, 13	14-16	13-15	15-18	14-20	14-15	12-14
$\Delta g_{\text{св.в.}}$, мГал	8, 11	-35 - 2 (-17)	-35 - 11 (-12)	8 - 75 (41)	21 - 69 (45)	-16 - 9 (-3.5)	10 - 25 (15)
	9, 12	-20 - 15 (-7)	-32 - 16 (-16)	9 - 28 (18)	10 - 33 (22)	-15 - 19 (2)	-28 - 9 (-10)
	10, 13	-10 - 8 (3)	-12 - 9 (-2)	-27 - 89 (30)	8 - 104 (35)	0 - 17 (8.5)	-15 - 20 (3)
$\Delta g_{\text{б}}$, мГал	8, 11	515 - 555 (535)	437 - 496 (467)	182 - 481 (332)	248 - 367 (307)	460 - 525 (493)	434 - 501(467)
	9, 12	512 - 555 (533)	468 - 510 (489)	329 - 431 (380)	330 - 430 (380)	431 - 527 (479)	469 - 549 (509)
	10, 13	518 - 528 (523)	412 - 547 (470)	204 - 463 (334)	130 - 405 (268)	468 - 512 (490)	436 - 511 (473)
Глубина дна, км	8, 11	4.7 - 5.0 (4.85)	4.0 - 4.6 (4.3)	1.8 - 4.5 (3.2)	2.3 - 3.8 (3.1)	4.3 - 4.7 (4.5)	3.9 - 4.5 (4.2)
	9, 12	4.6 - 5.0 (4.8)	4.1 - 4.6 (4.4)	2.9 - 4.1 (3.5)	3.3 - 3.8 (3.6)	4.1 - 4.8 (4.5)	4.1 - 4.9 (4.5)
	10, 13	4.6 - 4.9 (4.75)	4.4 - 4.7 (4.6)	2.0 - 4.6 (3.3)	1.2 - 4.1 (2.7)	4.0 - 4.6 (4.3)	3.9 - 4.7 (4.3)
Плотность коры, г/см ³	8, 11	2.78-2.79	2.78-2.84	2.72-2.83	2.76-2.85	2.78-2.89	2.80-2.87
	9, 12	2.78-2.88	2.76-2.83	2.76-2.83	2.74-2.82	2.78-2.89	2.85-2.87
	10, 13	2.79-2.89	2.81-2.88	2.72-2.84	2.72-2.86	2.78-2.85	2.80-2.87

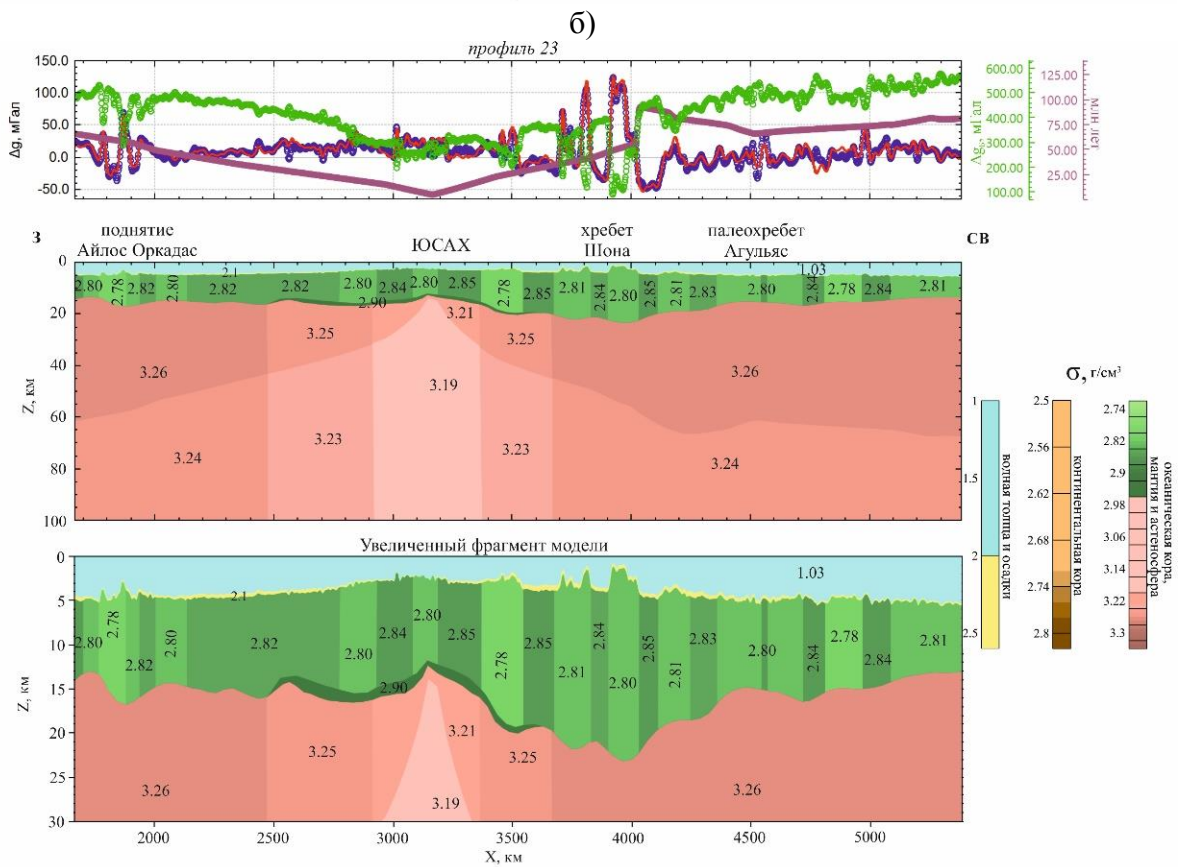
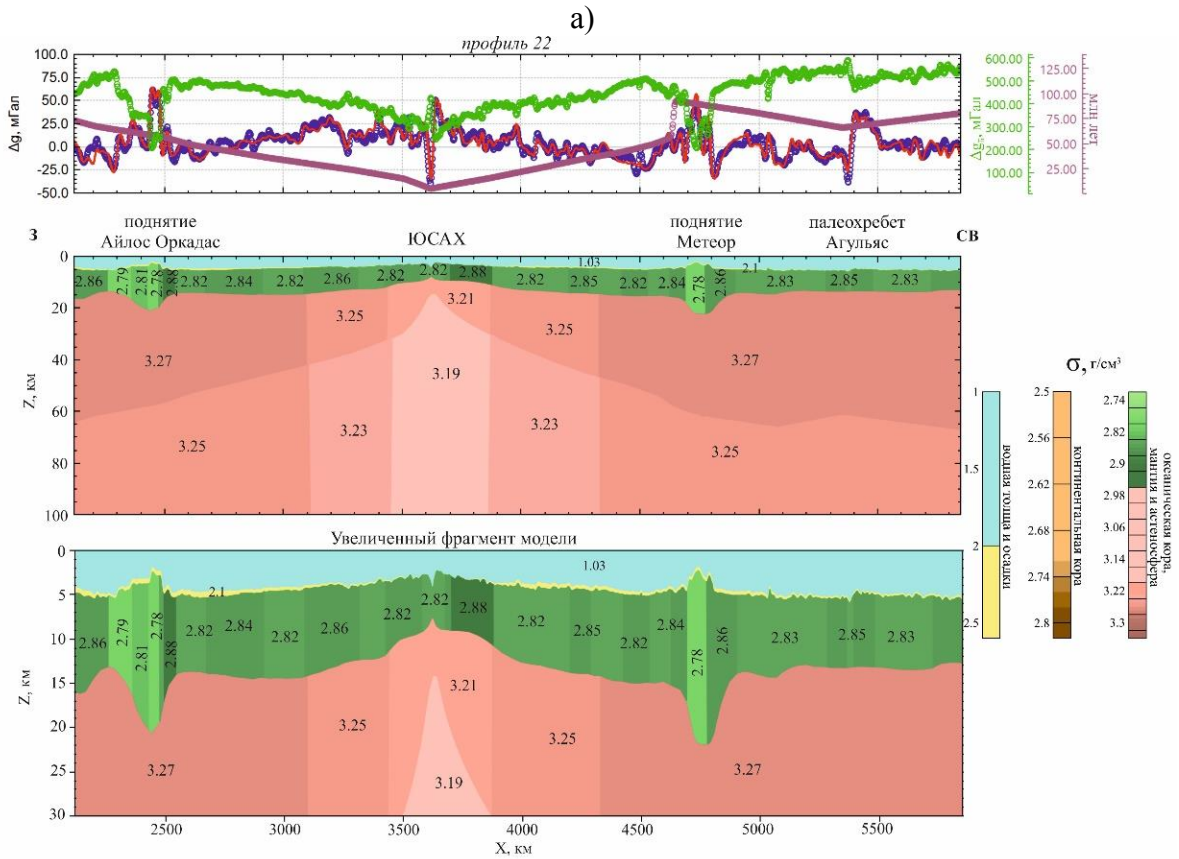
Примечание. Приведены экстремальные значения (минимум—максимум); в скобках – среднее значение. $\Delta g_{\text{св.в.}}$ – аномального гравитационного поле в свободном воздухе, $\Delta g_{\text{б}}$ – аномального гравитационного поле в редукции Буге

4.4. Структура литосферы южного сегмента Срединно-Атлантического хребта

Через южный сегмент Срединно-Атлантического хребта (ЮСАХ) проведено три профиля, по которым строились плотностные модели. Плотность в центральной части профилей (возраст дна от 0 до 20 млн лет) изменяется как по латерали, так и по глубине.

Профиль 22 проходит в северной части ЮСАХ через поднятия Айлос Оркадас и Метеор, южный сегмент и палеохребет Агульяс, располагающийся в одноименной котловине. На данном профиле мощность земной коры западного фланга ЮСАХ составляет ~13 км, в то время как мощность его восточного фланга увеличивается и составляет ~15 км (рисунок 4.8, а). Плотность блоков коры на восточном фланге ниже, по сравнению с западным, и варьируют от 2.82 г/см³ до 2.85 г/см³. Такие характеристики свидетельствуют о большей плюмовой активности с восточной стороны хребта. В осевой части хребта наблюдается уплотненный до 2.88 г/см³ блок. По всей видимости, это обусловлено близким прохождением горячей точки во время раскрытия южной части Атлантического океана. Плотностные характеристики поднятий Айлос Оркадас и Метеор сходны: плотность блоков коры изменяется от 2.78 г/см³ до 2.82 г/см³. Мощность земной коры под поднятиями составляет ~20 км. Котловина Агульяс, в которой располагается одноименный палеосрединный хребет, характеризуется типичными для котловин с океаническим типом коры значениями плотности (2.83÷2.86 г/см³). Мощность коры не превышает 14 км. В мантийном и астеносферном слое разуплотненные блоки располагаются непосредственно под осью ЮСАХ (3.21 г/см³ и 3.19 г/см³ соответственно), к периферии плотность блоков увеличивается до 3.27 г/см³ в мантии и 3.25 г/см³ в астеносфере, что свидетельствует об остывании мантийного вещества.

Через центральную часть ЮСАХ проходит профиль 23 (рисунок 4.8, б), на котором, согласно подбору, мощность земной коры увеличивается под ЮСАХ до 15 км и выделение блока небольшой плотности (2.9 г/см³), возможно связанного с серпентинизацией. Восточный фланг хребта осложнен вулканической постройкой – хребтом Шона, мощность коры достигает 24 км. Наблюдается разуплотнение блоков коры (2.80÷2.85 г/см³), которое связано с близким расположением горячих точек Буве и Шона. В котловине Агульяс отмечается увеличение мощности земной коры с западной стороны от палеохребта Агульяс (до 17 км), с восточной стороны она составляет около 12 км. Плотность блоков в районе палеохребта возрастает до 2.85 г/см³. За флангами ЮСАХ плотности в блоках в астеносферного и мантийного слоя снижаются, что свидетельствует о прогревании мантийного вещества.



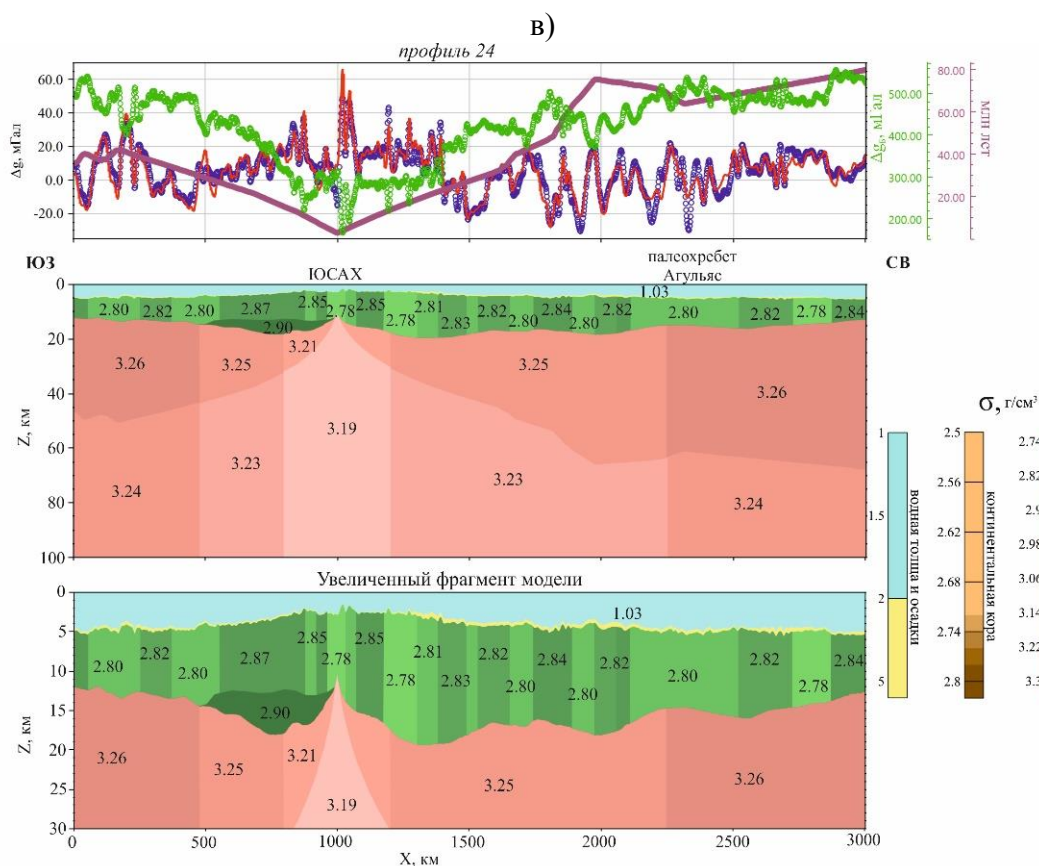


Рисунок 4.8. Структурно-плотностная модель коры и тектоносферы ЮСАХ вдоль профилей 22– 24 (а- в). Цифры на разрезе – значения плотности, г/см^3 . Графики: *синий* – наблюдаемое поле силы тяжести в свободном воздухе ($\Delta g_{\text{св.в.}}$, мГал); *красный* – рассчитанное поле силы тяжести в свободном воздухе; *зеленый* — поле силы тяжести в редукции Буге ($\Delta g_{\text{б}}$, мГал); *розовый* – возраст дна океана (млн лет). Местоположение профилей представлено на рисунках 3.18 – 3.21

На плотностной модели южного профиля 24 отмечено увеличение мощности земной коры фланговых зон ЮСАХ (рисунок 4.8, в). Мощность коры западного фланга достигает до 22 км, здесь также наблюдается серпентинитовый слой с плотностью 2.9 г/см^3 . Мощность коры восточного доходит до 24 км, плотность блоков земной коры изменяется в пределах от 2.78 г/см^3 до 2.87 г/см^3 .

Обобщение результатов анализа потенциальных полей и плотностного моделирования, позволяет сделать следующие выводы об изменении характеристик вдоль ЮСАХ:

- плотность океанической коры в области ЮСАХ уменьшается с севера на юг по обоим флангам хребта, что предположительно связано с изменением химического состава мантийного расплава и его прогреваемостью мантии;

- плотность подкоровой литосферы меняется в пределах $3.21 \div 3.27 \text{ г/см}^3$. Причем на южном профиле наблюдается незначительно разуплотнение (3.26 г/см^3 в областях хребта Шона, поднятия Айлос Оркадас и область палеохребта Агульяс);
- плотность астеносферы изменяется от 3.19 г/см^3 (под осью хребта) до 3.25 г/см^3 (север поднятия Айлос Оркадас, юг поднятия Метеор и область палеохребта Агульяс). Также прослеживаются разуплотненные блоки на южном профиле (3.24 г/см^3);
- мощность земной коры увеличивается с севера на юг с 7 км до 22 км под осью хребта и на восточном его фланге с 15 км и до 24 км, что связано с близким расположением тройного соединения и горячих точек Буве и Шона.

4.5. Плотностная модель строения литосферы Южной Атлантики по трансатлантическим профилям

Для анализа изменения плотностных неоднородностей в региональном плане, выполнено моделирование по двум профилям, пересекающим такие тектонические структуры как поднятия (Северо-Восточная Георгия, Айлос Оркадас, Метеор), хребты (асейсмические – Мозамбикский и Мадагаскарский хребты и спрединговый – южная часть Срединно-Атлантического хребта, палеоспрединговый хребет Агульяс), плато (Фолклендское и Агульяс) и котловины (Георгия, Агульяс и Мозамбикская). Расхождение между наблюдаемым и рассчитанным от модели гравитационным полем в свободном воздухе не превышало $\pm 7 \text{ мГал}$.

Схема расположения профилей, для которых проведено двумерное моделирование строения тектоносферы, представлена на рисунке 4.9. Положение профилей выбиралось таким образом, чтобы они по возможности ортогонально пересекали структуру Срединно-Атлантической спрединговой системы, захватывали ее фланги, проходили через важные тектонические структуры, сформировавшиеся во время развития южной части Атлантического океана.

Северный профиль 22 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, а также Мозамбикский хребет. Средний уровень аномального гравитационного поля в свободном воздухе вдоль профиля составляет $\pm 15 \text{ мГал}$. Интенсивные положительные значения поля, амплитуда которых достигает 25 мГал , наблюдаются над поднятием Айлос Оркадас и плато Агульяс, а отрицательные – над осью спредингового хребта ЮСАХ, палеоспредингового хребта Агульяс (амплитуда до $- 40 \text{ мГал}$).

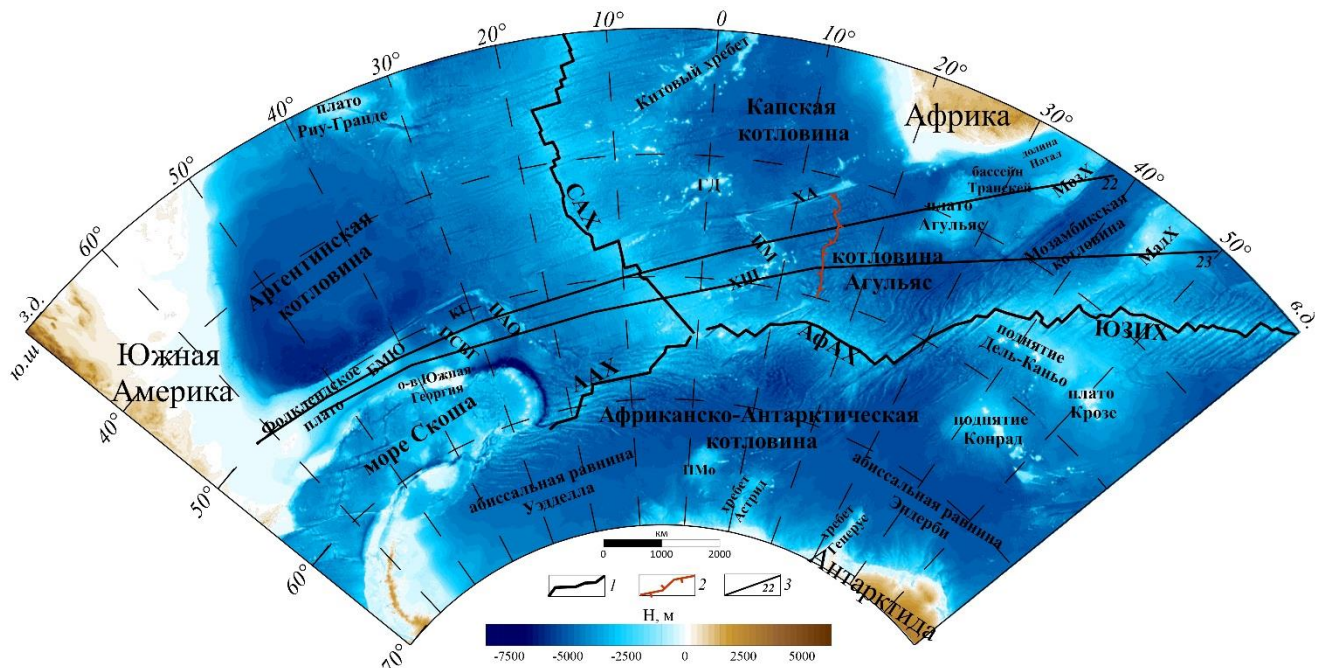


Рисунок 4.9. Рельеф дна океана Антарктического сектора Южной Атлантики. Условные обозначения: 1 – ось срединно-океанических хребтов; 2 – ось полеоспрединового хребта Агульяс; 3 – положение интерпретационных профилей. ААХ – Американско-Антарктический хребет, АфАХ – Африканско-Антарктический хребет, БМЮ – банка Мориса Юинга; ГД – подводные горы Дискавери, 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, ХА – хребет Агульяс, ХШ – хребет Шона, ЮЗИХ – Юго-Западный Индийский хребет

Как было сказано в предыдущем разделе, мощность земной коры западного и восточного флангов ЮСАХ изменяется в пределах от ~13 км до ~15 км (рисунок 4.10, а). Плотность блоков коры также различна, восточный фланг характеризуется разуплотнением блоков коры, что свидетельствует о близком прохождении горячей точки. Поднятия, пересекаемые профилем, в плотностной модели проявляются одинаковым изменением плотности (от 2.78 г/см^3 до 2.82 г/см^3), об их различии в строении свидетельствует изменение скорости сейсмических волн.

Согласно сейсмической модели [Schaeffer, Lebedev, 2013] на глубинах 25-50 км, почти на всем протяжении профиля значения скорости незначительно изменяются (рисунок 4.10, а). 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. Область поднятий Айлос Оркадас и Метеор, характеризуется градиентной зоной, которая свидетельствует о

разновозрастной коре и разной толщине литосферы. Такая же картина наблюдается в районе плато Агульяс и Мозамбикского хребта, а также Фолклендского плато и Банки Мориса Юинга.

Трансатлантический профиль 23 пересекает южные части поднятий (Северо-Восточная Георгия, Айлос Оркадас, Фолклендского плато и банки Мориса Юинга), хребтов (ЮСАХ, Шона, Мадагаскарский хребет) и котловины (Агульяс и Мозамбикская). Средний уровень поля силы тяжести в свободном воздухе по профилю составляет около ± 25 мГал. Высокоинтенсивные аномалии наблюдаются над вулканическими постройками хребта Шона и южной части Айлос Оркадас, связанными с плюмовой активностью горячей точки (амплитуда до 120 мГал).

На плотностной модели южного профиля 23 поднятия Айлос Оркадас и Северо-Восточная Георгия почти сливаются в единую структуру, плотность блоков коры которых варьирует от 2.78 г/см^3 до 2.84 г/см^3 (рисунок 4.10, б). Хребет Шона располагается на восточном фланге ЮСАХ, увеличивая мощность его коры до ~ 24 км. Плотность блоков коры в этой части профиля изменяется от 2.80 г/см^3 до 2.85 г/см^3 , разуплотнение в отдельных блоках свидетельствует о близком расположении горячих точек Буве и Шона. Котловины характеризуются типичными значениями плотности для океанической коры ($2.80\div 2.86 \text{ г/см}^3$) и повышенной мощностью (до 17 км), которая связана с разломной зоной между котловинами Агульяс и Мозамбикской. Мадагаскарский хребет характеризуется увеличенной мощностью земной коры, а плотность блоков варьирует от 2.78 г/см^3 до 2.85 г/см^3 . Слои подкороваой мантии и астеносферны характеризуется увеличением плотности от оси спредингового хребта к Фолклендкому плато и Мадагаскарскому хребту (от 3.21 г/см^3 до 3.28 г/см^3 в мантии; от 3.19 г/см^3 до 3.26 г/см^3 в астеносфере).

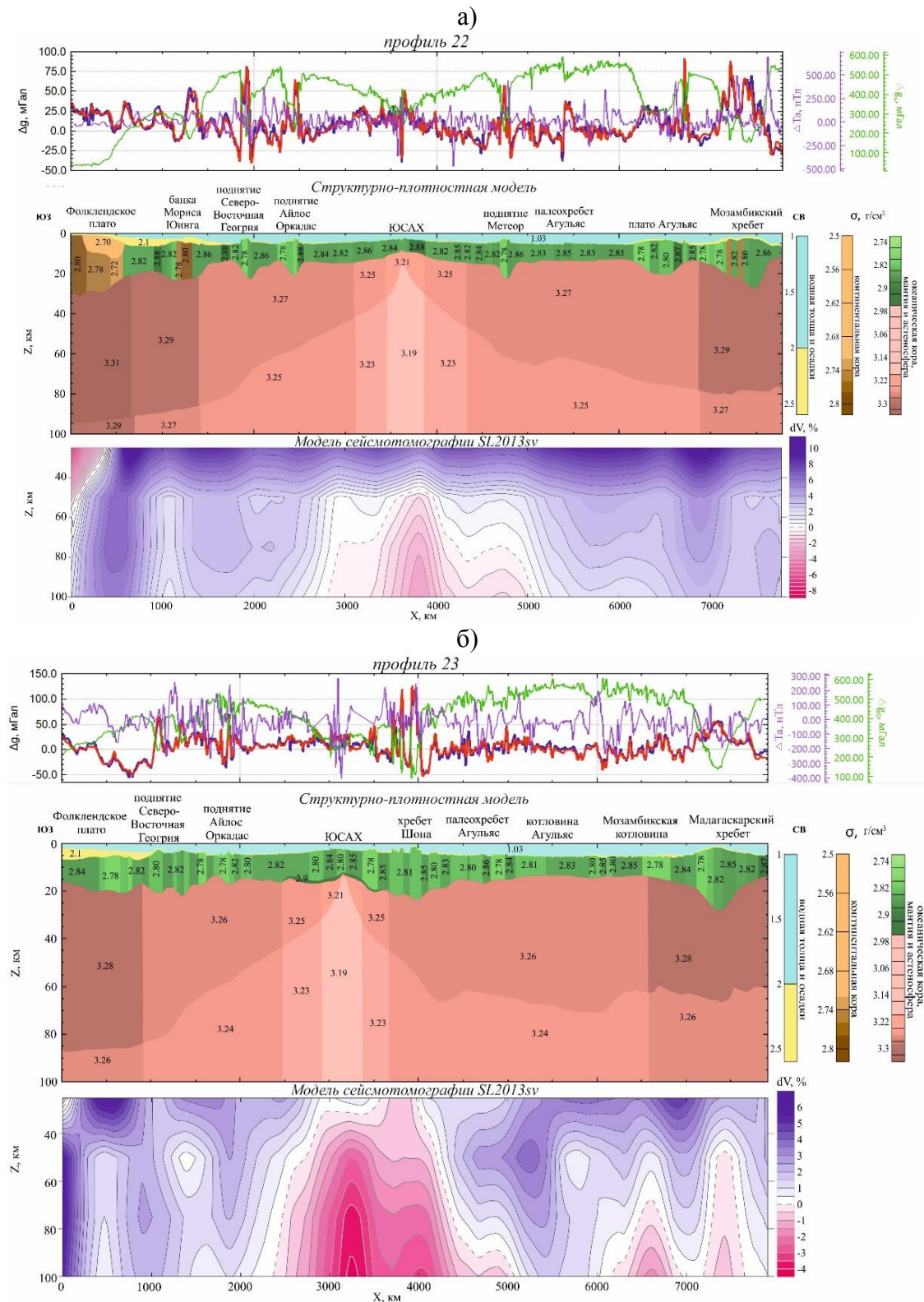


Рисунок 4.10. Структурно-плотностная модель тектоносферы и сейсмотомография SL2013sv [Schaeffer, Lebedev, 2013] трансатлантических профилей – 22 (а) и 23 (б). Цифры на разрезе – значения плотности, г/см³. Графики: *синий* – наблюдаемое поле силы тяжести в свободном воздухе ($\Delta g_{св.в.}$, мГал); *красный* – рассчитанное поле силы тяжести в свободном воздухе; *зеленый* – поле силы тяжести в редукции Буге (Δg_b , мГал); *фиолетовый* – аномальное магнитное поле (ΔT_a , нТл). Местоположение профилей представлено на рисунке 4.9

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 отмечено понижение сейсмических скоростей, что свидетельствует о сильной плюмовой активности. Также, как и на северном профиле, наблюдается градиентная зона с западной и восточной стороны от ЮСАХ, в районе Фолклендского плато и с запада от Мадагаскарского хребта.

Таким образом, по результатам плотностного моделирования вдоль трансатлантических профилей видно, что плотностные неоднородности поднятий в региональном плане едва различимы, тем не менее, они получают подтверждение при сопоставлении с данными сейсмотомографии. При детальном изучении и плотностном моделировании поднятий и котловин, описаном в предыдущих разделах, характер распределения плотностных неоднородностей и различия в строении блоков становятся существенными. Мощность земной коры ЮСАХ к югу увеличивается, что связано с прогреваемостью мантийного вещества и наращиванием коры за счет андерплейтинга, а значения плотности подкоровой мантии и астеносферного слоя уменьшаются.

4.6. Тектонические типы коры и литосферы морфоструктур Африкано-Антарктического сектора Южного океана

По результатам анализа геолого-геофизической информации и плотностного моделирования можно выделить несколько генетических типов подводных поднятий, которые включают:

- современные спрединговые хребты (ЮСАХ и ЮЗИХ);
- палеоспрединговый хребет Агульяс;
- хребты, частично отделенные от континента, сложенные утоненной континентальной корой, осложненной плюмовым магматизмом (Мозамбикский хребет);
- хребты, сформированные в результате плюмового магматизма сложенные утолщенной за счет андерплейтинга океанической корой (Мадагаскарский хребет);
- поднятия, с утолщенной океанической корой, сформированные при перескоке спредингового хребта (Метеор и Айлос Оркадас);
- погруженные плато и поднятия с утолщенной за счет андерплейтинга океанической корой, представляющие собой фрагменты крупной магматической провинции (Агульяс, Северо-Восточная Георгия, Мод).

4.6.1. Поднятия, относящиеся к крупной магматической провинции

Плато Агульяс расположено в юго-западной части Индийского океана, где в меловом периоде произошел разрыв Гондваны между Африкой, Антарктидой и Южной Америкой. Как было сказано выше, строение плато Агульяс рассматривалось как поднятие с утоненной континентальной корой [Tucholke et al., 1981; Angevine, Turcotte, 1983], утолщенной океанической корой [Barker, 1979; Barrett, 1977] и в последнее время предшественниками рассматривается вместе с поднятиями Северо-Восточная Георгия и Мод, как единая крупная магматическая провинция [Goul, Uenzelmann-Neben, 2001; Uenzelmann-Neben et al., 1999].

Возраст образования плато Агульяс оценивают между 100 и 80 млн лет. Построенные тектонические реконструкции показывают, что 100 млн лет назад было единое поднятие с включениями плато Агульяс, поднятиями Северо-Восточная Георгия и Мод. На северном окончании плато Агульяс в это время располагалась горячая точка Буве, которая контролировала формирование плато. Примерно 96 млн лет назад на южном его окончании располагалось тройное соединение Буве. Взаимодействие горячей точки с тройным соединением привело к образованию из вышеперечисленных структур крупной магматической провинции. К 94 млн лет эта крупная магматическая провинция разделилась в результате спрединга на три фрагмента [Parsiegla et al., 2008].

Утверждается, что плюмовые явления, которые относятся к мезозою, ответственны за аномальное поднятие южной части Африканского плато [Nyblade, Sleep, 2003]. Глобальные исследования сейсмической томографии выявили крупномасштабную низкоскоростную аномалию в нижней мантии под южной и юго-западной Африкой [Su et al., 1994], которая интерпретируется как скоростное отражение Африканского суперплюма с разуплотненной мантией [Ni, Helmberger, 2003; Simmons et al., 2007].

По результатам анализа интерпретации аномального гравитационного и магнитного полей, а также плотностного моделирования плато Агульяс, поднятия Северо-Восточная Георгия и Мод имеют схожие характеристики (табл. 4). Плато Агульяс сложено утоненной континентальной корой в северной части, а поднятие Северо-Восточная Георгия – в восточной части. Увеличение мощности земной коры под поднятиями указывает на то, что они были сформированы на месте сильного магматизма с включением континентальной коры, которая могла отколоться от Фолкленского плато. Разуплотненные блоки земной коры поднятия Мод также свидетельствуют о высокой магматической активности.

4.6.2. Поднятия, сформированные при зарождении спредингового хребта в условиях влияния горячих точек

Поднятия Айлос Оркадас и Метеор образованы в позднем мелу – раннем палеоцене в результате формирования нового спредингового хребта САХ [Дубинин и др., 1999; LaBrecque et al., 1987; Raymond et al., 1991]. Считается, что они сформировались под действием горячей точки Шона и рифтогенного раскола литосферы плиты Агульяс [LaBrecque, Hayes, 1979; Roex et al., 2010] примерно 59 млн лет назад [Kent, Gradstein, 1986].

Одно из объяснений платообразной природы поднятий состоит в том, что они образовались вблизи аномального плавления мантии или тройного соединения Буве (соединения плит Южной Америки, Африки и Антарктиды), которое снабжало их южные оконечности большим количеством магмы [Duncan, 1981]. Химический состав образцов базальта фундамента, извлеченных на участке 703 на поднятии Метеор, согласуется с источником магмы, полученным из мантийного плюма. Чрезмерный вулканизм, к югу от исследуемых структур, объясняет образование поднятий во время растяжения, связанного с перескоком оси спредингового хребта.

Согласно Сторею с соавторам [Storey et al., 1995], считается, что Мадагаскарский хребет представляет собой вулканическое образование, связанное с движением Африканской плиты над горячей точкой Марион ~90 млн лет. Однако, основываясь на различии в природе коры, предполагается, что Мадагаскарский хребет разделен на северную область и южную область переходной зоной [Bhattacharya, Chaubey, 2001; Goslin et al., 1980; Schlich, 1982] примерно вдоль 32° южной широты. Сейсмические данные, полученные на южном окончании хребта, подтверждают океанический тип коры, но кора, образованная в северной части, не является ни континентальной, ни океанической. Предполагается [Schlich, 1982], что южная область Мадагаскарского хребта, вероятно, была сформирована одновременно во время эпизода аномального вулканизма на флангах Юго-Западного Индийского хребта примерно во время аномалии 31n или 29n (~68-64 млн лет назад). Анализ магнитных аномалий показал, что такие высокоамплитудные аномалии могут быть связаны с активностью горячей точки Марион.

Интенсивные положительные аномалии гравитационного поля в свободном воздухе, высокоамплитудные магнитные аномалии, а также плотностное моделирование указывают на то, что поднятия сложены утолщенной океанической корой. Разуплотненные блоки в центральной части поднятий свидетельствуют о сильном магматизме во время их формирования.

4.6.3. Поднятия, сложенные смешанным типом коры: утоненной континентальной корой, осложненной магматической деятельностью

Результаты исследования группы авторов Мозамбикского хребта в 1970-х годах утверждали, что хребет сложен утоненной континентальной корой. Но позже были получены результаты драгирования пород, свидетельствовавшие о вулканической природе Мозамбикского хребта. По результатам анализа аномальных гравитационного и магнитного полей и плотностного моделирования в настоящей работе, был сделан вывод о том, что строение Мозамбикского хребта включает блоки утоненной континентальной коры в северной части, а в южной преобладает утолщение коры за счет магматизма. Уменьшение амплитуды аномалий поля силы тяжести в редукции Буге над южным блоком хребта указывает на магматическое воздействие во время его формирования.

Считается что северная часть Сейшельско-Маскаренского плато в строении земной коры содержит континентальные блоки, которые были включены при переходе от континентального рифтинга к океаническому спредингу. Оставшаяся часть плато сформирована в результате сильного влияния магматической активности горячих точек Марион и Реюньон. В гравитационном поле северная часть характеризуется повышенными значениями аномалий до 200 мГал, а южная характеризуется интенсивным понижением аномалий, которое свидетельствует о прогремости мантийного вещества горячей точкой. На гетерогенное строение Сейшельско-Маскаренского плато также указывает амплитуда аномалий магнитного поля. В северной области характеризуется слабоамплитудными вытянутыми аномалиями, в то время как южная – высокоамплитудными изометричными и слабо вытянутыми аномалиями.

Происхождение и строение поднятия Северо-Восточная Георгия до конца не изучено. Предполагается, что оно было одним из составляющих поднятий крупной магматической провинции на юге Африканского континента [Goul, Uenzelmann-Neben, 2001; Parsiegla et al., 2008; Uenzelmann-Neben et al., 1999]. Мощность земной коры и амплитуда аномального гравитационного поля не дает однозначного ответа на его происхождение. По результатам анализа модели сейсмотомографии можно сделать вывод о том, что поднятие образовалось на стыке разновозрастных плит. Результаты плотностного моделирования свидетельствуют о том, что в строении поднятия Северо-Восточная Георгия есть включения утоненной континентальной коры, которые обособляются в основном в восточной части поднятия.

Строение Мадагаскарского хребта также до конца не изучено. Существуют гипотезы как континентального происхождения, так и океанического под действием плюмовой активности [Coffin, Eldholm, 1994; Sinha et al., 1981, Mahoney et al., 1991]. Интенсивность аномалий в

свободном воздухе на Мадагаскарском хребтом (до 100 мГал) свидетельствует о магматическом воздействии. В поле силы тяжести в редукции Буге амплитуда аномалий достигает до 120 мГла, что говорит об увеличении мощности земной коры. Повышенные значения плотности по всем профилям и анализ потенциальных полей свидетельствуют об утолщенной за счет андерплейтинга базальтовой океанической коры.

Выводы по главе 4

В Африканско-Антарктической секторе Южного океана, представлены структуры гетерогенного строения и происхождения, которые различаются по типу коры следующим образом:

- Неизменная континентальная кора, со средней мощностью земной коры ~30-40 км, которая соответствует континентам (Африка, Антарктида, остров Мадагаскар). В поле силы тяжести в редукции Буге характеризуется интенсивными отрицательными значениями.

- Утоненная континентальная кора соответствует поднятиям, которые при переходе от рифтинга, в процессе которого происходит растяжение и утонение континентальной коры и литосферы, к океаническому спредингу откололись от материка. Мощность земной коры составляет 15 – 25 км. В плотностной модели наблюдается разделение блоков коры на два слоя с разуплотненными блоками (2.70 г/см^3). Поле силы тяжести в редукции Буге характеризуется пониженными значениями поля в пределах 200 – 350 мГал. В магнитном поле проявляется знакопеременными аномалиями хаотичного направления. Примерами поднятия с этим типом коры в Африканско-Антарктическом секторе Южного океана являются: Мозамбикский хребет, поднятие Северо-Восточная Георгия, плато Агульяс.

- Утолщенная океаническая кора, характеризуется мощностью земной коры, как и у предыдущего типа – 15–30 км. В аномальном поле силы тяжести подводные поднятия с этим типом коры проявляются амплитудой аномалий от 80 до 300 мГал, в аномальном магнитном поле – разнознаковыми аномалиями хаотичного и, иногда, линейно-вытянутого направления. Этот тип коры образуется либо за счет эффузивных излияний базальтов на поверхность, либо за счет магматической активности и андерплейтинга – наращиванием коры снизу (Мадагаскарский хребет, поднятия Айлос Оркадас, Метеор и Мод).

- Океаническая кора активных спрединговых хребтов (ЮСАХ и АфАХ), которая зависит от скорости спрединга и близости горячих точек, которые определяют механизм аккреции коры, ее строение и толщину осевой литосферы.

- Океаническая кора палеоспредингового хребта (Агульяс), строение которой определяется временем, прошедшим с момента прекращения спрединга.

- Нормальная океаническая кора, глубоководных котловин юго-восточной части Атлантического и юго-западной части Индийского океанов (Капская, Мозамбикская, Африканско-Антарктическая, Агульяс). В аномальном гравитационном поле в редукции Буге характеризуется высокими значениями аномалий (более 450 мГал). Мощность земной коры этого типа изменяется в пределах от 12 до 15 км. В магнитном поле выделяется линейно-вытянутыми аномалиями. Для структур с таким типом коры изменение значений аномалий зависит от мощности литосферы, которая определяется возрастом океанического дна по закону \sqrt{t} . Чем выше возраст коры, тем мощность литосферы больше, а соответственно интенсивнее аномалии поля силы тяжести. Помимо, этого на амплитуду аномалий влияет близость расположения горячих точек, которые контролируют термическое разуплотнение пород и интенсивность магматического снабжения.

Разделение коры на утолщенную океаническую и утоненную континентальную по значениям аномалий гравитационного поля в редукции Буге условно. В целом, поднятия с континентальным типом коры характеризуются амплитудой аномалий поля силы тяжести в редукции Буге ниже, чем поднятия с океаническим типом. Привлечение дополнительной геолого-геофизической информации, например, рассчитанные компоненты поля силы тяжести и данные сейсмотомографии, позволяет провести обоснованную диагностику типа и природы коры.

Глава 5. Структурное районирование литосферы на основе анализа геофизической информации

В предыдущих главах показано, что район исследования охватывает разнообразные по истории возникновения и развитию структуры тектоносферы.

В этой главе представлен качественный анализ потенциальных полей (аномальных гравитационных и магнитного полей) и их трансформант с целью построения схемы структурного районирования: выявления разноглубинных плотностных неоднородностей в коре и подкоровой мантии, выделения участков коры с различными геолого-геофизическими характеристиками. Такой анализ необходим при исследовании строения и эволюции тектоносферы, особенно на акваториях с фрагментарным покрытием геофизической съемки.

Структурный анализ потенциальных полей позволяет выделить области, имеющие различные строение и историю развития тектоносферы. Для этого необходимо было:

- разложить поля на составляющие: низко- средне- и высоко частотные компоненты;
- проанализировать аномальные и морфологические особенности выделенных компонент;
- установить их взаимосвязь;
- сопоставить с глубинным проявлением;
- построить структурную схему аномального гравитационного и магнитного полей;
- сопоставить их с имеющимися данными о рельефе, возрасте океанического дна и с данными других геофизических методов, в первую очередь с сейсмотомографией;
- согласовать структурные особенности полей с основными особенностями тектонического строения региона, выявленные на стадии плотностного моделирования по интерпретационным профилям.

Изучаемая область характеризуется разной интенсивностью и морфологией аномальных гравитационных и магнитного полей. По результатам структурного анализа потенциальных полей была построена схема районирования Африкано-Антарктического сектора Южного океана, элементы которой охарактеризованы с точки зрения гравитационного и магнитного полей.

Площадь исследования, рассмотренная автором, охватывает юго-восточную часть Атлантического и юго-западную часть Индийского океанов, и ограничена 20°–70° ю.ш. и

20° з.д.–55° в.д. Для большего понимания тектонического развития региона и построения схемы структурного районирования площадь была увеличена на запад до 40° з.д. На исследуемой области выделяются описанные в предыдущих главах котловины, поднятия, асейсмические и сейсмические хребты, склоны хребтов, подводные горы, плато и континенты (рисунок 5.1).

Актуальная концепция строения Африкано-Антарктического сектора Южного океана, выполненная на базе априорных представлений и комплексного анализа современных геофизических данных с учетом результатов плотностного моделирования по опорным профилям, представляется следующим образом.

Крупнейшей структурой региона является Срединно-Атлантический хребет (САХ). Он протягивается в субмеридиональном направлении от тройного соединения Буве (ТСБ) на более 3000 км. Условно его можно разделить на три части: северную, центральную и южную. Северная часть простирается с юга от разлома Монтевидео на север, и его длина составляет около 640 км. Глубина оси варьирует от 2800 до 3200 м. Центральная часть имеет преимущественно северо-западное направление от Агульяс-Фолклендского разлома до разлома Монтевидео, длина которого около 1300 км, с глубиной оси от 2500 до 3400 м. Южная часть хребта имеет север-северо-западное направление протяженностью около 1000 км от тройного соединения Буве до Агульяс-Фолклендского разлома (АФР). САХ в северной и центральной частях имеет симметричный склон, ширина его более 500 км. В южной части он имеет самый широкий склон около 900 км.

С запада от тройного соединения Буве, более чем на 1100 км в субширотном направлении, простирается Американско-Антарктический хребет (ААХ). На нем располагается два крупных трансформных разлома Конрад и Буллард. Глубина оси хребта варьирует от 3500 до 4200 м. Ширина склона ААХ на юго-западе составляет ~160 км, при приближении к тройному соединению увеличивается и составляет ~320 км.

На восток от тройного соединения Буве до разлома Эндрю-Бейн распространяется Африканско-Антарктический хребет, который переходит в Юго-Западный Индийский хребет. АфАХ меняет свое направление с северо-восточного, от тройного соединения Буве до разлома Дингейн, на субширотное, от разлома Дингейн до разлома Дью-Туа, после чего ось хребта едва прослеживается из-за наличия многочисленных разломов.

На всех трех срединных хребтах в настоящее время происходит аккреция океанической коры.

К северо-востоку от САХ располагается Капская котловина почти изометричной формы размером более 1300 км и глубинами от 4500 до 5400 м. Большую часть дна котловины занимают абиссальные холмы, среди которых встречается много подводных гор.

С запад-северо-западной стороны Капской котловины располагается Китовый хребет – значительное глыбовое сооружение на дне океана. Седловидными понижениями с глубинами более 3000 м он делится на три крупных блока со ступенчатыми боковыми склонами. Южный блок представлен узким валом, глубины над которым составляют от 900 до 2000 м. От южной оконечности хребта к островам Тристан-да-Кунья протягивается цепь глыбовых и вулканических гор высотой 2000 – 3000 м.

Котловину Агульяс, расположенную под южной частью Африканского континента, можно поделить на две части северо-западную и юго-восточную, обе имеют северо-восточное простирание. Северо-западная часть имеет протяженность около 1500 км, северная зона имеет глубины от 4900 до 5300 м, к западу прослеживаются следы палеосредингового хребта, в котором глубины колеблются от 5000 до 5900 м. Юго-восточная часть котловины Агульяс, протяженностью около 1100 км, осложнена повышенными значениями глубины до 5700 м. В центре ее располагается плато Агульяс, поверхность которого осложнена небольшими глыбовыми поднятиями и грядами, а глубины составляют 2500 – 3000 м. В западной части котловины Агульяс располагается поднятие Метеор, ориентированное в северо-западном направлении, глубина которого составляет менее 3000 м. Поднятие располагается параллельно восточному флангу срединного хребта САХ и генетически связано с поднятием Айлос Оркадас, располагающимся западнее Срединно-Атлантического хребта.

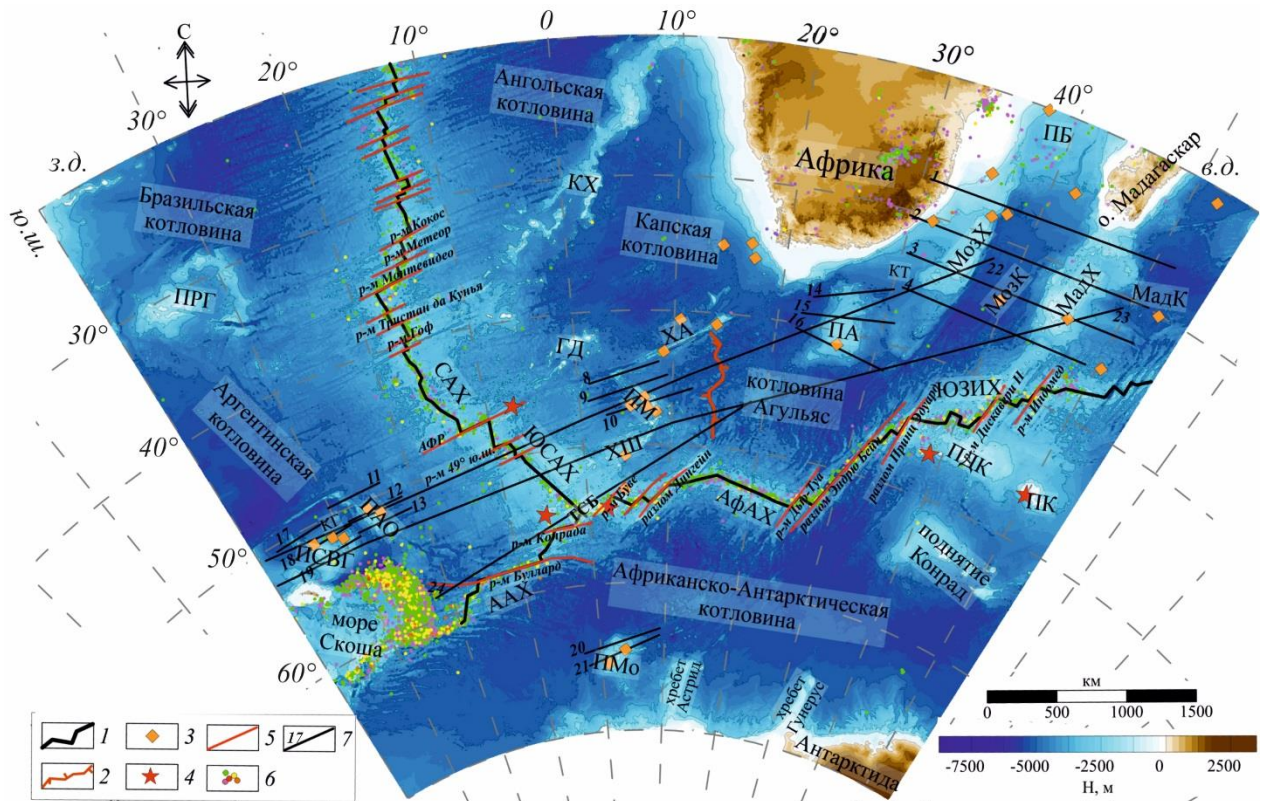


Рисунок 5.1. Батиметрическая карта Африкано-Антарктического сектора Южного океана.

Условные обозначения: 1 – ось срединно-океанических хребтов; 2 – ось полеоспредингового хребта; 3 – скважины глубоководного бурения (DSDP, ODP, IODP); 4 – горячие точки; 5 – разломные зоны; 6 – сейсмическая активность разной магнитуды, 7 – расположение интерпретационных профилей. ААХ – Американско-Антарктический хребет, АфАХ – Африканско-Антарктический хребет, ГД – подводные горы Дискавери, МадХ – Мадагаскарских хребет, МозХ – Мозамбикский хребет, ПА – плато Агульяс, ПДК – поднятие Дель-Кано, ПК – поднятие Крозе, ПМ – поднятие Метеор, ПМо – поднятие Мод, САХ – Срединно-Атлантический хребет, ХА – хребет Агульяс, Хас – хребет Астрид; ХШ – хребет Шона, ЮЗИХ – Юго-Западный Индийский хребет.

Котловины Агульяс и Капскую разделяет асейсмический приразломный хребет Агульяс, который образовался вдоль Агульяс-Фолклендской разломной зоны. Хребет образован двумя параллельными сегментами, разделенными центральной долиной. Сегменты хребта возвышаются более чем на 2000 м над морским дном.

Для выявления глубинной структуры литосферы этого региона были проанализированы аномальное магнитное поле, поля аномалий силы тяжести в свободном воздухе и в редукции Буге, а также трансформанты этих полей.

Исследуемый регион в поле силы тяжести в свободном воздухе характеризуется как отрицательными, так и положительными значениями поля разной интенсивности

(рисунок 5.2, а). Котловины проявляются средними значениями поля, которые изменяются от -20 до 20 мГал. Капская котловина представлена знакопеременным полем в центральной части которой преобладают положительные значения аномалий, по краям – отрицательные. Котловина Агульяс также характеризуется в основном положительными значениями, которые проявлены в центральной части, а по краям отрицательными. В северо-восточной области котловина осложнена линейно-вытянутой отрицательной аномалией, амплитуда которой достигает -65 мГал. Данная область приурочена к палеоспредиговому хребту Агульяс. Капская котловина отделяется от котловины Агульяс интенсивной линейно-вытянутой в юго-восточном направлении отрицательной аномалией (до -100 мГал), которая приурочена к Агульяс-Фолкленской разломной зоне. В Мозамбикской котловине преобладает отрицательный знак поля силы тяжести в свободном воздухе. С восточной и западной части наблюдаются ярко выраженные отрицательные аномалии интенсивностью более -45 мГал, связанные с трансформными разломами. Мадагаскарская котловина обладает аномалиями обоих знаков, причем северо-восточная часть преимущественно отрицательная, а юго-западная – положительная. В этой котловине угадываются разломы, интенсивность гравитационных аномалий над которыми достигает -30 мГал.

Африканско-Антарктическая котловина характеризуется сложным распределением аномалий гравитационного поля в свободном воздухе. Ее можно разделить на три области: восточную, центральную и западную. В западной области преобладают в основном слабоотрицательные аномалии поля (до -15 мГал), на фоне которых прослеживаются более интенсивные линейно-вытянутые отрицательные аномалии амплитудой до -50 мГал. Центральная область проявляется как положительными, так и отрицательными значениями аномалий, простирающие которых субмеридианальное. Эта часть отделяется от западной и восточной наличием отрицательных аномалий, приуроченных к трансформным разломам, интенсивность которых достигает -30 мГал. Восточная область Африканско-Антарктической котловины в целом характеризуется положительными аномалиями поля силы тяжести в свободном воздухе, и местами осложнена узкими аномалиями отрицательного знака и амплитудой до -25 мГал, которые трассируют следы разломов и линеаментов. Ангольская и Бразильская котловины проявлены сильно «изрезанным» знакопеременным полем, обусловленным множественными следами трансформных разломов.

Поднятия Африкано-Антарктического сектора Южного океана характеризуются положительными аномалиями, амплитуда которых изменяется от 30 до 130 мГал. Плато Агульяс, расположенное в одноименной котловине, характеризуется аномалиями интенсивностью от 30 до 50 мГал. С северо-запада от плато располагается Мозамбикский хребет с ярко выраженной

амплитудой аномалий в центральной части (до 70 мГал). С западной стороны от Мозамбикской котловины протягивается в субмеридианальном направлении Мадагаскарский хребет. Амплитуда аномалий над ним достигает до 120 мГал. Поднятия Дель Кано, Крозе и Конрад в поле силы тяжести в свободном воздухе характеризуются интенсивными изометричными положительными аномалиями в центральной части (до 170 мГал), которые оконтурены отрицательными значениями поля амплитудой до -60 мГал. Большие амплитуды аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе могут свидетельствовать о магматическом проявлении в данной области. В западной части Африканско-Антарктической котловины располагаются поднятие Мод и хребет Астрид, которые характеризуются повышенными значениями поля до 80 мГал. Китовый хребет, подводные горы Дискавери, поднятие Метеор представляют собой цепь интенсивных положительных аномалий (до 180 мГал), оконтуренных интенсивно отрицательными аномалиями, амплитуда которых варьирует от -30 до -80 мГал. Поднятия Северо-Восточная Георгия и Айлос Оркадас, расположенные в западной части от Срединно-Атлантического хребта, проявляются положительными аномалиями интенсивностью до 70 мГал, и разделены друг от друга отрицательной аномалией до -15 мГал, приуроченной к котловине Георгия.

Срединно-океанические хребты представлены линейно-вытянутыми аномалиями разной интенсивности, в центральной части осложнены отрицательной аномалией до -60 мГал. Аномалия над САХ распространяется в северо-западном и северном направлении, амплитуда которой варьирует от 35 до 70 мГал. ААХ и АфАХ характеризуется более интенсивными аномалиями, чем САХ, от 40 до 100 мГал, что связано с более изрезанным рельефом, обусловленным ультрамедленными значениями скоростей спрединга. ЮЗИХ обладает самой большой амплитудой аномалии по сравнению с представленными срединно-океаническими хребтами, которая достигает до 150 мГал. Срединно-океанические хребты изрезаны разломными зонами, которые проявляются в поле силы тяжести в свободном воздухе ярко выраженными отрицательными аномалиями (-110 мГал).

По результатам анализа аномального гравитационного поля в свободном воздухе составлена схема районирования Африкано-Антарктического сектора Южного океана (рисунок 5.2, б).

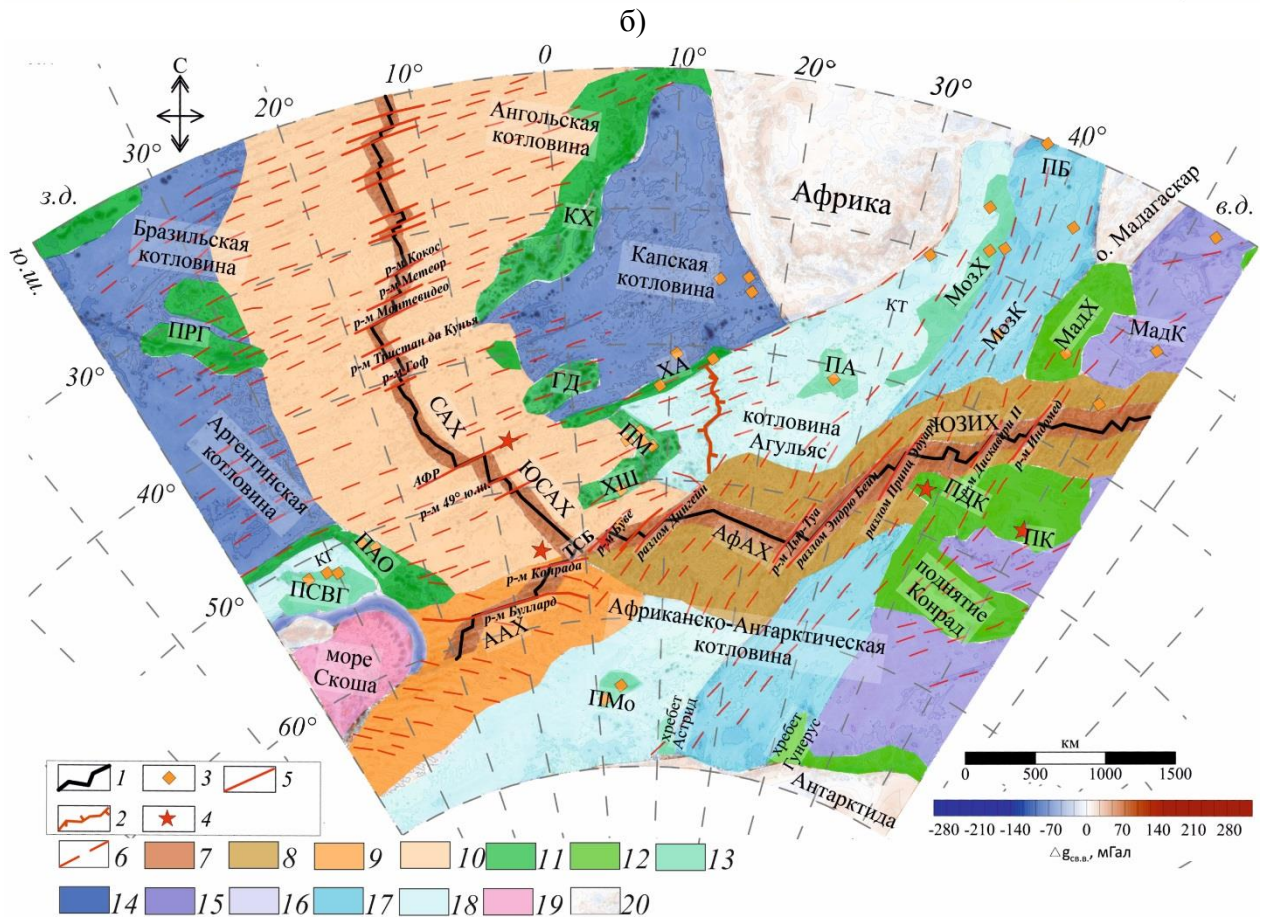
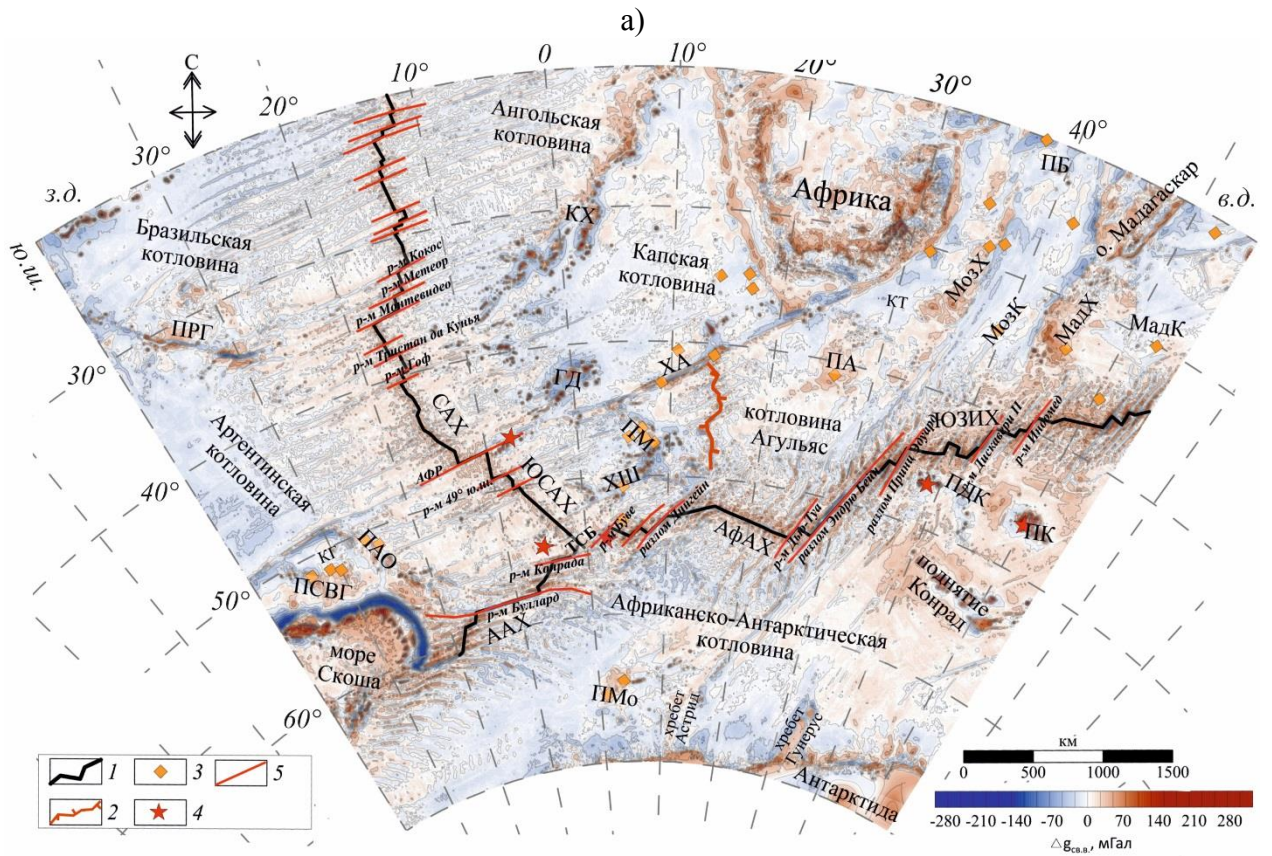


Рисунок 5.2. Аномальное гравитационное поле в свободном воздухе (а), по данным [Sandwell et al., 2014] и схема его районирования (б) Африкано-Антарктического сектора Южного океана. Условные обозначения см. на рисунке 5.1. Цветом обозначены области,

выделенные по анализу гравитационного поля в свободном воздухе: *б* – псевдоразломы; 7- 10 – связанные с осью срединно-океанических хребтов и их флангам; 11- 13 – подводных поднятий; 14-18 – связанные с глубоководными котловинами; 19 – море Скоша; 20 – континенты. Диапазон изменения амплитуды аномалий: 7 – (-110 ÷ +160); 8 – (-50 ÷ +50); 9 – (-40 ÷ +60); 10 – (-30 ÷ +50); 11 – (-90 ÷ +150); 12 – (-40 ÷ +200); 13 – (-10 ÷ +80); 14 – (-35 ÷ +15); 15 – (-25 ÷ +25); 16 – желоб (до -290); 17 – (-35 ÷ +15); 18 – (-30 ÷ +30)

Исследуемый регион в поле аномалий силы тяжести в редукции Буге представлен преимущественно положительными значениями поля разной интенсивности в областях океанической, утолщенной океанической коры и переходной зоне (рисунок 5.3, а).

Океанические котловины характеризуются ярко выраженными повышенными значениями аномалий от 460 до 650 мГал. Капская котловина имеет вытянутую в северном направлении грушевидную форму аномалии размером ~1500 км, Амплитуды аномалий над котловиной варьируют от 500 до 580 мГал. Котловина Агульяс разделяется на северную и южную части аномальной зоной пониженных значений, интенсивность которых достигает от 450 до 490 мГал. Возможно, эта аномалия связана со следом горячей точки. Южная часть котловины Агульяс характеризуется амплитудой аномалий от 520 до 610 мГал и осложнена следами трансформных разломов, амплитуда которых достигает 630 мГал. Северная часть котловины имеет меньшую интенсивность аномалий до 580 мГал. Амплитуда аномалий в Мозамбикской котловине изменяется с севера на юг. Самые высокоинтенсивные значения приходятся на южную часть котловины (до 600 мГал), в которой также прослеживаются следы разломов (до 650 мГал). Мадагаскарская котловина, занимающая северо-восточную часть исследуемого региона, обладает амплитудой аномалий от 490 до 590 мГал. Африканско-Антарктическую котловину можно поделить на западную и восточную область по линейно-вытянутым в северо-восточном направлении аномалиям, интенсивность которых не превышает 550 мГал. Амплитуда аномалий западной части котловины повышается в северном направлении и достигает 660 мГал. Восточная область отличается спокойным полем, характерным для котловин, интенсивность аномалий варьирует от 500 мГал до 600 мГал. Аномалия поля силы тяжести в редукции Буге над котловиной Георгия вытянута в субширотном направлении ее амплитуда изменяется от 500 мГал до 570 мГал.

Срединно-океанические хребты характеризуются линейно-вытянутыми аномалиями пониженных значений по сравнению с прилегающими котловинами, их амплитуда меняется в пределах от 170 до 360 мГал. ААХ в поле силы тяжести в редукции Буге практически не проявлен. Только небольшая его часть прослеживается в районе тройного соединения Буве аномалиями амплитудой от 190 до 280 мГал. АфАХ характеризуется тонкой линейно-вытянутой

аномалией субширотного простирания и амплитудой до 340 мГал. САХ можно разделить на северную и южную части от разлома Тристан-да-Кунья. В северной области он прослеживается узкой полосой с амплитудой аномалий до 360 мГал. В южной части область аномалий расширяется и в районе разлома Гоф ширина аномалии составляет около ~450 км, а в районе тройного соединения Буве – до 600 км. Амплитуда аномалий в районе тройного соединения уменьшается до 140 мГал, что, по всей видимости, связано с близким расположением горячих точек. ЮЗИХ проявлен обширной аномалией пониженных значений вероятно за счет того, что к срединговому хребту примыкают поднятие Дель Кано с юга и возможный след горячей точки с севера.

Поднятия Африкано-Антарктического сектора Южного океана также характеризуются пониженными значениями поля (от 130 до 450 мГал). Плато Агульяс проявлено вытянутой в северном направлении аномалией и амплитудой от 270 до 410 мГал. Мозамбикский хребет, имеющий блоковое строение, проявлен аномалиями интенсивностью от 240 до 350 мГал на севере и от 140 до 370 мГал на юге. Это свидетельствует о том, что северная часть хребта сложена утоненной континентальной корой. Мадагаскарский хребет тоже состоит из двух блоков, северного и южного. Северный блок примыкает к острову Мадагаскар и обладает амплитудой от 130 до 230 мГал. А южный блок имеет интенсивность до 95 мГал, что может свидетельствовать о воздействии горячей точки на формирование хребта. К югу от Мадагаскарского хребта в направлении к ЮЗИХ прослеживается область пониженных значений, амплитуда аномалия не превышает 300 мГал. Поднятие Мод имеет изометричную форму и схожую характеристику с плато Агульяс, а именно интенсивность аномалий изменяется от 270 до 410 мГал. Аномалии поля силы тяжести в редукции Буге поднятия Северо-Восточная Георгия разделяются на западную и менее интенсивную восточную. Амплитуда западной части, имеющей северо-западное направление, изменяется от 270 до 310 мГал, а восточная, изометричной формы не превышает 400 мГал. Поднятие Дель Кано характеризуется вытянутой в юго-восточном направлении аномалией, упирающейся в ЮЗИХ, амплитуда аномалий в области горячей точки падает до 100 мГал. Поднятиям Метеор, хребту Шона, горам Дисквери и Китовому хребту соответствует цепочка интенсивно пониженных аномалий, амплитуда которых уменьшается до 70 мГал. Данная характеристика может свидетельствовать об их магматической природе и зоне активного вулканизма.

По выделенным характеристикам аномалий гравитационного поля в редукции Буге Африкано-Антарктического сектора Южного океана построена схема структурного районирования, которая представлена на рисунке 5.3, б.

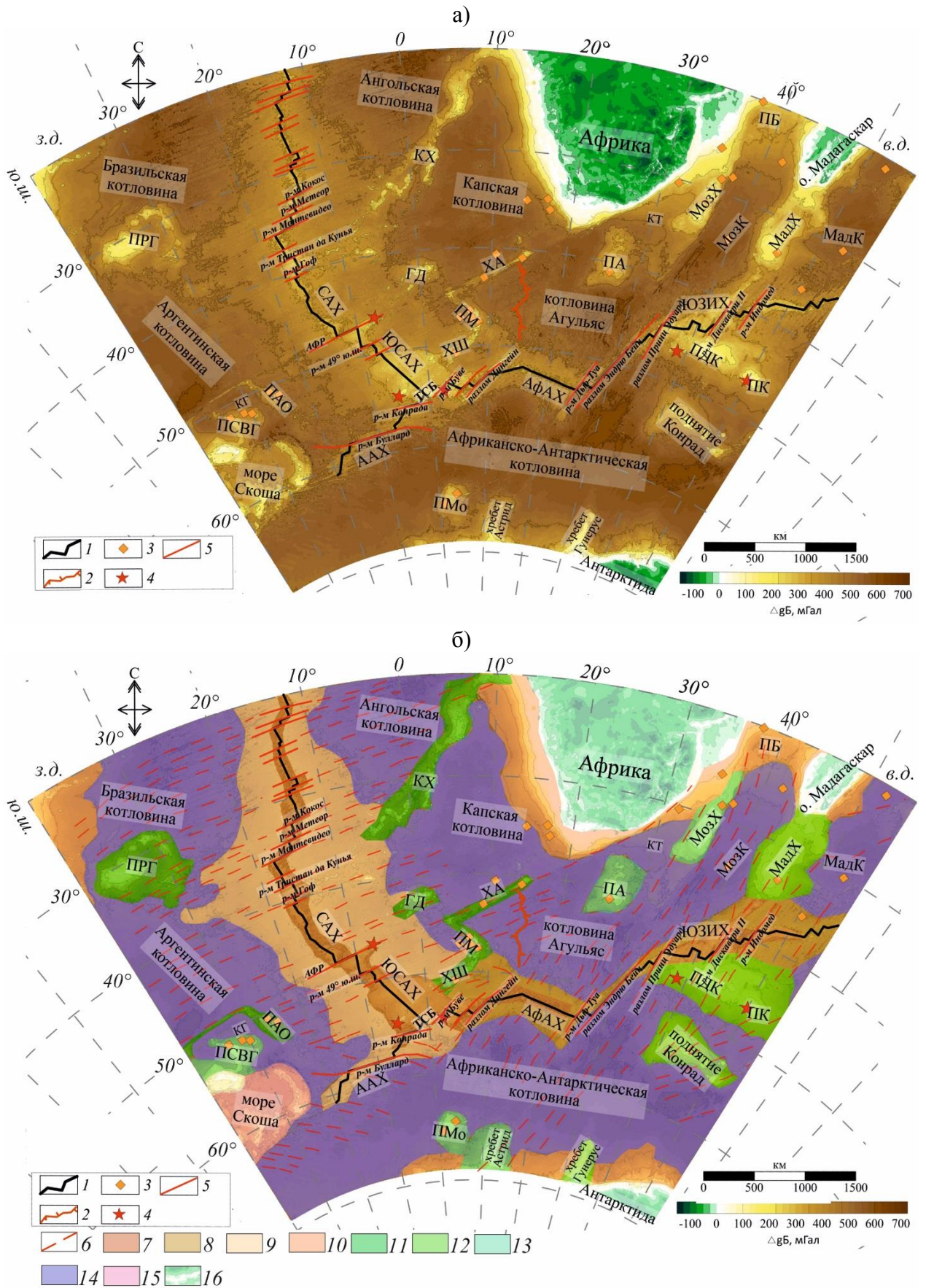


Рисунок 5.3. Аномального гравитационного поле редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2.67 г/см^3 (а) и схема его районирования (б) Африкано-Антарктического сектора Южного океана, по данным. Условные обозначения см. на рисунке 5.1. Цветом обозначены области,

выделенные по анализу гравитационного поля в редукции Буге: 6 – псевдоразломы; 7- 9 – связанные с осью срединно-океанических хребтов и их флангам; 10 – переходные зоны континент-океан; 11-13 – подводных поднятий; 14 – глубоководные котловины; 15 – море Скоша; 16 – континенты. Диапазон изменения амплитуды аномалий, мГал: 7 – (230 ÷ 380); 8 – (380 ÷ 460); 9 – (380 ÷ 480); 10 – (10 ÷ 480); 11 – (140 ÷ 470); 12 – (120 ÷ 450); 13 – (200 ÷ 420); 14 – (490 ÷ 620)

Аномальное магнитное поле ΔT_a представлено преимущественно линейными знакопеременными локальными аномалиями разной интенсивности и простирания. На карте аномального магнитного поля хорошо выделяются различные типы разломов, в том числе трансформные разломы и их пассивные следы, а также другие линеаменты. Эти линеаменты разделяют область исследования на участки с различным простиранием, нарушением последовательности, амплитудой и густотой линейных аномалий (рисунок 5.4, а). Границы областей проводятся по линиям изменения этих параметров поля, проходящим, как правило, в направлении, ортогональном преимущественному простиранию линейных аномалий, и следуя линиям разрыва непрерывности линейных локальных аномалий. Вдоль этих границ прослеживаются локальные знакопеременные аномалии того же простирания, что и границы. Границы изменения простираний серий магнитных аномалий, как правило, разделяют участки коры и литосферы, сформированные на разных спрединговых хребтах. Они являются следами палеограниц плит, или шовных зон литосферы, сформированных в результате перескоков осей спрединга, эволюции тройных соединений и других кинематических перестроек [Дубинин и др., 1999]. Эти границы не всегда отражаются в рельефе дна.

Аномалии магнитного поля над срединно-океаническими хребтами однотипны по характеру и ориентированы по простиранию хребта, нарушаются только в областях трансформных разломов.

Северная часть САХ до разлома Монтевидео в аномальном магнитном поле характеризуется линейно-вытянутыми в северном направлении локальными знакопеременными аномалиями. Сегмент от трансформного разлома Монтевидео до тройного соединения Буве (горячей точки Буве) представлен такими же линейно-вытянутыми знакопеременными аномалиями северо-западного направления. Амплитуда аномалий оси САХ в южной части интенсивней, чем в северной, и варьирует от -300 до +300 нТл.

АфАХ по направлению и интенсивности аномального магнитного поля можно разделить на три части: восточную – от разлома Буве до разлома Дингейн, центральную – от разлома Дингейн до разлома Андрию-Бейн, и западную – от разлома Андрию-Бейн до разлома Принц Эдуард. Восточная и западная части хребта осложнены в магнитном поле большим количеством

разломов, из-за которых едва прослеживается ось хребта. Центральная часть характеризуется линейно-вытянутыми аномалиями субширотного простирания, амплитуда которых изменяется от -150 до +250 нТл в осевой части хребта. От разлома Принц Эдуард и до видимой части карты в северо-восточном направлении пролегает ЮЗИХ, интенсивность аномалий магнитного поля которого совпадает с АфАХ.

Область ААХ характеризуется относительно спокойным аномальным магнитным полем, простирание линейных аномалий раздроблено, но прослеживается преимущественно юго-западное направление. В области тройного соединения Буве интенсивность аномалий повышается из-за близкого расположения горячих точек.

Аномальное магнитное поле в области Китового хребта, подводных гор Дискавери, поднятия Метеор и хребта Шона характеризуется интенсивными знакопеременными линейно-вытянутыми аномалиями (-250 ÷ +250 нТл) север-северо-западного направления, которые смещаются в зонах трансформных разломов.

Сложный характер магнитного поля имеет Африканско-Антарктическая котловина. В западной части котловины, в районе поднятия Мод и хребта Астрид, аномалии магнитного поля имеют интенсивные знакопеременные значения хаотичного направления, от -400 до +400 нТл. Восточная часть Африканско-Антарктической котловины характеризуется разнонаправленными аномалиями средней интенсивности.

Котловина Агульяс в магнитном поле делится на северную и южную части. Амплитуда линейных аномалий северной части выше и изменяется от -270 до +270 нТл, а сами аномалии простираются в северо-западном направлении. Эта область котловины относится к центру спрединга отмершего хребта Агульяс. Южная часть котловины Агульяс проявляется пониженными значениями поля, интенсивность которых варьирует от -150 до +150 нТл. Направление аномалий в этой части изменяется на субширотное.

Капская котловина характеризуется спокойным полем с линейно-вытянутыми аномалиями северо-западного направления. Амплитуда аномалий в котловине составляет от -50 до +50 нТл, плавно увеличиваясь к Китовому хребту и хребту Агульяс.

Аномальное магнитное поле в области поднятий Дель Кано, Конрад и плато Крозе имеет мозаичную структуру. Линейные аномалии этой области резко меняют свое простирание с северо-западного на субширотное. Амплитуда аномалий изменяется от -350 до +350 нТл.

Плато Агульяс и Мозамбикский хребет проявляются интенсивными знакопеременными аномалиями. В области плато Агульяс характер изменения простирания аномалий «веерный» субширотного простирания. Интенсивность аномалий изменяется с севера на юг от 450 до +150

нТл. Направление аномалий в южной области Мозамбикского хребта хаотичное, амплитуда которых увеличивается и меняется от -170 до +400 нТл. В северной части хребта наблюдается линейно-вытянутое распределение аномалий субширотного направления, размах которых составляет от -200 до +250 нТл.

Мадагаскарский хребет в аномальном магнитном поле характеризуется линейно-вытянутыми знакопеременными аномалиями субширотного простирания. Амплитуда аномалий также, как и у плато Агульяс, уменьшается в южном направлении с +350 до +150 нТл.

Область котловины Георгия, поднятий Северо-Восточная Георгия и Айлос Оркадас характеризуется преимущественно положительными значениями аномалий магнитного поля (до +370 нТл). В юго-западной части от поднятия Айлос Оркадас наблюдается изометричная высокоинтенсивная отрицательная аномалия, амплитудой до -400 нТл, которая может быть связана с действием горячей точки Шона.

По результатам анализа и приведенного описания составлена схема районирования Африкано-Антарктического сектора Южного океана по аномальному магнитному полю (рисунок 5.4, б)

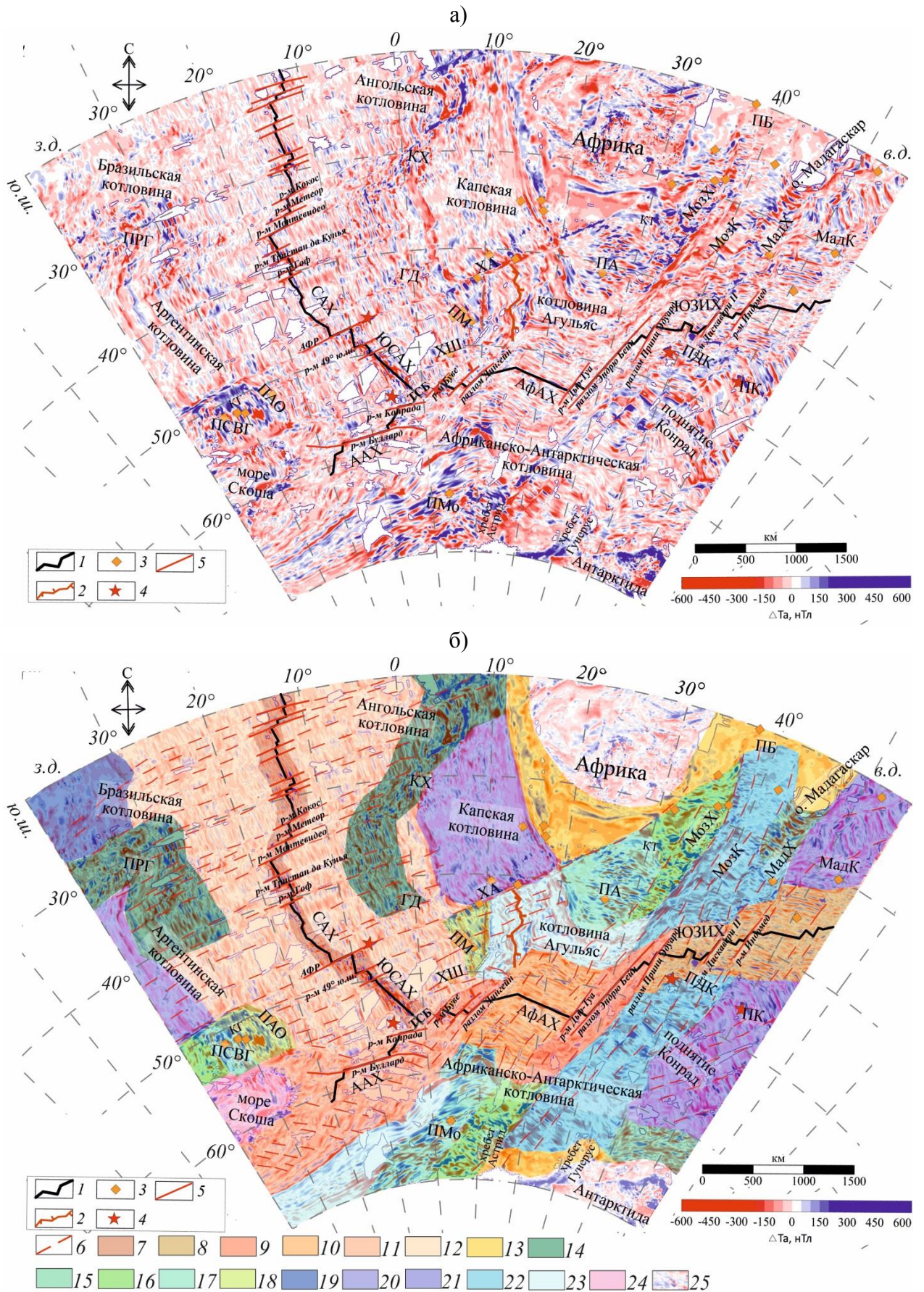


Рисунок 5.4. Аномальное магнитное поле ΔT_a (а) и схема его районирования (б) Африкано-Антарктического сектора Южного океана, по данным [Meyer et al., 2017]. Условные обозначения см. на рисунке 5.1. Цветом обозначены области, выделенные по анализу

магнитного поля: 6 – псевдоразломы; 7-12 – связанные с осью срединно-океанических хребтов и их флангам; 13 – переходные зоны континент-океан; 14-18 – подводных поднятий; 19- 23 – глубоководные котловины; 24 – море Скоша; 25 – континенты

Таким образом, по результатам анализа потенциальных полей можно сделать вывод, что

- океаническая кора в гравитационном поле в свободном воздухе характеризуется средними значениями аномалий обоих знаков ($-25 \div +30$ мГал), а в редукции Буге более 500 мГал. В магнитном поле обладает знакопеременными линейно-вытянутыми аномалиями разной интенсивности и направления, как правило, совпадающими с осью современных и палеосрединговых хребтов;
- высокоамплитудные аномалии магнитного и гравитационного поля в свободном воздухе приурочены к областям с высоким магматизмом и как следствие к областям с утолщенным океаническим типом коры. В поле силы тяжести в редукции Буге эти области, наоборот, имеют менее интенсивные аномалии (от 10 до 130 мГал);
- 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. Такой небольшой разброс значений затрудняет быстрое определение строения морфоструктуры, поэтому необходимо обращаться к дополнительным источникам геолого-геофизической информации и расчетам компонент потенциальных полей.

На основании обобщения результатов анализа аномальных гравитационных и магнитного полей и плотностного моделирования основных тектонических элементов Африкано-Антарктического сектора Южного океана составлена таблица 5.

Таблица 5. Геолого-геофизические параметры и типы коры структур Африкано-Антарктического сектора Южного океана

Название структуры/параметры	СОХ			Палеохребет	Подводные горы	Плато	Асейсмические хребты			
	АфАХ (ЮЗИХ)	ААХ	САХ	Агульяс	Дискавери	Агульяс	Мозамбикский	Мадагаскарский	Шона	Китовый
Тип коры	океанический				утолщенный океанический	смешанный		утолщенный океанический		
Возраст, млн лет	0-35			85	50-75	90-115	100-125	60-105	30-60	50-90
Мощность осадков, м	20-200			100-500	100-350	400-1000	1000-1200	400-700	400-900	90-400
Мощность земной коры, км	10-15			14-17	17-28	16-24	18-28	18-30	18-25	16-23
$\Delta g_{св.в.}$, мГал	от -90 до 100	от -50 до 50		до 65	от -80 до 200	до 55	от 10 до 90		от -70 до 150	от -60 до 130
$\Delta g_{б.}$, мГал	180-230	250-280		170-230	120-230	190-230	150-230	120-230	180-230	170-230
Распределение аномалий магнитного поля	Линейные аномалии, субмеридианального и запад-северо-западного направления	Знакопеременные аномалии хаотичного направления		Линейные аномалии, северо-западного направления		Линейные аномалии субширотного направления			Линейные аномалии, направленные с севера на юг	

	Подводные поднятия						Глубоководные котловины			
	Мод	Дель-Кано	Конрад	Метеор	Айлос Оркадас	Северо-Восточная Георгия	Африканско-Антарктическая	Мозамбикская	Агульяс	Капская
Тип коры	утолщенный океанический					смешанный	океанический			
Возраст, млн лет	100-120	45-65	80-100	50-70		90-115	70-120			
Мощность осадков, м	750-1000	350-1000	450-850	150-450		200-750	100-2800	200-1500	100-600	90-800
Мощность земной коры, км	17-28			15-20		16-20	7-15			
$\Delta g_{св.в.}$, мГал	от 20 до 45	от -45 до 70		от 10 до 105	от 10 до 90	от 5 до 100	от -50 до 40	от -25 до 20	от -15 до 20	от -15 до 10
$\Delta g_{б.}$, мГал	180-230	115-230	180-230	130-430	180-460	170-450	310-400	310-360		310-350
Распределение аномалий магнитного поля	Знакопеременные аномалии хаотичного направления			Линейные аномалии, хаотичного направления	Линейные знакопеременные аномалии, преимущественно положительного знака		Линейные аномалии, хаотического направления	Линейные аномалии, восток-северо-восточном направлении	Линейные аномалии, северо-западного и субмеридианального направления	Линейные аномалии, северо-западного направления

Примечание. Приведены экстремальные значения (минимум—максимум); в скобках – среднее значение. $\Delta g_{св.в.}$ – аномального гравитационного поле в свободном воздухе, $\Delta g_{б.}$ – аномального гравитационного поле в редукции Буге

Анализ полей трансформант аномалий силы тяжести в редукции Буге показал, что компоненты поля — низко-, средне- и высокочастотная — имеют унаследованный характер: аномальные особенности, выделенные по средне- и высокочастотной компонентам, укладываются в границы областей и зон, выделенных по низкочастотной компоненте гравитационного поля, и высвечивают все более детальную картину поля аномалий силы тяжести по мере перехода от низкочастотной компоненты к высокочастотной.

Низкочастотные компоненты хорошо согласуются с региональным рельефом дна океана. Аномалии с относительно пониженными значениями поля компоненты приходятся на области с глубинами меньше 3 км, ним относятся поднятия и срединно-океанические хребты. Аномалии с повышенными интенсивными значениями низкочастотной компоненты приурочены к областям котловин с глубинами больше 5 км.

В поле низкочастотной компоненты прослеживаются два региональных направления (линеаменты) – северо-западное и северо-восточное, которые контролируют границы крупных аномальных областей поля, связанные с основными структурными элементами рассматриваемого региона. Природа этих направлений низкочастотной компоненты заложена в глубинных слоях мантии. Эти линеаменты представлены градиентной зоной, которая проходит между котловинами, СОХ и по разломам Принц Эдуард и Эндрю-Бейн. Северо-западное направление выражено интенсивной градиентной зоной по западную и восточную стороны фланговых зон САХ. Оно отделяет Ангольскую, Капскую, Бразильскую, Аргентинскую котловины и котловину Агульяс от срединного хребта на севере, а также Африканско-Антарктическую котловину от поднятия Конрад на юге.

Северо-восточное направление приурочено к зонам трансформных разломов, по которым проходит крупное смещение на расстояние ~800 км. Это направление проходит по восточной стороне Мадагаскарского хребта, южной стороне АфАХ и ААХ, разделяя котловины и поднятия региона. Проведенные линеаменты разделяют поле на пять областей (рисунок 5.5).

Первая область (I) располагается в северной части исследуемого региона и включает в себя такие структуры как котловины (Агульяс, Капская, Мозамбикская и Ангольская), Китовый хребет, плато Агульяс, хребет Агульяс и Мозамбикский хребет. Данная область характеризуется повышенными значениями поля компоненты, в которой выделяются подобласти с максимальными значениями, приуроченные к центрам котловин глубинной более 5 км.

Вторая область (II) также обладает повышенными значениями поля и располагается в южной части региона, которая приурочена к Африканско-Антарктической котловине, поднятию Мод и хребту Астрид.

В восточной части территории выделяется третья область (III), в которой располагаются Мадагаскарский хребет, поднятия Дель Кано и Конрад, плато Корзе и ЮЗИХ, а также Мадагаскарская котловина. Поднятия в этой области характеризуются пониженными значениями, центр которых условно интенсивно отрицательный. Мадагаскарская котловина проявляется повышенными аномалиями.

Четвертая область (IV) располагается в центральной части исследуемой территории, характеризуется пониженными значениями аномалий низкочастотной компоненты и приурочена к САХ и хребту Шона. В южной части этой области, на юге САХ, выделяются интенсивные пониженные значения поля.

В западной части региона выделяется пятая область, которая преимущественно обладает повышенными значениями поля (Бразильская и Ангольская котловины), осложненная изометричными пониженными значениями, которые приурочены к поднятию Риу-Гранди и области моря Скоша.

Среднечастотная компонента гравитационного поля хорошо согласуется с низкочастотной компонентой, детализируя ее в пределах границ областей. В первой области поле среднечастотной компоненты делится на две подобласти повышенных значений поля (самые крупные Ia, Ib) и четыре более мелкие области с пониженными значениями аномалий (Iв-е). Как и в низкочастотной компоненте повышенные значения приурочены к котловинам, соединяя в единую подобласть Капскую, Агульяс и Мозамбикскую котловины (Ia). Подобласти с пониженными значениями приурочены к Китовому хребту (Iв), хребту Агульяс (Iг), плато Агульяс (Iд) и Мозамбикскому хребту (Iе). В среднечастотной компоненте Китовый хребет выделяется линейно-вытянутой аномалией и разделяется на блоки пониженных значений поля, минимальные значения которых приходятся на северную часть хребта. Мозамбикский хребет также простирается в южном направлении линейно-вытянутой аномалией пониженных значений, которые в южной части хребта достигают максимальных пониженных значений.

Вторая область разделяется на две подобласти повышенных значений в Африканско-Антарктической котловине (IIа – западная, IIб – восточная) и две пониженных – поднятие Мод (IIв) и хребет Астрид (IIг). Подобласть IIа располагается в западной части Африканско-Антарктической котловины и имеет три максимума. В этой же части котловины располагается подобласть IIв изометричной формы и IIг линейно-вытянутая в северном направлении. Подобласть IIб занимает восточную часть Африканско-Антарктической котловины с максимумами на севере, вблизи поднятия Конрад, и на востоке.

Третья область разделяется на четыре подобласти: две повышенных значений (IIIа, IIIб) и две пониженных (IIIв, IIIг). Подобласть IIIв и IIIг разделены полосой субширотного простираения

относительно повышенных значений гравитационного поля. Данные подобласти приурочены к ЮЗИХ, поднятию Дель Кано, Мадагаскарскому хребту (Шв) и поднятию Конрад (Шг). В поле среднечастотной компоненты эти минимумы примыкают к осевой спрединговой зоне ЮЗИХ.

Четвертая область, приуроченная к спрединговому хребту САХ, в поле среднечастотной компоненты незначительно изменяется, принимая более извилистую форму. Вдоль северо-западной линеаменты находится несколько достаточно интенсивных минимумов среднечастотной компоненты, связанных с поднятием Метеор, хребтом Шона и подводными горами Дискавери.

Пятая область разделяется на четыре подобласти: две подобласти повышенных значений, приуроченные к Бразильской (Va), Аргентинской и Георгия котловинам (Vб), и две с пониженными значениями поля, приуроченные к поднятию Риу-Гранди (Vв), поднятиям Северо-Восточная Георгия, Айлос Оркадас, остров Южная Георгия и морю Скоша (Vг). В подобласти Vг наблюдается два отдельных минимума, первый – изометричной формы приурочен к острову Южная Георгия, вторая – вытянутый в субшаротном направлении в море Скоша.

Сопоставив результаты районирования поля среднечастотной компоненты с данными возраста океанического дна, получили связь между выделенными структурными элементами компоненты и возрастом дна, а также строения литосферы в целом. В этой компоненте выделяются области с более древней и мощной литосферой (Мозамбикская котловина), области градиентного изменения мощности литосферы в зависимости от возраста в спрединговых областях, а также области с аномальной мощностью (Мадагаскарский хребет, поднятия Дель Кано и Конрад, Китовый хребет, горы Дискавери, поднятия Метеор и Айлос Оркадас), которые связаны с активностью горячих точек.

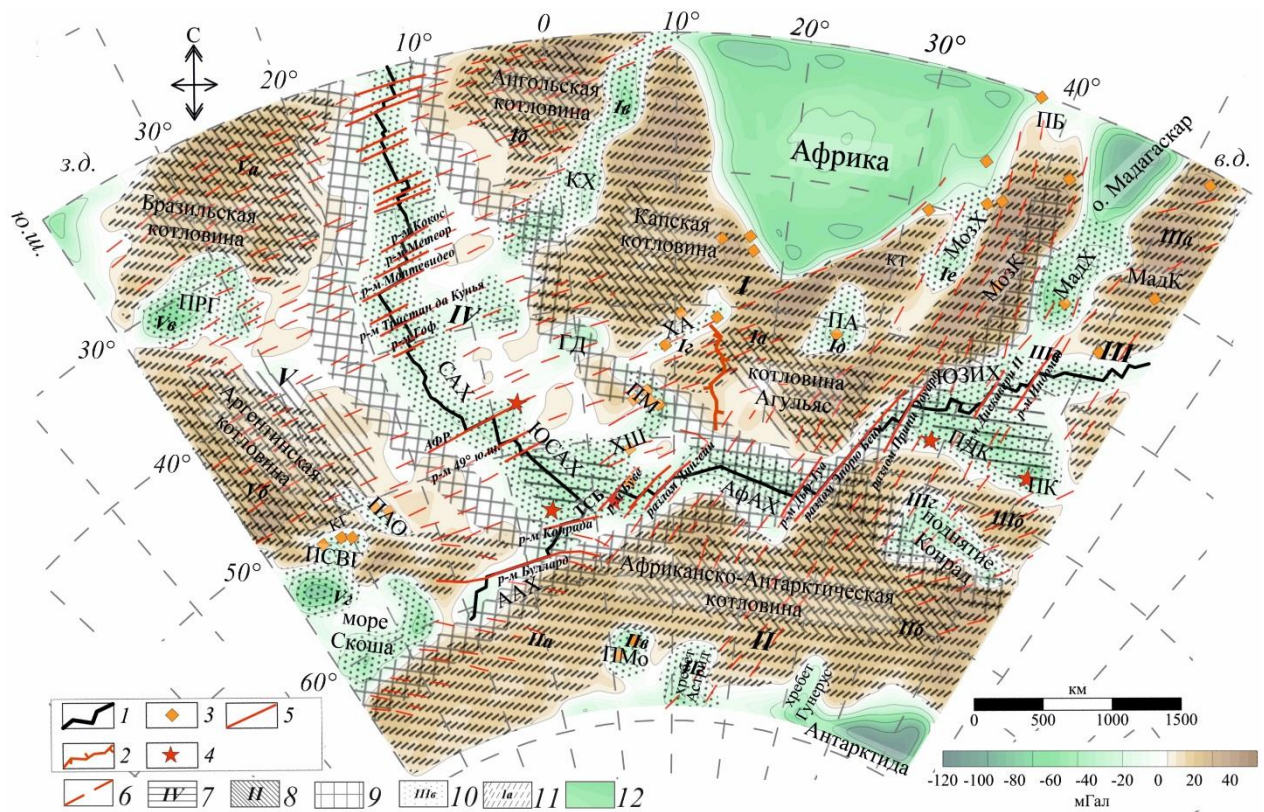


Рисунок 5.5. Среднечастотная компонента гравитационного поля в редукции Буге с наложением элементов структурной схемы. Условные обозначения см. на рисунке 5.1.

6 – псевдоразломы; 7-8 – области, выделенные по низкочастотной компоненте гравитационного поля; 9 – линеаменты низкочастотной компоненты аномального гравитационного и магнитного полей, представленные интенсивными аномальными областями; 10-11 – области, выделенные по среднечастотной компоненте гравитационного поля; 12 – область континентов

Высокочастотная компонента дает более четкое представление о типе и характере коры, поскольку в ней выделяются локальные особенности среднечастотной компоненты, которые дают новые характеристики строения океанической коры.

Приосевые области представлены локальными отрицательными аномалиями, наиболее интенсивные в осевой зоне, а также цепочками локальных положительных и отрицательных аномалий на приосевых флангах, связанных с трансформными разломными зонами.

Области над поднятиями Дель Кано, Конрад, Метеор, Китовым хребтом, хребтами Шона и Агульяс имеют интенсивные отрицательные значения высокочастотной компоненты. Мозамбикский и Мадагаскарский хребты, плато Агульяс и поднятия Айлос Оркадас, Северо-Восточная Георгия характеризуются менее интенсивными отрицательными аномалиями, но прослеживается блоковое строение.

Котловины такие как Агульяс, Африканско-Антарктическая, Ангольская, Бразильская и Аргентинская характеризуются полем малоамплитудных положительных аномалий,

осложненных линейно-вытянутыми отрицательными аномалиями приуроченные к зонам разломов. Мозамбикская и Мадагаскарская котловины обладают интенсивными положительными значениями поля, также осложненные линейными аномалиями – зонами разломов.

Разнообразие типов морфоструктур и сложный характер аномальных геофизических полей в Африкано-Антарктическом секторе Южного океана характеризуют историю развития литосферы этого региона. Таким образом, на основе структурного анализа аномальных полей построена обобщенная схема районирования, на которой выделены области (литосферные блок), с корой, сформированной на разных спрединговых хребтах, отличающиеся строением тектоносферы и историей развития (рисунок 5.6). Границами между блоками, как правило, служат подводные поднятия или палеограницы плит.

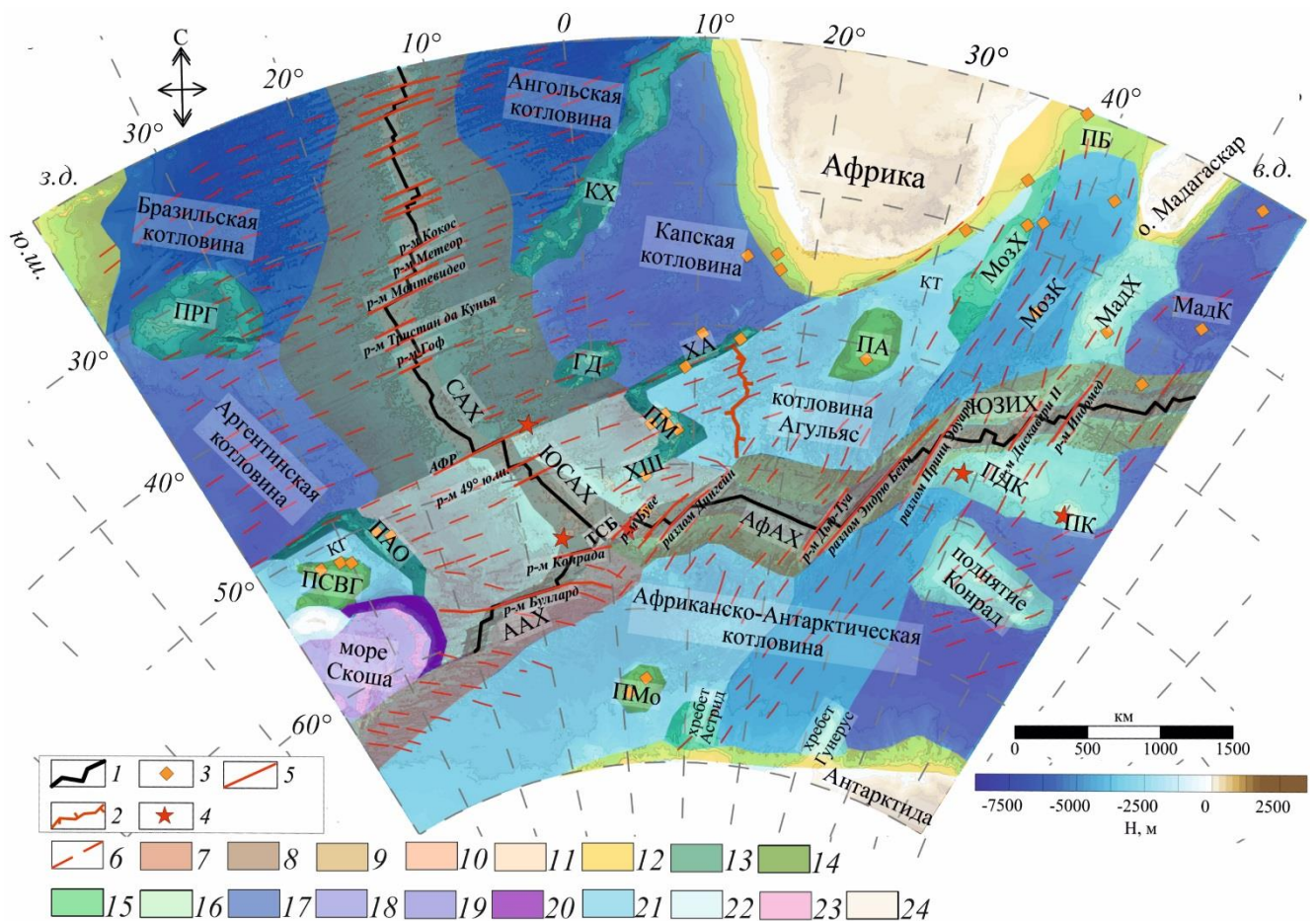


Рисунок 5.6. Структурная схема по анализу аномальных гравитационных и магнитного полей Африкано-Антарктического сектора Южного океана (наложена на рельеф океанического дна): Условные обозначения см. на рисунке 5.1. 6 – псевдоразломы; 7-11 – области с океанической корой, образованные в результате спрединга; 12 – области переходной зоны от континентальной литосферы к океанической; 13-16 – области океанической литосферы с аномальной корой; 17-22 – области с древней мощной океанической корой; 23 – море Скоша; 24 – область континентов

1) Области с древней мощной океанической корой характеризуются:

- интенсивными максимумами низко- и среднечастотной компонент поля силы тяжести, амплитудой более 450 мГал, и положительными аномалиями высокочастотной компоненты;
- отрицательными значениями компонент магнитного поля и знакопеременными малоамплитудными локальными аномалиями;
- возрастом океанического дна более 60 млн лет;
- глубиной дна более 5 км.

2) Области с океанической корой, образованные в результате спрединга характеризуются:

- интенсивными региональными меняющимися аномалиями гравитационного поля (от пониженных значений на оси спрединга до повышенных на фланговых зона) и отрицательными аномалиями высокочастотной компоненты поля, нарушаемые вкrest простираения оси аномалиями, связанные с разломными зонами;
- меняющимися региональными аномалиями магнитного поля (положительные – в осевой части хребта, отрицательные – на флангах) и линейными знакопеременными аномалиями с максимальной амплитудой в приосевой области спредингового хребта;
- возраст океанического дна от 0 до 10 млн лет в осевой области и более 15 млн лет на фланговых;
- изменение глубины с 2 км в приосевой области до 4 км на фланговых.

3) Области переходной зоны от континентальной литосферы к океанической характеризуются:

- интенсивной градиентной зоной в низко и среднечастотной компоненте гравитационного поля;
- интенсивными отрицательными аномалиями в региональном магнитном поле;
- изменение глубины дна от 0 до 3 км;
- возраст океанического дна более 100 млн лет.

4) Области океанической литосферы с аномальной корой характеризуется:

- пониженными значениями поля низко- и среднечастотной компоненты и достаточно интенсивными локальными аномалиями в гравитационном поле;
- региональными положительными и локальными мозаичными обоих знаков аномалиями магнитного поля;
- глубиной дна 2-3 км;
- возрастом дна более 60 млн лет.

Глава 6. Пространственно-временной и ретроспективный анализ потенциальных полей и эволюция тектоносферы

Анализ пространственно-временной эволюции литосферы Африкано-Антарктического сектора Южного океана, связанной с распадом гондванских материков, позволяет восстановить глубинные геодинамические процессы, ответственные за формирование сложного морфоструктурного плана области соединения Атлантического и Индийского океанов. Этапы эволюции запечатлены в рельефе дна, структуре коры и литосферы, а также в аномальных геофизических полях, ретроспективный анализ которых позволяет выявить индикаторы геодинамических обстановок и геодинамических режимов. Основными индикаторами являются:

- геоморфологические – которые определяются по форме рельефа поверхности Земли. Например, для океанического спрединга такими индикаторами служат срединно-океанические хребты, абиссальные равнины и пассивные окраины.

- осадочно-формационные – индикатор индивидуальных условий разрушенных коренных пород и осадконакопления.

- геологические, в частности магматические – являются самыми надежными индикаторами, поскольку они связаны с магматическими проявлениями на границах плит и фиксируют магматическую активность горячих точек;

- геофизические индикаторы – которые сохраняются в характерных аномалиях (геомагнитных, гравиметрических, геотермических) и несут информацию о строении и эволюции литосферы в геологическом прошлом. Наиболее ярким примером являются линейные, знакопеременные магнитные аномалии [Аплонов, 2001].

В настоящей работе рассмотрены геофизические характеристики Африкано-Антарктического сектора Южного океана. В основе применения геофизических индикаторов лежат гипотезы о строении и развитии литосферы исследуемого региона, которые проверялись анализом аномальных гравитационных и магнитного полей и построением плотностных моделей. Такой процесс необходим, поскольку в современных геофизических полях отражаются аномалии, связанные эволюцией литосферы.

Ретроспективный анализ геофизических полей состоит из двух подходов. Первый подход – анализ наблюдаемых полей (например, гравитационное и магнитное), в которых присутствуют составляющие, обусловленные предшествующими этапами эволюции литосферы и которые

несут геоисторическую информацию. Второй – перспективное и ретроспективное моделирование геофизических полей на основе которого могут быть сделаны выводы о палеогеодинамике литосферы. Совокупность этих подходов делает геофизический анализ универсальным средством изучения палеогеодинамических процессов, а следственно и изучения строения коры и литосферы подводных поднятий.

В главе 2 говорилось о том, что распад гондванских материков является наиболее значительным геологическим событием, повлиявшим на южное полушарие за последние 200 млн лет. В частности, рассмотрены гипотезы образования Мозамбикского хребта, одной из которых его формирование в несколько этапов, активизация плюма Кару с последующим сопровождением вулканизма и отделением хребта от восточной окраины Африки между 138 млн лет и 126 млн лет назад.

Изменение простираия и амплитуды аномалий магнитного поля Мозамбикского хребта указывают на разное время развития коры и приуроченность ее формирования к разным срединным хребтам (рисунок 6.1). Повышение амплитуды аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе к южному окончанию хребта (с 20 мГал до 80 мГал) и разделение на отдельные блоки (почти отрицательными аномалиями), соответствует гипотезе об образовании структуры в несколько этапов. В поле силы тяжести в редукции Буге характер изменения амплитуды аномалий над Мозамбикским хребтом наоборот уменьшается и выделяются блоки изометричных аномалий пониженных значений. Такая же картина наблюдается на средне- и высокочастотных компонентах гравитационного поля.

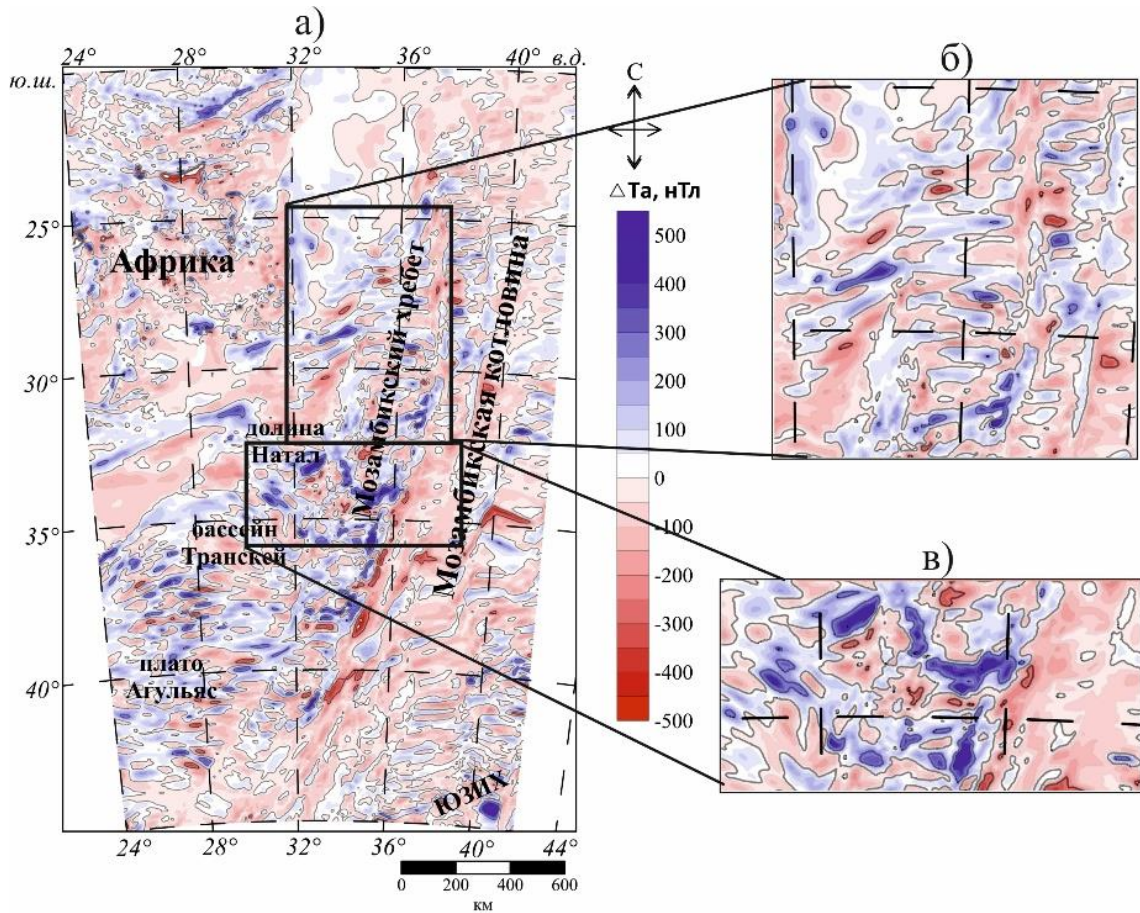


Рисунок 6.1. Аномальное магнитное поле ΔT_{nad} над Мозамбикским хребтом (а) и фрагменты с линейно-вытянутыми аномалиями (б) и высокоинтенсивными аномалиями хаотичного направления (в)

Парсиегла с соавторами [Parsieгла et al., 2008] создали новую реконструкцию плит района плато Агульяс, поднятий Северо-Восточная Георгия и Мод (рисунок 6.2). Авторы предполагают, что ~120 млн лет назад в области, где в настоящее время находится плато Агульяс, располагалось Фолклендское плато с банкой Мориса Юинга (рисунок 6.2, а). К 105 млн лет, оно переместилось на запад, освободив область для формирования плато Агульяс (рисунок 6.2, б).

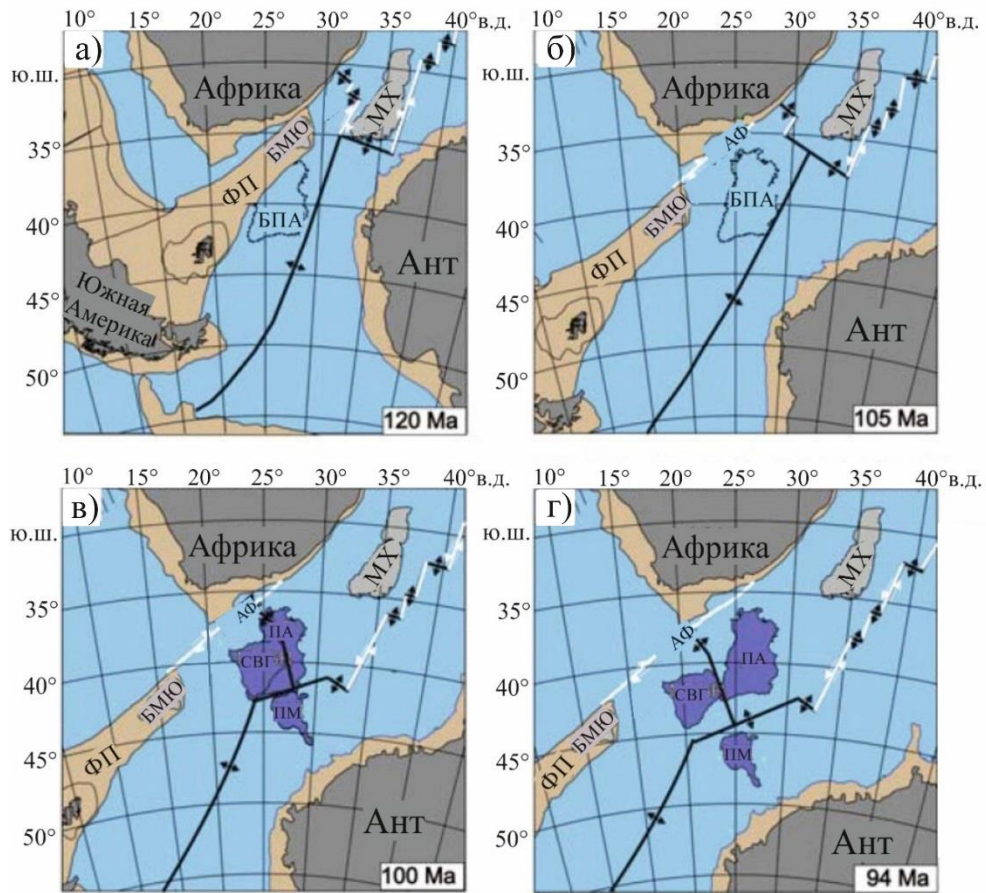


Рисунок 6.2. Тектонические реконструкции плит [Parsiegla et al., 2008] для периода 120 – 94 млн лет с использованием полюсов вращения, опубликованные [Konig, Jokat, 2006], с изменениями.

Толстые линии – предполагаемое местоположение системы палеоспреди́нга (черная – ось спрединга, белая – трансформные разломы). Ант – Антарктида, АФ – Агульяс-Фолклендская разломная зона, БМЮ – банка Мориса Юинга, БПА – область будущего плато Агульяс, МХ – Мозамбикский хребет, ПА – плато Агульяс, ПМ – поднятие Мод, СВГ – поднятие Северо-Восточная Георгия, ФП – Фолклендское плато

На северном окончании плато Агульяс в поле силы тяжести в свободном воздухе прослеживается линейно-вытянутая отрицательная аномалия к южному окончанию Африки (рисунок 6.3, а). Амплитуда этой аномалии достигает до -35 мГал, что соответствует значениям, типичным для разломных зон. В среднечастотной компоненте поля силы тяжести в редукции Буге, от южного окончания Мозамбикского хребта к югу плато Агульяс, наблюдается вытянутая аномалия с изометричным окончанием (рисунок 6.3, б). Эта же изометричная аномалия наблюдается и в поле силы тяжести в свободном воздухе, амплитуда которой достигает 50 мГал. Данная характеристика может свидетельствовать о разуплотнении мантийного вещества под действием плюмовой активности.

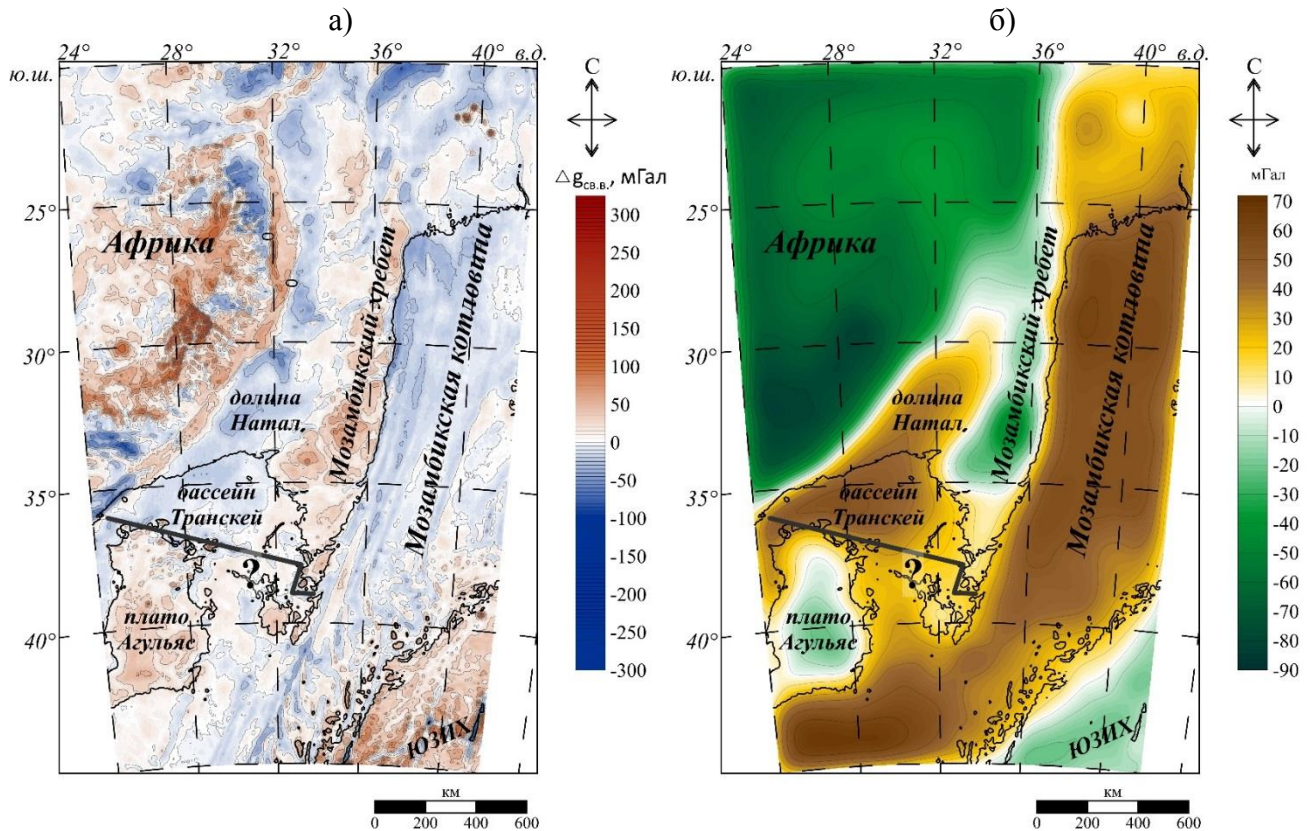


Рисунок 6.3. Аномалии поля силы тяжести в свободном воздухе (а) и среднечастотная компонента поля силы тяжести редукции Буге (б) для участка плато Агульяс, Мозамбикского хребта и прилегающих котловин. Черной линией показана предполагаемая ось палеоспрединга

К эпохе 100 млн лет тройное соединение Буве располагается на южном окончании плато Агульяс, которое перекрыто поднятиями Северо-Восточная Георгия и Мод (рисунок 6.2, в). Примерно в промежуток между 100 млн лет и 94 млн лет, начинает работать горячая точка Буве, которая располагается на северном окончании плато Агульяс. Воздействие сильного магматизма и спрединга приводит к тому, что поднятия разделяются на три разные структуры, с последующим их перемещением (рисунок 6.2, г).

В гравитационном поле эта реконструкция находит отклик в повышенных значениях над поднятием Мод и южной частью плато Агульяс. С северо-востока от поднятия Мод и юго-запада от плато Агульяс прослеживаются положительные аномалии небольших значений (до 20 мГал), которые могут соответствовать следам плюмовой активности. В среднечастотной компоненте, со стороны плато Агульяс, также фиксируется данная аномалия. В магнитном поле изменяется простираение аномалий с субширотного на северное интенсивной отрицательной аномалией (- 320 нТл).

В конце 1980-х годов Цизельски с соавторами [Ciesielski et al., 1988] построили реконструкцию образования поднятий Айлос Оркадас и Метеор на основании магнитных аномалий и гравитационного поля (рисунок 6.4). Они предположили, что эти поднятия начали

формироваться как единая структура под действием горячей точки Шона и рифтогенного раскола литосферы плиты Мальвинас ~67 млн лет назад в течении короткого времени. В результате кинематических перестроек, связанных с перескоком оси спрединга и формированием южного сегмента Срединно-Атлантического хребта ~59 млн лет назад, поднятия Айлос Оркадас и Метеор раскалываются на самостоятельные структуры.

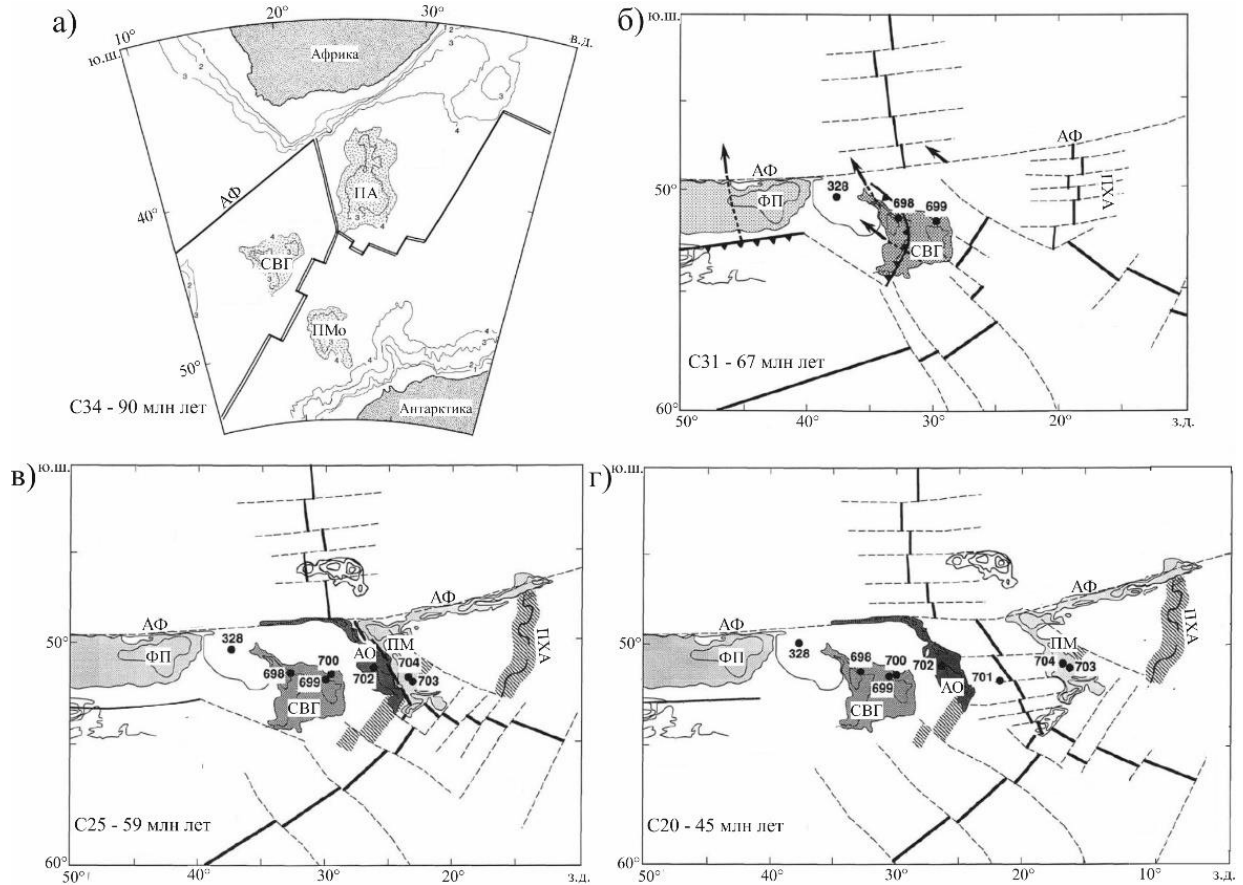


Рисунок 6.4. Палеорекострукции юго-западной Атлантики для периода 90 – 45 млн лет [Ciesielski et al., 1988], с небольшими добавлениями. Расположение центров спрединга основано на магнитных аномалиях и гравитационном поле SEASAT по [LaBrecque et al., 1987]. Точками и цифрами обозначены скважины глубоководного бурения ODP в субантарктике. АО – поднятие Айлос Оркадас, АФ – Агульяс-Фолклендская разломная зона, ПА – плато Агульяс, ПМ – поднятие Метеор, ПМо – поднятие Мод, ПХА – палеоспрединговый хребет Агульяс, СВГ – поднятие Северо-Восточная Георгия, ФП – Фолклендское плато

В потенциальных полях отмечается след палеоспредингового хребта Агульяс в одноименной котловине. В гравитационном поле он проявляется линейно-вытянутой в субмеридиональном направлении отрицательной аномалией, интенсивностью до -65 мГал. В магнитном поле характеризуется линейными знакопеременными аномалиями в северном направлении, целостность которых нарушается серией разломов. Перескок оси спрединга также в магнитном поле отображается интенсивной отрицательной аномалией (до -200 нТл) и

нарушением последовательности линейных аномалий. Заключенная между двумя спрединговыми хребтами (зараждающимся – ЮСАХ и отмирающим – Агульяс) плита Мальвинас проявляется положительными линейно-вытянутыми аномалиями, оконтуренная отрицательными значениями.

В аномальном магнитном поле ΔT_a прослеживаются следы начала формирования спрединговых систем, которые характеризуются ярко выраженными отрицательными аномалиями. Такие следы наблюдаются в северной части Мозамбикского хребта, в котловине Агульяс, между плато Агульяс и поднятием Метеор, а также на фланговых зонах ЮСАХ, вблизи поднятий Айлос Оркадас и Метеор (рисунок 6.5). Амплитуда выделяемых аномалий варьирует от -450 до -150 нТл, что может свидетельствовать о сильном магматизме.

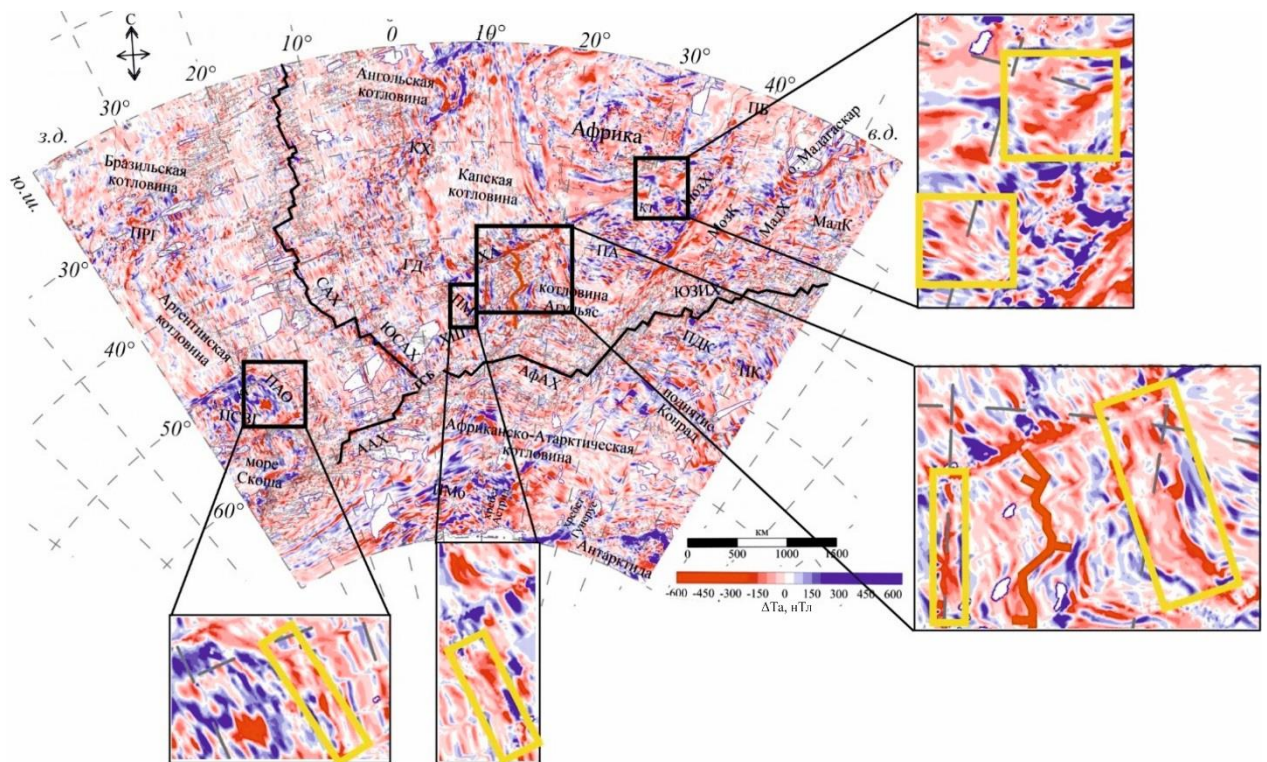


Рисунок 6.5. Аномальное магнитное поле на Антарктический сектор Южной Атлантики с фрагментами вдоль палео- и спрединговых хребтов

На основе анализируемой геолого-геофизической информации и плотностного моделирования построена реконструкция по трансатлантическому профилю, отражающая основные этапы развития антарктического сектора Южной Атлантики, которая не противоречит теоретическим представлениям (рисунок 6.6 – 6.8).

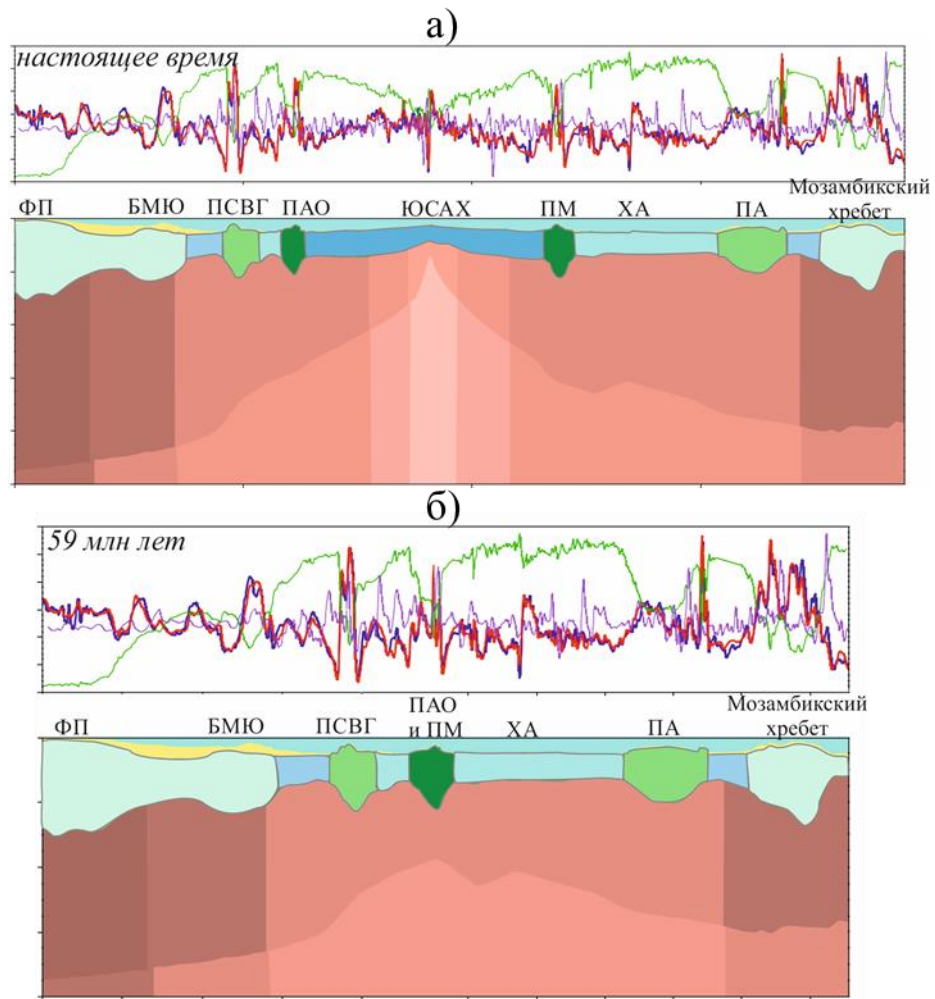


Рисунок 6.6. Реконструкция строения Африкано-Антарктического сектора Южного океана в настоящее время (а) и 59 млн лет (б). БМЮ – банка Мориса Юинга, ПА – плато Агульяс, ПАО – поднятие Айлос Оркадас, ПМ – поднятие Метеор, ПСВГ – поднятие Северо-Восточная Георгия, ХА – палеохребет Агульяс, ФП – Фолклендское плато, ЮСАХ – южная часть Срединно-Атлантического хребта

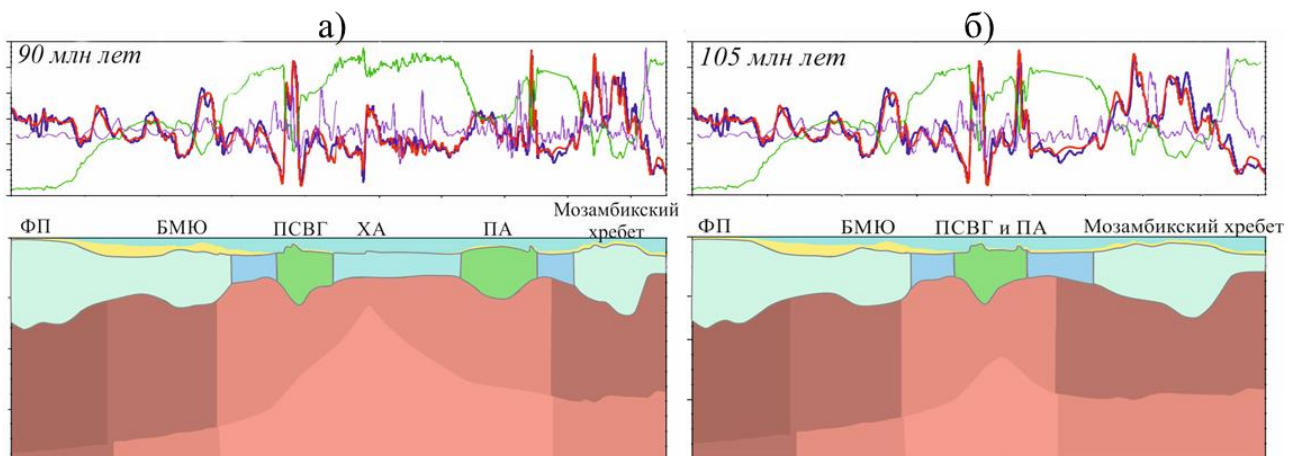


Рисунок 6.7. Реконструкция строения Африкано-Антарктического сектора Южного океана 90 млн лет (а) и 105 млн лет назад (б). Условные обозначения см. на рис. 6.6

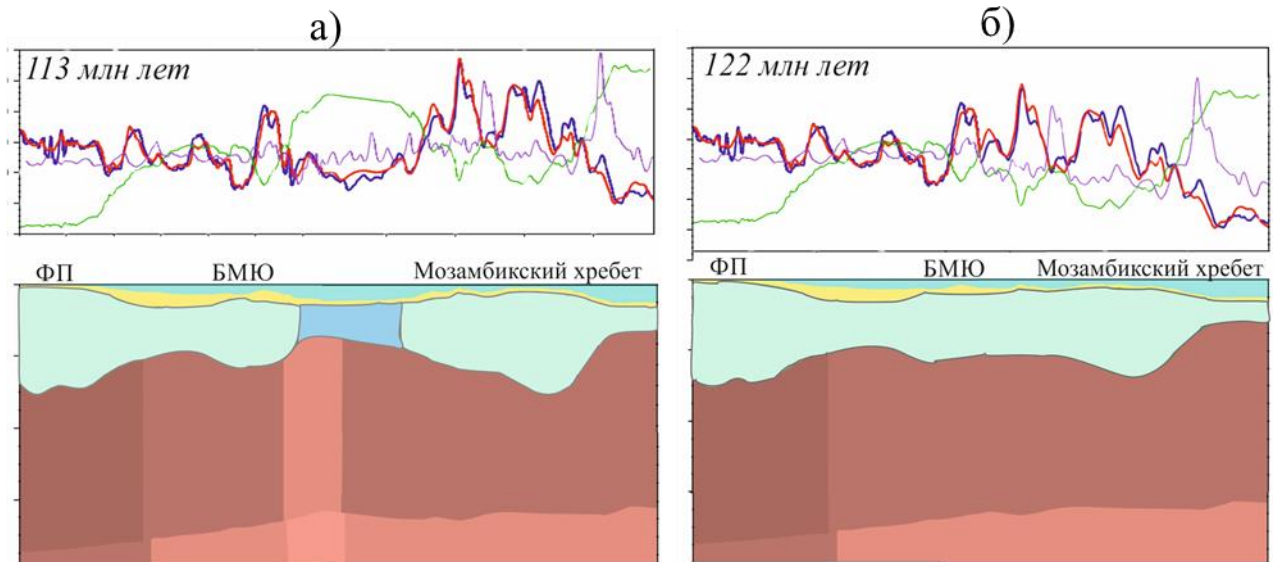


Рисунок 6.8. Реконструкция строения Африкано-Антарктического сектора Южного океана 113 млн лет (а) и 122 млн лет назад (б). Условные обозначения см. на рис. 6.6

Ретроспективный анализ показал, что в аномалиях поля силы тяжести и магнитного поля сохраняются следы развития того или иного региона и позволил построить реконструкцию антарктического сектора Южной Атлантики. Таким образом, линейно-вытянутые отрицательные аномалии гравитационного поля в свободном воздухе соответствуют разломным зонам, палео- и спрединговым хребтам, интенсивность которых изменяется от -30 до -115 мГал. В трансформациях поля силы тяжести в редукции Буге, особенно в среднечастотной компоненте, наблюдаются характерные следы, связанные с действием горячих точек. В аномальном магнитном поле границы начала продвижения спрединговых хребтов, разного времени, проявляются высокоинтенсивными отрицательными аномалиями, амплитудой от -450 до -150 нТл, которые разделяют блоки с разным простиранием линейных аномалий и с разным возрастом коры. Трудно переоценить роль ретроспективного анализа линейных магнитных аномалий в определении возраста океанической коры и восстановлении пространственно-временной картины эволюции литосферы. Более того генеральный рельеф дна и нижняя граница литосферы, имеющие непосредственную корневую зависимость от возраста, представляют собой наиболее контрастные плотностные границы, что предопределяет временную зависимость изменения аномального гравитационного поля и теплового потока. Этапы кинематических перестроек и проявления плюмового магматизма ответственного за формирование подводных поднятий разных типов также оставляют свой след в аномальных геофизических полях, ретроспективный анализ которых позволит более корректно восстановить эволюцию тектоносферы.

Заключение

Выполненный в работе анализ геолого-геофизической информации Африкано-Антарктического сектора Южного океана позволил выявить диапазон аномальных значений геофизических полей над структурами изучаемого региона. Совокупность геофизических характеристик служат индикаторами особенностей строения коры подводных поднятий и условий их происхождения. Диапазон вариаций аномальных значений гравитационных и магнитных полей позволяет выявить вероятный тип коры исследуемых поднятий. Были рассмотрены следующие структуры: Мозамбикский и Мадагаскарский хребты, поднятия Айлос Оркадас, Метеор, Северо-Восточная Георгия, плато Агульяс и южный сегмент Срединно-Атлантического хребта.

Построены модели глубинного строения коры, по результатам которых выделены основные типы коры слагающие подводные поднятия:

- нормальную океаническую кору современных (ЮСАХ, ЮЗИХ), палеоспрединговых хребтов (хребет Агульяс) и прилегающих котловин;
- утоненную континентальную кору (северные части Сейшельско-Маскаренского плато, Мозамбикского хребта и плато Агульяс);
- утоненную континентальную кору, осложненную плюмовым магматизмом (центральные части Мозамбикского хребта, плато Агульяс и поднятия Северо-Восточная Георгия);
- утолщенную за счет андерплейтинга океаническую кору (южная часть Сейшельско-Маскаренского плато, Мадагаскарский хребет, южная часть Мозамбикского хребта, южная часть плато Агульяс, поднятия Мод и Северо-Восточная Георгия, поднятия Айлос Оркадас и Метеор).

Результаты плотностного моделирования и сопоставление геолого-геофизических данных показали, что:

- Мозамбикский хребет на севере сложен утоненной континентальной корой, которая свидетельствует об отделении хребта от африканского континента, на юге – корой смешанного типа;
- Мадагаскарский хребет представлен блоками базальтовой океанической коры, утолщенной за счет андерплейтинга;
- поднятия Айлос Оркадас и Метеор характеризуются схожими значениями аномалий полей силы тяжести и магнитного, а также схожим строением земной коры, которая сложена утолщенной океанической корой под действием горячей точки Шона;

- плато Агульяс в северной и центральной частях имеет схожее строение с поднятием Северо-Восточная Георгия, которые сложены либо утоненной континентальной корой, либо сильно интродурированной корой. В южной части плато Агульяс и поднятие Мод характеризуются утолщенной океанической корой, что может свидетельствовать об их общем происхождении.

Плотностная модель коры и литосферы вдоль трансатлантического профиля показала гетерогенное строение коры и блоковое строение литосферы, причем значительную роль в формировании глубинного строения подводных поднятий сыграли магматические процессы, вызванные активностью горячих точек следствием чего стали кинематические перестройки и реорганизация геометрии границ плит.

На основе анализа гравитационного и магнитного полей, данных сейсмотомографии, результатов плотностного моделирования и другой геолого-геофизической информации построена структурная схема Африкано-Антарктического сектора Южного океана, в которой отображены гетерогенные блоки коры и литосферы, имеющие разный возраст, глубинное строение и историю развития. Границы этих блоков отмечаются изменением простирания знакопеременных магнитных аномалий и высоко градиентными аномалиями поля силы тяжести. Выделенные границы характеризуют собой области проявления магматических процессов, действующих в настоящее время или в геологическом прошлом, а также активные и палеограницы плит.

Совместный анализ аномальных гравитационных и магнитного полей и глубинных плотностных моделей позволяют выйти на условия происхождения поднятий, в которых важную роль играет взаимодействие плюмового магматизма с кинематическими перестройками, что приводит к формированию поднятий и гетерогенного строения коры. Большинство современных геодинамических обстановок характеризуются особым набором геофизических аномалий. Например, по результатам анализа гравитационного поля в свободном воздухе, ось срединговых и палеосрединговых хребтов обладает интенсивной линейной отрицательной аномалией, диапазон которой изменяется от -80 до -30 мГал. Такая информация и характеристики полей позволили построить реконструкцию развития подводных поднятий Африкано-Антарктического сектора Южного океана вдоль трансатлантического профиля.

Методологический подход по изучению тектоносферы Африкано-Антарктического сектора Южного океана, используемый в настоящей работе, может быть применен к другим регионам Мирового океана. Исследования этого региона могут быть продолжены, поскольку в настоящей работе рассматривалось строение коры и тектоносферы подводных поднятий, но также было бы полезно изучить строение разломных зон и палеограниц плит, разделяющих гетерогенные блоки литосферы.

Список литературы

1. Аглонов С.В. Геодинамика: Учебник. – СПб.: Издательство С.-Петербургского университета. 2001. – 360 с.
2. Артамонов А.В., Золотарев Б.П. Тектоника и магматизм внутриплитных океанических поднятии и гипотеза “горячих точек”. ГЕОТЕКТОНИКА. – 2008. – Т. 42. – № 1. – С. 77-96.
3. Булычев А.А., Гайнанов А.Г., Гилод Д.А., Золотая Л.А., Мазо Е.Л., Федорова Т.П., Чуйкова Н.А., Казарян С.А. Количественная интерпретация спутниковых геофизических данных // Физика Земли. – 1996. – № 3. – С. 21-26
4. Булычев А.А., Гилод Д.А., Дубинин Е.П. Совместный анализ гравитационного и аномального магнитного полей для изучения строения тектоносферы южной части Индийского океана // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. – 2014. – №6. – С. 3-13.
5. 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.
6. Булычев А.А., Гилод Д.А., Кривошея К.В. Построение трехмерной плотностной модели литосферы океанов по полю высот геоида // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2002. – № 2. – С. 40-47.
7. Булычев А.А., Гилод Д.А., Соколова Т.Б. Анализ гравитационного и магнитных полей и данных сейсмотомографии юго-западного сектора Индийского океана // Геофизика. – 2011. – №4. – С. 44-56
8. 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.
9. Булычев А.А., Кривошея К.В., Мелихов В.Р., Зальцман Р.В. Вычисление аномального гравитационного потенциала и его производных на сфере // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. – 1998. – № 2. – С. 42-46.
10. Гайнанов А.Г., Пантелеев В.Л. Морская гравиразведка. Учебное пособие для вузов. М.: Недра, 1991. – 213 с.

11. Галушкин Ю.И., Дубинин Е.П. Эволюция рельефа дна и термического режима литосферы при перескоке спрединга // Тихоокеанская геология. – 1991. – №6. – С. 123-138.
12. 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.
13. Дубинин Е.П., Барановский М.С., Грохольский А.Л., Филаретова А.Н. Влияние горячей точки Реюньон на формирование погруженных хребтов и микроконтинентов вблизи западной окраины Индии (физическое моделирование) // Жизнь Земли. – 2019. – Т. 41. – № 4. – С. 374-386.
14. Коснырева М.В., **Рыжова Д.А.**, Дубинин Е.П., Булычев А.А. Строение Сейшельско-Маскаренского плато и прилегающих глубоководных котловин на основе анализа потенциальных полей и плотностного моделирования // Геофизика. – 2021. – № 6. – С. 25- 32. RSCI. (0.32 п.л., авторский вклад 40%). Импакт-фактор РИНЦ, 2021: 0.343.
15. Лейтченков Г.Л., Сущевская Н.М., Беляцкий Б.В. Геодинамика Атлантического и Индийского секторов Южного океана // Доклады Академии наук. – 2003. – Т. 391. – № 2. – С. 228- 231
16. Литвин В.М. Морфоструктура дна океанов // Л.: Недра. 1987. – 275 с.
17. Меркурьев С.А., Иванов С.А., Демина И.М., Солдатов В.А. Сравнительный анализ глобальных моделей аномального магнитного поля (WDMAM и EMAG2) на основе магнитометрических данных, полученных в ходе кругосветной экспедиции ОИС «Адмирал Владимирский» // Материалы 13-ой международной школы-конференции «Проблемы геокосмоса». Санкт-Петербург. 24-27 марта 2021 г. —СПб.: изд-во ВВМ. – 2021. – С. 175 - 183
18. Пейве А.А., Перфильев А.С., Пущаровский Ю.М., Симонов В.А., Турко Н.Н., Разницын Ю.Н. Строение района южного окончания Срединно-Атлантического хребта (тройное сочленение Буве) // Геотектоника. – 1995. – №1. – С. 51-68.
19. Пущаровский, Ю.М. Сейсмотомография, тектоника и глубинная геодинамика // Докл. РАН. – 1998. – Т. 360. – №4. – С. 518-522.
20. Пущаровский Ю.М. Основные черты тектоники Южной Атлантики // М.: ГЕОС. 2002. – 81 с.
21. Пущаровский Ю.М. Тектонические типы глубоководных впадин Индийского океана. ГЕОТЕКТОНИКА. – 2007. – Т. 41. – №5. – С. 23-37.
22. **Рыжова Д.А.**, Коснырева М.В., Дубинин Е.П., Булычев А.А. Строение тектоносферы Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов по геофизическим данным // Вестник Московского

университета. Серия 4: Геология. – 2021а. – № 6. – С. 20-29. RSCI (0.72 п.л., авторский вклад 70%). Импакт-фактор SJR, 2020: 0.109.

23. **Рыжова Д.А.**, Коснырева М.В., Дубинин Е.П., Булычев А.А. Геолого-геофизическое строение тектоносферы Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов // Геофизические исследования. – 2021б. – Т. 22. – № 3. – С. 53-69. RSCI (1.29 п.л., авторский вклад 70%). Импакт-фактор SJR, 2021: 0.137.

24. **Рыжова Д.А.**, Коснырева М.В., Дубинин Е.П., Булычев А.А. Строение тектоносферы поднятий Метеор и Айлос Оркадас по результатам анализа потенциальных полей // Геофизические исследования. – 2022а. – Т. 23. – № 4. – С. 5-22. RSCI (1.37 п.л., авторский вклад 70%). Импакт-фактор SJR, 2021: 0.137.

25. **Рыжова Д.А.**, Толстова А.И., Дубинин Е.П., Коснырева М.В., Булычев А.А., Грохольский А.Л. Строение тектоносферы и условия формирования Мозамбикского хребта: плотностное и физическое моделирование // Вестник Камчатской региональной ассоциации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. – 2022б. – Т. 53. – № 1. – С. 46- 58. RSCI (0.69 п.л., авторский вклад 50%) / %. Импакт-фактор РИНЦ, 2021: 0.696.

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

27. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир. 2001. – 606 с.

28. Чепиго Л.С. GravInv2D: Программное обеспечение для двумерного плотностного моделирования // Свидетельство о регистрации прав на ПО. 2019. №2019662512

29. Чупахина А.И., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., **Рыжова Д.А.**, Булычев А.А. Физическое моделирование сегментаций осевой зоны южного сегмента Срединно-Атлантического хребта // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. – 2022. – №3. – С. 89-98. RSCI (0.11 п.л., авторский вклад 10%). Импакт-фактор РИНЦ, 2021: 0.318.

30. Шеменда А.И., Грохольский А.Л. О механизме образования и развития зон перекрытий осей спрединга // Тихоокеанская геология. – 1988. – № 5. – С.97-107.

31. Amante C., Eakins B.W. ETOPO1 1 arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis // National Geophysical Data Center, Marine Geology and Geophysics Division. 2009. – 25 p. doi: 10.7289/V5C8276M

32. Angevine C.L., Turcotte D.L. Correlation of geoid and depth anomalies over the Agulhas Plateau // Tectonophysics. – 1983. – V. 100. – P. 43-52. doi: 10.1016/0040-1951(83)90177-4

33. Ashwal L. D., Wiedenbeck M., Torsvik T. H. Archaean zircons in Miocene oceanic hotspot rocks establish ancient continental crust beneath Mauritius. // *Natural communications*. – 2017. – P. 1-9.
34. Backman J., Duncan R.A., et al. Site 707 // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*. – 1988. – V. 115. – P. 233-399. doi:10.2973/odp.proc.ir.115.106.1988
35. Balmino G., Vales N., Bonvalot S., Briais A. Spherical harmonic modelling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies // *Journal of Geodesy*. – 2012. – V. 86. – Iss. 7. – P. 499- 520. doi: 10.1007/s00190-011-0533-4
36. Barker P.F. The history of ridge-crest offset at the Falkland-Agulhas Fracture Zone from a small-circle geophysical profile, *Geophys. J.R. Astron. Soc.* – 1979. – V. 59. – P. 131-145.
37. Barker P.R, Kennett J. P., et al. Introduction and objectives // *Proc. ODP, Init. Repts. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. – 1988. – V. 113. – P. 5-11.
38. Barrett D.M. The Agulhas Plateau off southern Africa: a geophysical study // *Geol. Soc. Am. Bull.* – 1977. – V. 88. – P. 749-763.
39. Barthelmes F. Definition of functionals of the geopotential and their calculation from spherical harmonic models. Scientific technical Rep STR09/02 // German Research Centre for Geosciences (GFZ). Potsdam, Germany. 2013. – 32 p.
40. 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. – V. 100. – N B4. – P. 6199-6211.
41. Bhattacharya G.C., Yatheesh V. Plate-Tectonic Evolution of the Deep Ocean Basins Adjoining the Western Continental Margin of India - A Proposed Model for the Early Opening Scenario. // *Petroleum Geosciences: Indian Contexts*. – 2015. – P. 1-61. doi: 10.1007/978-3-319-03119-4_1.
42. Bradford M.C., Hailwood E.A. Magnetostratigraphy of Sediments from Sites 701 and 702. // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. – 1991. – V. 114. – P. 359-366.
43. Brenner C., LaBrecque J.L. Bathymetry of the Georgia Basin and environs. // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*. – 1988. – V. 114. – P. 23-26. doi:10.2973/odp.proc.ir.114.102.1988
44. Coffin M.F., Eldholm O. Large Igneous Provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences // *Reviews of Geophysics*. – 1994. – V. 32. – N 1. – P. 1-36.
45. Collier J.S., Sansom V., Ishizuk O., Taylor R., Minshull T.A., Whitmarsh R.B. Age of Seychelles–India break-up. // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2008. – V. 272. – P. 264-277.

46. Ciesielski P.R., Kristoffersen Y., et al. Site 698 // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. – 1988-a. – V. 114. – P. 87-150.
47. Ciesielski P.R., Kristoffersen Y., et al. Site 699 // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. – 1988-b. – V. 114. – P. 151-254.
48. Damuth J.E., Johnson D.A. Morphology, sediments and structure of the Amirant Trench, Western Indian-Ocean – implications for trench origin. // Mar. Petroleum Geol. – 1989. – V. 6. – P. 232-242.
49. Divins D. Total sediment thickness of the world's oceans and marginal seas // NOAA National Geophysical Data Center. 2003.
50. Doucouré C.M., Bergh H.W. Continental origin of the Mozambique Plateau: a gravity data analysis // Journal of African Earth Sciences. – 1992. – V. 15. – №3-4. – P. 311-319. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(92\)90017-7](https://doi.org/10.1016/0899-5362(92)90017-7).
51. Duncan R. A. Hotspots in the Southern Oceans—an absolute frame of reference for motion of the Gondwana continents // Tectonophysics. – 1981. – V. 74. – P. 29-42.
52. Dymet Y., Lesur V., Dymet J., Hamoudi M., Thebault E., Catalan M. World Digital Magnetic Anomaly Map version 2 (WDMAM v.2) - released for research and education // American Geophysical Union. – 2015. – GP13B-1310. <http://www.wdmam.org>
53. Eagles G, Wibisono A.D. Ridge push, mantle plumes and the speed of the Indian plate. // Geophysical Journal International. – 2013. – V. 194. – P. 670-677
54. Evans H.F., Westerhold T., Channell J.E.T. ODP Site 1092: Revised Composite Depth Section has Implications for Upper Miocene 'Cryptochrons'. // Geophysical Journal International. – 2004. – V. 156. – Iss. 2. – P.195-199. doi.org/10.1111/j.1365-246X.2003.02189.x
55. Fischer M.D., Uenzelmann-Neben G., Jacques G., Werner R. The Mozambique Ridge: a document of massive multi-stage magmatism // Geophysical Journal International. – 2017. – V. 208. – №1. – P. 449-467. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw403>.
56. Funck T., Geissler W.H., Kimbell G.S., Gradmann S., Erlendsson Ö., McDermott K., Petersen U.K. Moho and basement depth in the NE Atlantic Ocean based on seismic refraction data and receiver functions. // Geological Society. – 2017. – V. 447. – N 1. – P. 207-231. doi: 10.1144/SP447.1
57. Gersonde, R., Hodell, D.A., Blum, P., et al. Leg 177 Summary: Southern Ocean Paleoceanography // Proceedings of the Ocean Drilling Program? Initial Reports. 1999. Vol. 177. 67p.
58. Gohl K., Uenzelmann-Neben G. The crustal role of the Agulhas Plateau, southwest Indian Ocean: evidence from seismic profiling. // Geophys. J. Int. – 2001. – V. 144. – P. 632-646.

59. Gohl K., Uenzelmann-Neben G., Grobys N. Growth and dispersal of a Southeast African large igneous province // *South African Journal of Geology*. – 2011. – V. 114. – N 3-4. – P. 379- 386. <https://doi.org/10.2113/gssajg.114.3-4.379>
60. Goodlad S.W., Martin A.K., Hartnady C.J.H. Mesozoic magnetic anomalies in the southern Natal Valley // *Nature*. – 1982. – V. 295. – P. 686-688. doi: 10.1038/295686a0
61. Hammond J.O.S., Kendall J.-M., Collier J.S., Rumpker G. The extent of continental crust beneath the Seychelles. // *EPSL*. – 2013. – V. 381. – P. 166-176.
62. Hanyu T., Nogi Y., Fujii M. Crustal formation and evolution processes in the Natal Valley and Mozambique Ridge, off South Africa // *Polar Science*. – 2017. – V. 13. – P. 66-81. doi: 10.1016/j.polar.2017.06.002
63. Hartnady C.J.H., Roex A.P. Southern Ocean hotspot tracks and the Cenozoic absolute motion of the African, Antarctic, and South American plates // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1985. – V. 75. – P. 245-257.
64. Hasterok D. Thermal Regime of the Continental and Oceanic Lithosphere. Ph.D. Dissertation, University of Utah. 2010. – 156 p.
65. Hasterok D., Chapman D.S., Davis E.E. Oceanic heat flow: implications for global heat loss // *Earth and Planetary Sciences Letters*. – 2011. – V. 311. – N 3. – P. 386-395. doi: 10.1016/j.epsl.2011.09.044
66. Heath R.G. Sedimentology, Physical Properties, and Geochemistry in the Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Volumes 1-44: An Overview // published by the National Geophysical Data Center. 1984. – 236p.
67. Hemming S.R., Levay L., Barker S. et al. Expedition 361: Site U1475 // *Proceedings of the International Ocean Discovery Program*. – 2017. – V. 361. – P. 1-38. doi:10.14379/iodp.proc.361.104.2017
68. Hopper J.R., Funck T., Stoker T., Arting U., Peron- Pinvidic G., Doornenbal J.C., Gaina C. Tectonostratigraphic atlas of the north- east Atlantic region // GEUS, Copenhagen, Denmark. 2014. – 340 p.
69. Huang X., Gohl K., Jokat W. Variability in Cenozoic sedimentation and paleo- water depths of the Weddell Sea basin related to pre- glacial and glacial conditions of Antarctica. // *Global and Planetary Change*. – 2014. – V. 118. – P. 25-41. doi: 10.1016/j.gloplacha.2014.03.010

70. Integrated Ocean Drilling Program (IODP). Archive of Core and Site/Hole Data and Photographs from the Integrated Ocean Drilling Program (IODP). First. NOAA National Centers for Environmental Information. 2010. <https://doi.org/10.7289/V58913SM>.

71. Jacques G., Hauff F., Hoernle K. et al. Nature and origin of the Mozambique Ridge, SW Indian Ocean // *Chemical Geology*. – 2019. – V. 507. – P. 9-22. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.12.027>

72. Jennings S., Hasterok D. HeatFlow.org: A repository for data and models related to thermal studies of the Earth. // The University of Adelaide. 2021. <http://heatflow.org>

73. Kent D.V., Gradstein F.M. A Jurassic to recent chronology. // *The Western North Atlantic Region*. Geological Society of America. – 1986. – V. M. – P. 45-50. doi.org/10.1130/DNAG-GNA-M

74. Kim H.R., Frese R., Golynsky A., Taylor P., Kim J. Crustal analysis of Maud Rise from combined satellite and near-surface magnetic survey data // *Earth, Planets and Space*. – 2005. – V. 57. – P. 717-726. doi: 10.1186/BF03351851

75. König M., Jokat W. The Mesozoic breakup of the Weddell Sea // *Journal of Geophysical Research*. – 2006. – V. 111. – Issue B12. doi: 10.1029/2005JB004035

76. König M., Jokat W. Advanced insights into magmatism and volcanism of the Mozambique Ridge and Mozambique Basin in the view of new potential field data // *Geophysical Journal International*. – 2010. – V. 180. – N 1. – P. 158-180. doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04433.x

77. Kristoffersen Y., Labrecque J. On the tectonic history and origin of the Northeast Georgia Rise. // *Proc., scientific results, ODP, Leg 114, subantarctic South Atlantic*. – 1991. – V. 114. – P. 23-38.

78. LaBrecque J. L., Hayes, D. E. Seafloor spreading history of the Agulhas Basin. // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1979. – V. 45. – P. 411-428.

79. LaBrecque J. L., Ciesielski P.F., Clement B. Leg 114. Subantarctic South Atlantic. // *Ocean Drilling Program, Scientific Prospectus*. – 1987. – N 14. – 135 p.

80. Laughton A.S., Matthews D.H., Fisher R.L. The structure of the Indian Ocean // In: Maxwell, A.E. (Ed.). *The Sea 4*. Wiley, New York. – 1970. – P. 543-586.

81. Le Gall B., Tshoso G., Jourdan F. et al. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and structural data from the giant Okavango and related mafic dyke swarms, Karoo igneous province, northern Botswana // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2002. – V. 202. – №3-4. – P. 595-606 [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00763-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00763-X).

82. Leinweber V.T., Jokat W. The Jurassic history of the Africa-Antarctica corridor - new constraints from magnetic data on the conjugate continental margins // *Tectonophysics*. – 2011. – V. 530-531. – P. 87-101. <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.11.008>.

83. Lesur V., Hamoudi M., Choi Y. et al. Building the second version of the World Digital Magnetic Anomaly Map (WDMAM). // *Earth, Planets and Space*. – 2016. – V. 68. – N 27. – P. 1-13. <https://doi.org/10.1186/s40623-016-0404-6>

84. Lucazeau F., Rolandone F. Heat-flow and subsurface temperature history at the site of Saraya (eastern Senegal). // *Solid Earth*. – 2012. – V. 4. – P. 599-626. <https://doi.org/10.5194/sed-4-599-2012>

85. Mahoney J., Nicollet C., Dupuy C. Madagascar basalts: tracking oceanic and continental sources // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1991. – V. 104. – N 2-4. – P. 350-363. [doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90215-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90215-4)

86. Mart Y. The tectonic setting of the Seychelles, Mascarene and Amirante plateaus in the Western Equatorial Indian Ocean. // *Mar. Geol.* – 1988. – V. 79. – P. 261-274.

87. Martin A.K. Plate tectonic status and sedimentary basin in-fall of the Nature Valley (S.W. Indian ocean). Ph.D. Dissertation, University of Cape Town. 1984. – 378 p.

88. Martin A.K. Plate reorganisations around Southern Africa, hot spots and extinctions // *Tectonophys.* – 1987. – V. 142. – P. 309-316.

89. Martin A. K., Hartnady C.J.H. Plate Tectonic Development of the South West Indian Ocean: A Revised Reconstruction of East Antarctica and Africa. // *Journal of Geophysical Research*. – 1986. – V. 91. – P. 4767-4786. doi: 10.1029/JB091iB05p04767

90. Martin A.K., Hartnady C.J.H., Murray D.B. The Agulhas plateau, south Atlantic opening and ridge-jumps south of the Agulhas Falkland Fracture Zone // *Joint GSO/UCT mar. geol. prog. tech. rept.* – 1982. – V. 13. – P. 51-63.

91. Masson D.G. Evolution of the Mascarene Basin, western Indian Ocean and the significance of the Amirante arc. // *Mar. Geophys. Res.* – 1984. – V. 6. – P. 365-382.

92. Matsinhe N.D., Tang Y., Li CF. et al. The crustal nature of the northern Mozambique Ridge, Southwest Indian Ocean // *Acta Oceanologica Sinica*. – 2021. – V. 40. – №7. – P. 170-182. <https://doi.org/10.1007/s13131-021-1747-9>

93. Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H., Bournas N., Brozena J., Childers V., Dostaler F., Fairhead J.D., Finn C., Frese von R.R.B., Gaina C., Golynsky S., Kucks R., Luhr H., Mogren S., Muller R.D., Olesen O., Pilkington M., Saltus R., Schreckenberger B., Thebault E., Tontini F.C. EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic-measurements // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2009. – V. 10. – N 8. – 12 p.

94. 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. – V. 18. – P. 4522-4537. doi.org/10.1002/2017GC007280.
95. Mueller C.O., Jokat W. The initial Gondwana break-up: A synthesis based on new potential field data of the Africa-Antarctica Corridor // *Tectonophysics.* – 2019. – V. 750. – P. 301-328. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.11.008>
96. Müller D., Roest W.R., Royer J.-Y., Gahagan L., Sclater J. Digital Isochrons of the World's Ocean Floor. // *Journal of Geophysical Research.* – 1997. – V. 102. – P. 3211-3214. doi: 10.1029/96JB01781
97. 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. – V. 9. – Q04006. doi:10.1029/2007GC001743.
98. Ni S., Helmberger D. Seismological constraints on the South African superplume; could be oldest distinct structure on earth // *Earth planet. Sci. Lett.* – 2003. – V. 206. – P. 119-131.
99. Nyblade A.A., Sleep N.H. Long lasting epeirogenic uplift from mantle plumes and the origin of the Southern African Plateau // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2003. – V. 4. – N 12. – P. 1-29. doi:10.1029/2003GC000573
100. Pavlis N.K., Holmes S.A., Kenyon S.C., Factor J.K. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008) // *Journal of Geophysical Research.* – 2008. – V. 117. – B04406. – 38p. doi:10.1029/2011JB008916
101. Parsieglä N. Tectonic and magmatic processes along the transform margin of southern Africa. Ph.D. Dissertation, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research. 2008. – 153 p.
102. Parsieglä N., Gohl K., Uenzelmann-Neben G. The Agulhas Plateau: Structure and Evolution of a Large Igneous Province // *Geophysical Journal International.* – 2008. – V. 174. – N 1. – P. 336-350. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03808.x
103. Parsieglä N., Stankiewicz J., Gohl K., Ryberg T., Uenzelmann-Neben G. Southern African continental margin: Dynamic processes of a transform margin // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* – 2009. – V. 10. – N 3. – P. 1-20. doi: 10.1029/2008GC002196.
104. Pérez-Díaz L., Eagles G. Constraining South Atlantic growth with seafloor spreading data, *Tectonics.* – 2014. – V. 33. – P. 1-26. doi:10.1002/2014TC003644

105. Petrov O., Morozov A., Shokalsky S., Kashubin S., Artemieva I. M., Sobolev N. et al. Crustal structure and tectonic model of the Arctic region. // *Earth- Science Reviews*. – 2016. – V. 154. – P. 29-71. doi: 10.1016/j.earscirev.2015.11.013
106. Plummer P.S. The Amirante ridge/trough complex: response to rotational transform rift/drift between Seychelles and Madagascar. // *Terra Nova*. – 1996. – V. 8. – P. 34-47.
107. Raymond C.A., LaBrecque J.L. Geophysical signatures of the Agulhas fracture zone ridge and Meteor Rise, Indo-Atlantic basin. // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*. – 1988. – V. 11. – P. 27-33.
108. Raymond C.A., LaBrecque J.L., Kristoffersen Y. Islas Orcadas Rise and Meteor Rise: the tectonic and depositional history of two aseismic plateaus from sites 702, 703, and 704 // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. – 1991. – V. 114. – P. 5-22.
109. Reguzzoni M., Sampietro D. GEMMA: An Earth crustal model based on GOCE satellite data // *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. – 2015. – V. 35. – P. 31-43.
110. Roex A.L., Class C., O'Connor J.M., Jokat W. Shona and Discovery Aseismic Ridge Systems, South Atlantic: Trace Element Evidence for Enriched Mantle Sources. // *Journal of Petrology*. – 2010. – V. 51. – N 10. – P. 2089-2120.
111. Sager W.W., Kim J., Klaus A., Nakanishi M., Khankishieva L.M. Bathymetry of Shatsky Rise, northwest Pacific Ocean: Implications for oceanic plateau formation at a triple junction. *Journal of Geophysical Research*. – 1999. – V. 104. – N B4. – P. 7557-7576.
112. Sandwell D.T., Müller R. D., Smith W.H.F., Garcia E., Francis R. New global marine gravity from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // *Science*. – 2014. – V. 346. – N 6205. – P. 65-67 doi: 10.1126/science.1258213.
113. Schaeffer A. J., Lebedev S. Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone // *Geophysical Journal International*. – 2013. – V. 194. – P. 417-449, doi: 10.1093/gji/ggt095.
114. Schandl E.S., Gorton M.P., Wicks F.J. Mineralogy and geochemistry of Alkali Basalts from Maud Rise, Weddell Sea, Antarctica. // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 113. – 1990. – P. 5-14. doi: 10.2973/odp.proc.sr.113.184.1990
115. Scrutton R.A. Structure and evolution of the seafloor south of South Africa // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1973. – V. 19. – P. 250-256.
116. Shipboard Scientific Party. Site 702. // In Ciesielski P. F., Kristoffersen Y., et al. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. – 1988. – V. 114. – P. 483-548. doi:10.2973/odp.proc.ir.114.109.1988

117. Shipboard Scientific Party. Site 704. // In Ciesielski P. F., Kristoffersen Y., et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. – 1988. – V. 114. – P. 621-796. doi:10.2973/odp.proc.ir.114.111.1988

118. 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 // Journal Geophysical Research. – 2012. – V. 117. – N B10. – 28 p. doi: 10.1029/2012JB009525.

119. Simmons N.A., Forte A.M., Grand S.P. Thermochemical structure and dynamics of the African superplume // Geophys. Res. Lett. – 2007. – V. 34. – P. 1-5. doi:10.1029/2006GL028009.

120. Sinha M.C., Loudon K.E., Parsons B. The crustal structure of the Madagascar Ridge // Geophysical Journal International. – 1981. – V. 66. – N 2. – P. 351-377. doi: 10.1111/j.1365-246x.1981.tb05960.x

121. Sleep N.H. Ridge-crossing mantle plumes and gaps in tracks. // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2002. – V. 3. – Iss. 12. – P. 1-33. doi.org/10.1029/2001GC000290

122. Smith W.H.F., Sandwell D.T. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings // Science. – 1997. – V. 277. – P. 1957-1962

123. Straume E.O., Gaina C., Medvedev S., Hochmuth K., Gohl K., Whittaker J. M., Fattah R.A., Doornenbal J. C., Hopper J. R. GlobSed: Updated Total Sediment Thickness in the World's Oceans // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2019. – V. 20. – N 4. – P. 1756-1772. doi: 10.1029/2018GC008115

124. Su W.J., Woodward R.L., Dziemonski A.M. Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle // J. geophys. Res. – 1994. – V. 99. – P. 6945-6980.

125. Thompson J. O., Moulin M., Aslanian D. et al. New starting point for the Indian Ocean: Second phase of breakup for Gondwana // Earth-Science Reviews. – 2019. – V. 191. – №6. – P. 26-56 <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.01.018>

126. Tikku A.A., Marks K.M., Kovacs L.C. An Early Cretaceous extinct spreading center in the northern Natal valley // Tectonophysics. – 2002. – V. 347. – P. 87-108. doi:10.1016/S0040-1951(01)00239-6

127. Torsvik T., Amundsen H., Hartz E. et al. A Precambrian microcontinent in the Indian Ocean. // Nature Geoscience. – 2013. – Vol. 6. – P. 223-227. <https://doi.org/10.1038/ngeo1736>.

128. Tucholke B.E., Houtz R.E., Barrett D.M. Continental crust beneath the Agulhas Plateau, Southwest Indian Ocean // Journal of Geophysical Research. – 1981. – V. 86. – Iss. B5. – P. 3791- 3806. <https://doi.org/10.1029/JB086iB05p03791>.

129. Weatherall P., Marks K.M., Jakobsson M., Schmitt T., Tani S., Arndt J.E., Rovere M., Chayes D., Ferrini V., Wigley R. A new digital bathymetric model of the world's oceans // *Earth and Space Science*. – 2015. – V. 21. – N 2. – P. 331-345. doi:10.1002/2015EA000107

130. Whittaker J.M., Goncharov A., Williams S.E., Muller R.D., Leitchenkov G. Global sediment thickness data set updated for the Australian-Antarctic Southern Ocean // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2013. – V. 14. – N 8. – P. 3297-3305. doi: 10.1002/ggge.20181

131. 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 // *Science China Earth Sciences*. – 2011. – V. 54. – P. 1177-1188. doi:10.1007/s11430-011-4219-9