

ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ АНТАРКТИДЫ В МОРЕ СОДРУЖЕСТВА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Г.Л. Лейченков^{1,2}, Ю.И. Галушкин³, Ю.Б. Гусева⁴, Е.П. Дубинин³

¹ *Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга, 190121, Санкт-Петербург, Английский просп., 1, Россия*

² *Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, Россия*

³ *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Музей землеведения, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия*

⁴ *Полярная морская геолого-разведочная экспедиция, 198412, Санкт-Петербург, Ломоносов, ул. Победы, 24, Россия*

Рассматривается строение земной коры, сейсмостратиграфия, термическая эволюция и характер растяжения литосферы осадочного бассейна моря Содружества, расположенного на континентальной окраине Антарктиды в южной части Индийского океана. Бассейн моря Содружества включает в себя внутриконтинентальный и окраинный рифты, первый из которых расположен на шельфе, а второй в глубоководной акватории. В результате сейсмостратиграфического анализа в осадочном чехле внутриконтинентального рифта выделены четыре комплекса, которые формировались в период от средней перми до позднего кайнозоя, а в осадочном чехле окраинного рифта — девять комплексов, отлагавшихся со среднеюрского времени. Численное моделирование термического режима и тектонического погружения фундамента выполнено в одномерном варианте по 18 пунктам вдоль профиля, пересекающего бассейн от шельфа до нижнего подножия континентального склона. По результатам моделирования с учетом данных сейсмостратиграфического анализа установлено изменение температуры пород с глубиной и степени растяжения литосферы в рифтовой истории бассейна. Моделирование показало, что для объяснения глубины погружения фундамента и мощности кристаллической части земной коры бассейна требуется растяжение литосферы до начала формирования осадков. Максимальное растяжение достигается в депоцентрах рифтовых структур (где земная кора самая тонкая) и во внутриконтинентальном рифте составляет 2.8 до начала осадконакопления и 1.16 после, а в окраинном рифте 4.6 и 1.4 соответственно.

Континентальная окраина, осадочный бассейн, рифтогенез, численное моделирование бассейнов, растяжение литосферы, Антарктика, море Содружества.

EVOLUTION OF THE SEDIMENTARY BASIN OF THE CONTINENTAL MARGIN OF ANTARCTICA IN THE COOPERATION SEA (from results of numerical modeling)

G.L. Leitchenkov, Yu.I. Galushkin, Yu.B. Guseva, and E.P. Dubinin

We discuss the structure of the Earth's crust, the seismic stratigraphy, thermal evolution, and stretching of the lithosphere in the sedimentary basin of the Cooperation Sea located on the continental margin of Antarctica in the south of the Indian Ocean. The sedimentary basin includes intracontinental and marginal rifts; the former is located on the shelf, and the latter, in the deep-water area. A seismostratigraphic analysis has revealed four sequences in the sedimentary cover of the intracontinental rift, which formed from middle Permian to late Cenozoic, and nine sequences in the sedimentary cover of the marginal rift, which have been deposited since the Middle Jurassic. One-dimensional numerical modeling of the thermal regime and the basement subsidence was performed over 18 points along the profile crossing the basin from the shelf to the lower continental rise. Based on the results of modeling and seismostratigraphic analysis, we have established variations in rock temperature with depth and in the degree of lithosphere stretching throughout the basin rift history. The modeling showed that the depth of the basement subsidence and the thickness of the crystalline part of the basin crust are governed by the lithosphere stretching before sedimentation. The maximum stretching is reached at the depocenters of rift structures (where the crust is the thinnest), being 2.8 before sedimentation and 1.16 after it in the intracontinental rift and 4.6 and 1.4, respectively, in the marginal rift.

Continental margin, sedimentary basin, rifting, numerical modeling of basins, lithosphere stretching, Antarctic, Cooperation Sea

ВВЕДЕНИЕ

Море Содружества расположено в южной (антарктической) части Индийского океана между 55° и 80° в.д. и занимает акваторию от континентального шельфа до абиссальной котловины (рис. 1). Западная часть шельфа моря Содружества достаточно узкая, шириной 50—100 км, а восточная вдается в континент более чем на 300 км и имеет название зал. Прюдс. Континентальный склон моря Содружества и его подножие расположены на глубинах от 450—500 м до 4200—4500 м и протягиваются в сторону океана на 420—450 км, представляя собой один из наиболее широких фрагментов континентальной окраины Антарктиды. В море Содружества расположен крупный осадочный бассейн, который образовался в результате рифтогенеза и распада Восточной Гондваны (разделения Индии и Антарктиды [Лейченков и др., 2014]). Бассейн продолжается на запад в море Космонавтов и на восток в море Дейвиса (см. рис. 1).

Целью настоящего исследования является численное моделирование температурной эволюции литосферы осадочного бассейна, истории погружения его кристаллического фундамента и оценки степени растяжения земной коры на протяжении рифтогенеза. Моделирование выполнено на основе геофизических материалов, полученных в море Содружества Полярной морской геолого-разведочной экспедицией (ПМГРЭ) в составе 52-й и 57-й Российской антарктической экспедиции (РАЭ, 2012 г.), и результатов их интерпретации (сейсмостратиграфического анализа и оценки мощности земной коры).

Результаты моделирования вместе с геофизическими оценками современной мощности консолидированной коры позволяют предполагать, что на раннем этапе рифтогенеза, еще до начала формирования осадочного чехла, амплитуда растяжения литосферы уже могла быть достаточно высокой. Данные о мощности осадочных комплексов и изменении глубины моря по мере развития бассейна позволяют оценить суммарную амплитуду растяжения литосферы в период формирования осадочного чехла.

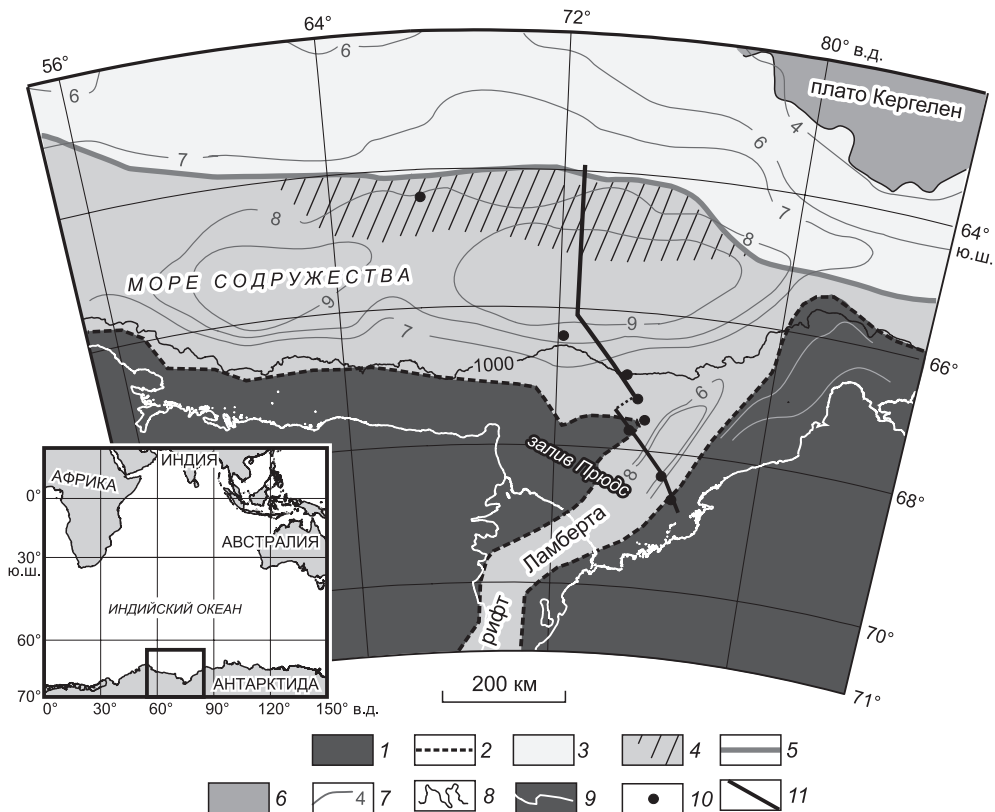


Рис. 1. Схема тектонического строения бассейна моря Содружества, по [Лейченков и др., 2010] с изменениями и дополнениями.

1 — кристаллический щит; 2 — граница кристаллического щита и осадочного бассейна; 3 — внутриконтинентальный и окраинный рифты; 4 — зона эксгумации мантии; 5 — граница континент—океан; 6 — вулканическое плато; 7 — изогипсы поверхности фундамента (км); 8 — изобата 1000 м; 9 — береговая линия и границы шельфового ледника; 10 — скважины ODP; 11 — положение глубинного профиля ОГТ-МПВ с информацией о строении земной коры и осадочного чехла, используемой для выполнения численного моделирования.

С этой целью в настоящем исследовании используется анализ вариаций тектонического погружения бассейна в предположении локально-изостатического отклика литосферы на изменение поверхностной (осадки и море) и внутренней (изменение плотности пород в пределах фундамента) нагрузок. Вместе с оценкой амплитуд растяжения моделирование дает возможность реконструировать термическую историю литосферы и изменение зрелости органического вещества в процессе погружения бассейна.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И КРАТКИЙ ОБЗОР ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РАЙОНА

Геофизические исследования в море Содружества впервые были проведены в 1981 г. австралийской экспедицией [Stagg, 1985] и до недавнего времени регулярно выполнялись разными странами (Австралия, Германия, Россия, Япония) [Лейченко и др., 2014]. В комплекс исследований, как правило, входили многоканальные сейсмические, гравитационные и магнитные наблюдения. В 1988 и в 2000 годах в море Содружества выполнено бурение по программе ODP (рейсы 119 и 188), в результате чего было пройдено пять скважин на шельфе зал. Прюдс, две скважины в верхней части континентального склона и одна скважина в подножии континентального склона моря Содружества [Proceeding..., 1991; 2004].

В 2007 г. в восточной части моря Содружества и на южной оконечности плато Кергелен были проведены совместные российско-германские исследования по проекту третьего Международного полярного года (МПП) «История геодинамического развития, осадконакопления и изменений природной среды бассейна моря Содружества и южной части плато Кергелен» [Лейченко и др., 2010]. В ходе исследований выполнен профиль, пересекающий глубоководную континентальную окраину и абиссальную котловину с юга на север, вдоль которого получены сейсмические данные методом общей глубинной точки (ОГТ) с приемной расстановкой длиной 4.5 км и методом преломленных волн (МПВ) с использованием донных станций. В результате этих работ удалось получить надежную информацию о мощности земной коры и строении осадочного разреза бассейна моря Содружества. В 2012 г. Полярная морская геолого-разведочная экспедиция при выполнении геофизических работ в море Содружества продолжила профиль ОГТ-МПВ 2007 г. на шельф зал. Прюдс с пересечением основных тектонических структур.

В результате обобщения и интерпретации всех имеющихся геофизических данных было установлено, что на шельфе зал. Прюдс располагается северное окончание протяженного внутриконтинентального рифта, известного как рифт Ламберта [Лейченко и др., 2014]. В пределах внешней части шельфа он сочленяется с окраинным рифтом, который представлен антарктической частью рифтовой зоны, развивавшейся между Индией и Антарктидой до раскола континентов.

Геологические данные на побережье Антарктиды указывают, что рифт Ламберта начал формироваться в позднем карбоне, о чем свидетельствует значительная денудация земной поверхности, указывающая на термальную подъем земной коры в бортах зарождавшегося рифта [Lisker et al., 2003], и проявление магматизма с внедрением долеритовых даек и излиянием щелочных оливин-лейцитовых базальтов [Лейченко и др., 2014]. Дальнейшее его развитие документируется формированием толщи пермотриасовых терригенных угленосных осадков (моласс) мощностью более 2 км, обнаруженных в западном борту рифта Ламберта [Алексашин, Лайба, 1993]. Режим растяжения в это время подтверждается внедрением долеритовых даек раннетриасового возраста [Mikhalsky, Sheraton, 1993]. Палеозойско-раннемезозойская фаза рифтогенеза завершилась коротким периодом относительной стабилизации от позднего триаса до начала средней юры (около 170 млн лет), после чего последовало возобновление тектонической активности с повторным растяжением во внутриконтинентальном рифте и образованием протяженной рифтовой зоны между Индией и Антарктидой [Truswell et al., 1999; Лейченко и др., 2018]. Завершение рифтогенеза и раскол литосферы предполагается на основании идентификации самых древних магнитных аномалий в море Содружества и датируется возрастом 130—120 млн л. н. [Лейченко и др., 2010].

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ В МОРЕ СОДРУЖЕСТВА

Строение земной коры изучено в результате плотностного моделирования гравитационных аномалий с использованием сейсмических данных ОГТ и МПВ (рис. 2). Положение границ фундамента и горизонтов осадочного чехла, полученное в результате обработки материалов ОГТ, фиксировалось и в процессе плотностного моделирования не изменялось. Основное внимание уделялось подбору плотностных границ в консолидированной части земной коры и границы Мохо. Моделирование выполнялось с помощью программы GM-SYS 4.8, реализующей алгоритм решения прямой задачи в 2.5-мерном (2.5-D) варианте в режиме последовательных итераций.

Мощность земной коры на побережье моря Содружества составляет 30—35 км. Значительное сокращение мощности происходит в осевой части рифтового грабена, где кристаллический фундамент погружается до 12 км, а граница Мохо поднимается до 22 км (см. рис. 2). Полная мощность земной коры под шельфом по результатам плотностного моделирования составляет 25—26 км. Под континентальным склоном моря Содружества мощность коры резко сокращается до 15 км. В глубоководной акватории мощность коры изменяется от 10 до 13 км, при этом консолидированная ее часть в среднем подножии континентального склона, в районе 370 км, достигает крайнего утонения 5 км (см. рис. 2).

На внешней части окраинного рифта между 450 и 570 км предполагается развитие зоны переходной коры с мантийным вскрытием (см. рис. 1, 2) [Лейченко и др., 2010, 2014]. Мантийное вскрытие представляет собой процесс разрыва земной коры в результате ее экстремального растяжения на финальной стадии рифтогенеза с подъемом и эксгумацией верхней мантии в поверхности морского дна [Boillot, Froitzheim, 2001]. Такой процесс характерен при формировании невулканических окраин и хорошо изучен в северной части Атлантического океана и в юго-восточной части Индийского океана [Лейченко и др., 2014]. В результате подъема мантийные породы (перидотиты) подвергаются серпентинизации, изменяясь по своему составу. Значения их плотности и скорости сейсмических волн заметно уменьшаются.

Доказательством мантийного вскрытия в окраинном рифте моря Содружества является увеличение мощности консолидированной коры (необъяснимое с точки зрения прогрессирующего растяжения) и ее средней плотности (см. рис. 2); наличие высокоамплитудных поднятий фундамента, которые типичны для эксгумированной мантии и могут представлять собой перидотитовые хребты; сложное внутреннее строение коры в сейсмической записи (с многочисленными дифракциями и фрагментарными отражениями), характерное для слоев в различной степени серпентинизированной мантии [Лейченко и др., 2010]. Кроме того, зона мантийного вскрытия выявлена на сопряженной континентальной окраине Индии [Mangipudi et al., 2014]

Сейсмические данные и результаты бурения позволяют достаточно надежно выделить основные комплексы осадочного чехла бассейна моря Содружества и установить их возраст. В составе осадочного чехла выделяются два структурных этажа, отвечающие соответственно рифтовой (предшествующей расколу литосферных плит) и пострифтовой (синоканнической) фазе его развития (рис. 3).

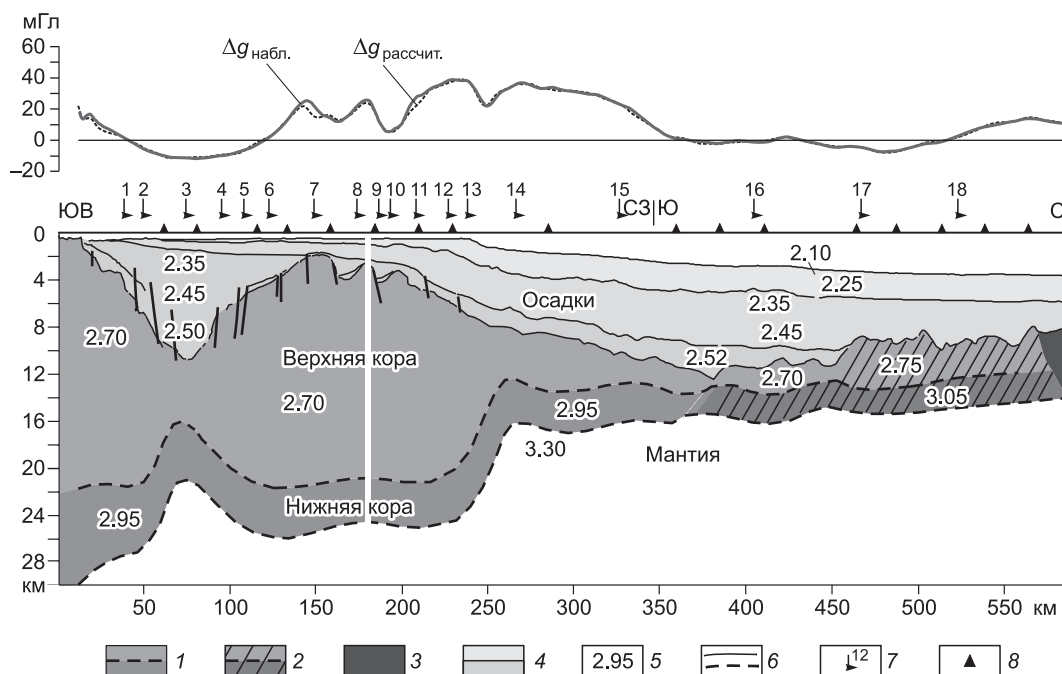


Рис. 2. Плотностная модель земной коры через шельф зал. Прюде и глубоководную часть моря Содружества, рассчитанная с учетом данных ОГТ и МПВ.

Модель изостатически уравновешена; незначительное отклонение от изостатического равновесия происходит в центральной части шельфа и на континентальном склоне. 1—3 — консолидированная (кристаллическая) земная кора: 1 — континентальная, 2 — переходная (сложенная преимущественно серпентинизированными перидотитами), 3 — океаническая; 4 — осадочный чехол (рифтовые и пострифтовые отложения); 5 — плотность пород (г/см^3); 6 — сейсмические и/или плотностные границы; 7 — положение псевдоскважин (сверху указаны их номера); 8 — пункты исследований методом преломленных волн (МПВ). Положение разреза показано на рис. 1.

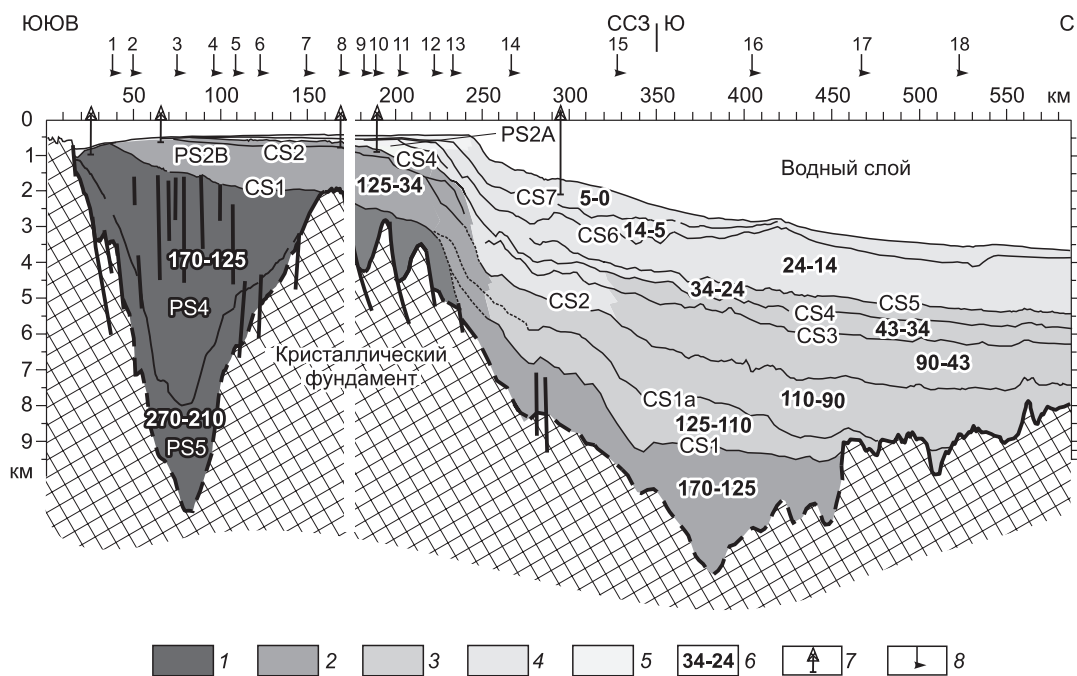


Рис. 3. Интерпретированный сейсмический разрез, пересекающий континентальную окраину моря Содружества.

1—5 — преимущественные литологические разновидности: 1 — конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли (аллювиальные, озерные и лагунные отложения); 2 — аргиллиты и алевролиты (континентальные и мелководно-морские отложения); 3 — аргиллиты, глины (гемипелагические отложения); 4 — глины и алевролиты/алевролиты (отложения боковых наносов, обломочных потоков, оползни); 5 — диамиктиты (ледниково-флювиальные и ледниково-морские отложения); 6 — возраст сейсмических комплексов (млн лет); 7 — скважины ODP, 8 — положение псевдоскважин (сверху указаны их номера), по которым проводилось моделирование. CS1, CS1a, CS2, CS3, CS4, CS5, CS6, CS7 — горизонты, ограничивающие сейсмические комплексы; PS5, PS4, PS2B, PS2A — сейсмические комплексы на шельфе зал. Прюдс. Поверхность фундамента, обозначенная сплошной линией, выявлена по данным ОГТ, а штриховой — предполагается с учетом данных МПВ. Положение разреза приведено на рис. 1.

Поверхность кристаллического фундамента выделяется по данным ОГТ на большей части бассейна. Исключение составляют центральная часть внутриконтинентального рифта и внутренняя часть окраинного рифта, но положение фундамента определяется здесь методом преломленных волн.

Сейсмостратиграфическая модель осадочного чехла шельфа зал. Прюдс была предложена на основании сейсмических работ австралийской экспедиции 1981 г. [Stagg, 1985], но в дальнейшем уточнялась по результатам бурения ODP и более детальных работ в советских и российских экспедициях 1986—1988 гг. и 2012 г. Согласно этой модели, чехол разделен на четыре сейсмических комплекса: PS5, PS4, PS2B и PS2A (три верхних комплекса опробованы бурением по проектам ODP [Proceedings..., 1991, 2004]).

Комплекс PS5 залегает в основании осадочного чехла рифтового грабена зал. Прюдс, отличается высокой скоростью сейсмических волн (4.8—5.0 км/с) и достигает мощности 4.5 км (см. рис. 2). Этот комплекс не был опробован бурением, но, судя по высоким значениям скоростей сейсмических волн (4.5—5.0 км/с), он сложен пермотриасовыми отложениями, аналогичными осадкам западного борта рифта Ламберта на побережье [Лейченко и др., 2010].

Комплекс PS4 имеет максимальную мощность (3.5—4.0 км) в осевой части грабена и ограничен в кровле угловым несогласием (см. рис. 3). Согласно данным бурения, в его составе преобладают алевролиты, но встречены слои красноцветных песчаников с прослоями ископаемых почв и углей [Proceedings..., 1991]. Возраст комплекса установить не удалось из-за отсутствия ископаемых останков, однако характер развития (заполнение рифтового прогиба) свидетельствует о его накоплении в период завершающей позднерюрско-раннемеловой фазы рифтогенеза.

Комплекс PS2B имеет покровный облик и распространяется на большей части шельфа зал. Прюдс. По данным бурения, в составе комплекса PS2B преобладают песчаники, содержащие тонкие прослои сильноцементированных осадков, и алевролиты с остатками углефицированного растительного материала [Proceedings..., 1991]. Осадки вскрытой части разреза накапливались в условиях холодного влажного климата и имеют раннемеловой (альбский) возраст.

Верхний комплекс осадочного чехла шельфа PS2A распространяется на площади от среднего шельфа до континентального склона и в основном имеет проградационную структуру. Этот комплекс пробурен четырьмя скважинами ODP (см. рис. 3). В базальной части комплекса, вскрытого скв. 1166, обнаружены песчаники средне-, позднеэоценового возраста, отлагавшиеся во флювиальных руслах и затопляемых приливных бассейнах или лагунах в условиях влажного, холодного климата недалеко от края ледника [Proceedings..., 2004]. Остальная часть разреза имеет постратанеолигоценовый возраст и включает в себя массивные и стратифицированные диамиктиты ледникового и ледниково-морского генезиса [Proceedings..., 1991].

Сейсмостратиграфическая модель для глубоководных бассейнов Восточной Антарктиды была разработана в результате многолетних исследований российскими специалистами [Leitchenkov et al., 2007]. Базируясь на этой модели, в осадочном чехле моря Содружества выделены региональные сейсмические границы CS1, CS1a, CS2, CS3, CS4, CS5, CS5a, CS6 и CS7, часть из которых отождествлены с горизонтами (границами комплексов), прослеженными на шельфе зал. Прюдс (см. рис. 3).

Граница CS1 является кровлей рифтового структурного этажа, который заполняет региональный прогиб окраинного рифта и локальные структуры растяжения (полуграбены). Возраст границы CS1 соответствует началу спрединга морского дна в море Содружества и составляет 130—125 млн лет. Рифтовый этаж формировался в континентальных и мелководно-морских условиях, и его отложения представлены преимущественно песчаниками и алевролитами с подчиненным развитием аргиллитов.

Граница CS1a прослеживается в среднем и нижнем подножии континентального склона. Ее образование, возможно, связано со сменой режима осадконакопления, обусловленной началом интенсивного вулканизма в южной части плато Кергелен между 120 и 110 млн л. н. и развитием Индийского океана. Подстилающий осадочный комплекс (между горизонтами CS1 и CS1a) накапливался на ранней стадии океанического раскрытия и предположительно сложен алевролитами и аргиллитами. Во всех вышележащих комплексах преобладающее значение имеют гемипелагические и пелагические отложения, состоящие преимущественно из алевролитов и аргиллитов (алевроитов и глин в верхних уровнях чехла). Локально в них могут быть развиты более грубообломочные слои (песчаники и алевролиты), сформированные гравитационными потоками.

Граница CS2 уверенно прослежена во всей глубоководной части бассейна моря Содружества. Ее возраст оценивается периодом 90—80 млн лет, когда произошло раскрытие океанических проливов, соединяющих Южную Атлантику, Индийский океан и океан Тетис, возникновение глобальной водной циркуляции и изменение глубоководной обстановки осадконакопления около 90—80 млн л. н. [Lawver et al., 1992; Лейченков, 2010].

Границы CS3—CS7 идентифицированы во всех осадочных бассейнах континентальной окраины Восточной Антарктики и непрерывно коррелируются между бассейнами [Leitchenkov et al., 2007]. Граница CS3 датируется средним эоценом (48—43 млн лет) на основании данных о ее налегании на фундамент океанических котловин с хорошо датированным по магнитным аномалиям возрастом.

Граница CS4 маркирует существенные изменения в структуре осадочного чехла, связываемые с началом крупномасштабного оледенения антарктического материка в позднем эоцене около 34 млн л. н., и разделяет пострифтовый этаж на доледниковую и синледниковую толщи [Leitchenkov et al., 2007]. Возраст границ CS5, CS6 и CS7 достаточно надежно определяется по данным бурения скважин ODP на континентальном склоне и в подножии континентального склона моря Содружества (см. рис. 1, 3) и составляет 24—22, 14—12 и 5—3 млн лет соответственно. Образование границы CS6 связано с глобальным похолоданием конца среднего миоцена, которое привело к стабилизации антарктического оледенения и снижению темпа седиментации на континентальной окраине Антарктиды.

ИЗМЕНЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОРОД В ИСТОРИИ ПОГРУЖЕНИЯ БАСЕЙНА МОРЯ СОДРУЖЕСТВА

История погружения и эволюция термического режима осадочного бассейна моря Содружества реконструирована с использованием пакета компьютерных программ ГАЛЮ вдоль профиля, пересекающего континентальную окраину (рис. 2, 3), в 18 равномерно расположенных пунктах (псевдоскважинах). Принцип работы пакета ГАЛЮ подробно рассмотрен в специальных монографиях [Галушкин, 2007; Galushkin, 2016], поэтому здесь описываются только его основные элементы. Процесс моделирования основан на численном решении одномерного нестационарного уравнения теплопереноса с учетом заметных изменений теплофизических свойств пород с глубиной и временем (приближение плоского бассейна, когда температура зависит только от глубины и времени). Расчет температур проводится в области, включающей осадочный чехол, подстилающую литосферу, а также часть астеносферы до глубин 80—100 км.

При решении уравнения теплопроводности на верхней границе области счета задается температура, соответствующая климатическим условиям на дне моря (поверхности бассейна) в рассматриваемый

момент времени. Для определения палеотемператур в изучаемом регионе использовалась работа [Frakes, 1979], где приведены изменения среднегодовых температур на поверхности Земли в зависимости от географической широты и геологического времени на большую часть фанерозоя. Эти данные уточнялись в соответствии с современными представлениями об изменении климата в Антарктике [Antarctic Climate..., 2009]; затем проводился пересчет температур на поверхности к температурам на дне моря с учетом изменения глубины моря в процессе развития бассейна.

На нижней границе области счета (ZM), глубина которой для разных псевдоскважин менялась от 84 до 90 км, поддерживалась постоянная температура (TM), значения которой менялись от площади к площади в относительно узких пределах (от 1150 до 1180 °С). Значения TM вместе с глубиной области счета ZM определялись пересечением геотермы $T_{cold}(z)$ с кривой солидуса перидотита, характеризующегося малым содержанием H_2O (менее 0.2 %) [Wyllie, 1979]. Здесь $T_{cold}(z)$ — распределение температур в фундаменте (без осадочного слоя), отвечающее минимальному тепловому потоку в истории развития бассейна (подробнее см. в [Галушкин, 2007]). В нашем случае минимальный тепловой поток принимался равным 1.1 ЕТП (единицы теплового потока) — 46 мВт/м² для всех площадей рассматриваемого района. Различия в значениях TM и ZM вызваны вариациями в степени утонения литосферы в начальный период формирования осадочной толщи на разных участках бассейна.

В программном пакете ГАЛО, как и в других подобных программах численного моделирования [Ungerer et al., 1990; Ungerer, 1993; Petroleum..., 1997], используется информация об изменениях темпов осадконакопления в бассейнах, эрозии осадочных комплексов и перерывах в отложении осадочного материала. В ходе моделирования рассчитываются изменения пористости осадочных пород (в процессе их уплотнения), плотности, теплопроводности, теплоемкости и теплогенерации, вызванные вариациями литологического состава, увеличением глубины погружения и температуры; кроме того, учитывается зависимость теплопроводности воды и матрицы пород от температуры [Галушкин, 2007; Galushkin, 2016].

Процесс формирования осадочного чехла моделировался в программе в виде виртуального последовательного отложения элементарных слоев неуплотненных осадков с толщиной Δz , не превышавшей 10 м. Область расчета температур включала осадочный слой, консолидированную кору и подстилающую мантию до глубины около 100 км. В пределах этой области шаги разностной сетки увеличивались с глубиной кусочно-непрерывно и составляли примерно 1 км на глубине около 100 км. Шаги по времени изменялись от 400 тыс. лет для периодов медленных темпов осадконакопления до 16 000 лет для быстрых.

При вычислении термодинамических параметров осадочных пород использовались глобальные средние значения матричных петрофизических характеристик основных литологических единиц, смесь которых составляла данную породу. Состав пород прогнозировался по результатам сейсмостратиграфического анализа разрезов ОГТ.

Рисунок 4 показывает примеры таких реконструкций для псевдоскважин (ПС) 3, 4, 14 и 16, а рис. 5 демонстрирует результаты моделирования для современных осадочных разрезов всех рассмотренных псевдоскважин. Максимальные мощности осадочного чехла (до 10 км) выявлены в рифте Ламберта на шельфе зал. Прудс и под средней частью подножия континентального склона моря Содружества (см. рис. 3—5). В рифте Ламберта максимальные скорости осадконакопления связаны с первой (210—170 млн лет) и второй (170—125 млн лет) фазами рифтогенеза, а в окраинном рифте — с главной фазой (170—125 млн лет) рифтогенеза и периодом оледенения (34—0 млн лет).

Степень созревания органического вещества (ОВ), определяемая через значения отражательной способности витринита ($R_{v_i}^0$, %), служит индикатором интегральной тепловой истории бассейна. Как видно из рис. 4 и 5, по степени созревания осадочные породы верхних 6 км разреза находятся в пределах зоны умеренной зрелости, отвечающей так называемому «окну генерации нефти» ($0.50 \leq R_{v_i}^0 \leq 1.30$ %).

ИЗМЕНЕНИЕ СТЕПЕНИ РАСТЯЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ В РИФТОВОЙ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ БАССЕЙНА МОРЯ СОДРУЖЕСТВА

Глубина залегания и возраст сейсмических комплексов (см. рис. 3) вместе с предполагаемыми изменениями глубины моря (кривые 4 на рис. 6) позволяют восстановить термальную историю бассейна и вычислить вариации в его тектоническом погружении (т. е. погружении поверхности фундамента за счет растяжения и термального остывания литосферы). Мы предполагаем, что до начала формирования осадочной толщи в рельефе изучаемой области доминировал свод. Линии 1 (см. рис. 6) показывают изменения тектонического погружения, т. е. глубины погружения фундамента (ZT_s), вычисленные после удаления нагрузки воды и осадков с его поверхности [Галушкин, 2007; Galushkin, 2016; Галушкин и др., 2018] с использованием следующего выражения:

$$ZT_s(t) - ZT_s(0) = \frac{\rho_a - \rho_s(t)}{\rho_a} \cdot S(t) + \frac{\rho_a - \rho_w}{\rho_a} \cdot [Z_w(t) - Z_w(0)], \quad (1)$$

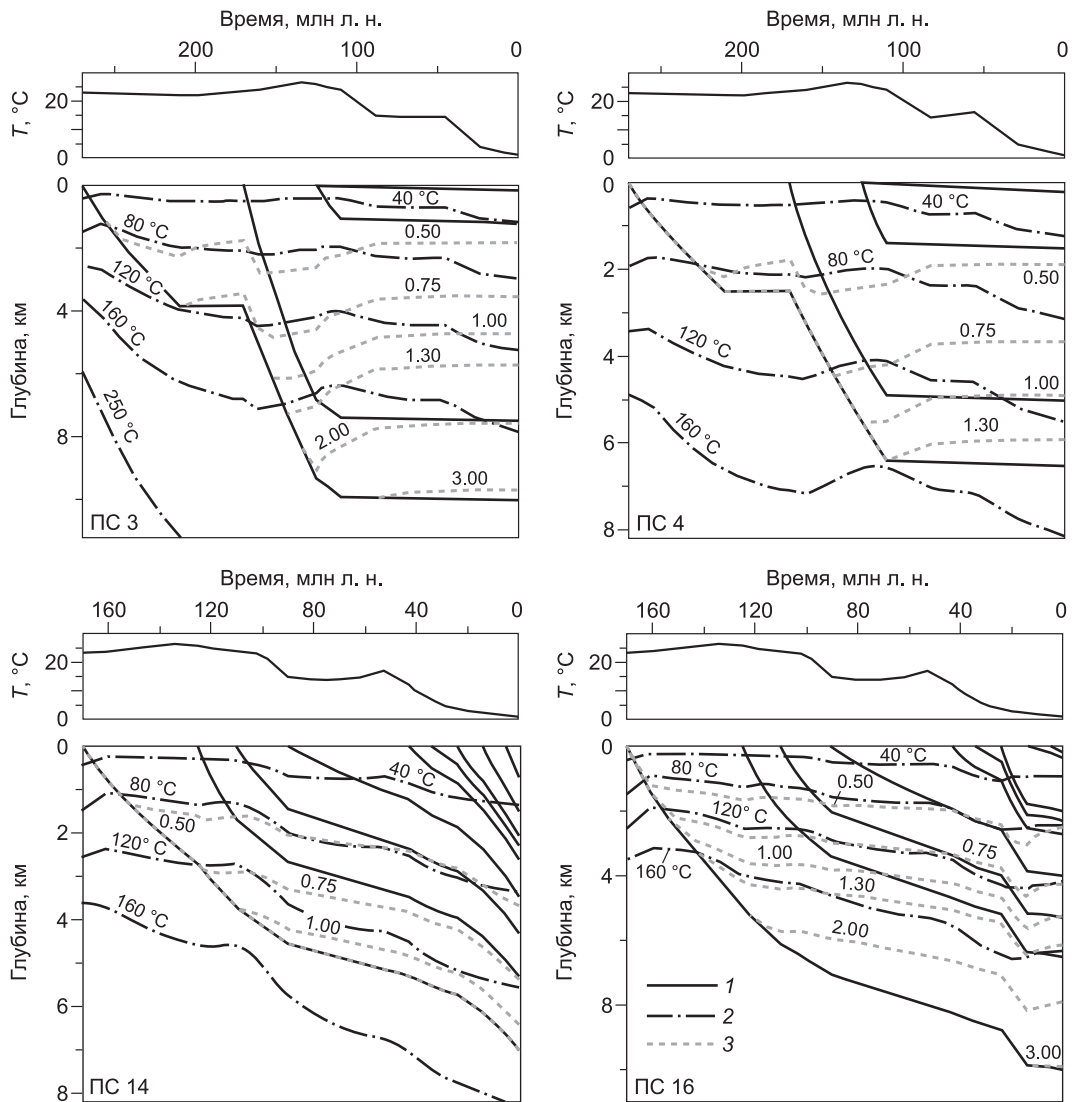


Рис. 4. Изменения температуры пород и зрелости органического вещества в истории погружения осадочного бассейна моря Содружества, реконструированные путем численного моделирования для осадочных разрезов ПС 3, 4, 14 и 16 (см. рис. 2, 3).

В верхних частях рисунков показано изменение среднегодовой температуры на дне океана на рассматриваемой площади бассейна [Frakes, 1979, Antarctic Climate..., 2009]. 1 — основание осадочных слоев, 2 — изотермы, 3 — изолинии отражающей способности витринита (%).

где t — время, $t = 0$ — начало формирования бассейна, $Z_w(t)$ — палеоглубины моря на время t , $S(t)$ — мощность осадочного покрова, ρ_a и ρ_w — плотности астеносферы и воды. Средняя плотность пород в толще осадков $\rho_s(t)$ в каждый момент времени t его развития, определяется как

$$\rho_s(t) = \frac{\int_0^{S(t)} \rho_s(Z, t) \cdot dZ}{S(t)}. \quad (2)$$

Формула (1) получена в предположении локального изостатического отклика литосферы на нагрузку воды и осадков. Если отложение осадков происходило на суше, то в (1) следует принять $Z_w(t) = 0$. Таким образом, изменение тектонического погружения бассейна в момент времени t относительно значения этого погружения в момент зарождения осадочного покрова ($ZT_s(0)$) определяется изменением веса осадочной колонки и палеоглубин моря за этот интервал времени. Тем самым кривые 1 на рис. 6 соответствуют классическому определению тектонического погружения бассейна [Parson, Sclater, 1980].

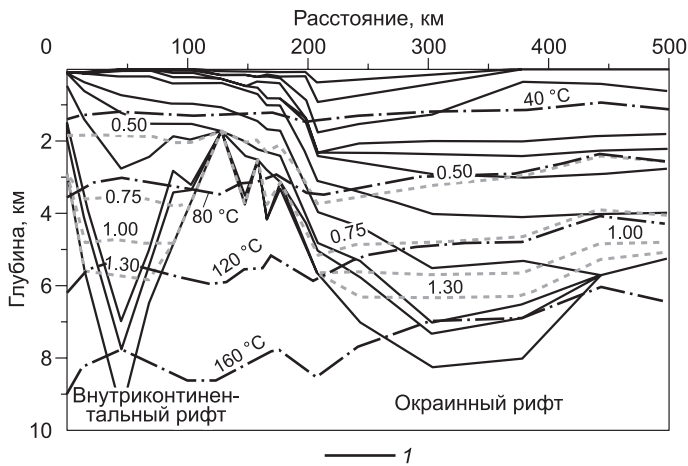


Рис. 5. Рассчитанные распределения температуры и отражательной способности витринита в осадочном бассейне моря Каспия.

1 — сейсмические границы. Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.

На рисунке 7 демонстрируется изменение термического состояния литосферы бассейна на примере ПС 3 во внутриконтинентальном рифте Ламберта и ПС 14 в окраинном рифте. В наших расчетах предполагалось, что в начальный период развития бассейна до начала растяжения его литосферы толщи-

ны слоев консолидированной коры и теплофизические параметры пород литосферы были близки к параметрам стандартной континентальной литосферы (таблица) [Ваер, 1981; Галушкин, 2007]. Отметим, что вклад радиогенных элементов консолидированной коры в поверхностный тепловой поток такой литосферы составлял около 21 мВт/м^2 (см. таблицу), что согласуется с данными о теплофизических свойствах пород Индийского кристаллического щита, примыкавшего к изучаемому региону до распада Гондваны [Gupta et al., 1991].

В связи с тем, что распределение температур в системе моделирования ГАЛО вычисляется не только в осадочной толще, но и в подстилающей литосфере (см. рис. 7), существует возможность оценить изменения амплитуд тектонического погружения бассейна во времени еще одним способом и использовать его для оценки продолжительности и интенсивности событий тепловой и тектонической (растяжение литосферы) активизаций в истории развития бассейна [Галушкин, 2007; Galushkin, 2016]. Этот дополнительный метод оценки вариаций тектонического погружения бассейна основан на расчете распределения плотности пород с глубиной в консолидированной коре и мантии в различные периоды геологического времени. Соответствующие вариации тектонического погружения фундамента вычисляются по формуле [Галушкин, 2007; Galushkin, 2016]:

$$ZT(t) - ZT(0) = \frac{G(t) - G(0)}{\rho_a \cdot g} \quad (3)$$

Здесь g — ускорение силы тяжести и G — вес столба фундамента (?) некоторой фиксированной мощности l_0 :

$$G(t) = g \cdot \int_0^{l_0} \rho_l(Z, t) \cdot dZ \quad (4)$$

Плотность пород фундамента $\rho_l(Z, t)$ является функцией температуры $T(Z, t)$, давления $P(Z, t)$ и времени t :

$$\rho_l(Z, t) = \rho_0(Z, t) \cdot [1 - \alpha \cdot T(Z, t) + \beta \cdot P(Z, t)], \quad (5)$$

где $\alpha = 3.2 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ — коэффициент термического расширения [Parsons, Sclater, 1977], $\beta = 0.00079 \text{ кбар}^{-1}$ — изотермический коэффициент сжатия пород [Touloukian, Ho, 1981]. $\rho_0(Z, t)$ в формуле (5) представляет распределение плотности пород с глубиной при стандартных условиях ($P = 1 \text{ атм}$ и $T = 20 \text{ } ^\circ\text{C}$).

Параметры стандартной континентальной литосферы, используемые в моделировании

| Параметр | Верхняя кора | | Нижняя кора | Мантия |
|-------------------------------------|--------------|------|-------------|------------|
| Глубина основания слоя, км | 5.0 | 15.0 | 36.0 | > 36 |
| Плотность, кг/м ³ | 2750 | 2750 | 2900 | 3300 |
| Теплопроводность, Вт/(м·К) | 2.72 | 2.72 | 1.88 | $K = f(T)$ |
| Теплогенерация, мкВт/м ³ | 1.465 | 0.84 | 0.21 | 0.004 |

П р и м е ч а н и е. Зависимость теплопроводности (K) пород мантии от температуры определялась уравнениями, описанными в [McKenzie et al., 2005]. Параметры литосферы, по [Ваер, 1981; Галушкин, 2007; Galushkin, 2016].

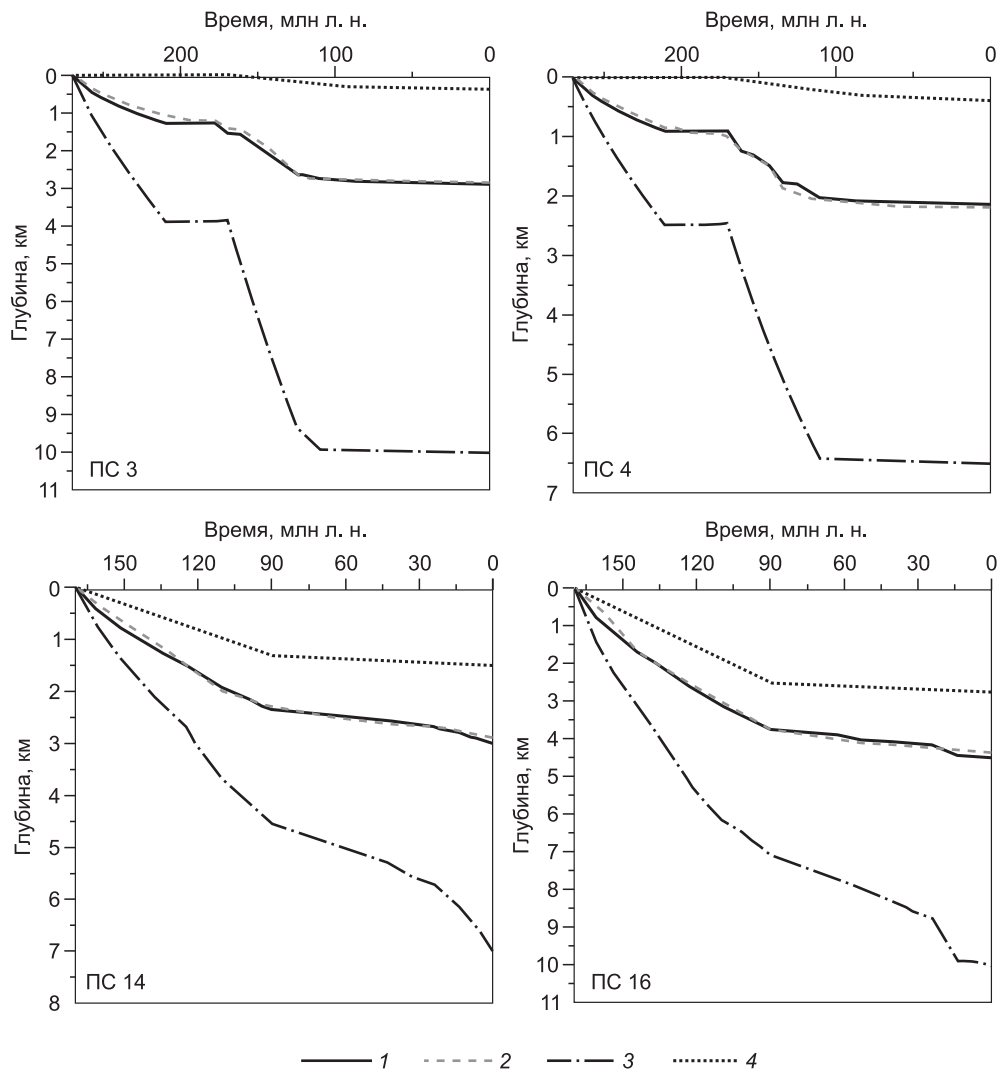


Рис. 6. Вариации тектонического погружения бассейна моря Содружества в ПС 3, 4, 14 и 16.

Вычисления проведены в предположении локально-изостатического отклика литосферы на нагрузку. 1 — тектоническое погружение поверхности фундамента, вычисленное путем удаления нагрузки воды и осадков; 2 — тектоническое погружение поверхности фундамента за счет изменения плотности пород в консолидированной коре и мантии; 3 — изменение мощности осадочно-чехла бассейна; 4 — палеоглубина моря.

Параметр ρ_0 включает вариации плотности, вызванные различием в типе пород (верхняя кора, преимущественно гранитного состава; нижняя кора, преимущественно базитового состава и мантия), фазовыми переходами в пределах перidotитовой мантии, а также растяжением литосферы. Соответствующие вариации тектонического погружения (3) показаны на рис. 6 кривыми 2. В соответствии с (5) временные колебания в распределении плотности пород консолидированной коры и мантии с глубиной, определяющие вариации тектонического погружения бассейна, зависят от изменений в распределении температуры, давления, состава пород с глубиной и от изменения глубин фазовых переходов в мантии в процессе развития бассейна [Galushkin, 2016]. Распределение плотности пород с глубиной изменяется как в процессе растяжения литосферы, так и во время ее тепловой активизации.

Как отмечалось выше, такой подход предполагает локально-изостатический отклик литосферы на изменение внешней (вода и осадки) и внутренней (распределение плотностей пород консолидированной коры и мантии с глубиной) нагрузки [Galushkin, 2016; Галушкин, 2018]. Кривые 3 на рис. 6 показывают изменение мощности осадочного покрова в процессе погружения бассейна, а кривые 4 на том же рисунке — изменение глубины моря, предполагаемое в модели. Суммирование глубин 3 и 4 на рис. 6 дает полную глубину погружения поверхности фундамента, отсчитываемую от поверхности моря.

Амплитуды растяжения литосферы бассейна, рассчитанные по профилю (см. рис. 2, 3), представлены на рис. 8, а. В начале процедуры моделирования (когда значение доседиментационной амплитуды

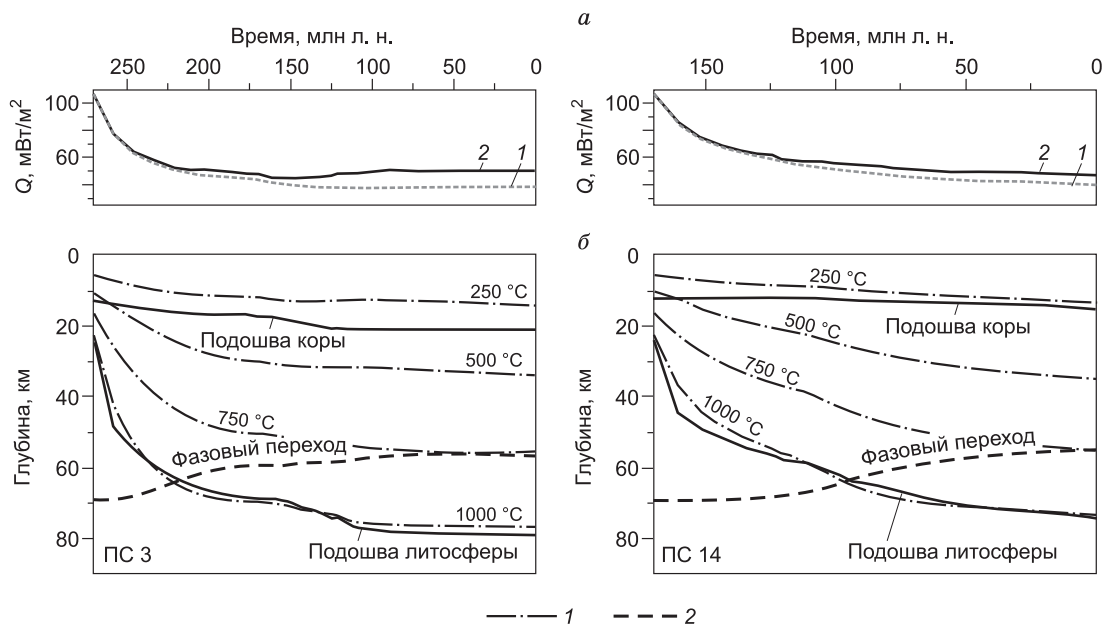


Рис. 7. Термическая история литосферы бассейна моря Содружества во внутриконтинентальном рифте (ПС 3) и в окраинном рифте (ПС 14).

a — вариации теплового потока в процессе погружения бассейна: 1 — поток через поверхность фундамента; 2 — поток через поверхность осадков; *б* — эволюция термического режима литосферы: 1 — изотермы (°C), 2 — глубина фазового перехода «шпинелевый перидотит в гранатовый» в мантии. Показаны подошва коры (граница Мохо) и глубина подошвы литосферы, определяемая пересечением кривой солидуса перидотита с содержанием воды не более 0.2 % [Wyllie, 1979] с текущей геотермой $T(Z, t)$ в литосфере бассейна.

растяжения литосферы β_0 неизвестно) задается какое-либо разумное, но пока произвольное, значение β_0 . Для него определяется мощность консолидированной коры на начало формирования осадочного чехла как $H_{0sed} = H_0/\beta_0$. Процесс моделирования в системе ГАЛО (т. е. реконструкция тепловой истории бассейна вместе с историей его погружения с такой утоненной начальной корой) дает нам значение амплитуды растяжения в период накопления рифтовых отложений β_{12} за весь период формирования осадочной толщи. После этого определяется амплитуда суммарного растяжения литосферы $\beta_{sum} = \beta_0 \times \beta_{12}$ (т.е. амплитуда растяжения, которая должна обеспечить выявленное погружение фундамента с учетом нагрузки осадков и воды). Если β_{sum} отличается от амплитуды β_{observ} , которая определяется по наблюдаемой толщине современной консолидированной коры H_{observ} на рис. 2 ($\beta_{observ} = 36 / H_{observ}$), то значение β_0 меняется. Процедура повторяется, пока β_{sum} не станет близким к β_{observ} , и, следовательно, вычисленная современная мощность консолидированной коры (кривая 2, см. рис. 8, б) не станет близкой к наблюдаемому значению H_{observ} (кривая 1, см. рис. 8, б). По такой схеме были получены результаты, представленные на рис. 4—8.

ОБСУЖДЕНИЕ

Применение системы ГАЛО к моделированию эволюции осадочного бассейна моря Содружества подразумевало, что анализируемый бассейн можно рассматривать как плоский, когда изменения температуры пород и глубин слоев по горизонтальным координатам X и Y малы по сравнению с их изменениями по вертикали (Z). Мы считаем, что поправки к нашим оценкам амплитуд тектонического погружения, вызванные использованием модели плоского бассейна, не должны быть значительными на всех площадях, сформированных на континентальной литосфере.

Другое предположение касалось выполнения условий локально-изостатического отклика литосферы на внешнюю (вода и осадки) и внутреннюю (изменение плотности пород фундамента) нагрузки. Обилие трещин, состояние растяжения и относительно плавное изменение мощности осадочного чехла делает весьма вероятным такой отклик литосферы на нагрузку. Отклонения от изостазии в рассматриваемой области не должны быть заметными, что подтверждается и отсутствием здесь больших гравитационных аномалий Фая (см. рис. 2).

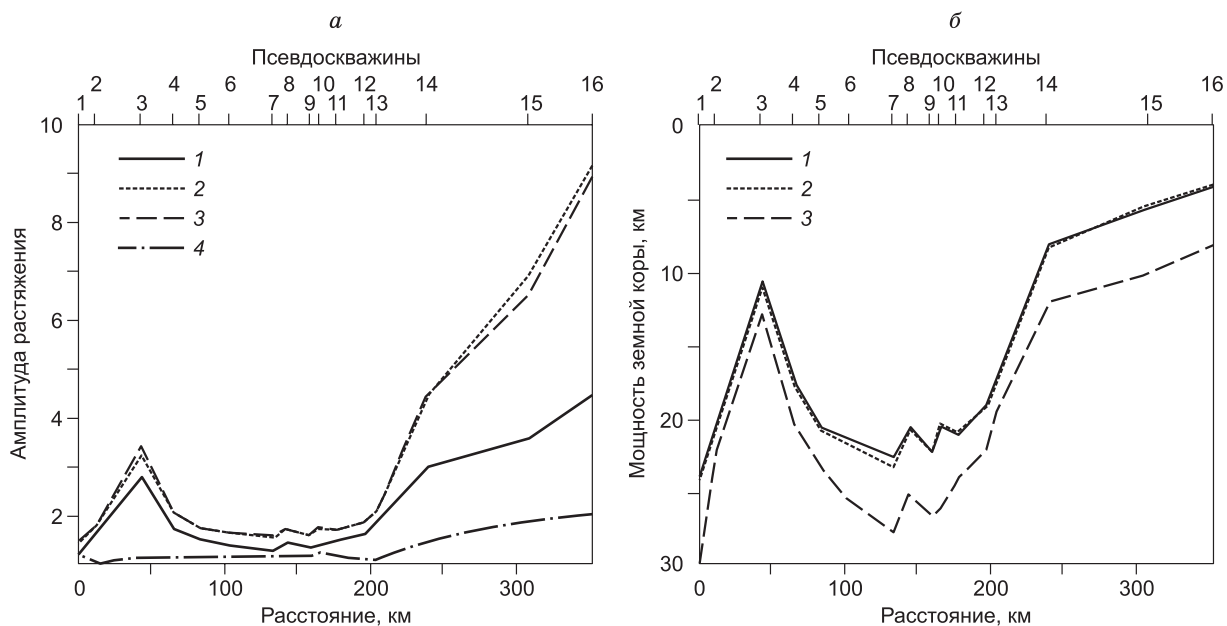


Рис. 8. Изменение амплитуды растяжения литосферы (а) и мощности консолидированной коры (б) вдоль модельного профиля (см. рис. 2, 3).

а: 1 — амплитуда растяжения перед началом формирования осадочного разреза (β_0); 2 — вычисленная суммарная амплитуда растяжения (β_{sum}); 3 — наблюдаемая амплитуда растяжения (β_{observ}), полученная по результатам плотностного моделирования (см. рис. 2) как $36/H_{consol}$, где H_{consol} — мощность консолидированной части земной коры; значение 36 км было принято для исходной мощности нерастянутой и неутоненной земной коры, характерной для равнинных районов Восточной Антарктиды [Babanov et al., 2018]; 4 — амплитуда растяжения в период формирования рифтовой толщи осадочной толщи (β_{12});

б: 1 — мощность консолидированной части земной коры, полученная по результатам плотностного моделирования (см. рис. 2); 2 — мощность консолидированной части земной коры, вычисленная по результатам моделирования через амплитуду растяжения; 3 — мощность консолидированной части земной коры на ранней стадии рифтогенеза перед началом формирования осадочной толщи ($H_{osed} = 36/\beta_0$, где β_0 — кривая 1 на рис. а).

Примечательно, что рассчитанные изменения отражательной способности витринита с глубиной в современных осадочных разрезах ПС 3 (шельф) и ПС 16 (глубоководная окраина) почти идентичны, несмотря на различную историю погружения фундамента в этих акваториях (см. рис. 4). Это можно объяснить более высоким тепловым потоком в окраинном рифте на этапе растяжения земной коры и в начале океанического спрединга, чем во внутриконтинентальном рифте. В то же время моделирование показало, что зрелость пород в ПС 4 несколько выше, чем в ПС 14, несмотря на близкие значения мощностей осадочных покровов. В данном случае это объясняется доминирующим влиянием продолжительности созревания ОВ в пределах ПС 4 по сравнению с влиянием повышенных температур в соответствующий интервал времени в пределах ПС 14.

Выполненное численное моделирование предполагает, что осадки, формирующие современный осадочный покров, начали отлагаться на литосферу, предварительно утоненную в β_0 раз. Продолжительность этапа предварительного утонения не играет существенной роли в нашем моделировании и могла составлять от 5 до 20 млн лет. Проблемой является отсутствие осадков и достаточно глубокого морского бассейна в этот период времени. Но это может быть объяснено доминированием свода в рельефе рассматриваемого региона на данном этапе его развития или/и существенной переработкой осадочного материала в период интенсивного растяжения литосферы бассейна до стадии включения его в состав фундамента, что маловероятно. Подчеркнем, что ошибки в 10–15 млн лет в возрасте начала седиментации, так же как и неопределенности в глубинах палеоморя в 100–300 м, не должны оказать существенного влияния на результаты моделирования.

Результирующие амплитуды доседиментационного растяжения литосферы β_0 представлены кривой 1 на рис. 8, а. Они достигают значения 2.8 в центре внутриконтинентального рифта и 4.5 в окраинном рифте вблизи границы континент—океан. Если предположить, что 270 млн л. н. во внутриконтинентальном рифте Ламберта и 170 млн л. н. в окраинном рифте формирование осадочного покрова началось на литосфере с нормальной (неутоненной) континентальной корой толщиной 36 км, то анализ вариаций тектонического погружения бассейна дает амплитуды растяжения литосферы заметно меньше

наблюдаемых. При этом рассчитанная толщина консолидированной коры в 2—3 раза будет превосходить фактическую толщину [Галушкин и др., 2018]. Наши оценки показывают, что доседиментационная амплитуда растяжения литосферы (β_0) может заметно превосходить амплитуду растяжения в период седиментации (β_{12}).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Осадочный бассейн моря Содружества расположен на континентальной окраине Антарктиды в южной части Индийского и развивался в результате рифтогенеза и последующего распада Восточной Гондваны на протяжении длительного геологического времени. В шельфовой части бассейна располагается северное окончание протяженного внутриконтинентального рифта, который сочленяется с окраинным рифтом, сформировавшимся на стадии разделения Индии и Антарктиды. На основании сейсмических и гравиметрических исследований установлено, что мощность консолидированной части земной коры (кристаллического фундамента) бассейна изменяется от 29—21 км в бортах рифтов до 11 км в осевой части внутриконтинентального рифта и до 8—5 км на внешней части окраинного рифта.

В результате сейсмостратиграфического анализа с использованием данных бурения и представлений об изменениях природной среды в осадочном чехле бассейна выявлены основные сейсмические комплексы и дан их прогнозный возраст и состав. В пределах внутриконтинентального рифта установлены четыре комплекса, отлагавшиеся в периоды 270—210, 170—125, 125—34 и 34—0 млн лет, а в пределах окраинного рифта девять комплексов с периодами формирования 170—125, 125—110, 110—90, 90—43, 43—34, 34—24, 24—14, 14—5, 5—0 млн лет.

Модель строения земной коры и интерпретированный разрез осадочного чехла по профилю, пересекающему континентальную окраину от шельфа до нижнего подножия континентального склона (ортогонально основным тектоническим структурам), были использованы для численного моделирования эволюции осадочного бассейна — оценки изменения температуры пород в разрезе и амплитуды растяжения литосферы в процессе рифтогенеза.

Численное моделирование показало, что для обеспечения наблюдаемых глубин поверхности кристаллического фундамента бассейна и современной мощности консолидированной части коры, в истории рифтогенеза необходимо выделить период растяжения литосферы, предшествующий прогибанию и накоплению осадочного чехла. Такой режим мог соответствовать сводообразному подъему земной коры на ранней стадии рифтогенной истории района исследований. Максимальное растяжение происходило в осевых частях внутриконтинентального и окраинного рифтов, что приводило к наибольшему утонению земной коры. Выполненные расчеты позволяют установить, что на доседиментационном этапе они были заметно (в 2—3 раза) больше, чем на синседиментационном. В депоцентре внутриконтинентального рифта амплитуда растяжения составила 2.8 до начала осадконакопления (до 270 млн лет) и 1.16 после, а в его западном борту, расположенном на внутренней части шельфа, 1.4 и 1.2 соответственно. Экстремальное растяжение наблюдается на внешней части окраинного рифта. До начала накопления осадков (170 млн лет) оно достигло 4.6, а после — 1.75. Суммарная амплитуда растяжения достигла здесь 8.

Наши оценки амплитуд растяжения на седиментационном этапе эволюции осадочного бассейна моря Содружества основаны на численных реконструкциях истории погружения и изменения температуры пород бассейна. Эти реконструкции предполагают достижение высоких температур (порядка 200 °С и выше) и больших степеней зрелости ОВ ($R_{Vt}^0 > 2.00$ %) для пород триаса и нижней юры на площадях с максимальным погружением (площади ПС 3 и 16). В то же время на площадях более умеренного погружения температура осадочных пород верхних 6 км разреза не превосходила 120—140 °С, и по уровню зрелости ОВ эти породы находятся в пределах «окна генерации нефти» ($0.50 \leq R_{Vt}^0 \leq 1.30$ %).

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10139).

ЛИТЕРАТУРА

Алексашин Н.Д., Лайба А.А. Стратиграфия и литолого-фациальные особенности пермских отложений западного берега оз. Бивер (горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида) // Антарктика. Докл. комиссии, 1993, № 31, с. 43—51.

Галушкин Ю.И. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. М., Научный мир, 2007, 457 с.

Галушкин Ю.И., Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Дубинин Е.П. Амплитуда растяжения и термический режим литосферы невулканической пассивной окраины Антарктиды в районе моря Моусона // Физика Земли, 2018, № 1, с. 108—119.

Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Голь К., Иванов С.В., Голынский А.В., Казанков А.Ю. Тектоническое развитие земной коры и формирование осадочного чехла в антарктической части Индийского океана (море Содружества, море Дейвиса, плато Кергелен) // Российские исследования по программе МПГ 2007/2008 гг. Строение и история развития литосферы / Ред. Ю.Г. Леонов. М., Изд-во «Паулсен», 2010, с. 9—38.

Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Иванов С.В., Сафонова Л.В. Строение земной коры и история тектонического развития Индоокеанской акватории Антарктики // Геотектоника, 2014, № 1, с. 8—28.

Лейченко Г.Л., Беляцкий Б.В., Каминский В.Д. О возрасте рифтогенного базальтового магматизма в Восточной Антарктике // ДАН, 2018, т. 478, № 1, с. 63—67.

Antarctic climate evolution. Developments in Earth and environmental science // Eds. F. Florindo, M., Siebert. Amsterdam, Elsevier, 2009, v. 8, 606 p.

Baer A.J. Geotherms evolution of the lithosphere and plate tectonics // Tectonophysics, 1981, v. 72, p. 203—227.

Baranov A., Tenzer R., Bagherbandi M. Combined gravimetric-seismic crustal model for Antarctica // Surv. Geophys., 2018, v. 39, № 1, p. 23—56.

Boillot G., Froitzheim N. Non-volcanic rifted margins, continental break-up and onset of seafloor spreading: some outstanding questions // Non-volcanic rifting of continental margins: a composition of evidence from land and sea / Eds. R.C.L. Wilson, R.B. Whitmarsh, B. Taylor, N. Froitzheim. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2001, № 187, p. 9—30.

Frakes L.A. Climates throughout geologic time. New York, Elsevier, 1979, 310 p.

Galushkin Yu.I. Non-standard problems in basin modeling. Springer International Publishing, Switzerland, 2016, 268 p.

Gupta M.I., Sundar A., Sharma S.R. Heat flow and heat generation in the Archaean Dharwar cratons and implications for the Southern Indian Shield geotherm and lithospheric thickness // Tectonophysics, 1991, v. 194, p. 107—122.

Lawver L.A., Gahagan L.M., Coffin M.F. The development of paleoseaways around Antarctica // The role of the Southern Ocean and Antarctica in global change: an Ocean Drilling Perspective / Eds. J.P. Kennet, J. Barren. Antarctic Research Series, AGU, 1992, v. 56, p. 7—30.

Leitchenkov G.L., Guseva Y.B., Gandyukhin V.V. Cenozoic environmental changes along the East Antarctic continental margin inferred from regional seismic stratigraphy // Antarctica: A keystone in a changing world / Eds. A.K. Cooper, P.J. Barrett, H. Stagg, B. Storey, E. Stump, W. Wise. Proc. X Int. Symp. Antarctic Earth Sci. National Acad. Press, Washington, DC, 2007, doi:10.3133/of2007-1047.srp005.

Lisker F., Brown R., Fabel D. Denudational and thermal history along a transect across the Lambert Graben, northern Prince Charles Mountains, Antarctica, derived from apatite fission track thermochronology // Tectonics, 2003, v. 22, № 5, doi: 10.1029/2002TC001477.

Mangipudi V.R., Goli A., Desa M., Tammiseti R., Dewangan P. Synthesis of deep multichannel seismic and high resolution sparker data: Implications for the geological environment of the Krishnae—Godavari offshore, eastern continental margin of India // Mar. Petrol. Geol., 2014, v. 58, p. 339—355.

McKenzie D., Jackson J., Priestley K. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere // Earth. Planet. Sci. Lett., 2005, v. 233, p. 337—339.

Mikhalsky E.V., Sheraton J.W. Association of dolerite and lamprophyre dykes, Jetty Peninsula (Prince Charles Mountains, East Antarctica) // Antarctic Sci., 1993, v. 5, p. 297—307.

Parsons B., Sclater I.C. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age // J. Geophys. Res., 1977, v. 82, p. 803—827.

Petroleum and basin evolution / Eds. D.H. Welte, B. Horsfield, D.R. Baker. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 1997, 535 p.

Proceedings of the Ocean Drilling Program, scientific results / Eds. J. Barron, B. Larson. College Station, TX, 1991, v. 119, 1003 p.

Proceedings of the Ocean Drilling Program, scientific results // Ocean Drilling Program / Eds. A.K. Cooper, P.E. O'Brien, C. Richter. College Station, TX, 2004, v. 188, doi:10.2973/odp.proc.sr.188.2004

Stagg H.M.J. The structure and origin of Prydz Bay and MacRobertson shelf, East Antarctica // Tectonophysics, 1985, v. 114, p. 315—340.

Touloukian Y.S., Ho C.Y. Physical properties of rocks and minerals. New York, McGraw-Hill, 1981, 548 p.

Truswell E.M., Dettmann M.E., O'Brien P.E. Mesozoic palynofloras from the MacRobertson Shelf, East Antarctica: geological and phytogeographic implications // Antarctic Sci., 1999, v. 11, p. 239—255.

Ungerer Ph. Modeling of petroleum generation and migration // Applied petroleum geochemistry / Ed. M.L. Bordenave. Paris, Technip, 1993, p. 397—442.

Ungerer Ph., Burrus I., Doligez B., Chenet P., Bessis F. Basin evaluation by integrated two-dimensional modeling of heat transfer, fluid flow, hydrocarbon generation, and migration // AAPG Bull., 1990, v. 74, № 3, p. 309—335.

Wyllie P.J. Magmas and volatile components // Am. Miner., 1979, v. 64, p. 469—500.

Рекомендована к печати 17 сентября 2018 г.

О.П. Полянским

Поступила в редакцию 24 апреля 2018 г.,

после доработки — 27 июля 2018 г.