

УДК 550.831,838; 551.241

**Е.П. Дубинин¹, А.А. Шайхуллина², А.А. Булычев³, Г.Л. Лейченков⁴,
А.А. Максимова⁵**

СТРОЕНИЕ ТЕКТОНОСФЕРЫ КРАЕВЫХ ЗОН ПЛАТО КЕРГЕЛЕН ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

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

ФГБУ ВНИИОкеангеология, 190121, Санкт-Петербург, Английский пр., 1

ФГБОУ ВО «Санкт-Петербургский государственный университет», 199034, Санкт-Петербург, Университетская набережная, 7/9

Университет Бремена, 28195, Бремен, Бухштрассе, 11

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

Lomonosov Moscow State University, The Earth Science Museum, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

FSBI “VNII Okeangeologiya”, 190121, Saint-Petersburg, Angliyskiy av., 1

Sant-Peterburg State University, 199034, Saint-Peterburg, Universitetskaya Emb., 7/9

University of Bremen, 28195, Bremen, Buchtstr., 11

Плато Кергелен — крупнейшее подводное поднятие в южной части Индийского океана. Гетерогенное строение коры, плюмовая магматическая активность, а также разный возраст коры прилегающих котловин, все это указывает на разное строение краевых зон плато. На основе геолого-геофизической информации выделены морфодинамические типы окраин плато Кергелен. Анализ рельефа дна и данных потенциальных полей совместно с двумерным плотностным моделированием позволяет уточнить глубинное строение тектоносферы окраин плато Кергелен и по-новому взглянуть на их природу.

Ключевые слова: плато Кергелен, окраины, потенциальные поля, земная кора, Индийский океан.

Kerguelen Plateau is the largest underwater rise in the southern Indian Ocean. The heterogeneous structure of the crust, plume magmatic activity, as well as a different ages of adjacent basins — all this indicates a different structure of the marginal zones of the plateau. In this work, on the basis of geological and geophysical information, various morphodynamic types of the margins of the Kerguelen plateau are identified. An analysis of the bottom topography and data of potential fields together with two-dimensional density modeling allows us to specify the deep structure of the tectonosphere of the margins of the Kerguelen plateau and take a fresh look at their nature.

Key words: Kerguelen Plateau, margins, potential fields, earth crust, Indian Ocean.

Введение. Плато Кергелен — крупнейшая магматическая провинция в Индийском океане. Позднемезозойский рифтогенез между Индией и Антарктидой и последовавшее океаническое раскрытие осложнились внедрением мантийного плюма, который сформировал вулканическое плато Кергелен и существенно повлиял на характер спрединга и морфоструктурный план дна Индийского океана. Плато Кергелен расположено в южной части центрального сегмента Индийского океана между 46° и 64° ю. ш. Оно заключено между Юго-Западным Индийским (ЮЗИХ) и Юго-Восточным Индийским (ЮВИХ) спрединговыми хребтами и антарктическим материком. Плато ограничено на северо-востоке Австралио-Антарктической кот-

ловиной, на северо-западе — котловиной Крозе, а на юго-западе — котловиной Эндерби (рис. 1, A). От Антарктиды его отделяет трог Принцессы Елизаветы глубиной более 3500 м. Плато протягивается в северо-западном направлении на расстояние ~2300 км при ширине 500–1000 км и средней высоте над океаническим дном ~3 км. По особенностям геолого-геофизического строения оно подразделяется на южную, центральную и северную провинции (рис. 1). В пределах плато выделяются также банки Элан и Скифа, хр. Вильямс и бассейн Лабуан [Borissova et al., 2002; Лейченков и др., 2018]. Северная провинция плато, включающая архипелаг Кергелен, расположена на меньшей глубине (<1000 м), чем центральная

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения, зав. сектором; e-mail: edubinin08@rambler.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет; e-mail: anzhela.shaikhullina@gmail.com

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет; заведующий кафедры геофизических методов исследования земной коры; e-mail: aabul@geophys.geoel.msu.ru

⁴ ФГБУ ВНИИОкеангеология, зам. генерального директора, зав. отделом; Санкт-Петербургский государственный университет, кафедра геофизики, профессор; e-mail: german_l@mail.ru

⁵ Университет Бремена, студент; e-mail: a.mmvaa@gmail.com

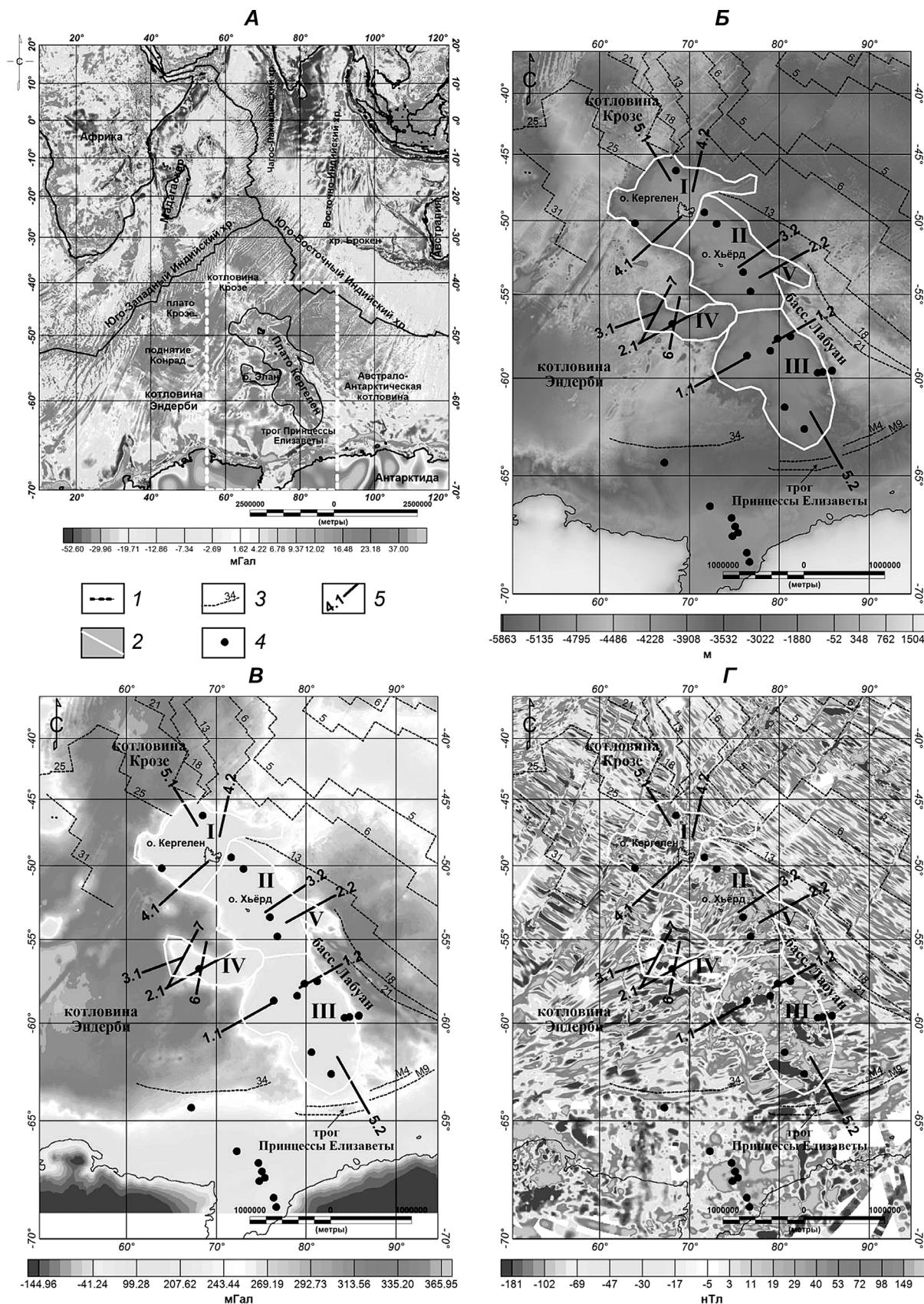


Рис. 1. Геофизическая характеристика плато Кергелен и прилегающих акваторий: А — плато Кергелен и прилегающие акватории Индийского океана на карте аномалий в свободном воздухе, по [Sandwell et al., 2014]; Б — плато Кергелен на топографической основе, по [Becker et al., 2009]; В — карта аномалий Буге; Г — карта магнитных аномалий, по [Maus et al., 2009]. Провинции плато Кергелен: I — северная; II — центральная; III — южная; IV — банка Элан; V — хр. Вильямс. 1 — область исследования; 2 — границы провинций плато Кергелен; 3 — линейные магнитные аномалии с номерами хронов геомагнитного поля (в антарктической части Индийского океана, по [Лейченков и др., 2018; Bartron et al., 1991]); 4 — скважины международных проектов глубоководного бурения ODP; 5 — положение профилей двумерного плотностного моделирования

и южная. Центральная часть плато, включающая в себя вулканические о-ва Хъерд и Макдональд, более глубокая — от 1000 до 2000 м. Южная провинция полностью погружена под воду и находится на глубине 1,5–2,0 км. Банка Элан — представляет собой отрог, протягивающейся на запад от границы между центральной и южной частями плато и находится на глубине 0,5–1,5 км (рис. 1).

По геолого-геофизическим данным в составе плато выделяют блоки разного генезиса. Северная провинция плато предположительно представлена блоком с базальтовой корой, утолщенной за счет плюмового вулканизма и андерплейтинга, а южная и, вероятно, центральная провинции с банкой Элан — блоками с утоненной континентальной корой, подвергшейся влиянию плюмового магматизма [Borissova et al., 2002; Benard et al., 2010; Булычев и др., 2015; Лейченков и др., 2018; Шайхуллина и др., 2018]. Прилегающие к плато Кергелен бассейны сложены океанической корой, сформированной в разное время и на разных спрединговых хребтах. Таким образом, гетерогенное строение коры плато Кергелен и прилегающих к нему бассейнов предполагает разное строение его краевых зон.

Цель работы — изучение рельефа и плотностной структуры тектоносферы окраин плато Кергелен в связи с генетическим и геодинамическим разнообразием условий их формирования. В основе работы лежит анализ реконструкций развития плато Кергелен, карт рельефа дна, аномалий силы тяжести в свободном воздухе [Sandwell et al., 2014], аномалий силы тяжести в редукции Буге, рассчитанных с помощью авторской программы с учетом сферичности Земли ($\sigma_{\text{сл}} = 2,67 \text{ г/см}^3$) с дискретностью 2 угловые минуты. Также использовались модель аномального магнитного поля EMAG 2 [Maus et al., 2009], модель земной коры GEMMA [Reguzzoni, Sampietro, 2014] и данные о мощности осадков [Whittaker et al., 2013].

Геолого-геофизическое строение плато Кергелен. С начала 1980-х гг. в районе плато Кергелен стали проводить регулярные морские геофизические исследования, которые включали гравитационные, магнитные и сейсмические съемки [Borissova et al., 2002; Munschy, Schlich, 1987; Rotstein et al., 1992]. В пределах плато Кергелен в 1990 и 2000 гг. было пробурено 16 скважин по международным программам ODP (Ocean Drilling Project) (рис. 1) [Barron et al., 1991; Cooper et al., 2004], 9 из которых вскрыли вулканические породы. В северной части южной провинции с помощью драгирования получены образцы базальтов и древних гранитогнейсов. По результатам геологических работ на островах и бурения выявлено, что плато Кергелен образовалось в интервале от ~120 млн лет назад до настоящего времени в результате действия горячей точки Кергелен [Лейченков и др., 2018]. Центральная и южная провинции плато с банкой

Элан сформировались в период от 120 до 100 млн л. н. Земная кора банки Элан имеет континентальную природу, так как в ее осевой части, под слоем базальтов мощностью 150 м с возрастом 110 млн лет, вскрыты вулканокластические конгломераты, которые содержат обломки гранат-биотитовых гнейсов позднепротерозойского возраста.

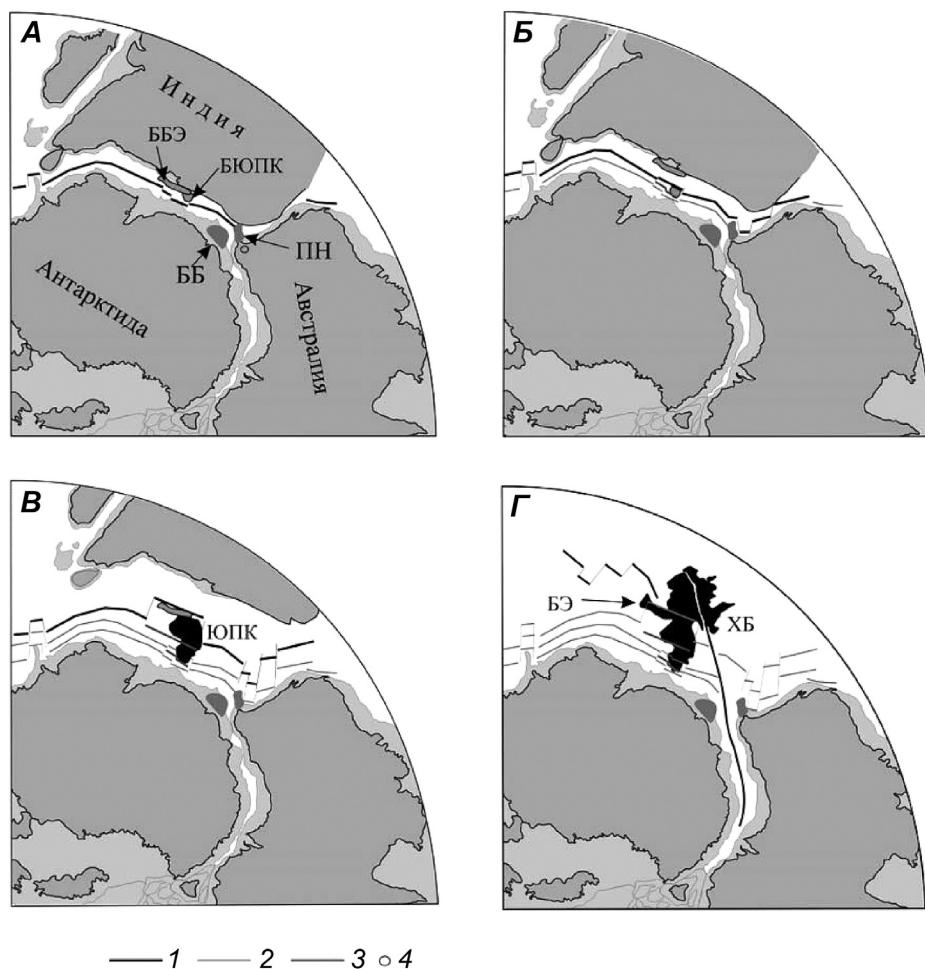
По результатам сейсмических исследований в северной части южной провинции плато (~58° ю. ш.) под 5,5-километровой вулканической толщей предполагается континентальная кора [Operto, Charvis, 1996]. Нижняя часть коры на юге южной провинции плато Кергелен по результатам сейсмических исследований методом преломленных волн характеризуется пониженными значениями скорости сейсмических волн (6,5–6,9 км/с), что также указывает на континентальную природу этого слоя [Gohl et al., 2008; Лейченков и др., 2014].

Северная провинция и северная часть центральной имеют отличную от южной провинции и банки Элан структуру земной коры. Это отличие заключается в более высоких значениях скорости волн в нижней части коры (до 7,5 км/с), что характерно для океанического типа коры, а также в геохимических характеристиках вулканических пород [Charvis et al., 1995; Gladchenko, Coffin, 2001; Gohl et al., 2008; Operto, Charvis, 1996].

Результаты идентификации магнитных аномалий в глубоководных котловинах, прилегающих к плато Кергелен, показали разный возраст подстилающей их коры. В троге Принцессы Елизаветы предполагается развитие спрединговых магнитных аномалий от M9 до M4 [Лейченков и др., 2018]. В работе [Gaina et al., 2007] обосновано отмирание спредингового хребта в западной части моря Содружества около 118–120 млн л. н. (хроны M0–M1) и перескок оси спрединга, вследствие которого континентальный блок, представляющий в настоящее время банку Элан, отделился от Индийской материковой окраины (рис. 1) [Gaina et al., 2007]. Это событие авторы указанного исследования связывали с внедрением мантийного плюма. А.Г. Лейченков с соавторами [Лейченков и др. 2014, 2018] выдвинули гипотезу, согласно которой на ранней стадии раскрытия океана, до начала магматизма и формирования вулканического плато, но уже под воздействием плюма Кергелен, континентальный блок южной провинции плато Кергелен отделился от Индийской материковой окраины за счет перескока оси спрединга.

По геофизическим данным разделение Индии и Антарктиды началось ~130 млн л. н. в секторе котловины Перт до трога Принцессы Елизаветы. При этом возникла последовательность линейных магнитных аномалий от M10–M9 до M2–M0 [Лейченков и др., 2018; Jokat et al., 2010], океаническую природу коры в троге Принцессы Елизаветы подтверждает и понижение скорости волн в фундаменте (5,1–5,6 км/с) [Лейченков и др., 2018].

Рис 2. Реконструкции Восточной Гондваны на время (млн л. н.): А – 134,5, Б – 128, В – 118, Г – 90, по [Лейченков и др., 2014]: 1 – активные срединные океанические хребты (СОХ); 2 – палеоСОХ; 3 – отмершие СОХ; 4 – область проявления базальтов Банбери. Темно-серое – материки и острова по береговой линии (современные контуры); светло-серое – континентальные окраины до изобаты 2000 м, низменность между Восточной и Западной Антарктидой и подводные поднятия. ББЭ – континентальный блок банки Элан, ЮПК – континентальный блок южной части плато Кергелен, ПН – плато Натуралиста, ББ – банка Брюс, БЭ – банка Элан, ЮПК – южная часть плато Кергелен, ХБ – хр. Броукен



Серия линейных магнитных аномалий M2–C34 с продвижением спрединга в западном направлении наблюдается в котловине Эндерби [Лейченков и др., 2018] (рис. 1). По сейсмическим данным в котловине надежно определяется граница между окраинным рифтом с утоненной континентальной корой, ширина которого составляет 300–350 км, и океанической корой [Лейченков и др., 2014]. Также предполагается развитие зоны переходной коры с мантийным вскрытием шириной около 100 км на внешней части континентальной окраины.

В котловине Крозе отмечена более молодая последовательность линейных магнитных аномалий. Древнейшие аномалии M33 и M34 фиксируют здесь возраст коры не более 83–85 млн лет [Schlich, 1975].

Еще более молодая кора с возрастом менее 43–50 млн лет, сформированная на ЮВИХ, зафиксирована в последовательности линейных магнитных аномалий начиная с M18 по M21 в Австралио-Антарктической котловине, примыкающей к плато Кергелен с северо-востока и востока.

Ранняя история раскрытия Индийского океана и генетические типы окраин плато Кергелен. Около 136–130 млн л. н., на завершающей стадии рифтогенеза между Индией и Австралией проявились

первые признаки действия мантийного плюма в Восточной Гондване, представленные базальтами Банбери (Западная Австралия) (рис. 2, А). Предположительно в это время вулканализм также развивался на плато Натуралиста (юго-западная окраина Австралии) и сопряженной с ней банке Брюс (окраина Восточной Антарктиды) [Лейченков и др., 2014] (рис. 2, Б). Кульминацией проявления плюма было излияние большой массы базальтов с образованием южной провинции плато Кергелен в период между 120 и 110 млн л. н. Позднее, в период от 110 до 100 млн л. н. сформировались центральная провинция и банка Элан [Coffin et al., 2002]. Согласно реконструкциям расположения банки Элан [Radhakrishna et al., 2012; Sinha et al., 2015] ее южная и северная окраины, сопряженные, соответственно, с окраинами Антарктиды и Индии, сформировались в результате рифтогенеза, а западную окраину можно отнести к сдвиговому транстенсивному типу (рис. 2, В).

После длительного рифтогенного растяжения континентальной литосферы около 80–83 млн л. н. началось океаническое раскрытие между Австралией и Антарктидой [Лейченков и др., 2014; Дубинин и др., 2018]. Последующее продвижение оси спредингового хребта в западном направлении привело к расколу раннемеловой океанической

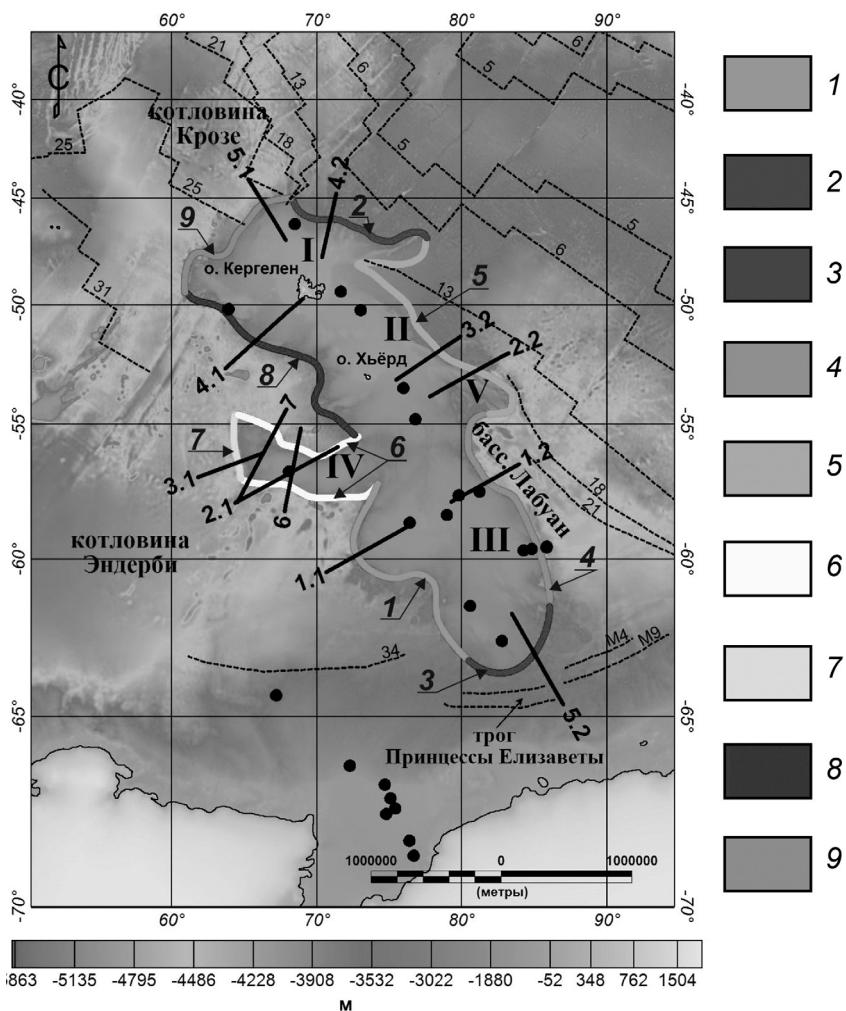


Рис. 3. Генетические типы окраин плато Кергелен: 1 — рифтогенная окраина южной провинции плато Кергелен с древней литосферой котловины Эндерби; 2 — рифтогенная окраина северной провинции плато Кергелен с относительно молодой литосферой Австрало-Антарктической котловины; 3 — рифтогенная окраина южной провинции плато Кергелен в районе трога Принцессы Елизаветы; 4 — рифтогенная окраина, сформированная при расколе старой океанической литосферы (бассейн Лабуан); 5 — рифтогенная окраина, сформированная при расколе плато Кергелен (хр. Вильямс); 6 — рифтогенная окраина с гиперрастяжением (северная и южная окраины банки Элан); 7 — сдвиговая окраина банки Элан; 8 — окраина северной провинции плато Кергелен с древней литосферой котловины Эндерби; 9 — окраина северной провинции плато Кергелен с относительно древней литосферой котловины Кроze. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

1
2
3
4
5
6
7
8
9

коры и отделению плато Кергелен от хр. Броулен в среднем эоцене (рис. 2, I).

Структуры растяжения отчетливо проявлены в краевых зонах в виде сопряженных структур грабенов, полуграбенов и хребтов, имеющих северо-южное и северо-западное—юго-восточное простирание (рис. 1) [Rotstein et al., 1992] с резко расчлененным рельефом — трог Обь — хр. Вильямс.

История развития плато Кергелен, которое сопровождалось интенсивной магматической деятельностью, и сложная структура его коры, включающая блоки с утоненной континентальной корой или блоки с утолщенной за счет вулканизма и андерплейтинга океанической корой, предполагает разный генезис окраин плато Кергелен, а следовательно, и их разное строение.

Анализ геологических и геофизических данных показывает, что в пределах плато Кергелен достаточно надежно можно выделить три микроконтинентальных блока [Benard et al., 2010; Лейченков и др., 2018; Gaina et al., 2007]. Первый расположен в южной провинции плато Кергелен и перекрыт вулканическими комплексами с возрастом ~120 млн лет. Этот континентальный блок отделен от материковой части Антарктиды трогом Принцессы Елизаветы, подстилаемым узкой полосой океанической коры, имеющей возраст

130–125 млн лет. Второй микроконтинентальный блок выделен в северной части южной провинции плато Кергелен. Он отделен от южного блока седловиной в поверхности морского дна и кровле вулканической толщи. Еще один континентальный блок представлен банкой Элан. Все эти континентальные микроблоки имеют соответствующие континентальные окраины.

По истории развития все окраины плато Кергелен можно разделить на несколько основных типов, схематично представленных на рис. 3. К первому типу относятся окраины микроконтинентов, расположенных в структуре плато Кергелен, изначально сформированные в результате континентального рифтогенеза на ранней стадии разделения Индии и Антарктиды, это юго-западная окраина южной провинции плато Кергелен, обращенная к котловине Эндерби, северная и южная окраины банки Элан. Особое место среди окраин этого типа занимает южная окраина плато Кергелен, отделенная от окраины Антарктиды узким бассейном Принцессы Елизаветы, подстилаемым океанической корой и представляющим собой неразвившийся океан с погребенным палеорифтом.

Второй тип окраин, связанный с ранней стадией отделения Индии от Антарктиды, пред-

ставляет рифтогенно-сдвиговая западная окраина банки Элан [Sinha et al., 2015; Radhakrishna et al., 2012]. Идентификация этого типа окраины крайне затруднительна из-за неточности реконструкций.

Третий тип окраин также относится к рифтогенным и ограничивает восточную часть плато Кергелен в районе бассейна Лабуан. Формирование этой окраины связано с расколом более древней океанической литосферы, формированием ЮВИХ и аккрецией на нем новой океанической коры. Сопряженная с этой окраиной южная окраина котловины Перт отмечена структурой трога Диамантина, характеризующейся резко расчлененным рельефом и отделяющей древнюю литосферу котловины Перт от более молодой литосферы Австралио-Антарктической котловины (рис. 1, А).

Четвертый тип окраин плато Кергелен близок к третьему типу. Он ограничивает с северо-востока северную магматическую провинцию плато Кергелен. К особенностям этой рифтогенной окраины относится то обстоятельство, что она сформировалась в результате «столкновения» развивающегося ЮВИХ с магматической провинцией плато Кергелен, которое произошло ~43 млн л. н. [Borissova et al., 2002]. Следствием такого «столкновения» стало разделение плато Кергелен на две части: собственно плато Кергелен и хр. Броулен, расположенный на северо-востоке от ЮВИХ. Современные места «раскола» некогда единого плато четко фиксируются в резко расчлененном рельефе, выраженным в виде хр. Вильямы (рис. 1, Б) со стороны северо-восточной окраины плато Кергелен и крутого уступа трога Обь (рис. 1, А), фиксирующих границу более молодой коры, сформированной на ЮВИХ.

И, наконец, к пятому типу окраин плато Кергелен можно отнести северную и северо-западную окраины, обращенные к котловинам Крозе, Австралио-Антарктической и Эндерби. Эти окраины разделяют северную провинцию плато Кергелен, сформированную в результате плюмовой магматической деятельности, и разновозрастные океанические котловины.

Строение рельефа окраин плато Кергелен. Анализ рельефа краевых зон плато Кергелен разных генетических типов позволяет выявить характерные особенности морфологии, а вместе с данными плотностного моделирования — и особенности глубинного строения переходных зон. В рельефе дна окраины плато в целом выражены в виде крутых склонов, переходящих в примыкающие к ним котловины (рис. 4–7). Такая форма характерна для магматических плато. Морфологические особенности окраин зависят от геодинамических условий перехода от рифтинга к спредингу, интенсивности проявления магматических процессов, возраста и глубины дна абиссальной равнины, влияющей на крутизну склона окраины.

Рифтогенные окраины микроконтинентов западной части южной и центральной провинций плато Кергелен и банки Элан переходят в котловину Эндерби, подстилаемую наиболее древней океанической корой (возраст 120–100 млн лет [Лейченков и др., 2018]). На профилях, представленных на рис. 4 и 5, показано, что глубина в районе бассейна Эндерби увеличивается до 5000 м, склон довольно крутой и изрезан уступообразными структурами.

Рельеф северной и южной границ банки Элан относительно слаженный (рис. 4, профили 2.1 и 6, 7). Формирование северной и северо-западной окраин сопровождалось очень сильным растяжением (гиперрастяжением), утонением континентальной коры и отсутствием обильного магматизма. В этой зоне серпентинизированная мантия выходит на поверхность, образуя вытянутую, протяженную переходную зону от континентальной коры к океанической [Sinha et al., 2015]. Сдвиговая западная окраина имеет более расчлененный рельеф (рис. 4, профиль 3.1). При этом ширина шельфовой зоны здесь уже, а континентальный склон более крутой, в отличие участков, где раскол происходил по рифтовой трещине.

Ирезанный рельеф южной окраины плато Кергелен отражает постепенное заглубление дна по мере перехода от утоненной континентальной коры, перекрытой базальтовыми излияниями, к трогу Принцессы Елизаветы, где узкая полоса океанической коры перекрыта мощным (до 4 км) слоем осадочных образований, глубина дна в бассейне достигает 3–3,5 км (рис. 5). В троге Принцессы Елизаветы (между 80° и 87° в. д.) граница континент–океан резко смешена на юг и расположена почти в основании континентального склона и борта окраинного рифтового грабена, ширина которого составляет здесь всего 40–80 км, т.е. намного меньше, чем в других частях окраины.

Юго-восточная окраина плато Кергелен в районе бассейна Лабуан имеет выраженную линейность и характеризуется крутым склоном и резким переходом от плато Кергелен к Австралио-Антарктической котловине [Rotstein, 1992]. Эта окраина сформировалась в условиях рифтогенного раскола древней океанической литосферы и фиксируется в рельефе глубоким трогом, сопряженным с разломом Диамантина на противоположной стороне Австралио-Антарктического поднятия (рис. 6, профиль 1.2).

Очень крутой склон с перепадом глубины почти 3000 м характеризует северо-восточную окраину плато Кергелен, переходящую в глубоководную Австралио-Антарктическую котловину в районе хр. Вильямы, обрамленного с обеих сторон глубокими трогами (рис. 6, профиль 2.2). В отличие от более древней и более глубокой котловины Эндерби, уровень дна Австралио-Антарктической котловины в этом районе находится на глубине

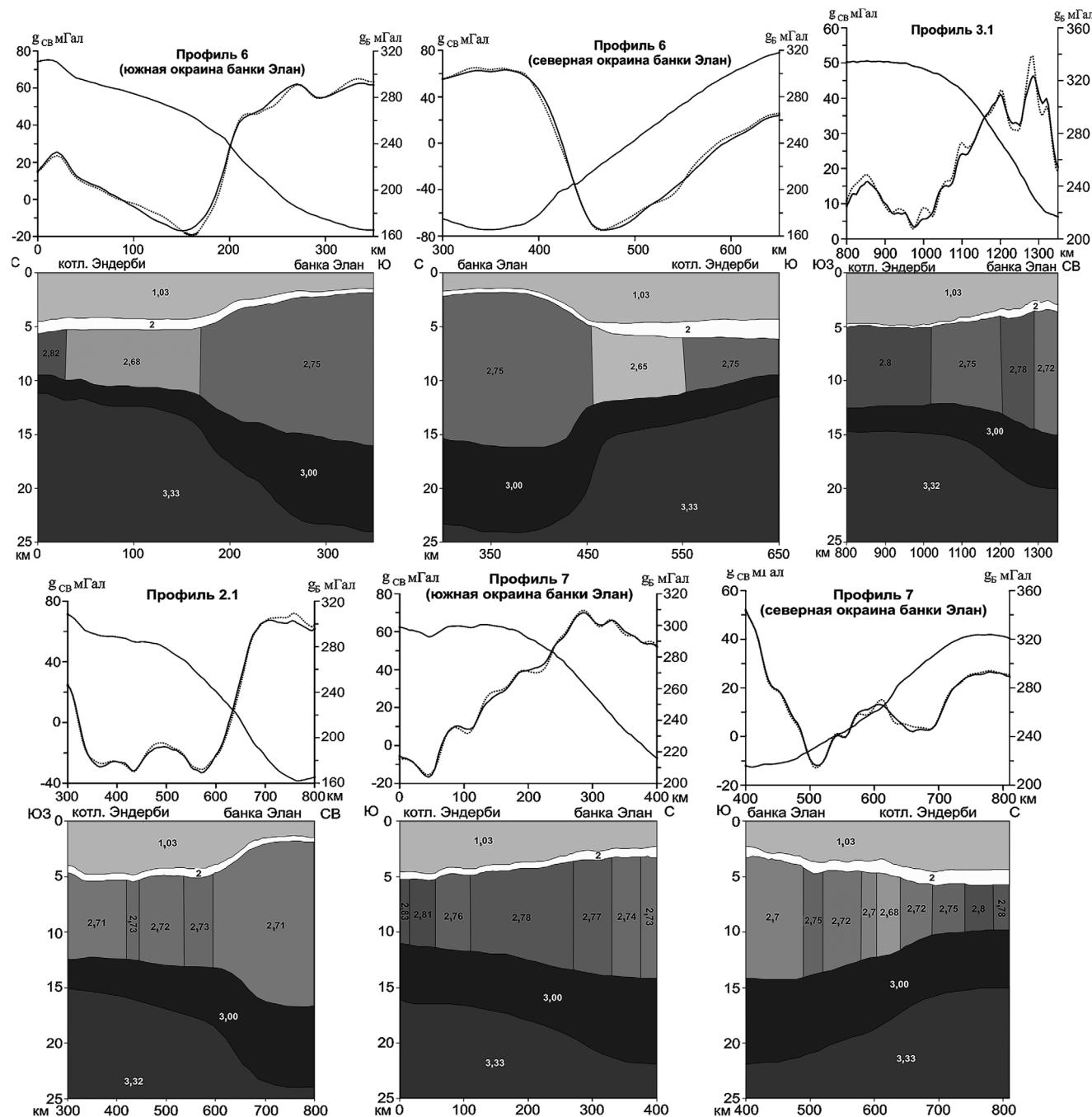


Рис. 4. Результаты двумерного плотностного моделирования по профилям, пересекающим окраины банки Элан. Положение профилей см. на рис. 3. Графики над моделями: сплошная черная кривая — аномалии силы тяжести в свободном воздухе; сплошная серая кривая — аномалии силы тяжести в редукции Буге; пунктирная серая кривая — результат подбора при плотностном моделировании

3–3,5 км, а возраст подстилающей ее коры не превышает 43 млн лет [Borissova et al., 2002]. Резко расчлененный рельеф краевой зоны объясняется тем, что в этом месте крупная магматическая провинция, в доэоценовое время включавшая в себя плато Кергелен и расположенный сейчас на северо-востоке от нее хр. Броулен, была разделена «молодым» развивающимся Юго-Восточным Индийским спрединговым хребтом на две части [Borissova, et al., 2002]. Севернее хр. Вильямс, на северо-запад вдоль простирания краевой зоны северной провинции плато Кергелен, континен-

тальный склон остается очень крутым, но его рельеф становится менее изрезанным (рис. 6, профиль 3.2).

На строение окраин северной провинции плато Кергелен существенно повлияло то обстоятельство, что формирование этой провинции полностью оказалось результатом плюмовой магматической деятельности, которая привела к значительному утолщению коры в результате вулканической активности и андерплейтинга, нараставшего кору снизу за счет кристаллизации расплавленного магматического материала.

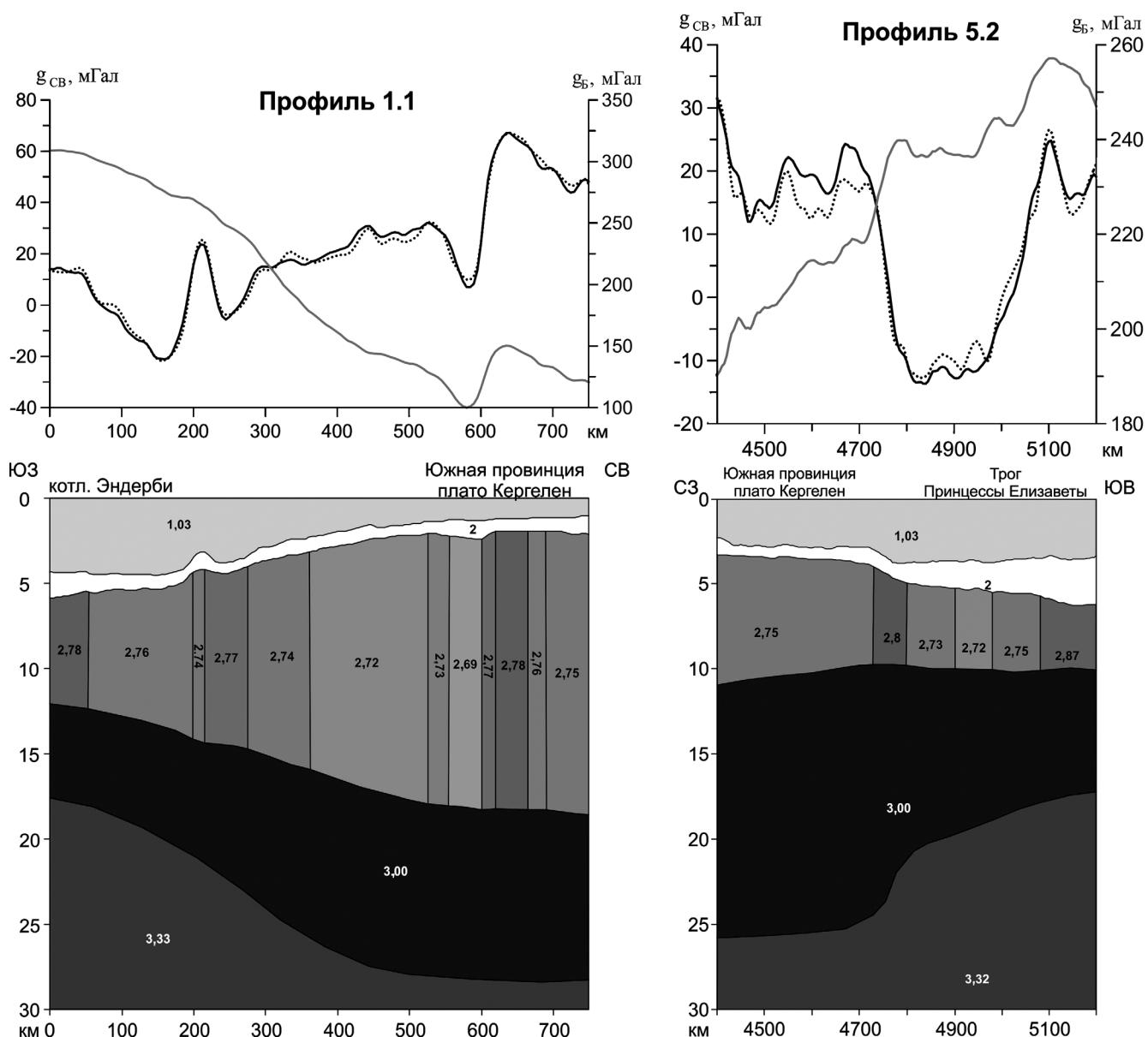


Рис. 5. Результаты двумерного плотностного моделирования по профилям, пересекающим рифтогенную окраину южной провинции плато Кергелен. Положение профилей см. на рис. 3, условные обозначения к графикам см. на рис. 4

Плюмовая вулканическая деятельность, сформировавшая характерный вулканический рельеф поверхности этой провинции, а также высокая степень прогрессии мантии привели к тому, что ее поверхность поднята значительно выше (средняя глубина дна <1000 м), чем другие провинции плато, а отдельные ее участки поднимаются выше уровня моря в виде о-вов Кергелен и Хъерд. Рельеф западной окраины, которая постепенно переходит в древнюю котловину Эндерби, довольно гладкий и пологий (рис. 7, профиль 4.1). Северная и северо-западная окраины имеют более крутой склон, имеющий ступенчатую морфологию. Окраина переходит в абиссальную котловину Крозе, глубина дна которой превышает 5000–5500 м (рис. 7, профиль 5.1). Север-северо-восточная окраина северной провинции плато Кергелен, обращенная в сторону Австралио-Антарктической котловины,

также имеет довольно изрезанный ступенчатый рельеф вулканического происхождения. Склон здесь более пологий, что связано с более молодым возрастом и меньшей глубиной (до 4000 м) Австралио-Антарктической котловины и, видимо, с значительным прогревом литосферы, обусловленным термическим влиянием плюма Кергелен и горячей точки Амстердам–Сен-Поль, расположенной вблизи рифтовой зоны ЮВИХ (рис. 7, профиль 4.2).

Строение тектоносферы краевых зон плато Кергелен по результатам анализа геофизических данных. Анализ данных потенциальных полей совместно с плотностным моделированием, а также рельефа дна позволяет уточнить глубинное строение тектоносферы окраин плато Кергелен и по-новому взглянуть на их природу. По характеру распределения аномалий силы тяжести в редукции

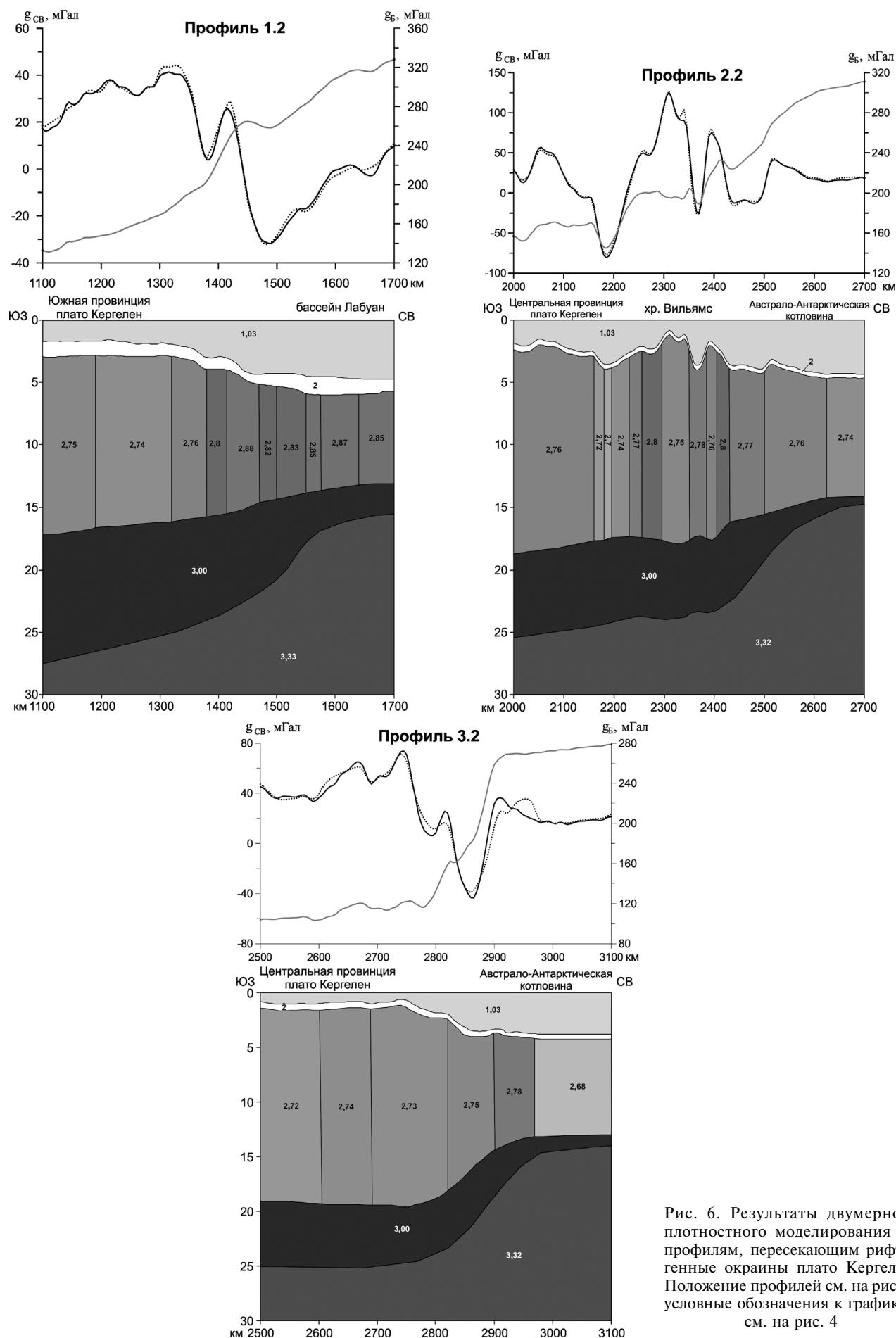


Рис. 6. Результаты двумерного плотностного моделирования по профилям, пересекающим рифтогенные окраины плато Кергелен. Положение профилей см. на рис. 3, условные обозначения к графикам см. на рис. 4

Буге (рис. 1, *B*) северная часть плато характеризуется наименьшими значениями (~50 мГал). При переходе к южному сектору значения возрастают (до ~160 мГал), что свидетельствует о гетерогенном строении плато. При этом перепад аномалий для окраин северной провинции плато Кергелен к древним котловинам Крозе и Эндерби довольно резкий (от 50 мГал на плато до 300 мГал в котловинах). Окраины банки Элан, а также переходные зоны южной и центральной провинций в Австралио-Антарктический бассейн и котловину Эндерби менее контрастны (от 150 мГал на банке до 300 мГал в котловинах). Окраина северного блока плато Кергелен с Австралио-Антарктическим бассейном наименее контрастная, что может быть обусловлено молодым возрастом Австралио-Антарктической котловины.

На карте аномалий магнитного поля ΔT_a (рис. 1, *I*) в северной части плато Кергелен прослеживаются интенсивные знакопеременные линейные аномалии с северо-западным простиранием, которые переходят в прилегающую котловину Крозе. Переходные зоны южной и центральной провинций достаточно контрастные — на плато Кергелен наблюдается хаотичное распределение аномалий, а в Австралио-Антарктическом бассейне — упорядоченные линейные аномалии. Переход от южной провинции плато и банки Элан в котловину Эндерби на юго-западной границе тоже достаточно контрастен, но в меньшей степени, чем на северо-восточной границе, и характеризуется хаотичным распределением аномалий в пределах провинций плато и линейным распределением аномалий в котловине.

Нами на основе информации о глубине залегания границ основных слоев тектоносферы [Whittaker et al., 2013; Reguzzoni, Sampietro, 2014] и их плотностной характеристики выполнено плотностное моделирование по профилям, пересекающим окраины провинций плато Кергелен (рис. 3, 4–7). Разрез тектоносферы в разных сегментах окраин плато имеет свои особенности. Так, кора с наибольшей мощностью отмечена под северной провинцией плато (до 30 км), а с наименьшей — под южной (~25 км) [Булычев и др., 2015; Шайхуллина и др., 2018]. Наименьшие значения плотности коры отмечены под северной провинцией плато, что может быть связано с присутствием разуплотненного материала, который образуется за счет термического влияния горячей точки Кергелен. Слой подкоровой литосферы в целом мало меняется по мощности и плотности, которые незначительно уменьшаются в направлении от южной провинции плато к северной.

По результатам плотностного моделирования по профилям, пересекающим окраины банки Элан, можно заметить, что аномалии силы тяжести в редукции Буге имеют перепад от 320 мГал в котловине до 160 мГал на банке (рис. 4, профиль 6).

На востоке банки, ближе к сдвиговой окраине, характер поля силы тяжести становится менее сглаженным (рис. 4, профили 7, 2.1).

На профиле 3.1, пересекающем сдвиговую окраину банки Элан, видно, что мощность коры под банкой меньше, чем в центральной части, а мощность коры в котловине Эндерби больше. При этом окраина характеризуется более резким перепадом силы тяжести в редукции Буге, что характеризует резкий переход от одного типа коры к другому. Мощность осадочных образований максимальная на северной рифтогенной окраине, но по мере продвижения на восток к сдвиговой окраине мощность уменьшается.

На восточной окраине южного сектора плато Кергелен, которая переходит в бассейн Эндерби, графики аномалий силы тяжести также имеют изрезанную форму (рис. 5, профиль 1.1). Перепад силы тяжести в редукции Буге такой же, как и на банке Элан (от 120 мГал на плато до 320 мГал в котловине).

Южная окраина плато, которая переходит к трогу Принцессы Елизаветы, характеризуется неровным полем силы тяжести, небольшим перепадом силы тяжести в редукции Буге (от 190 мГал на плато до 260 мГал в троге) и большой мощностью осадочных отложений (до 4 км) (рис. 5, профиль 5.2). Здесь глубина дна увеличивается до 3,7 км, толщина коры уменьшается до 14 км, а наличие линейных магнитных аномалий свидетельствует о разрыве сплошности континентальной коры и начальном этапе спрединга, который отделил микроконтинентальный блок южной провинции плато Кергелен от Антарктиды [Лейченков и др., 2018].

Юго-восточная окраина плато с бассейном Лабуан характеризуется значительным перепадом аномалий силы тяжести в свободном воздухе, что соответствует резкому переходу от плато к прилегающему бассейну (рис. 6, профиль 1.2). Также наблюдается значительный перепад амплитуды силы тяжести в редукции Буге (от 140 мГал на плато до 330 мГал в бассейне Лабуан). При этом мощность осадков на окраине достаточно большая (до 2 км). Мощность коры изменяется от 25 км на плато до 10 км в бассейне Лабуан.

Окраина центральной части плато Кергелен с Австралио-Антарктической котловиной в районе хр. Вильямс характеризуется очень изрезанным характером поля силы тяжести в свободном воздухе и в редукции Буге (рис. 5, профиль 2.2). Амплитуды аномалий силы тяжести в редукции Буге варьируют от 180 мГал на плато и хребте до 300 мГал в бассейне Лабуан. Мощность осадочных отложений на этой окраине небольшая. Мощность коры достигает 23 км под хр. Вильямс и плато, а в котловине до 10 км. По профилю 3.2, пересекающему центральную часть и примыкающий к ней хребет севернее, характер поля остается менее изрезанным, но значения амплитуды силы тяжести в

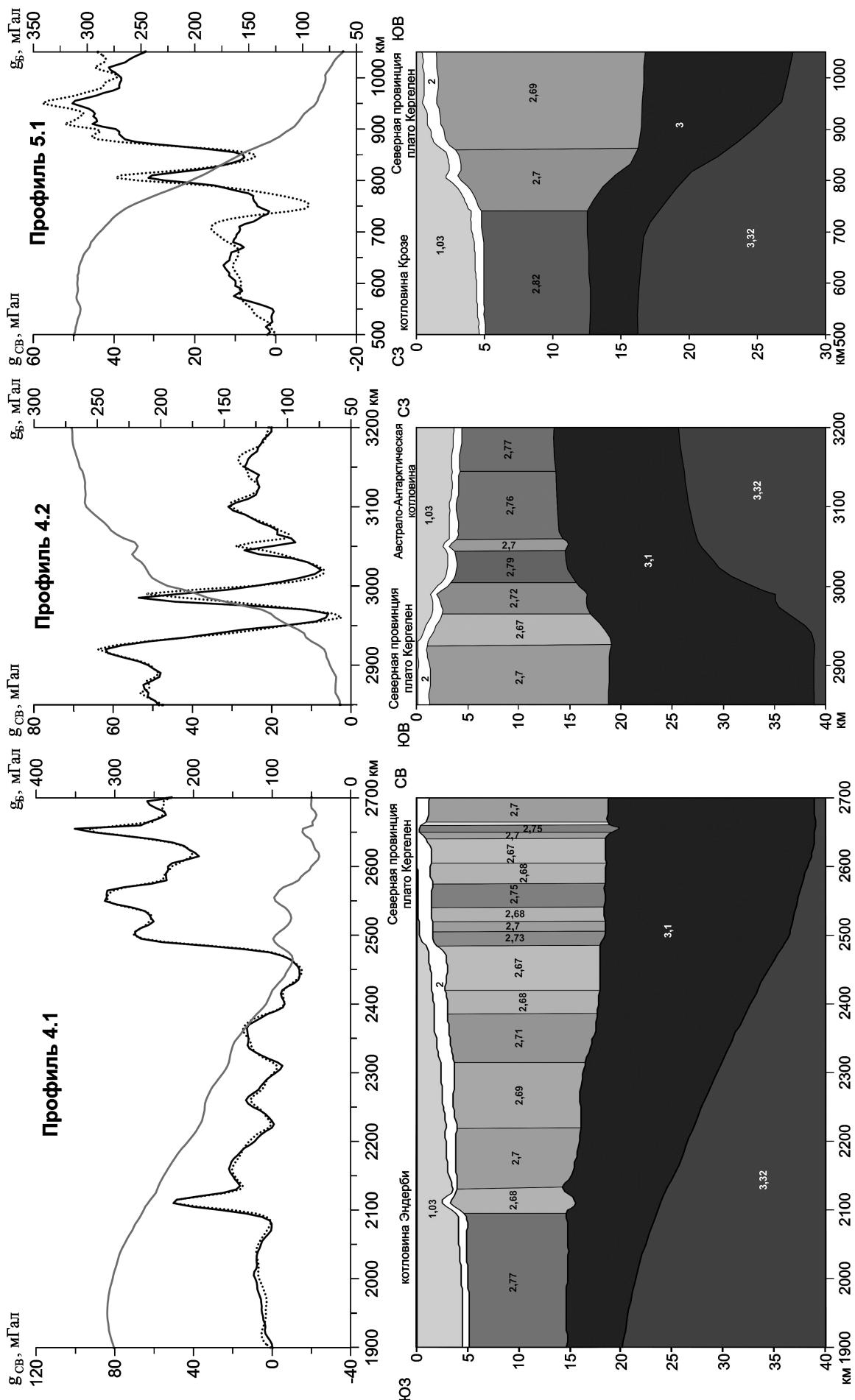


Рис. 7. Результаты двумерного плотностного моделирования по профилям, пересекающим окраины северной провинции плато Кергелен. Положение профилей см. на рис. 3, условные обозначения к трафикам см. на рис. 4

редукции Буге уменьшаются (до 110 мГал на плато, а в котловине до 280 мГал) (рис. 6, профиль 3.2). При этом кора сложена блоками меньшей плотности, что может быть связано с близостью к горячей точке Кергелен.

Окраины северной части плато Кергелен характеризуются самыми резкими перепадами амплитуд аномалий силы тяжести в редукции Буге, это может объяснять тот факт, что мощность в этой части плато наибольшая (до 30 км), а значения плотности наименьшие за счет горячей точки Кергелен.

Северо-западная окраина северной части плато с котловиной Эндерби имеет крутой склон и изрезанные графики аномалий силы тяжести в свободном воздухе и в редукции Буге (рис. 7, профиль 4.1). Перепад амплитуд силы тяжести в редукции Буге значительный — от 50 мГал на плато до 300 мГал в котловине. Мощность осадочных отложений также достаточно большая (~1 км), а мощность коры варьирует от 30 км на плато до 15 км в котловине.

Северо-северо-западная окраина плато, которая переходит в котловину Крозе, также имеет неспокойное поле силы тяжести (рис. 7, профиль 5.1). Амплитуды силы тяжести в редукции Буге имеют больший перепад, чем на северо-западной окраине с котловиной Эндерби (от 320 мГал в котловине Крозе). Это может объясняться тем, что мощность коры в котловине Крозе меньше (~10 км).

Северо-восточная окраина плато имеет меньший перепад амплитуд аномалий силы тяжести в редукции Буге (от 270 мГал в котловине до 60 мГал

на плато) (рис. 7, профиль 4.2). При этом характер поля также остается изрезанным.

Заключение. На основании анализа ранних этапов развития Индийского океана, особенностей строения рельефа краевых зон плато Кергелен и плотностного моделирования выделены разные морфодинамические типы его окраин. На их формирование, морфологию и глубинную структуру существенно повлияли следующие факторы. Во-первых, разнообразие обстановок перехода от рифтинга к спредингу, в условиях которых происходило формирование окраин. Они включают рифтогенное разрушение континентальной литосферы, рифтогенез в пределах старой океанической литосферы и рифтогенное разрушение крупной магматической провинции Кергелен в эоцене. Во-вторых, плюмовая активность на начальных этапах спрединга стимулировала перескок оси спрединга в сторону молодой континентальной окраины и отделение от нее блоков микроконтинентов с утоненной корой. В-третьих, плюмовая активность привела к формированию крупной магматической провинции с утолщенной корой за счет потоков излившихся базальтов и андер-плейтинга. В-четвертых, плато Кергелен обрамляется котловинами, имеющими разный возраст подстилающей коры, а следовательно, и разные гипсометрический уровень глубины дна и толщину литосферы, что свою очередь определяет крутизну склонов окраин и их глубинное строение.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00127) и Российского научного фонда (проект № 16-17-10139).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Булычев А.А., Гилод Д.А., Дубинин Е.П. Двумерное структурно-плотностное моделирование строения тектоносферы акватории южной части Индийского океана // Геофиз. исследования. 2015. Т. 16, № 4. С. 15–35.
- Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Макушкина А.И. Физическое моделирование условий образования микроконтинентов и краевых плато континентальных окраин // Физика Земли. 2018. № 1. С. 94–107.
- Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В. и др. Строение земной коры и история тектонического развития индоокеанской акватории Антарктики // Геотектоника. 2014. № 1. С. 8–28.
- Лейченков Г.Л., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Аграпнов Г.Д. Формирование и эволюция микроконтинентов плато Кергелен, южная часть Индийского океана // Геотектоника. 2018. № 5. С. 3–21.
- Шайхуллина А.А., Дубинин Е.П., Булычев А.А., Гилод Д.А. Тектоносфера плато Кергелен по геофизическим данным // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2018. Т. 37, № 1. С. 43–50.
- Barron J., Larson B., Baldauf J. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results // Ocean Drilling Program. College Station. TX. 1991. Vol. 119. 1003 p.
- Becker J.J., Sandwell D.T., Smith W.H.F. et al. Global bathymetry and elevation data at 30 arc seconds resolution:
- SRTM30 PLUS // Marine Geodesy. 2009. Vol. 32, N 4. P. 355–371.
- Benard F., Callot J.-P., Vially R. et al. The Kerguelen plateau: Records from a long-living/composite microcontinent // Marine and Petrol. Geol. 2010. Vol. 27, N 3. P. 633–649. DOI: 10.1016/j.marpgeo.2009.08.011.
- Borissova I., Moore A., Sayers J. et al. Geological Framework of the Kerguelen plateau and adjacent ocean basins. Canberra City: Geoscien. Australia Record, 2002. 120 p.
- Charvis P., Recq M., Opero S., Brefort D. Deep structure of the northern Kerguelen plateau and hot spot related activity // Geophys. J. Intern. 1995. Vol. 122, N 3. P. 899–924.
- Coffin M.F., Pringle M.S., Duncan R.A. et al. Kerguelen hotspot magma output since 130 Ma // J. Petrol. 2002. Vol. 43, N 7. P. 1121–1139.
- Cooper A.K., O'Brien P.E., Richter C. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results // Ocean Drilling Program. College Station. TX. 2004. Vol. 188. DOI: 10.2973/odp.proc.sr.188.2004
- Gaina C., Muller R.D., Brown B. et al. Breakup and early seafloor spreading between India and Antarctica // Geophys. J. Intern. 2007. Vol. 170, N 1. P. 151–169.
- Gladzenko T.P., Coffin M.F. Kerguelen plateau crustal structure and basin formation from seismic and gravity data // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106, N B8. P. 16583–16601.

Gohl K., Parsiegla N., Ehlers B-M. et al. Marine geophysics: Geodynamic and tectonic evolution of the continental margin of the Prydz Bay area // The Expedition of the Research Vessel «Polarstern» to the Antarctic in 2007 (ANT-XXIII/9). Berichte zur Polar- und Meeresforschung. 2008. Vol. 583. P. 15–36.

Jokat W., Nogi Y., Leinweber V. New aeromagnetic data from the western Enderby Basin and consequences for Antarctic India break up // Geophys. Res. Lett. 2010. Vol. 37, N 21. L21311. DOI: 10.1029/2010GL045117

Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H. et al. EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements // Geochem., Geophys., Geosystems. 2009. Vol. 10, N 8. 12 p.

Munschy M., Schlich R. Structure and evolution of the Kerguelen-Heard Plateau (Indian Ocean) deduced from seismic stratigraphy studies // Marine Geol. 1987. Vol. 76. P. 131–152.

Operto S., Charvis P. Deep structure of the southern Kerguelen Plateau (southern Indian Ocean) from ocean bottom seismometer wide-angle seismic data // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 101, N B11. P. 25077–25103.

Radhakrishna M., Twinkle D., Satyabrata Nayak et al. Crustal structure and rift architecture across the Krishnæ-Godavari basin in the central Eastern Continental Margin of India based on analysis of gravity and seismic data // Marine and Petrol. Geol. 2012. Vol. 37. P. 129–146.

Reguzzoni M., Sampietro D. GEMMA: An Earth crustal model based on GOCE satellite data // Intern. J. Applied Earth Observation and Geoinformation. 2014. 16 p. URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2014.04.002>

Rotstein Y., Schlich R., Munsch M., Coffin M.F. Structure and tectonic history of the southern Kerguelen Plateau (Indian Ocean) deduced from seismic reflection data // Tectonics. 1992. Vol. 11, N 6. P. 1332–1347.

Sandwell D.T., Muller R.D., Smith W.H.F. et al. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // Science. 2014. Vol. 346, N 6205. P. 65–67. DOI: 10.1126/science.1258213. URL: <http://www.ngdc.noaa.gov/>, <http://topex.ucsd.edu> (дата обращения: 15.02.2019).

Schlich R. Structure et âge de l'océan Indien occidental // Mem. Hors Service Soc. Geol. France. 1975. N 6. 103 p.

Sinha S.T., Nemcok M., Choudhuri M. et al. The Role of Breakup Localization in Microcontinent Separation Along a StrikeSlip Margin: East India-Elan Bank Case Study // Geol. Soc. Lond., Spec. Publ. 2015. Vol. 431. P. 95–123. URL: <https://doi.org/10.1144/SP431.5>

Whittaker J.M., Goncharov A., Williams S.E. et al. Global sediment thickness data set updated for the Australian-Antarctic Southern Ocean // Geochem., Geophys., Geosystems. 2013. Vol. 14, N 8. P. 3297–3305. DOI: 10.1002/ggge.20181.

Поступила в редакцию 29.10.2019

Поступила с доработки 15.01.2020

Принята к публикации 15.01.2020