

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДВУМЕРНОГО СТРУКТУРНО-ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

© 2016 г. А. А. Бульчев¹, Д. А. Гилод¹, Е. П. Дубинин²

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
геологический факультет, 119991, Москва, Ленинские горы, д. 1

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Музей земледования,
119991, Москва, Ленинские горы, д. 1

e-mail: aabul735@gmail.com, edubin08@rambler.ru

Поступила в редакцию 25.09.2015 г.

На основе анализа гравитационного поля проведено районирование литосферы и построена структурная схема Восточной части Индийского океана. Исследован район, примыкающий к западной окраине Австралии, характеризующийся сложным строением литосферы. Он включает гетерогенные разновозрастные блоки, ограниченные структурами разной морфологической и геофизической выраженности и разного происхождения. Было проведено структурно-плотностное моделирование литосферы для выявления особенностей строения тектонических структур разных генетических типов. Это позволило установить некоторые гравиметрические индикаторы, характерные для структур разного генезиса.

Ключевые слова: тектоносфера, литосфера, аномальное гравитационное поле, структурно-плотностное моделирование, тектоника океана, псевдоразломы, переходные зоны, микроконтиненты, абиссальные котловины

DOI: 10.7868/S0016853X16030048

ВВЕДЕНИЕ

Исследуемая область занимает северо-восточную часть Индийского океана, прилегающую к западной части Австралийской окраины (см. рис. 1). В последние годы изучение этого региона привлекает внимание многих исследователей [15, 26, 28, 34, 36]. Тем не менее этот регион остается слабо исследованным в геолого-геофизическом отношении – недостаточно региональных и детальных сейсмических работ, данных бурения и т.д. До сих пор остается немало нерешенных вопросов, связанных с доколлизийным распространением северной границы Индии, со строением и типом коры в котловинах, на плато и поднятиях, расположенных в пределах акватории, прилегающей к Западной Австралии.

Целью настоящей работы является анализ аномального гравитационного поля и его трансформант, который наряду с двумерным структурно-плотностным моделированием дает возможность выявить особенности строения коры и всей литосферы и установить некоторые гравиметрические индикаторы, характерные для структур разного генезиса. Это, в свою очередь, позволяет на основании батиметрических и гравиметриче-

ских данных провести структурное районирование и построить структурно-тектоническую схему с учетом уже имеющихся опубликованных данных по строению и эволюции литосферы данного региона. Гравитационное поле, наряду с данными батиметрии, является в настоящее время наиболее доступным источником информации, позволяющим построить глубинные плотностные модели строения коры и литосферы.

Наш подход к интерпретации гравитационного поля в условиях резкой недостаточности априорной информации в континентальных и морских регионах показывает эффективность применения различных трансформант гравитационного поля и в том числе метода полного нормированного градиента силы тяжести (ПНГ). Совместный анализ результатов плотностного моделирования с пространственно-временной эволюцией структур позволяет, с одной стороны, выявить особенности строения их коры и литосферы, а с другой стороны – установить индикаторы, позволяющие судить об их генезисе.

Одной из последних работ, посвященных тектоническому строению северо-восточной части Индийского океана, примыкающей к западной Австралийской окраине, является работа А.Д. Гиббон-

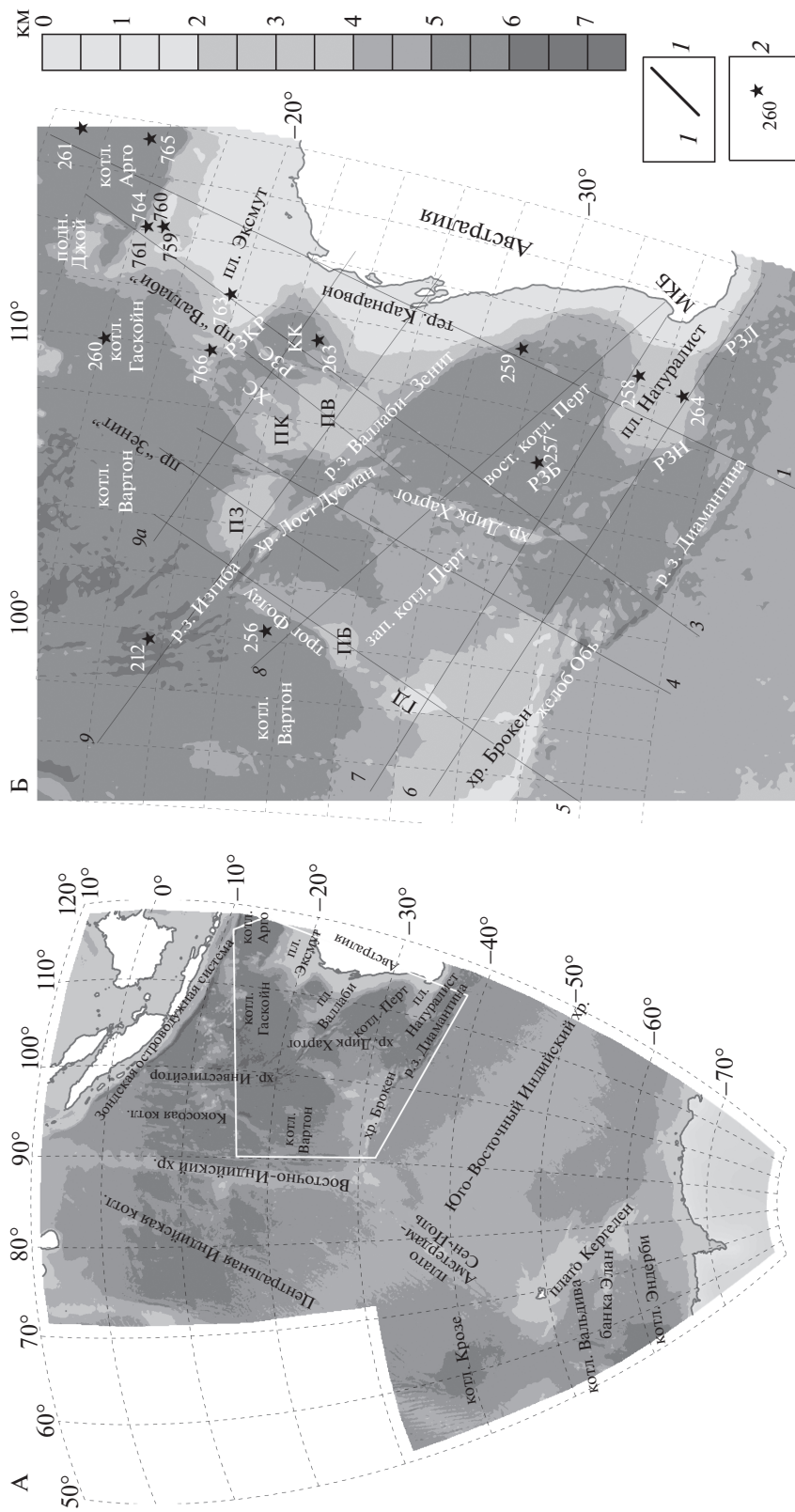


Рис. 1. Обзорная схема морфоструктур северо-восточной части Индийского океана на батиметрической основе [14]. А – схема морфоструктур Индийского океана (многоугольником показан район исследования); Б – район исследования. 1 – расположение профилей структурно-плотностного моделирования; 2 – глубинные скважины
 ГД – поднятие Гульден Драак; ПБ – поднятие Багавиа; ПЗ – плато Зенит; ПВ – плато Валлаби; ПК – поднятие Куокка; ПН – плато Натуралист; ХС – хребет Сонья; РЗС – разлом Сонне; РЗБ – разлом Багавиа; РЗЛ – разлом Лювин; РЗКР – разлом Кейп Рэндж; РЗИ – разломная зона Изгиба; МКБ – магматический комплекс Банбери

са с соавторами [15]. В ней авторы дают краткий обзор опубликованных альтернативных моделей развития литосферы, подчеркивают расхождения между ними и на основании новых геолого-геофизических данных и пересмотра уже существующих представляют новую модель эволюции этого региона. Их модель реконструкции основана на новой интерпретации магнитных аномалий, простирающихся разломных зон и возрасте коры, уточненном, по данным бурения и драгирования по всем абиссальным равнинам вдоль Западной окраины Австралии и в котловине Вартон. В нашей работе мы используем результаты этого исследования [15].

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ МОРФОСТРУКТУР

Переходная зона Западной Австралии и примыкающие к ней абиссальные равнины, осложненные поднятиями и разломными зонами, создают орографический каркас северо-восточной части Индийского океана. Пассивная окраина протягивается от Зондской зоны субдукции на севере до разломной зоны Натуралист на юге и включает ряд погруженных плато (Эксмут, Валлаби, Натуралист), являющихся ее естественным продолжением. Примыкающая к окраине акватория северо-восточной части Индийского океана включает ряд абиссальных равнин (котловин): Арго, Гаскойн, Кювье, Перт и Вартон, которые ограничиваются зонами разломов (Диамантина, Натуралист, Кейп Рэндж, Валлаби–Зенит и др.), или подводными хребтами и поднятиями (Гульден Драак, Батавия, Зенит, Дирк Хартог и др.) (см. рис. 1). Это один из самых древних районов Индийского океана, сложенный корой преимущественно раннемелового возраста. Сопряженная часть морского дна, примыкающая к континентальной окраине Большой Индии, в настоящее время поглощена субдукцией/коллизией под Евразию и юго-восточную Азию.

Абиссальная равнина Арго располагается на северной оконечности окраины Западной Австралии и имеет в сечении приблизительно 600 км и глубину 5.7 км. Две скважины на абиссальной равнине Арго дают юрский возраст (скв. 261 вскрыла глины, расположенные на толеитовых базальтах возраста 152 млн лет, а скв. 765, расположенная в юго-восточной части котловины, дала возраст древнейших алевритов, залегающих на подушечных базальтах, 155 млн лет [15, 30]). Наряду с последовательностью линейных магнитных аномалий, выделенной в этом районе М26–М10 (155–130 млн лет), это подтверждает, что формирование Западно-Австралийской окраины в районе котловины Арго началось ~155 млн лет с началом спрединга вдоль хребта Арго. Спрединг вдоль этого хребта вызвал перемещение в северо-

западном направлении континентального блока Арголэнд и формирование абиссальной равнины Арго [15].

Древняя океаническая кора котловины Арго отделена разломной зоной от плато Эксмут на юге и горстами, грабенами и полуграбенами – от австралийской окраины на востоке. С севера она ограничена Зондским желобом. Вблизи западной границы котловины Арго располагается поднятие Джой, включающее группу вулканических хребтов, вытянутых в северном направлении от северо-западной оконечности плато Эксмут, которое представляет собой погруженный блок континентальной коры, утоненной вследствие растяжения [30]. Присутствие силлов, связывающих плато Эксмут и поднятие Джой [19], подтверждает вероятность их одновременного образования. Плато Эксмут маркирует восточную границу абиссальной равнины Гаскойн, в которой, судя по последовательности линейных аномалий М10–М0, возраст коры составляет 130–120.4 млн лет. Возраст древнейших осадков, обнаруженных в скважинах DSDP 260 и 257, составляет соответственно 105 и 115 млн лет [11, 30].

Разломная зона Кейп Рэндж ограничивает с юга плато Эксмут и маркирует северную часть котловины Кювье, которая содержит две вытянутые в северном направлении структуры: хребты Сонья и Сонне. Хребет Сонья интерпретируется как затухший спрединговый центр, фиксируемый последовательностью линейных аномалий М11–М5 (132–127 млн лет), а хребет Сонне – как псевдоразлом, фиксирующий место начального формирования спредингового хребта Сонья [15]. Скважина глубоководного бурения 263, расположенная в южной части котловины Кювье, на борту плато Валлаби, вскрыла альбские глины, датированные возрастом 115 млн лет [30]. Этот возраст меньше, чем возраст, полученный по интерпретации линейных аномалий в 132 млн лет [15].

Котловины Гаскойн и Кювье ограничивают с юга плато Зенит и Валлаби, южная граница которых, в свою очередь, фиксируется крупной разломной зоной Валлаби–Зенит, которая протягивается на расстояние около 2000 км и имеет необычно большую ширину (~200 км). Она состоит из нескольких хребтов, ориентированных под острым углом к ее южному краю [28].

Разломная зона Валлаби–Зенит является также северной границей абиссальной равнины Перт, в которой выделяется серия линейных аномалий М10N (131 млн лет) до М0 (124 млн лет) и до меловой эпохи нормальной полярности [15, 34].

В пределах абиссальной равнины Перт находится несколько крупных тектонических структур, включая плато Натуралист, хребет Лост Дутчмен, хребет Дирк Хартог и поднятия Батавия и Гульден Драак (см. рис. 1). Хребет Дирк Хартог интерпретируется как отмерший спрединговый

центр [15], прекративший свое активное существование в результате перескока оси спрединга, который произошел 108 млн лет назад на расстояние более чем на 700 км в западном направлении [23], в сторону плато Кергелен, которое в это время находилось почти в 300 км к югу от поднятия Гульден Драак.

Хребет Дирк Хартог является линейной структурой, ограниченной на севере хребтом Лост Дутчмен и разломом Валлаби–Зенит. Он разделяет котловину Перт на две части: восточную с относительно выровненным дном и западную, дно которой нарушено структурами не совсем понятного генезиса. Поднятия Гульден Драак и Батавиа ограничивают котловину Перт с запада. Драгирование, недавно проведенное на этих поднятиях, свидетельствует о возможной континентальной природе их коры [33, 34] (см. рис. 1).

Плато Натуралист, примыкающее к юго-западной окраине Австралии, видимо, сложено континентальной корой, растянутой и погруженной в процессе рифтогенеза. Образцы пород, полученные с плато Натуралист, содержат переработанную мезопротерозойскую кору [18].

Дно котловины Вартон, расположенной к западу от плато Зенит и поднятий Батавиа и Гульден Драак, осложнено серией искривленных на юге разломных зон (см. рис. 1). Искривление разломов связывают с изменением направления спрединга на субмеридиональное, произошедшим около 100 млн лет, когда спрединговые хребты на дне Индийского океана перестроились от простирания 20 градусов до 90 градусов, в результате чего Большая Индия стала мигрировать в северном направлении [32].

С юга котловину Перт ограничивают хребет Брокен, разлом Диамантина и плато Натуралист. Кроме того, в этой части котловины выделяется еще ряд структур различного простирания, таких как разлом Лювин, разлом Натуралист и др., происхождение которых может быть связано с рифтогенезом между Австралией и Антарктидой.

Таким образом, в исследуемой области имеется большое разнообразие структур, таких как отмершие спрединговые хребты, псевдоразломы, океанические плато, сложенные континентальной корой, подводные хребты и вулканические горы. Как правило, все эти структуры фиксируются в аномальном гравитационном поле.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ

Исследуемая область отличается сложным сочетанием особенностей рельефа дна и характера аномальных полей и их низко-, средне- и высокочастотной компонент, создающим картину разделения этой области на отдельные подобласти.

Характер полей средне- и высокочастотной компонент вдоль границ области резко отличен, что может быть связано с разными режимами напряжения вдоль этих границ, обусловившими тектонический тип границ – субдукционный режим вдоль Зондского архипелага, коллизионный режим сжатия вдоль северо-западной окраины Австралии, внутриплитные деформации вдоль Восточного Индийского хребта и в примыкающих к нему котловинах, режим растяжения вдоль отдельных участков Западной окраины Австралии (котловины Арго, Кювье, Перт).

Интенсивность региональных положительных аномалий силы тяжести в редукции Буге тесно связана с возрастом (глубиной) океанического дна, уменьшаясь от максимальных значений поля (более 300 мГал) над океаническими котловинами с глубиной дна 5 и более км и древним (ранне-меловым) возрастом литосферы (котловины Арго, Гаскойн, Кювье, Перт) до областей с интенсивностью аномалий 250–300 мГал над котловинами с глубинами дна 4–5 км и возрастом литосферы 40–80 млн лет (Южно-Австралийская котловина, расположенная на фланге Юго-Восточного Индийского хребта). Региональные положительные аномалии с интенсивностью менее 250 мГал приходятся на поднятия, хребты и погруженные континентальные плато, где глубина дна не превышает 3 км. Над шельфовыми и континентальными областями региона значения поля падают до 0 мГал и меньше. Таким образом, интенсивность региональных аномалий силы тяжести в редукции Буге определяется мощностью и плотностью океанической литосферы, находящимися в прямой зависимости от ее возраста. Локальные аномалии гравитационного поля связаны с гетерогенностью строения коры. Разломные зоны разного типа отмечаются в гравитационном поле градиентными зонами и цепочками линейно вытянутых локальных аномалий, характеризуя тип линеamentной структуры. На рис. 2 представлены карты, отражающие характер низко-, средне- и высокочастотной компонент поля аномалий силы тяжести в редукции Буге. На основании анализа гравитационного и аномального магнитного полей было проведено районирование.

В целом структурный анализ потенциальных полей не дает однозначных результатов для идентификации типов коры. Аномальная мощность базальтовой коры на поднятиях и хребтах в пределах океанических акваторий может быть связана с магматической активизацией в результате воздействия горячей точки, которая привела к утолщению коры, как за счет эффузивных образований, так и за счет андеплейтинга. Но также она может быть связана и с фрагментами континентальной коры, образовавшимися в процессе ее растяжения и погружения. В результате, несмотря на изначально различный тип коры, распре-

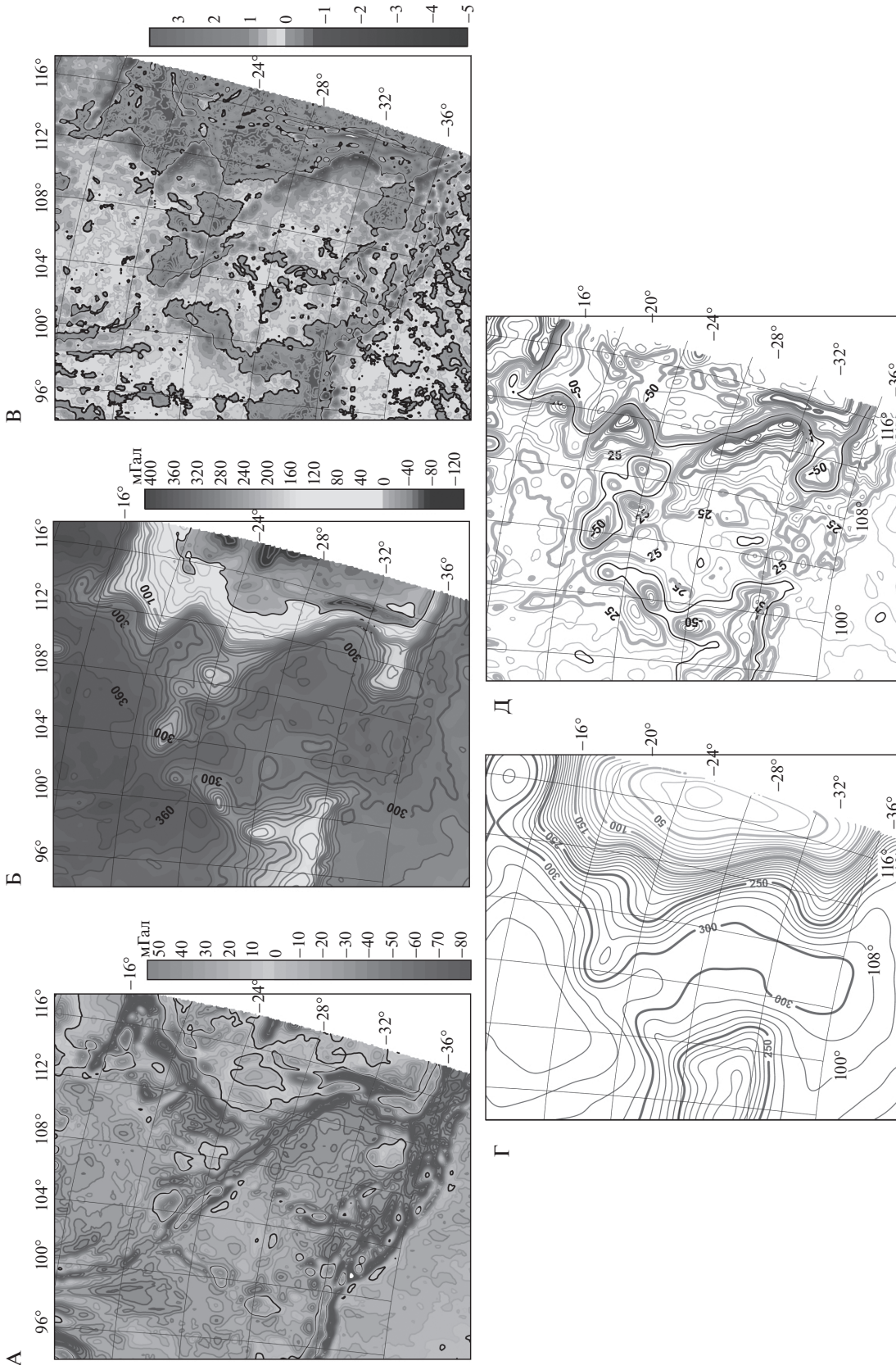


Рис. 2. Гравиметрическая характеристика северо-восточной части Индийского океана. Аномалии силы тяжести: А — в свободном воздухе, по [27], Б — Буге (плотность промежуточного слоя 2.67 г/см^3); В — вертикальный градиент аномалии Буге; Г — аномалии Буге, пересчитанные на высоту 100 км; Д — разностные аномалии силы тяжести (аномалия Буге минус аномалия Буге, пересчитанная на высоту 100 км)

ление плотностей в литосфере и аномальный гравитационный эффект от литосферы в целом может быть очень близким. Двумерное структурно-плотностное моделирование, использующее результаты интерпретации гравитационного поля, позволяет дать дополнительную информацию для идентификации типов коры и литосферы.

Совместный анализ рельефа дна, структуры гравитационного и магнитного полей и их трансформант для северо-восточной части акватории Индийского океана [6] позволил сделать выводы, указывающие на гетерогенное строение этой части акватории Индийского океана. Структурно-плотностное моделирование, использующее результаты интерпретации гравитационного поля, дает дополнительную информацию для идентификации типов коры и литосферы основных тектонических структур этого региона.

МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ ДВУМЕРНОЙ СТРУКТУРНО-ПЛОТНОСТНОЙ МОДЕЛИ

Профили для проведения двумерного структурно-плотностного моделирования расположены в северо-восточной части Индийского океана и пересекают все основные структуры литосферы (см. рис. 1): котловины Вартон, Перт, Арго, Гаскойн, Кювье; плато Эксмут, Натуралист, террасу Карнарвон, плато Валлаби и Зенит; поднятия Джой и Галах; поднятия Батавия и Гульден Драак; хребты Инвестигейтор и Лост Дутчмен; разломные зоны Диамантина, Валлаби–Зенит, Кейп Рендж и Натуралист.

Структурно-плотностные модели строения тектоносферы рассчитывались по системе профилей до глубины 150 км. В качестве основного фактического материала использовались батиметрические данные [14, 29], карты аномалий силы тяжести в свободном воздухе [27] и в редукции Буге, рассчитанные по авторской программе [3] с учетом сферичности Земли и при плотности промежуточного слоя 2.67 г/см^3 с дискретностью $15' \times 15'$ (см. рис. 2), а также модель аномального магнитного поля EMAG2 [21] и цифровые данные о возрасте дна океанов [24].

Охватываемый по глубине разрез тектоносферы представлен в моделях семью основными слоями, гравитационный эффект от которых, исходя из анализа структуры гравитационного поля, имеет разные частотную и амплитудную характеристики [6]: водный слой с плотностью 1.03 г/см^3 , осадочный слой с постоянной плотностью 2.45 г/см^3 , коровый слой с переменной плотностью от 2.67 до 2.80 г/см^3 , базальтовый слой с плотностью 2.90 г/см^3 , слой подкоровой литосферной мантии с переменной в зависимости от возраста плотностью от 3.26 до 3.31 г/см^3 , астеносферный слой с переменной плотностью от 3.25

до 3.30 г/см^3 , который до глубины 150 км подстилается верхней мантией с постоянной плотностью 3.32 г/см^3 . Для получения подошвы водного слоя был использован батиметрический грид [29] с дискретностью $15' \times 15'$, для подошвы осадочного слоя – карта мощности осадочного слоя [35], для подошвы литосферы – данные возрастного цифрового грида [24], по которому с помощью корневой зависимости мощности от возраста литосферы [8] была вычислена мощность литосферы.

Для формирования полной двумерной плотностной модели необходимо иметь представление о глубине других границ основных слоев тектоносферы и их плотностной характеристике. Такие данные, как правило, могут быть предварительно получены по результатам других геолого-геофизических исследований (сейсмических, магнитных, бурения и др.). В настоящее время для исследуемого района таких данных немного и явно не хватает для построения модели строения тектоносферы, поэтому нам необходимо было получить эти сведения, хотя бы в первом приближении, из интерпретации самого гравитационного поля. Наш подход к интерпретации гравитационного поля в условиях резкой недостаточности априорной информации в континентальных и морских регионах показывает эффективность применения различных трансформант гравитационного поля и в том числе метода полного нормированного градиента силы тяжести (ПНГ) [1]. Методика применения метода ПНГ для формирования исходной плотностной модели изложена авторами в ряде статей по работам, выполненным в процессе изучения строения тектоносферы акваторий Атлантического и Индийского океанов по гравиметрическим данным [5]. Метод неоднозначен, но, тем не менее, позволяет создать структурно-плотностную модель строения тектоносферы нулевого приближения и в процессе подбора ввести определенные ограничения на структурные и плотностные особенности разреза, тем самым уменьшая неоднозначность получаемых результатов.

Представленные в моделях основные слои тектоносферы и их границы отчетливо прослеживаются в полях ПНГ. Так, подошва океанической коры, предварительно рассчитанная прибавлением к глубине дна средней мощности слоя океанической коры 7 км, подтверждена результатами анализа полей ПНГ, а на отдельных участках в пределах областей с аномальной мощностью коры по данным анализа полей ПНГ в пределах слоя коры была выявлена слоистость. Подошва литосферы, рассчитанная по зависимости мощности литосферы от возраста, четко прослеживается и в полях ПНГ, и глубина ее практически совпадает с рассчитанной по формуле глубиной. Возраст литосферы на исследуемой территории в

основном более 100 млн лет, поэтому глубина до подошвы литосферы, как и до подошвы астеносферы, определяется преимущественно по данным анализа полей ПНГ.

Характер распределения плотностей в каждом слое тектоносферы задавался исходя из общепринятого представления о возможном диапазоне изменения плотностей в каждом из слоев и на основании анализа аномального характера полей ПНГ с разными частотными характеристиками. Распределение плотностей в слоях подкоревой литосферной мантии и астеносферы согласовывалось там, где это было возможно, с возрастом.

С помощью решения прямой задачи [4] был рассчитан гравитационный эффект от исходных моделей. Минимальное расхождение между суммарным эффектом от модели и наблюдаемым гравитационным полем (аномалии в свободном воздухе) достигалось с помощью интерактивного подбора параметров слоев разреза. При этом неизменным оставалось положение только двух границ: рельефа дна и подошвы океанической литосферы, рассчитанной по возрасту океанического дна, если возраст не превосходил 80 млн лет. Изменение положения границ слоев и плотностного распределения в них в пределах всей модели в процессе подбора осуществлялось под постоянным контролем результатов анализа полей ПНГ. Минимальное расхождение в результате подбора составило менее 5 мГал.

СТРУКТУРНО-ПЛОТНОСТНЫЕ МОДЕЛИ СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ОСНОВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР РЕГИОНА

На рис. 3 представлены структурно-плотностные модели по профилям. Над моделью показаны графики гравитационного поля в свободном воздухе, в редукции Буге и вертикального градиента аномалии Буге.

Ниже в табл. 1–5 приводятся основные параметры строения литосферы, полученные в результате плотностного моделирования. Все структуры сгруппированы по основным морфологическим типам для удобства дальнейшего сравнения результатов.

Как видно из информации, представленной на рис. 3 и в табл. 1–5, типовые морфоструктуры и провинции по-разному отражаются в гравитационных аномалиях и в плотностной структуре коры и литосферы. Но, как видно, и структурно-плотностное моделирование не позволяет однозначно судить о происхождении тех или иных структур. Особенно это касается подводных поднятий, псевдоразломов и хребтов.

На основании анализа гравитационного и аномального магнитного поля и плотностного моделирования было проведено районирование и по-

строена структурная схема потенциальных полей северо-восточной части Индийского океана (см. рис. 4).

Для более корректного понимания геологической природы плотностной структуры литосферы, прилегающей к окраине Западной Австралии, мы опирались на последние модели эволюции северо-восточной части Индийского океана, построенные преимущественно на основании интерпретации данных о линейных магнитных аномалиях, простираний разломных зон и результатов глубоководного морского бурения и драгирования [15, 17, 25, 28, 34].

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Современная окраина Западной Австралии и прилегающие котловины начали формироваться ~155 млн лет назад с развитием океанической коры вдоль хребта Арго. Спрединг на этом хребте вызвал миграцию к северу блока Арголенд, формируя котловину Арго [15, см. рис. 6]. Блок Арголенд продолжал мигрировать к северу, но 136 млн лет назад спрединговая система подверглась реорганизации, приведшей к формированию новой ветви рифтовой системы, протягивающейся на 800 км к югу от спредингового хребта Арго, расположенного в северной части одноименной котловины. Эта новая ветвь рифта продвигалась к югу, встречая на своем пути структурно-вещественные неоднородности литосферы, способствующие смещению рифтовой оси и формированию крупных трансформных систем, таких как Валлаби–Зенит, Кейп Рэндж и другие. Эти трансформные системы, видимо, ограничивали блоки с более прочной литосферой, такие как Эксмут, Карнарвон, Натуралист, которые также подвергались растяжению и в дальнейшем формировали погруженные континентальные плато. Вслед за отделением Большой Индии от Австралии последовало образование абиссальных равнин ложа океана. Они формировались в следующей последовательности [15]: абиссальная равнина Перт – от 136 млн лет, Гаскойн – от 135 млн лет и Кювье – от 135 млн лет. Это свидетельствует о том, что спрединг распространялся с севера на юг не равномерно, а функционировали отдельные сегменты спрединговых систем, разделенные континентальными блоками с более мощной литосферой.

После реорганизации спрединга 136 млн лет назад начался спрединг между Индией и Восточной Антарктидой ~130 млн лет [15]. Между 136 и 100 млн лет Большая Индия продолжала мигрировать в западном направлении, оставляя несколько микроконтинентов, формирующихся в результате перескоков осей спрединга. Первый перескок спрединговой оси к западу произошел в

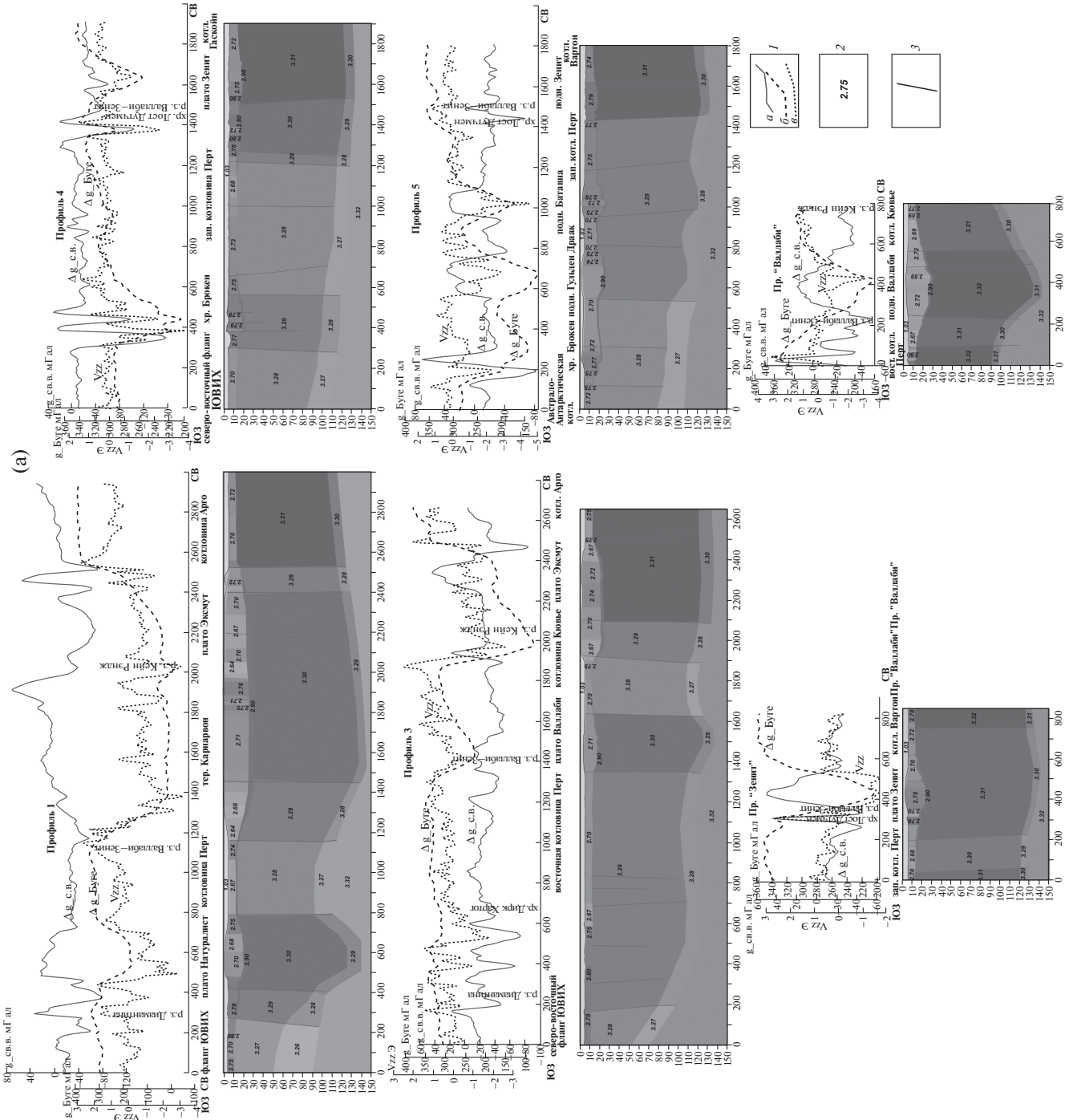


Рис. 3. Структурно-плотностные модели строения литосферы вдоль профилей через структуры северо-восточной части Индийского океана. 1 – аномалия силы тяжести в свободном воздухе (а); аномалия силы тяжести Буге (б); вертикальный градиент аномалии Буге (в); 2 – среднее значение плотности в блоке в г/см³; 3 – разломные зоны, установленные по интерпретации гравитационных и магнитных аномалий

абиссальной котловине Кювье ~128 млн лет назад. В результате этого плато Валлаби оказалось в составе Австралийской плиты. Второй перескок рифтовой оси к западу произошел ~127 млн лет назад и переместил западную часть плато Валлаби к Австралийской плите [15]. Между западной

(поднятие Куокка) и восточной частями плато Валлаби располагается отмерший рифтовый хребет Сонья (см. рис. 1). Законы тектоники плит предполагают необходимость формирования замкнутой системы границ плит. Поэтому при перескоках оси спрединга здесь возможны две ситу-

Таблица 1. Параметры строения литосферы абиссальных котловин.

Структуры	$\Delta g_{с.в.}$, мГал	$\Delta g_{Б}$, мГал	V_{zz} , Э	Глубина дна, км	Кора (вместе с осадками)		Подкоровая литосферная мантия	
					мощность, км	плотность, г/см ³	мощность, км	плотность, г/см
Арго								
Пр. 1	0	390	0.5	5.8	8	2.70–2.72	99	3.31
Пр. 3	–30	350	1.0	5.6	7	2.68–2.75	109	3.31
Гаскойн								
Пр. 4	–20	345	0.5	5.5	9	2.72	108	3.31
Пр. “Зенит”	–24	358	0.5	5.5	7	2.72–2.78	114	3.31–3.32
Кювье								
Пр. 3	–40	310	0.6	5.1	7	2.7	90	3.29
Пр. “Валлаби”	–32	320	0.6	5.0	8	2.67	84	3.31
Восточная Перт								
Пр. 1	–35	310	0.5	5.0	8.4	2.67	79	3.28
Пр. 3	–40	330	0.5	5.5	8	2.7	90	3.29
Пр. 6	–27	325	~1	5.3	7	2.7	100	3.28
Пр. 7	–32	325	0.5	6	7	2.67–2.68	94	3.28
Пр. 8	–35	330	1.0	5.5	7	2.7	85	3.28
Пр. “Валлаби”	–30	340	2.0	5.5	7	2.72–2.8	79	3.32
Западная Перт								
Пр. 4	–20	315	0.7	4.8	7.6	2.73	100	3.28
Пр. 6	–40	350	0.6	5.4	8	2.71	90	3.28
Пр. 7	–28	300	0.3	5.2	10	2.7	90	3.28
Пр. 8	–15	340	0.5	5.3	8	2.65–2.67	100	3.29
Пр. “Зенит”	~15	350	0.8	5.5	7	2.68–2.7	108	3.3–3.31
Варгон								
Пр. 5	–20	360	0.5	5.6	8	2.74–2.78	103	3.31
Пр. 8	–25	360	0.5	5.8	7	2.74–2.77	103	3.3
Пр. 9	–30	380	0.4	6.0	8	2.7–2.72	83	3.29
Австрало-Антарктическая								
Пр. 1	–20	290	0.7	5.5	7.0	2.7–2.75	48	3.27
Пр. 5	–20	270	0.5	4.5	7.0	2.72–2.75	70	3.28

Примечание. В колонках $\Delta g_{с.в.}$ и $\Delta g_{Б}$ для всех структур, кроме разломных зон, даны экстремальные значения силы тяжести (минимумы или максимумы). В разломных зонах – перепады значений силы тяжести по разломной зоне. В колонке V_{zz} даны значения максимальных амплитуд. Колонки “кора” и “подкоровая литосферная мантия” представляют параметры слоев литосферы (мощность и плотность), полученные в результате структурно-плотностного моделирования

ации. Формирование небольших коротко живущих микроплит, если спрединговые хребты замыкались на крупных трансформных разломах Валлаби–Зенит и Кейп Рэндж, образуя тройные соединения. Либо формирующиеся в результате перескока спрединговые хребты “отмирали” прежде, чем их концы достигнут трансформных разломов и сформируют замкнутую кинематическую картину. Тот факт, что западный и восточный блоки плато Валлаби, видимо, не полностью разделены океанической корой, свидетельствует в пользу второго сценария. Третий перескок спрединговой оси к западу произошел около 124 млн

лет назад и переместил плато Зенит в состав Австрало-Антарктической плиты. Четвертый перескок спредингового сегмента на расстояние >700 км к западу произошел 108 млн лет назад [15]. В результате от Индии были отделены микроблоки Батавия и Гульден Драак, которые вошли в состав Австрало-Антарктической плиты, а в структуре литосферы центральной части котловины Перт остался палеоспрединговый хребет Дирк Хартог (см. рис. 1), по всей видимости, ранее замыкавшийся на разломную зону Диамантина, формируя тройное соединение [37]. По сходному сценарию, видимо, происходило образование расположенной

Таблица 2. Параметры строения литосферы погруженных континентальных плато в области переходных зон.

Структуры	$\Delta g_{с.в.}$, мГал	$\Delta g_{Б}$, мГал	V_{zz} , Э	Глубина дна, км	Кора (вместе с осадками)		Подкорковая литосферная мантия	
					мощность, км	плотность, г/см ³	мощность, км	плотность, г/см ³
Эксмут								
Пр. 1	-70	30	0.70	1.2	28	2.67	98	3.3
Пр. 3	-30	100	1.0	1.6	21–23	2.67–2.74	100–90	3.29–3.31
Натуралист								
Пр. 1	20	160	0.90	2.0	22	2.68–2.75	102	3.3
Пр. 6	20	160	0.90	2	12–22	2.68–2.72	100–120	3.3
Тер. Карнарвон								
Пр. 1	0–10	0	1	0.2–1	27.5	2.64–2.76	97–105	3.3
Пр. 9	25	0	1	0–1	28	2.69–2.71	103	3.3–3.31

Примечание. В колонках $\Delta g_{с.в.}$ и $\Delta g_{Б}$ для всех структур, кроме разломных зон, даны экстремальные значения силы тяжести (минимумы или максимумы). В разломных зонах – перепады значений силы тяжести по разломной зоне. В колонке V_{zz} даны значения максимальных амплитуд. Колонки “кора” и “подкорковая литосферная мантия” представляют параметры слоев литосферы (мощность и плотность), полученные в результате структурно-плотностного моделирования

Таблица 3. Параметры строения литосферы подводных поднятий.

Структуры	$\Delta g_{с.в.}$, мГал	$\Delta g_{Б}$, мГал	V_{zz} , Э	Глубина дна, км	Кора (вместе с осадками)		Подкорковая литосферная мантия	
					мощность, км	плотность, г/см ³	мощность, км	плотность, г/см ³
Хр. Броккен								
Пр. 5	70	175	0.7	1.5	18–23	2.71–2.77	63–68	3.28
Пр. 6	-15	150	1.2	2.3	17–21	2.71–2.75	72–77	3.29
Зенит								
Пр. 9	12	220	-2	3	17–23	2.73–2.76	104–111	3.31
Пр. “Зенит”	50	200	-1.5	2.1	16–24	2.70–2.75	103–113	3.31
Валлаби								
Пр. 9	10	200	-1	2.8	16–24	2.70–2.74	105–110	3.32
Пр. Валлаби	10	160	2.5	2.1	18–28	2.68–2.73	86–104	3.32
Батавия								
Пр. 5	32	175	3.	2	15–26	2.73–2.78	100–104	3.29
Гульден Драак								
Пр. 5	30	125	2	1.4	18–25	2.7–2.75	74–82	3.29
Пр. 7	20	125	0.9	1.8	16–23	2.7	84–90	3.29

Примечание. В колонках $\Delta g_{с.в.}$ и $\Delta g_{Б}$ для всех структур, кроме разломных зон, даны экстремальные значения силы тяжести (минимумы или максимумы). В разломных зонах – перепады значений силы тяжести по разломной зоне. В колонке V_{zz} даны значения максимальных амплитуд. Колонки “кора” и “подкорковая литосферная мантия” представляют параметры слоев литосферы (мощность и плотность), полученные в результате структурно-плотностного моделирования

несколько южнее микроконтинентальной банки Элан, отделенной от Индии и расположенной в настоящее время вблизи плато Кергелен в составе Антарктической плиты [13].

Еще один перескок оси спредингового сегмента, расположенного к северу от разломной зоны Валлаби–Зенит, произошел в эпоху меловой нормальной полярности между 100 и 90 млн лет, как следствие глобальной перестройки в относитель-

ном движении плит и реорганизации их границ. В результате этих изменений сформировалась новая спрединговая система с субширотным простиранием сегментов, которая располагается в котловине Вартон и в настоящее время уже не активна [15]. После этих кинематических изменений существенных тектонических преобразований литосферы вблизи окраины Западной Австралии не происходило, за исключением ее юго-

Таблица 4. Параметры строения литосферы линейных структур: разломные зоны, псевдоразломы, асейсмичные хребты.

Структуры	$\Delta g_{с.в.}$, мГал	$\Delta g_{Б}$, мГал	V_{zz} , Э	Глубина дна, км	Кора (вместе с осадками)		Подкорковая литосферная мантия	
					мощность, км	плотность, г/см ³	мощность, км	плотность, г/см ³
РЗ Валлаби–Зенит								
Пр. 3	–25...–35	325–225	0.8	5.6	8–13	2.71	95–95	3.29–3.3
Пр. 5	–20...–70	350	0.5	6.7	14	2.77	100	3.29–3.31
Пр. Валлаби	–30...–50	230–280	0.25	4–5	17	2.72	84	3.31–3.32
Хр. Лост Дутчмен								
Пр. 4	–50...20	340	2.5	4.3				
Пр. “Зенит”	–40...40	340	2.5	4.1	14	2.78	108	3.31
РЗ Кейп Рендж								
Пр. 3	–50...20	250–150	1.8	1.6–5	7–19	2.7–2.67	97–97	3.28–3.29
РЗ Сонне	–35...–40	300	0.3	5.0	–	–	–	–
Хр. Сонья	17	290	0.7	3.7	–	–	–	–
Хр. Дирк Хартог								
Пр. 7	–40...52	~300	3	3.4	12	2.66–2.7	93	3.28
Пр. 8	–15	315	0.5	4.8	10	2.71	95	3.29
РЗ Диамантина								
Пр. 1	–50...20	290–200	1.5	5.5	7–9	2.75–2.78	50–53	3.27–3.29

Примечание. В колонках $\Delta g_{с.в.}$ и $\Delta g_{Б}$ для всех структур, кроме разломных зон, даны экстремальные значения силы тяжести (минимумы или максимумы). В разломных зонах – перепады значений силы тяжести по разломной зоне. В колонке V_{zz} даны значения максимальных амплитуд. Колонки “кора” и “подкорковая литосферная мантия” представляют параметры слоев литосферы (мощность и плотность), полученные в результате структурно-плотностного моделирования

Таблица 5. Параметры строения литосферы бассейнов между микроконтинентами и поднятиями.

Структуры	$\Delta g_{с.в.}$, мГал	$\Delta g_{Б}$, мГал	V_{zz} , Э	Глубина дна, км	Кора (вместе с осадками)		Подкорковая литосферная мантия	
					мощность, км	плотность, г/см ³	мощность, км	плотность, г/см ³
(Зенит–Валлаби)								
Пр. 9	–33	330	0.7	5.6	9	2.71–2.75	95	3.29
Валлаби–Конт. склон Австралии)								
Пр. 5	–45	250	0.4	4.0	15	2.67–2.71	109	3.3
(Батавия–Гульден Драак)								
Пр. 5	–35	290	1.5	4.4	13	2.71	84	3.29
Брокен–Гульден Драак								
Пр. 5	–15	210	0.5	2.5	15	2.71	70	3.28

Примечание. В колонках $\Delta g_{с.в.}$ и $\Delta g_{Б}$ для всех структур, кроме разломных зон, даны экстремальные значения силы тяжести (минимумы или максимумы). В разломных зонах – перепады значений силы тяжести по разломной зоне. В колонке V_{zz} даны значения максимальных амплитуд. Колонки “кора” и “подкорковая литосферная мантия” представляют параметры слоев литосферы (мощность и плотность), полученные в результате структурно-плотностного моделирования

западной части в связи с более поздним разделением Австралии и Антарктиды.

Отметим, что перескоки случались в основном вблизи окраин континентов, отчлняя узкие блоки (Батавия, Гульден Драак), или происходили

вдоль крупных разломных зон (Валлаби–Зенит). Во всех случаях индикаторы таких перескоков должны сохраняться в линейных магнитных аномалиях и структуре коры в виде шовных зоны, псевдоразломов или палеоспрединговых хребтов.

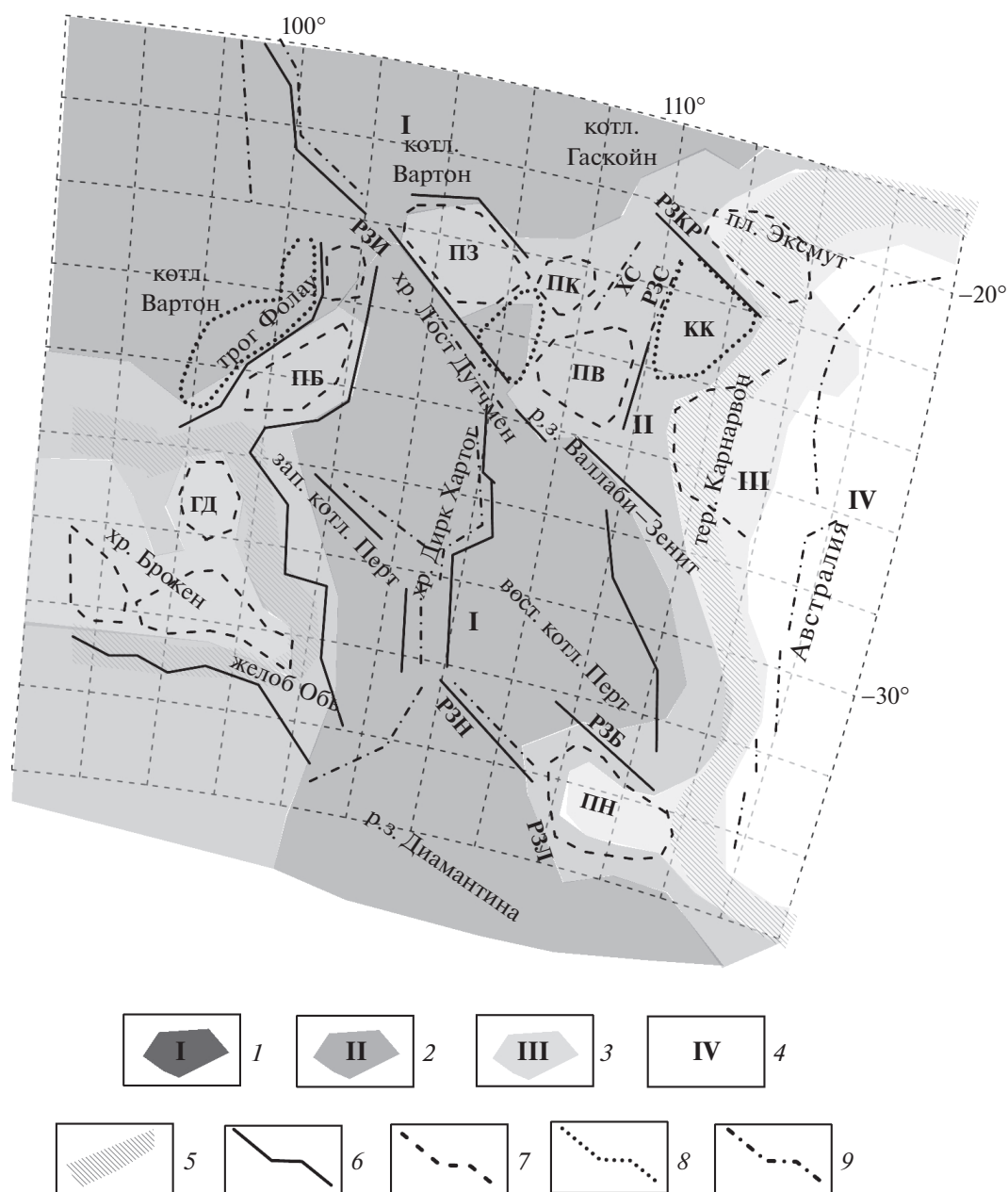


Рис. 4. Структурная схема гравитационного поля северо-восточной части Индийского океана

Области аномалий Буге: 1 – больше 300 мГал, 2 – 200–300 мГал, 3 – 0–180 мГал, 4 – меньше 0 мГал; 5 – региональные зоны интенсивного градиента силы тяжести; 6 – градиентные зоны; 7 – контуры относительно отрицательных аномалий Буге; 8 – контуры относительно положительных аномалий Буге; 9 – оси отрицательных локальных аномалий Буге. Буквенные обозначения см. на рис. 1

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Структурный анализ поля аномалий силы тяжести Буге и его трансформант (см. на рис. 2) позволяет разделить исследуемый регион по интенсивности аномального поля на области со значениями аномалий силы тяжести более 300 мГал – I; со значениями аномалий силы тяжести 200–

300 мГал – II; со значениями аномалий силы тяжести 0–200 мГал – III; со значениями аномалий силы тяжести менее 0 мГал – IV (см. рис. 4).

Структурно-плотностное моделирование показало, что область I имеет океаническую литосферу; область II – литосферу с подводными поднятиями, имеющими утоненную континентальную или аномальную океаническую кору; область III – тип литосферы с утоненной континентальной корой,

и Зенит, поднятия Батавиа и Гульден Драак и разделяющие эти поднятия котловины (прогибы) с утолщенной океанической корой (см. рис. 4). Область I включает котловины Вартон, Перт, Гаскойн, Арго с океанической литосферой.

Совместный анализ результатов плотностного моделирования с пространственно-временной эволюцией структур дал возможность, с одной стороны, выявить особенности строения их коры и литосферы, а с другой стороны – установить индикаторы, позволяющие судить об их генезисе. Результаты этого анализа представлены на тектонической схеме (см. рис. 5), построенной с учетом данных, представленных в работах [15, 16, 25, 34–36].

Глубоководные котловины

В отсутствие современных спрединговых хребтов и других активных границ плит в этом районе основными структурными элементами являются глубоководные котловины.

Как отмечалось выше, глубоководные котловины, примыкающие к Западной Австралийской окраине, были сформированы в определенной возрастной последовательности. Этот возрастной фактор лежит в основе формирования плотностной структуры литосферы, отражаясь в аномальном гравитационном поле, региональном уровне глубин дна и толщине литосферы. В аномалиях в свободном воздухе значения поля варьируют около нуля (± 40 мГал), свидетельствуя об изостатическом равновесии литосферы.

В аномалиях Буге значения поля над глубоководными котловинами, как правило, превышают 300 мГал, и их вариации отражают увеличение мощности литосферы, связанное с увеличением ее возраста по корневой зависимости. Такие значения аномального поля характерны для типичной океанической коры. Следует отметить заметную асимметрию в аномальном гравитационном поле (10–20 мГал) для Западной и Восточной провинции котловины Перт. Эта асимметрия отражается также и в толщине коры и литосферы: соответственно 7, 8 и 90–100 км для западной котловины и 7 и 85–90 км – для восточной (см. рис. 3, пр. 7 и 8). Возможно, такая асимметрия связана с близостью плюма Кергелен к западной котловине Перт, либо с асимметричным спредингом, или с наличием двух перескоков оси спрединга к западу, как отмечалось в работе [34].

Для более молодой Австрало-Антарктической котловины аномалии Буге достигают 270–290 мГал, тогда как для наиболее древней котловины Арго, для которой характерны максимальные глубины дна и мощности литосферы, аномалии Буге превышают значения 390 мГал (табл. 1 и профили 1 и 3, см. рис. 3). Для близких по возрасту котловин Гаскойн, Кювье и Перт зна-

чения аномалий Буге варьируют в диапазоне от 300 до 350 мГал. В котловине Вартон аномалии Буге достигают значительных (350–380 мГал) величин. Значения вертикального градиента силы тяжести в целом носит спокойный характер, варьируя от 0 до 1 Э. Лишь в более молодой Австрало-Антарктической котловине они при тех же значениях имеют менее регулярный характер, отражая, по-видимому, большую глубинную неоднородность в структуре литосферы (см. рис. 3, пр. 1).

Погруженные континентальные плато в области переходных зон

Абиссальные котловины со стороны Австралийского материка переходят в континентальные окраины, осложненные зачастую погруженными континентальными плато. Такие примеры имеются в рассматриваемом регионе. Это плато Эксмут, плато Натуралист и терраса Карнарвон. Отметим, что все эти погруженные плато ограничиваются с юга крупными зонами разломов Кейп Рэндж, Валлаби–Зенит, Натуралист и Лювин, отделяющими их от соответствующих абиссальных котловин (см. рис. 1). Таким образом, их южные окраины относятся к сдвиговому типу (см. рис. 5).

Аномалии в свободном воздухе варьируют около нуля (± 40 мГал), но резко изменяются по амплитуде в зонах перехода к океанической коре в котловинах. Аномалии Буге для плато Эксмут и террасы Карнарвон достигают почти нулевых значений, а толщина коры составляет ~28–30 км, что свидетельствует лишь о незначительном ее утонении (см. рис. 3, пр. 1, 9, табл. 2). Для плато Натуралист значения аномалий Буге достигают 150–170 мГал, а толщина коры утонена до 22 км и менее. Соответственно глубина поверхности дна на плато Натуралист увеличена до 2 км (см. рис. 3, пр. 1, табл. 2). Это свидетельствует о гораздо большем растяжении континентальной коры плато Натуралист. О значительной гетерогенности коры плато Натуралист, по сравнению с корой плато Эксмут, свидетельствует и распределение вертикального градиента, который фиксирует резко изрезанный характер поля в первом случае – амплитуда V_{zz} достигает 4–5 Э, и более спокойное распределение аномалий – во втором (см. рис. 3, пр. 1, 3, 6 и 9, табл. 2).

Вопрос о том, что привело к такому регулярно расположению погруженных континентальных плато вдоль окраины Западной Австралии и почему все они приурочены к крупным разломным зонам, непосредственно касается эволюции этого региона и геометрических особенностей продвижения рифтовой трещины с севера на юг в гетерогенной среде в процессе отделения Австралии от Индии. Пока очевидно, что северные и западные окраины этих континентальных выступов имеют рифтогенную природу, в то время как их

южные переходные зоны формировались в условиях сдвига (см. рис. 5). Ожидаемый в последних случаях более резкий контакт континентальной литосферы с океанической фиксируется на исследуемых профилях высокими градиентами аномалий Буге и вертикальных производных (см. рис. 3, пр. 1, 3, табл. 2).

По все видимости, простираение всех этих разломных зон соответствует генеральному тренду отделения Большой Индии от Австралии во время формирования глубоководных котловин 136–120 млн лет назад.

Подводные поднятия

Значительный разброс в гравиметрических характеристиках подводных поднятий в этом регионе (см. табл. 3) свидетельствует о гетерогенности их глубинной структуры и разном генезисе. Погруженные микроблоки с континентальной корой (Валлаби, Зенит, Гульден Драак и Батавия), установленной по данным драгирования [34], характеризуются небольшими положительными аномалиями в свободном воздухе (до 50 мГал) и значительным разбросом в значениях аномалий Буге от относительно низких значений для банок Гульден Драак и Батавия – 125 и 175 мГал, соответственно (см. рис. 3, пр. 5 и 7 и табл. 3), до очень высоких для континентальной коры значений: от 180–200 мГал для плато Валлаби (см. рис. 3, пр. 9 и профиль “Валлаби” и табл. 3) до 220 мГал для плато Зенит (см. рис. 3, пр. 9 и профиль “Зенит” и табл. 3).

Отличительной особенностью всех микроконтинентальных блоков является пониженные значения вертикального градиента силы тяжести, меняющиеся от минус 1.5 до минус 4.5 Э, что свидетельствует, по всей видимости, о значительной неоднородности слагающей их коры, возможно нарушенной многочисленными дайками и силлами. Еще одной особенностью микроконтинентов является предполагаемая повышенная толщина литосферы, по сравнению с мощностью литосферы океанических котловин.

В первом приближении изоаномала гравитационного поля в редукции Буге в 175 мГал представляет собой некоторую условную границу, отделяющую нормальную континентальную кору от утоненной континентальной, или океанической коры [9]. Ареалы со значениями гравитационного поля менее 175 мГал отмечены над поднятиями Гульден Драак (125 мГал) и Батавия (175 мГал) (см. рис. 4). Для микроконтинентов Зенит и Валлаби характерны более высокие значения аномалий Буге – 200–220 и 160–200 мГал соответственно, что говорит о значительном (на 3–5 км) утонении коры, особенно под поднятием Зенит.

Причина относительно пониженных аномалий Буге над поднятием Гульден Драак может

быть связана либо с сильным утонением литосферы в процессе растяжения и отделения микроконтинента Гульден Драак от Индии, либо с глубокими коровыми корнями относительно примыкающей океанической коры котловин Перт или Вартон [35], либо с подкоровым разуплотнением, вызванным андеплейтингом под действием мантийного плюма Кергелен–Броккен, либо, что менее вероятно, с наличием серпентинизированных мантийных пород, приводящих к понижению плотности пород верхней мантии.

Сопоставление гравиметрических характеристик хребта Брокен с поднятиями Гульден Драак и Батавия показывает (см. табл. 3), что амплитуды аномалий Буге над ними соответственно увеличиваются от 70 до 80 мГал и до 115 мГал на фоне регионального тренда возрастания значений аномалий силы тяжести Буге в северном направлении от хр. Брокен до поднятия Батавия. Этот тренд связан с увеличением мощности слоя подкоровой литосферной мантии и литосферы в целом и с возрастанием плотности в слое подкоровой литосферной мантии (см. рис. 3а, пр. 5). Амплитуды минимумов над хребтом и поднятиями указывают на увеличение мощности коры от 21 км под хр. Брокен до 25 км под поднятием Гульден Драак и 27 км под поднятием Батавия. Распределение плотностей в коре над хребтом и поднятием Батавия имеет сходный характер, а плотности в коре под поднятием Гульден Драак имеют несколько меньшие значения (см. рис. 3а, пр. 5 и табл. 3).

Такой тип коры, слагающий подводные поднятия (утоненная континентальная кора за счет растяжения при рифтогенезе и/или утолщенная за счет повышенного магмоснабжения и андеплейтинга), может быть результатом воздействия на строение и мощность коры обоих факторов одновременно: рифтогенного растяжения, сопровождаемого утонением коры и проявления повышенного магматизма. Эта ситуация может иметь место на примере поднятия Гульден Драак, который отделен от хребта Брокен небольшой котловиной, подстилаемой корой мощностью 15 км, что заведомо больше мощности нормальной океанической коры в котловинах. Такая ситуация может быть объяснена влиянием мантийного плюма Кергелен, стимулирующего повышенное магмоснабжение и увеличение толщины коры за счет андеплейтинга, который распространялся вплоть до уже существовавшего поднятия Гульден Драак.

Линейные структуры: разломные зоны, псевдоразломы, палеоспрединговые хребты

Линейные структуры, широко распространенные в исследуемом районе, имеют различное отражение в аномальном гравитационном поле, что свидетельствует об их генетическом разнообразии.

В спутниковых гравитационных аномалиях в свободном воздухе [27] разломные зоны отмечаются в виде отрицательных линейных структур; псевдоразломы, фиксирующие следы пропагетинга и перескока спредингового хребта, отражаются в виде цепочек локальных гравитационных аномалий (уступов или асимметричных чередований локальных минимумов и максимумов) на границах между разновозрастными блоками литосферы; отмершие спрединговые хребты фиксируются в виде линейных отрицательных гравитационных аномалий и/или в осевой симметрии в магнитных аномалиях (см. рис. 4).

Важное место среди линейных структур занимают крупные разломные зоны Валлаби–Зенит и Кейп Рэндж (см. рис. 5), ограничивающие погруженные континентальные выступы и разделяющие их блоки континентальной и океанической литосферы. В прошлом эти разломы представляли собой активные крупные демаркационные трансформные разломы, которые играли важную роль в формировании структурного плана данного региона. В гравитационном поле эти зоны разломов маркируются чередованием локальных высокоамплитудных аномалий в свободном воздухе ($-50...+70$ мГал) и Буге ($150-340$ мГал) и резко контрастными значениями аномалий вертикального градиента силы тяжести с амплитудой от 0.5 до 5 Э. Амплитуды рельефа дна здесь также довольно значительны – от глубин 1.5 км до 6.7 (см. табл. 3, пр. 3–5, “Зенит” и “Валлаби”).

Формирование таких крупных зон разломов, видимо, связано с развитием рифтовых трещин, продвигающихся навстречу друг другу и смещенных на значительное (сотни километров) расстояние. В процессе своего продвижения в гетерогенной континентальной Индо-Австралийской литосфере рифтовые трещины встречали на своем пути “структурно-вещественные барьеры” с более прочной литосферой, огибали их и соединялись, в процессе раскола континента, с помощью крупных трансформных разломов [7]. В пределах океанической литосферы подобные трансформные разломы разделяют разновозрастные блоки литосферы и сопровождаются приразломными хребтами. По всей видимости, хребет Лост Дутчман, расположенный в западной части разломной системы Валлаби–Зенит, представляет такой хребет, сформированный в условиях трансстенсии [15], а восточная часть этой разломной системы маркирует сдвиговую континентальную окраину. Такое соединение рифтовых сегментов могло сопровождаться локальными перескоками рифтовых осей с образованием бассейнов типа пулл-апарт с новообразованной океанической корой (например, палеорифт Сонья в котловине Кювье) или неудавшихся рифтов – авлакогенов с утоненной континентальной корой (например, седловина, разделяющая плато Валлаби и террасу

Карнарвон, или депрессии между западной и восточной частями плато Валлаби (см. рис. 1)). Вследствие таких перескоков возможно полное или частичное отделение микроблоков с континентальной корой от материка. Подобный сценарий вполне вероятен для развития микроконтинента Зенит и погруженного плато Валлаби.

Другим примером линейных структур, отмеченных в этом районе, являются псевдоразломы или шовные зоны, разделяющие разновозрастные блоки океанической литосферы и представляющие собой следы формирования и пропагетинга нового спредингового хребта в пределах уже существующей океанической литосферы (см. рис. 5). Как правило, структуры такого типа формируются вследствие реорганизации границ плит и перескоков осей спрединга. Наиболее ярким примером структуры такого типа является разлом Диамантина, фиксирующий место формирования и продвижения Юго-Восточного Индийского хребта и разделяющий более молодую литосферу Австрало-Антарктической котловины от более древней и более мощной литосферы котловины Перт. В рельефе дна и в спутниковых гравитационных аномалиях эта структура хорошо выражена в виде крупного уступа и высокоамплитудных до 160 мГал аномалиях в свободном воздухе с интенсивным минимумом, достигающим значений -150 мГал (см. рис. 3, пр. 3, 4, табл. 4). Особенно контрастные аномалии наблюдаются в зоне контакта древней океанической литосферы котловины Перт и гораздо более молодой литосферы Австрало-Антарктической котловины вдоль псевдоразлома Диамантина (см. рис. 3, пр. 1, табл. 4) и литосферой этой же котловины и вулканическим хребтом Брокен по желобу Обь (см. рис. 3, пр. 3–5, табл. 4). Также отчетливо эти разломные зоны проявляются и в аномалиях вертикального градиента. Обе эти структуры фиксируют место начального формирования современного Юго-Восточного Индийского хребта, разделяющего сейчас Индо-Австралийскую и Антарктическую плиты.

Еще одним примером разломов подобного типа может служить разлом Фалоу, разделяющий более древнюю литосферу западной котловины Перт от более молодой литосферы котловины Вартон (см. рис. 1, 5). Эта структура имеет сходные, но менее контрастные батиметрические и гравиметрические характеристики по сравнению с разломом Диамантина (см. рис. 3, пр. 8, табл. 4).

Хребет Сонне маркирует небольшой псевдоразлом, связанный с локальным перескоком оси спрединга к западу и формированием спредингового хребта Сонья. Он менее выражен в гравитационных аномалиях вследствие слабой выраженности в рельефе дна и небольшого возрастного контраста контактирующих литосферных бло-

ков. Возможно, что хребет Сонне представляет собой неразвившийся рифт (см. рис. 5) даже с новообразованной океанической корой, функционировавший в период магнитных аномалий М9 (129 млн лет)—М4—5 (126.5 млн лет) [22, 31].

Следующую серию линейных структур составляют отмершие спрединговые хребты, примерами которых в рассматриваемом районе могут служить хребет Дирк Хартог в котловине Перт и хребет Сонья в котловине Кювье (см. рис. 5) [15]. Хребет Сонья также отмечается небольшим локальным минимумом, обрамленным двумя относительными максимумами с общей амплитудой ~15 мГал (см. рис. 3, пр. 9). Хребет Дирк Хартог фиксируется либо небольшим локальным минимумом (минус 20—30 мГал) в аномалиях в свободном воздухе (см. рис. 3, пр. 7), что характерно для палеоспрединговых хребтов, либо высокоамплитудным (до 150 мГал) уступом, отражающим положительную форму рельефа (см. рис. 3, пр. 8). Аномалии Буге, достигающие значений 300—310 мГал, четко фиксируют океанический характер коры этого хребта. Некоторое различие в глубинах, примыкающих к хребту Западной и Восточной котловин Перт (4800—5300 м и 5500 м соответственно) при отсутствии четких последовательностей симметричных линейных аномалий относительно хребта, предполагает возможность иной интерпретации происхождения хр. Дирк Хартог — как псевдоразлома, фиксирующего след перескока оси спредингового хребта [34].

Небольшие бассейны и границы микроконтинентов

Широкое развитие микроконтинентов и погруженных континентальных плато в этом районе предполагает и наличие структур, разделяющих и ограничивающих их. Так, между погруженными поднятиями нередко наблюдаются седловины и депрессии, характеризующиеся повышенной мощностью, по сравнению с нормальной океанической корой. Примерами таких структур являются седловины, разделяющие микроконтиненты Батавия и Гульден Драак, Гульден Драак и вулканическое поднятие хребта Брокен (см. рис. 3, 5, пр. 5 и табл. 5). В первом случае высокие значения глубины дна (4.4 км) и аномалий Буге (280—290 мГал) свидетельствуют о наличии здесь скорее утолщенной океанической коры, чем сильно утоненной континентальной. Такое утолщение коры должно быть связано либо с особенностями перехода от рифтинга к спредингу на стадии раскола и отделения этих микроконтинентов от Индии около 100 млн лет назад [15], либо с серпентинизацией мантийных пород в условиях ультрамедленного спрединга. В отличие от этого примера, бассейн, разделяющий микроконтинент Гульден Драак от вулканического поднятия хребта Брокен (см. рис. 5), хотя и имеет тоже

утолщенную кору (13 км), но характеризуется гораздо меньшими значениями аномалий Буге (до 220 мГал). Последнее обстоятельство может свидетельствовать о том, что причиной увеличения толщины коры в этом бассейне может быть андеплейтинг вследствие повышенного магмоснабжения от мантийного плюма Кергелен в период формирования хребта Брокен.

Еще два небольших бассейна разделяют микроконтинент Зенит и Валлаби, Валлаби и погруженное плато континентальной окраины западной Австралии — террасу Карнарвон (см. рис. 5). Наиболее четко их гравиметрические характеристики и строение коры прослеживается вдоль профиля 9 (см. рис. 3б, пр. 9 и табл. 5). В аномалиях в свободном воздухе хорошо отмечаются пониженные характеристики поля вдоль глубоководной котловины Вартон (до минус 45 мГал), относительно повышенные, небольшие (до 20 мГал) положительные значения поля над поднятиями Зенит и Валлаби и характерные краевые уступы, фиксируемые в аномальном поле по окраинам этих поднятий и в районе переходной зоны Западной Австралии. Различия в глубинной структуре коры отмечаются в аномалиях Буге. Этот профиль является показательным в том смысле, что он четко отражает изменение значений аномального поля над структурами разного генезиса: относительные минимумы 220, 160 мГал и вплоть до нулевых значений над поднятиями Зенит, Валлаби и террасой Карнарвон соответственно и относительные максимумы, соответственно, над разделяющими их седловинами — 330 мГал между поднятиями Зенит и Валлаби и 250 мГал между Валлаби и террасой Карнарвон. Модельные значения мощности коры в этих бассейнах достигают значений 13 и 15 км соответственно (см. рис. 3б). Причем в бассейне между Валлаби и Зенит отмечаются высокие значения плотности ($2.75\text{--}2.77\text{ г/см}^3$), характерные для океанической коры. Что касается природы коры между поднятием Валлаби и террасой Карнарвон, то она, скорее всего, является сильно утоненной континентальной корой без разрыва сплошности литосферы. В ее глубинном строении может располагаться структура типа неразвившегося рифта — авлакогена (см. рис. 3б). Подобное строение коры возможно и для седловины, расположенной между плато Натуралист и Австралийской окраиной. Развитие малых бассейнов с океанической корой между поднятиями с сильно растянутой, утоненной и нарушенной магматическими интрузиями континентальной корой, видимо, является характерной особенностью для крупных трансформных систем. Примером развития такого типа бассейнов между погруженными блоками с утоненной континентальной корой может служить южная трансформная граница плиты Скотиа, морфологически выраженная в виде хребта Южный Ско-

тия, состоящего из серии микроконтинентов и погруженных континентальных плато и банок, разделенных малыми бассейнами с океанической корой [10, 12, 20]. Нельзя исключать и сценария развития системы рифт–разлом, который происходил при формировании Экваториальной Атлантики и сопровождался образованием гигантской разломной системы Сан-Паулу–Романш–Чейн. Здесь в процессе раскрытия молодого океана также происходили локальные перескоки рифтовой оси и формирование бассейнов типа пулл-апарт [2].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В условиях недостатка геолого-геофизической информации на акваториях аномальное гравитационное поле является важным индикатором наличия структурно-плотностных неоднородностей в коре и подкоровой мантии. Наш подход к интерпретации гравитационного поля показывает эффективность применения различных трансформант гравитационного поля и в том числе метода полного нормированного градиента силы тяжести (ПНГ). По результатам анализа гравитационного поля и его трансформант проведено районирование тектоносферы и построена структурная схема Восточной части Индийского океана. Показано, что примакающий к западной окраине Австралии район характеризуется сложным строением литосферы и включает гетерогенные разновозрастные блоки, ограниченные структурами разной морфологической и геофизической выраженности и разного происхождения.

Для выявления особенностей строения тектонических структур разных генетических типов было проведено структурно-плотностное моделирование литосферы. Характер распределения плотностей в каждом слое тектоносферы задавался исходя из общепринятого представления о возможном диапазоне изменения плотностей в каждом из слоев и на основании анализа аномального характера полей ПНГ с разными частотными характеристиками.

Совместный анализ результатов плотностного моделирования с пространственно-временной эволюцией структур позволяет, с одной стороны, выявить особенности строения их коры и литосферы, а с другой стороны – установить индикаторы, позволяющие судить об их генезисе.

В основе формирования плотностной структуры литосферы глубоководных котловин лежит возрастной фактор. В аномалиях в свободном воздухе значения поля варьируют около нуля, свидетельствуя об изостатическом равновесии литосферы. В аномалиях Буге значения, как правило, превышают 300 мГал, и их вариации отра-

жают увеличение мощности литосферы, связанное с увеличением ее возраста.

Аномалии в свободном воздухе в зонах перехода к океанической коре резко изменяются по амплитуде. Значения аномалий Буге для погруженных континентальных плато меняются от 0 мГал (плато Эксмут) до 170 мГал (плато Натуралистов), свидетельствуя о мощной коре континентального типа.

Значительный разброс в гравиметрических характеристиках подводных поднятий в этом регионе свидетельствует о гетерогенности их глубинной структуры и разным генезисе. Погруженные микроблоки с континентальной корой (Валлаби, Зенит, Гульден Драак и Батавия) характеризуются небольшими положительными аномалиями в свободном воздухе (до 50 мГал) и значительным разбросом в значениях аномалий Буге от относительно низких значений для банок Гульден Драак и Батавия – 125 и 175 мГал, соответственно до высоких для континентальной коры значений: от 180–200 мГал для плато Валлаби и до 220 мГал для плато Зенит. Еще одной особенностью микроконтинентов является предполагаемая повышенная толщина литосферы, по сравнению с океаническими котловинами.

Хребет Броккен, имеющий иное происхождение, связанное с магматической деятельностью мантийного плюма Кергелен, имеет сходные гравиметрические характеристики с микроконтинентальными блоками Гульден Драак и Батавия. Толщина коры, достигающая под хр. Броккен 23–25 км, видимо, связана с наращиванием коры снизу за счет аномальной магматической деятельности горячей точки Кергелен.

Однозначный ответ на вопрос о том, какой тип коры слагает подводные поднятия (утоненная континентальная кора за счет растяжения при рифтогенезе, или утолщенная за счет повышенного магмоснабжения и андеплейтинга), по гравиметрическим данным дать трудно. Существуют примеры воздействия на строение и мощность коры обоих факторов одновременно: рифтогенного растяжения и утонения коры и проявление повышенного магматизма. Такая ситуация может иметь место на поднятии Гульден Драак, отделенном от хребта Броккен небольшой котловиной с мощностью коры 15 км, что заведомо больше мощности океанической коры.

Линейные структуры, широко распространенные в исследуемом районе, имеют различное отражение в аномальном гравитационном поле, что также свидетельствует об их генетическом разнообразии. Как правило, они характеризуются высокоградиентными зонами с чередованием локальных высокоамплитудных аномалий в свободном воздухе (–50...+70 мГал) и Буге (150–340 мГал) и резко контрастными значениями аномалий вертикального градиента силы тяжести с ампли-

тудой от 0.5 до 5 Э (например, зоны разломов Валаби, Кейп Рэндж).

Амплитуда гравитационных аномалий на псевдоразломах зависит от разности возрастов блоков литосферы, которые разделяют эти разломы (например, псевдоразломы Дьямантина, Фаллоу и др.). Менее контрастно в гравитационных аномалиях отражены палеоспрединовые хребты или авлакогены.

Таким образом, анализ результатов плотностного моделирования, проведенный с учетом имеющихся моделей пространственно-временной эволюции литосферы этого региона, позволил выявить особенности строения коры и литосферы структур и гравиметрические определить индикаторы, позволяющие судить об их генезисе.

Авторы благодарят рецензентов за конструктивные замечания.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 13-05-00143, № 15-05-03486).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Березкин В.М. Метод полного градиента в геофизической разведке М.: Недра, 1988. 188 с.
2. Бонатти Э. Происхождение крупных разломных зон, смещающих Срединно-Атлантический хребет // Геотектоника. 1996. № 6. С. 5–16.
3. Булычев А.А., Кривошея К.В., Мелихов В.Р., Зальцман Р.В. Вычисление аномального гравитационного потенциала и его производных на сфере // Вестник МГУ. Т. 4. 1988. № 2. С. 42–46.
4. Булычев А.А., Зайцев А.Н. Программа для интерактивного двухмерного подбора плотностной среды по аномальному гравитационному полю / Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ. № 2008611947. Выдано 18.04.2008.
5. Булычев А.А., Гилод Д.А. Двумерное плотностное моделирование тектоносферы структур юго-западного сектора акватории Индийского океана // Геофизика. 2013. № 1. С. 55–66.
6. Булычев А.А., Гилод Д.А., Дубинин Е.П. Гетерогенное строение литосферы восточной части Индийского океана по результатам анализа гравитационного и аномального магнитного полей // Вестник Краунц. Науки о Земле. 2014. № 2. Вып. 24. С. 41–54.
7. Дубинин Е.П., Галушкин Ю.И., Суцневская Н.М. Спрединовые хребты и трансформные разломы / Ред. Лобковский Л.И. // Мировой океан. Т. 1. Геология и тектоника океана. Катастрофические явления в океане. М: Научный Мир, 2013. С. 92–170.
8. Лукашевич И.П., Приставакина Е.И. Плотностная модель верхней мантии под океанами // Физика Земли. 1984. № 2. С. 103–107.
9. Соколов С.Ю. Тектонические элементы Арктики по данным мелкомасштабных геофизических полей // Геотектоника. № 1. 2009. С. 23–38.
10. Civile D., Lodolo E., Vuan A., Loreto M. Tectonics of the Scotia-Antarctica plate boundary constrained from seismic and seismological data // Tectonophysics. 2012. Vol. 550. 2012. P. 17–34.
11. Davies T.A., Brace P.L., Kelrin S.R., Kempe D.R.C., McKeibrey B.C., Leidy R.D., Horrath G.J., Thiersteir R.D., Hyndman H.R., Herb R.C., Boltorskoy E., Doyle P. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Sci. Ed. Daries T.A. Vol. 26. U.S. Gov. Print. Off., Washington, D. C., 1974.
12. Eagles G., Livermore R., Morris P. Small basins in the Scotia Sea: the Eocene Drake Passage gateway // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. Vol. 242. P. 343–353.
13. Gaina C., Müller R.D., Brown B., Ishihara T., Ivanov S. Breakup and early seafloor spreading between India and Antarctica // Geophys. J. Int. 2007. Vol. 170. P. 151–169.
14. GEBCO_08 grid, ver. 20090202, <http://www.gebco.net>
15. Gibbons A.D., Barckhausen U., van den Bogaard P., Hornle K., Werner R., Whittaker J.M., Müller R.D. Constraining the Jurassic extent of Greater India: tectonic evolution of the West Australian margin // Geochem. Geophys. Geosyst. 2012. Vol. 13. № 102. Q05W13, doi 10.1029/2011GC003919
16. Falvey D.A., Veevers J.J. Physiography of the Exmouth and Scott Plateaux, western Australia, and adjacent northeast Warton Basin // Mar. Geol. 1974. Vol. 17. P. 21–59. doi 10.1016/0025-3227(74)90046-2
17. Fullerton L.G., Sager W.W., Handschumacher D.W., Late Jurassic–Early Cretaceous evolution of the Eastern Indian Ocean adjacent to Northwest Australia // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. P. 2937–2953.
18. Halpin J.A., Crawford A.J., Dieren N.G., Coffin M.F., Forbes C.J., Borissova I., Naturaliste Plateau, offshore Western Australia: a submarine window into Gondwana assembly and breakup // Geology. 2008. Vol. 36. P. 807–810.
19. Heirtzler J.R., Cameron P., Cook P.J., Powel T.L., Roeser H.A., Sukardi S., Veevers J.J. The Argo Abyssal Plain // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 41. P. 21–31. doi 10.1016/0012-821X(78) 90038-9.10.1016/0012-821X(78)
20. Maldonado A., Zitellini N., Leitchenkov G. et al. Small ocean basin development along the Scotia–Antarctica plate boundary and in the northern Weddell Sea // Tectonophysics. 1998. Vol. 296. P. 371–402.
21. 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 // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2009. Vol. 10. № 8. P. 12 (<http://www.geomag.org/models/emag2.html>).
22. Mihut D., Müller R.D., Volcanic margin formation and Mesozoic rift propagators in the Cuvier Abyssal Plain off Western Australia // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. B11. P. 27135–27149.
23. Mittelstaedt E., Ito G., Behn M.D. Mid-ocean ridge jumps associated with hotspot magmatism // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. Vol. 266. P. 256–270. doi 10.1016/j.epsl.2007.10.055
24. Müller R.D., Roest W.R., Royer J.-Yv., Gahagan L.M., Sclater J.G. Digital isochrones of the world's ocean floor // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. № B2.

- P. 3211–3214. February 10, 1997. (http://gdinfo.agg.nrcan.gc.ca/app/agegrid_e.html)
25. Müller R.D., Mihut D., Baldwin S. A new kinematic model for the formation and evolution of the west and northwest Australian margin / Purcell P.G., Purcell R.R. (eds.) The sedimentary basins of Western Australia 2 // Proceedings of Petroleum Exploration Society of Australia Symposium, Perth, 1998. P. 55–72.
 26. Royer J.-Y., Sandwell, D.T. Evolution of the eastern Indian Ocean since the Late Cretaceous: Constraints from GEOSAT altimetry // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. P. 13755–13782.
 27. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Retracking ERS-1 Altimeter Waveforms for Optimal Gravity Field Recovery // Geophys. J. Intern. 2005. № 163. P. 79–89. doi 10.1111/j.1365-246X.2005.02724.x (<http://www.ngdc.noaa.gov/>, <http://topex.ucsd.edu/>.)
 28. Sayers J., Borissova I., Ramsay D., Symonds P.A. Geological framework of the Wallaby Plateau and adjacent areas // Geoscience Australia. 2002. Record 2002/21.
 29. Smith W.H.F., Sandwell D.T. Global Seafloor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings // Science. 1997. Vol. 277. P. 5334. (<http://topex.ucsd.edu/>, <http://www.ngdc.noaa.gov/>).
 30. Veevers J.J. Change of tectono-stratigraphic regime in the Australian plate during the 99 Ma (mid-Cretaceous) and 43 Ma (mid-Eocene) swerves of the Pacific // Geology. 2000. Vol. 28. P. 47–50. doi 10.1130/0091-7613(2000)28<47:COTRIT>2.0.CO;2.10.1130/0091-7613(2000)28<47:COTRIT>2.0
 31. Veevers J.J., Veerers J.J., Meirtzler J.R., Bolli H.M., Carter A.N., Cook P.J., Krashennnikov V., McKnight B.K., Decima F.P., Renz G.W., Robinson P.T., Rocker K., Thayer P.A. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Sci. Eds. Robinson P.T. Bolli H.M. Vol. 27. U.S. Gov. Print. Off., Washington, D. C, 1974.
 32. Veevers J.J., Tayton J.W., Johnson B.D., Hansen L. Magnetic expression of the continent-ocean boundary between the western margin of Australia and the eastern Indian Ocean // J. of Geophysics. 1985. Vol. 6. P. 20–106.
 33. Williams S.E., Whittaker J.M., Müller R.D. Fullfit, palinspastic reconstruction of the conjugate Australian-Antarctic margins // Tectonics. 2011. Vol. 30. TC6012, doi 10.1029/2011TC002912
 34. Williams S.E., Whittaker J.M., Granot R., Müller D.R. Early India-Australia spreading history revealed by newly detected Mesozoic magnetic anomalies in the Perth Abyssal Plain // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2013. Vol. 118. P. 3275–3284. doi 10.1002/jgrb.50239
 35. Williams S.E., Whittaker J.M., Müller R.D. Newly-recognised continental fragments rifted from the West Australian margin // West Australian Basins Symposium. 18–21 August 2013. Perth WA. P. 1–10.
 36. Whittaker J., Goncharov A., Williams S., Müller R.D., Leitchenkov G. Global sediment thickness dataset updated for the Australian-Antarctic Southern Ocean // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2013. doi 10.1002/ggge.20181
 37. Whittaker J.M., Williams S.E., Müller R.D., Revised tectonic evolution of the Eastern Indian Ocean // Geochem. Geophys. Geosyst. 2013. Vol. 14. doi 10.1002/ggge.20120

Рецензенты: А.А. Щипанский, Г.Л. Лейченко

ENG TITLE

A. A. Author, A. A. Author, and V. E. Author

Address

ENG ABSTRACT