

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ПЛАТО ОСБОРН (ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН) ПО ДАННЫМ ГЕОМАГНИТНОГО И ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Городницкий А.М., Иваненко А.Н., Левченко О.В.,
Веклич И.А., Шишкина Н.А.

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН
117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36,
e-mail: gorodnit@yandex.ru*

Статья поступила в редакцию 10.06.2020, одобрена к печати 28.08.2020

По данным гидромагнитной съемки и спутниковой альtimетрии, с помощью оригинальной технологии решения обратной задачи, построены двумерные модели магнитоактивного слоя по трем широтным профилям, пересекающим подводное плато Осборн в южной, центральной и северной частях. Плотностное моделирование по этим трем профилям выполнено с использованием имеющихся для океана данных по аномалиям в свободном воздухе, пересчитанных в аномалии Буге. На всех профилях уверенно выделяются зоны повышенной эффективной намагниченности со сложной морфологией. Выделенные источники магнитных аномалий тяготеют к двум глубинным горизонтам. Верхний соответствует слою 2 классической модели магнитоактивного слоя океанической литосферы и является источником разнополярных локальных магнитных аномалий. Нижний магнитный слой, подошва которого примерно соответствует глубине поверхности Мохо, по данным плотностного моделирования, по-видимому, сложен серпентинитами. Кора разбита системой субмеридиональных разломов, к которым приурочены глубинные магнитные тела, возможно, связанные с серпентинитовыми прорезями. Выявленное латерально неоднородное глубинное строение магнитоактивного слоя плато Осборн и смежного сегмента ВИХ свидетельствует об их сложной многоэтапной вулканотектонической эволюции, продолжающейся и в настоящее время.

Ключевые слова: Центральная котловина, плато Осборн, аномальное магнитное поле, аномалии силы тяжести, обратная задача, магнитоактивный слой, серпентинизация, горст-грабеновые структуры

Введение

Из множества асейсмичных внутриплитных подводных поднятий Индийского океана плато Осборн, расположенное в восточной части Центральной котловины, является одним из наиболее интересных и наименее изученных. Свое название оно получило по имени открывшего его в 1900 г. кабельного судна «Шепард Осборн». Плато имеет изометричную окружную форму диаметром ~200 км по изобате 4000 м при минимальной глубине ~1500 м. Его вершина находится примерно на одном уровне с вершиной Восточно-Индийского хребта (ВИХ), к западному склону которого плато примыкает в районе 14–16°ю.ш. (рис. 1). От хребта плато отделено седловиной, раскрывающейся к северу.

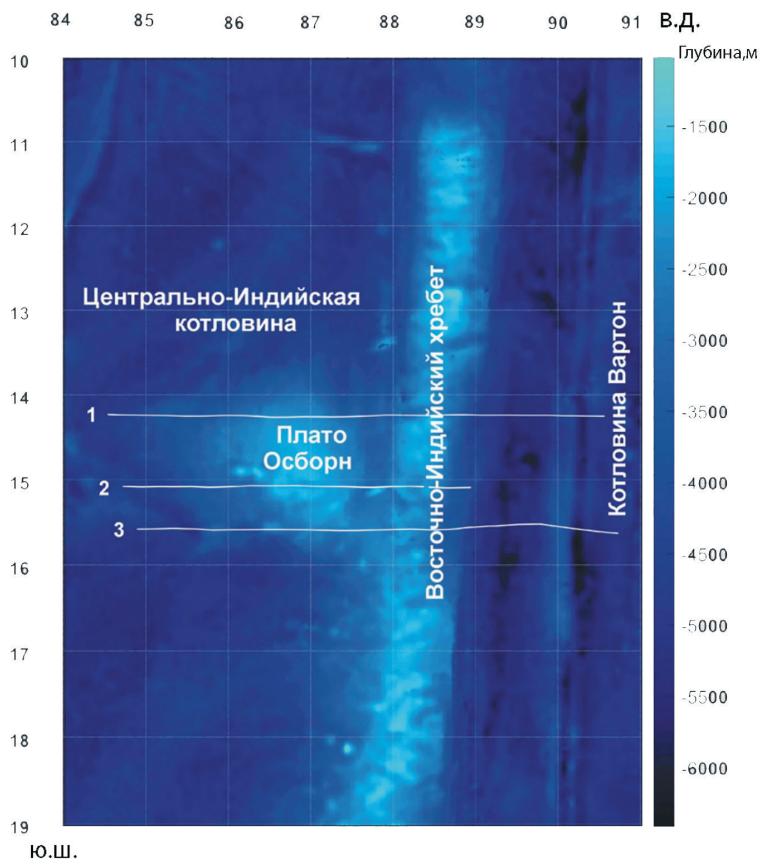


Рис. 1. Положение расчетных профилей 1–3 в районе плато Осборн и Восточно-Индийского хребта (Индийский океан). (Рельеф дна взят из Gebco 30'', Weatherall et al., 2015). Gebco 30'' в настоящий момент является наиболее детальной ЦМР для открытого океана.

До последнего времени плато Осборн остается малоизученным геолого-геофизическими методами в противоположность соседнему хорошо изученному Восточно-Индийскому хребту. В 1986–1995 гг. регулярная геофизическая съемка, включавшая эхолотирование, непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) и гидромагнитную съемку, выполнялась объединением «Южморгеология» (Россия) вдоль Трансиндоокеанского Маскаренско-Австралийского геотраверса ($10\text{--}18^\circ\text{ю.ш.}$), в полосе которого находится плато Осборн (Пилипенко и др., 1991; Углов, 2004). Полученные результаты и НСП 25-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» (1980 г.) дали общее представление о строении осадочного слоя на плато Осборн, в целом имеющего сходство с осадочным покровом ВИХ (Милановский, 1984; Пилипенко и др., 1991). В 2017 г. на профиле рейса SO258/1 НИС «Зонне» в южной части плато Осборн были выполнены высокоразрешающая сейсмоакустическая съемка с «Парасаундом», детальная батиметрия с многолучевым эхолотом и впервые – драгирование пород вулканического фундамента (Левченко и др., 2019а). Морфоструктурный и сейсмостратиграфический анализ новых геофизических данных вместе с выполненными ранее несколькими профилями многолучевого эхолота, рейса VANC10MV НИС «Мелвилл» в его северной части, свидетельству-

ет о высокой неотектонической активности в районе плато Осборн на новейшем этапе эволюции в плиоцен-четвертичное время (Левченко и др., 2019а; Маринова и др., 2020). На то, что она может продолжаться вплоть до настоящего времени, как и в прилегающем сегменте ВИХ, где регистрируются землетрясения магнитудой 5 и выше, указывают выходящие в поверхность дна разломы в осадочной толще.

Глубинное строение коры плато Осборн до настоящего времени совсем не известно. И это главная причина, почему природа плато Осборн остается неясной. Из-за слабой геолого-геофизической изученности, представления о его геологическом строении, тектонике, эволюции и генезисе носили умозрительный характер. Первоначально плато Осборн относили к вулканическим поднятиям неустановленного возраста (Пущаровский, Безруков, 1973). Также высказывалось предположение, что прилегающий сегмент ВИХ вместе с плато Осборн – результат магматической активности в зоне разлома (Кашинцев, 1994). При работах на Маскаренско-Австралийском геотраверзе было установлено, что акустический фундамент плато Осборн имеет признаки океанической спрединговой коры; на плато были выделены линейные магнитные аномалии, которые связывались со спрединговым центром палеоспредингового хребта Вартон (Пилипенко и др., 1991), что дало возможность этим авторам предположить, что плато Осборн сформировалось в процессе спрединга, в узле пересечения спредингового хребта и трансформного разлома. Кришна и др. (Krishna et al., 2012), как и многие другие ученые (например, Royer et al., 1991), связывали происхождение плато, как и прилегающего Восточно-Индийского хребта, с магматизмом плюма горячей точки Кергелен. Последние исследования также предполагают, что плато Осборн не является самостоятельным образованием и, по-видимому, тесно генетически связано с Восточно-Индийским хребтом. Вероятно, оно сформировалось в период необычно продуктивного плюмового вулканизма при поступлении фертильного мантийного материала в зону магмогенерации (Левченко и др., 2019б; Маринова и др., 2020).

С целью изучения глубинного строения и природы происхождения плато Осборн, нами проведено магнитное и плотностное моделирование по трем широтным профилям, пересекающим плато Осборн и Восточно-Индийский хребет в полосе между 14 и 16°ю.ш. (рис. 1).

Фактические данные

Как показывает обзорная карта (рис. 2), составленная по данным последней версии глобальной модели магнитных аномалий EMAG2 (Meyer et al., 2017), аномальное магнитное поле в районе плато Осборн имеет сложную структуру с размахом знакопеременных аномалий в 200–300 нТл. Между 87 и 90°в.д. здесь протягивается субмеридиональная цепь изометрических положительных магнитных аномалий с размахом до 250 нТл, по-видимому, приуроченных к вулканическим постройкам. Они разделяются ортогональными хребту зонами отрицательных аномалий, связанных, возможно, с дизъюнктивными нарушениями.

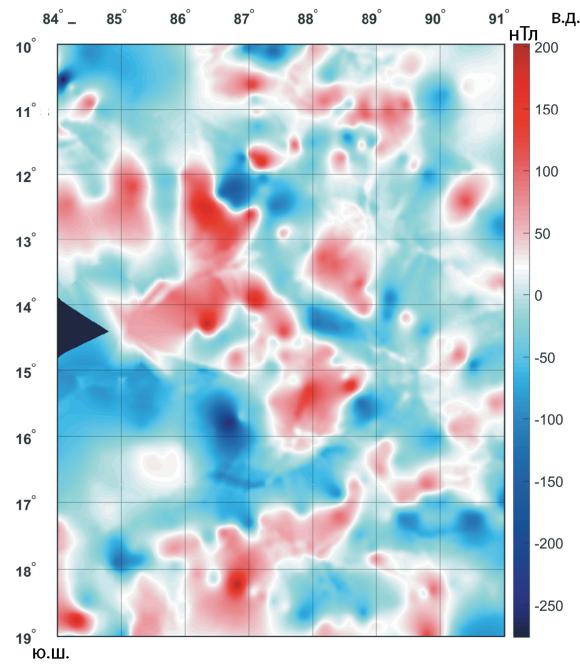


Рис. 2. Аномальное магнитное поле в районе плато Осборн по данным EMAG2 (Meyer et al., 2017).

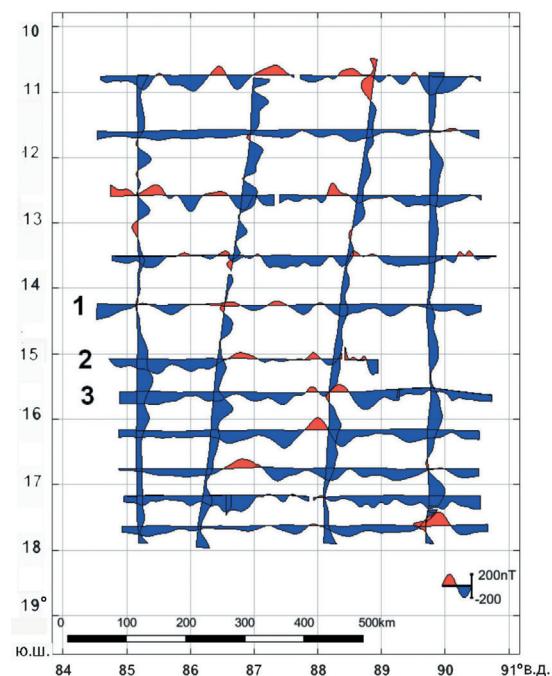


Рис. 3. Графики измеренного АМП в районе плато Осборн по данным 1-й экспедиции НИС «Исследователь», 1988 г.

Базой для магнитного моделирования явились данные градиентной магнитной съемки (рис. 3), выполненной НПО «Южморгеология» на НИС «Исследова-

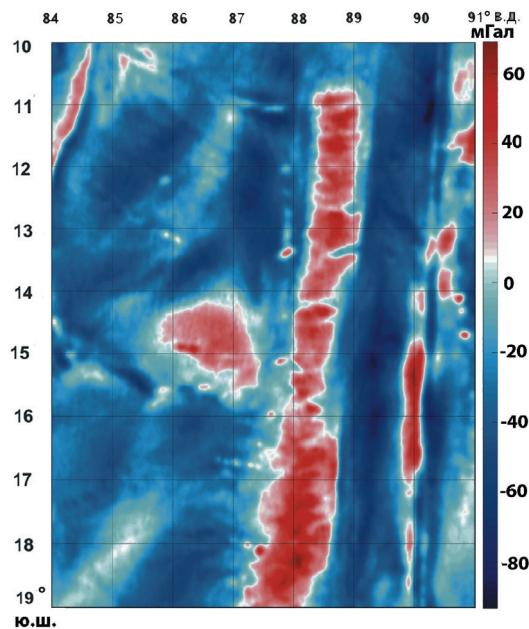


Рис. 4. Гравитационные аномалии в свободном воздухе в районе плато Осборн по литературным данным (Sandwell et al., 2014).

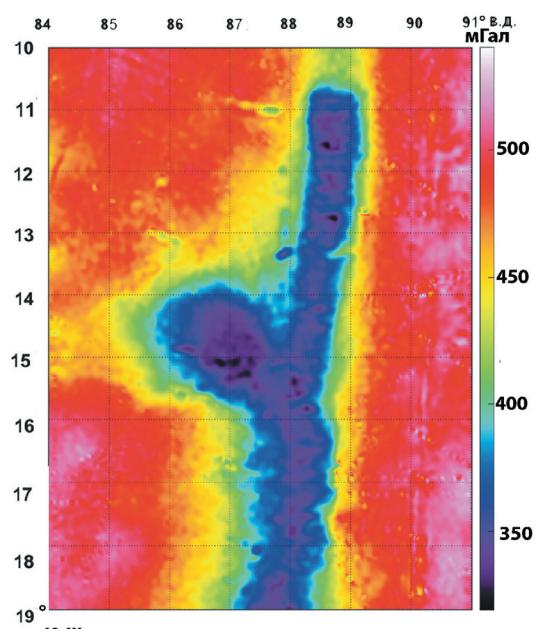


Рис. 5. Гравитационные аномалии Буге в районе плато Осборн по данным WGM2012 (Bonvalot et al., 2012).

тель» в 1988 г. Эти данные получены в морском филиале Геолфонда (г. Геленджик). Батиметрия для моделирования была уточнена по карте Мирового океана Gebco 30'' (30 угловых секунд) (Weatherall et al., 2015). При плотностном моделировании использовались общепринятые для океана данные по аномалиям в свободном воздухе (рис. 4), пересчитанные в аномалии Буге (рис. 5) (Shadwell et al., 2014; Bonvalot et al., 2012).

Методика решения двумерной обратной задачи магнитного и плотностного моделирования

Для решения обратной задачи оценки распределения эффективной намагниченности в земной коре по аномальному магнитному полю, измеренному на поверхности, была использована методика, в которой развиваются предложенные нами ранее подходы (Gorodnitskiy et al., 2013; Долгаль и др., 2017). Подробно эта методика рассмотрена в недавно опубликованной статье (Пальшин и др., 2020). Она позволяет находить устойчивые контрастные решения с привлечением доступной априорной информации в рамках двумерного подхода и включает в себя итерационный процесс, при котором чередуются вычисления по выбранным алгоритмам и принятие решений относительно применения той или иной технологии обработки и шагов инверсии.

На первом этапе, который включает определение области решения, задание начального приближения и дискретизацию модели, по комплексу магнитных и всех других доступных геолого-геофизических данных, выделяется область пространства, внутри которой будет определяться распределение аномальной эффективной намагниченности, воссоздающее наблюдаемые аномалии. В настоящей работе область поиска эффективной намагниченности была ограничена рельефом дна и мощностью осадочного слоя по данным сейсмического профилирования (Пилипенко и др., 2004). Рассчитанные методом особых точек положения верхних и нижних кромок магнитоактивных тел еще более сужают область решения, повышая устойчивость решения обратной задачи.

На втором этапе выбранная область в нижнем полупространстве разбивается на трапецидальные (с вертикальными боковыми границами) элементарные тела. Для каждого элементарного тела решается прямая задача по множеству точек наблюдения. Слои такой сетки конформны верхней и нижней границам области поиска решений, что обеспечивает хорошее разрешение по вертикали. Разбиение на элементарные тела с постоянной намагниченностью приводит к дискретизации изначально непрерывного интегрального уравнения, описывающего связь источников аномалий и создаваемого ими поля.

Третий этап сводится к анализу полученного регуляризованного (обычно – переглаженного) решения и сравнению его с имеющейся информацией о геологическом строении изучаемой области. На этом этапе проверяется адекватность полученных оценок физических свойств. Эта работа ведется с использованием ин-

терактивного графического интерфейса. В итоге получается «грубая» геолого-геофизическая модель строения изучаемой области, отражающая ее основные, в первую очередь, глубинные, особенности.

Четвертый этап заключается в построении детальной, контрастной модели с более высоким разрешением геологического строения изучаемой области путем итерационного уточнения решений методами локализации источников и/или минимизации области с высоким градиентом эффективной намагниченности.

Все решения, рассмотренные дальше в статье, получены с использованием этого подхода. Основа метода: исходные данные формализованы закладываются в геометрическую модель среды, которая разбивается на множество элементарных тел, и находится регуляризованное решение – распределение избыточной плотности или эффективной намагниченности. Далее запускается итерационный процесс, основанный на идеи адаптивной перепараметризации (Иваненко и др., 1994) – на множестве решений, удовлетворяющих критерию подбора с заданной точностью, находится то, которое удовлетворяет также критерию большей компактности и/или четкости границ выделяемых областей с постоянными физическими свойствами.

Для каждого из расчетных профилей проводился спектральный статистический анализ гравитационных и магнитных аномалий (рис. 6 и 7) по всему профилю, с целью выделить (если есть) разноглубинные ансамбли источников и оценить их параметры – среднюю глубину до верхней кромки и среднюю глубину до центра (магнитных – для АМП) масс, а значит – и среднюю глубину до нижней кромки.

Это позволяет: во-первых, правильно задать диапазоны поиска положения отдельных источников при детальной интерпретации уже локальных аномалий, что улучшает устойчивость и сходимость алгоритмов и во-вторых, разделять с помощью соответствующей фильтрации разноглубинные ансамбли источников, что существенно улучшает качество интерпретации в целом и по каждому ансамблю в отдельности. Оценки средних глубин до верхних кромок и центров масс ведутся через подбор для квазилинейных участков на графике логарифма спектра исходных данных регрессионной модели, соответствующей теоретическим спектрам для ансамблей элементарных источников. Для гравитационных аномалий – это спектры от ансамблей вертикальных уступов и монополей для верхней кромки и центра масс соответственно. Для магнитных аномалий – спектры от ансамблей монополей и диполей соответственно.

Для локализации источников аномалий и определения их мощности с помощью нелинейной инверсии локальных аномалий модуля аналитического сигнала, профиль автоматически разбивается на непересекающиеся участки с одним локальным максимумом модуля аналитического сигнала. Для каждого участка с помощью нелинейной оптимизации подбирается параметрическая модель для выбранного типа или набора типов источников аномалий (уступ, монополь, диполь, контакт, магнитный стержень). Источник считается найденным при попадании параметров модели в заданные интервалы поиска и надлежащем качестве подбора модели. Ведется осреднение по профилю, когда интервал поиска последовательно сдвиг-

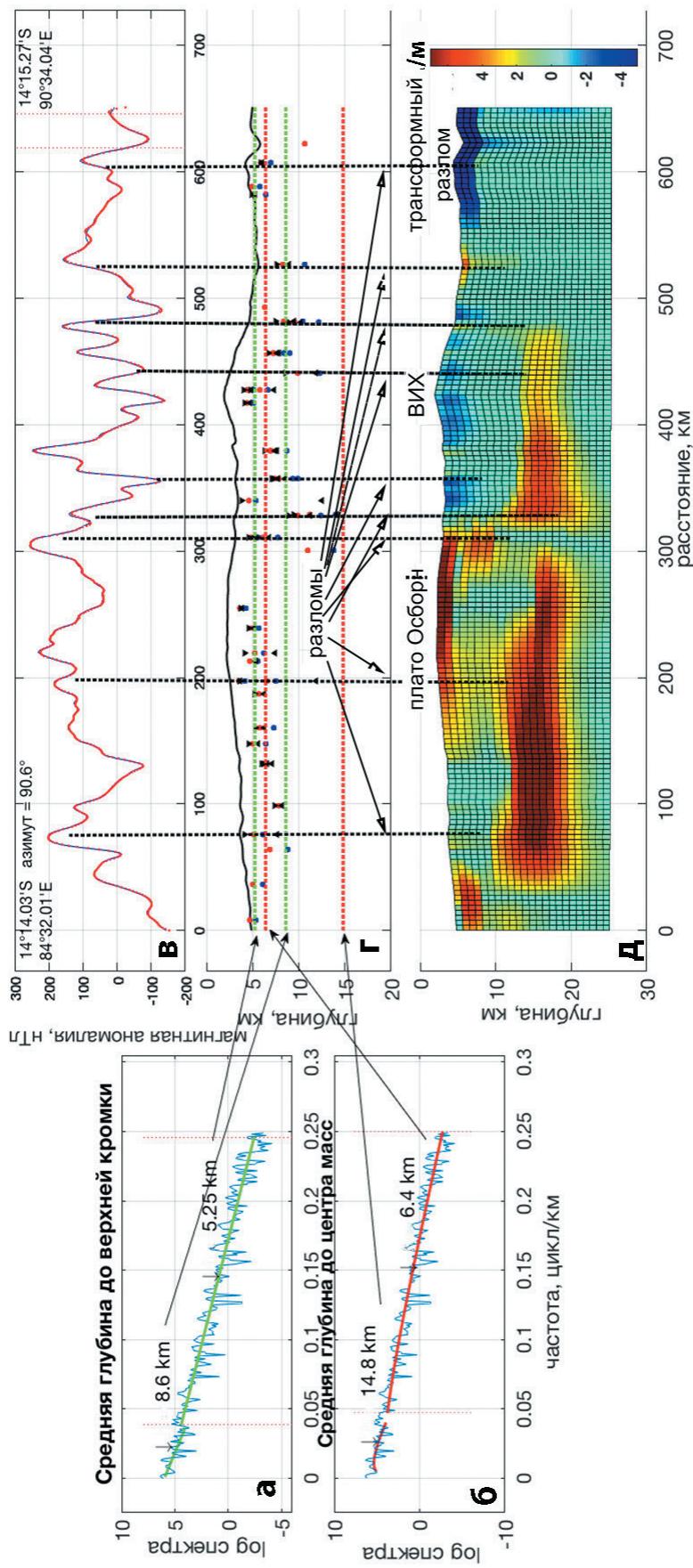


Рис. 6. Пример интерпретации магнитных аномалий (профиль 1): **а**, **б** – спектр магнитных аномалий; выделены два ансамбля источников – приповерхностный и глубинный (средние глубины: зеленые, верхние кромки и красные, центры магнитных масс); **в** – исходное и подобранное (модельное) поля, ΔT в нТ; синяя линия – исходная аномалия, красная – подобранная; **г** – на фоне рельфа (жирная черная линия) – положение особых точек локализованных элементарных источников, красные кружки – монополи (верхняя кромка), синие – диполи (центры масс), черные треугольники – остирием вниз (верхняя кромка), а вверх (нижняя кромка) – положение подобранных элементарных источников в виде контактов; **д** – магнитная (А/м) 2D модель среды; вертикальные штриховые линии, проходящие через **в**, **г** и **д** – предполагаемые разломы.

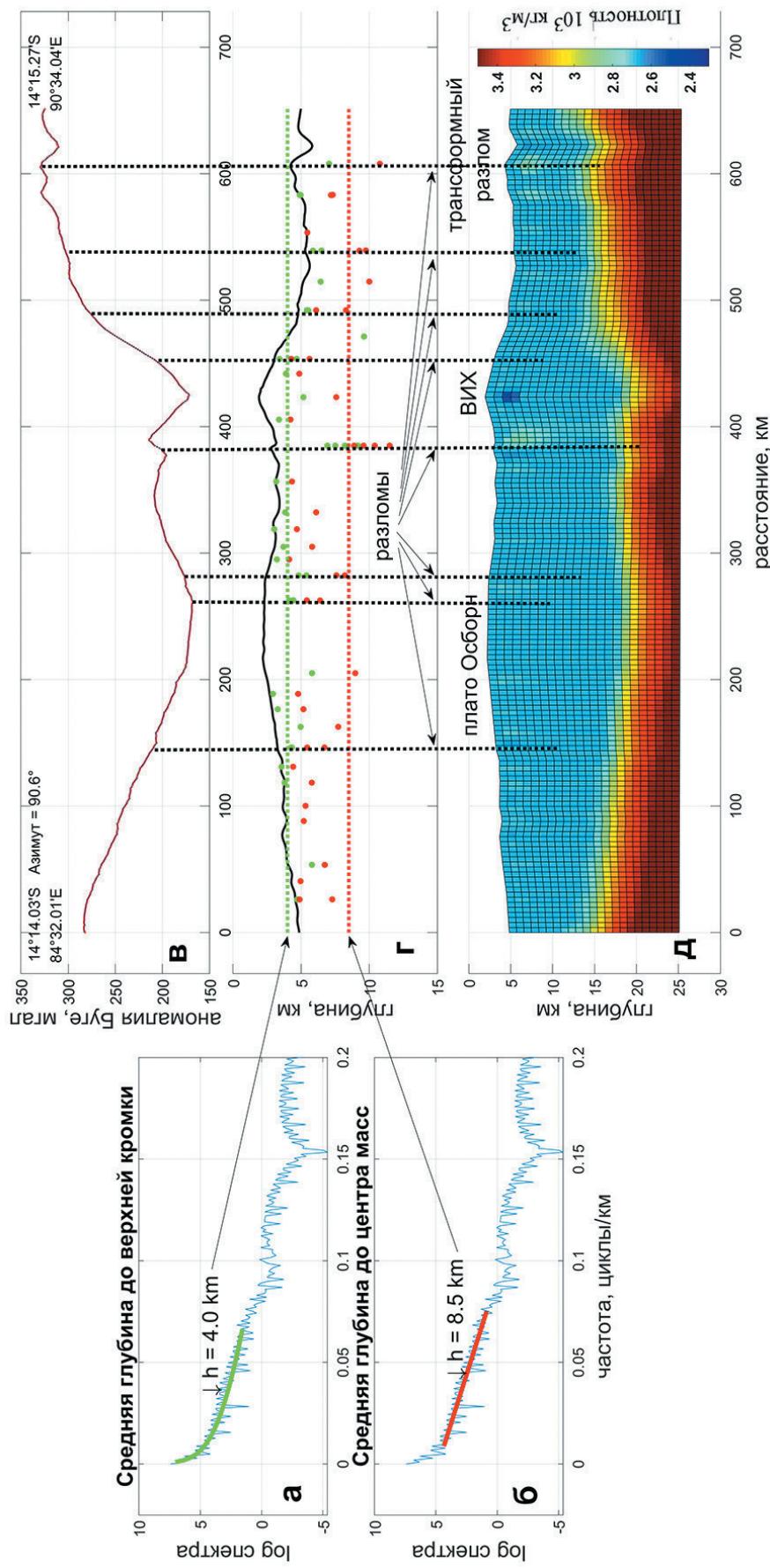


Рис. 7. Пример интерпретации аномалий Буге (профиль 1): **а** – синяя линия – спектр аномалии, зеленая линия – модельный спектр от ансамбля контактов на глубине 4.1 км, верхняя кромка для гравитационных аномалий; **б** – синяя линия – спектр аномалии, красная линия – модельный спектр от ансамбля монополей на глубине 9.2 км, центр масс для гравитационных аномалий; **в** – исходное (синяя линия) и подобранное (красная линия) поля, мГал; **г** – рельеф дна жирная черная линия и положение особых точек, выделенных по аналитическому сигналу: зеленые кружки – контакты (верхняя кромка), красные кружки – монополии (центры масс); **д** – плотность масс в среде, созданная наблюдаемые на профиле аномалии. Вертикальные штриховые линии, проходящие через **в**, **г** и **д** – предполагаемые разломы.

гается относительно центра локальной аномалии модуля аналитического сигнала. Это весьма полезно при нахождении протяженных по глубине объектов типа контактов/разломов в отличие от точечных источников, у которых найденный центр масс стабилен относительно сдвигов интервала поиска, у таких структур наблюдается большой разброс по этому параметру в силу асимметрии аналитического сигнала относительно горизонтального центра объекта. Это способствует идентификации разломов при интерпретации профилей.

Аналогичная методика была применена для расчета плотностных моделей по профилям для аномалий Буге (рис. 7).

Результаты моделирования

Плотностные и геомагнитные разрезы по широтным профилям, построенные в результате плотностного и магнитного моделирования на плато Осборн и на прилегающем сегменте ВИХ, представлены на рис. 6–9.

По гравиметрическим данным удалось построить алгоритм, уверенно находящий наиболее контрастную плотностную границу, по-видимому, Мохо, что без сейсмических данных сделать трудно (рис. 7). Судя по данным плотностного моделирования, мощность коры на западном участке профиля, при переходе от абиссальной котловины к плато Осборн, увеличивается от 7–8 до 16–18 км. Далее в долине, между плато Осборн и ВИХ, она уменьшается примерно до 10–12 км и снова увеличивается под ВИХ до 17 км. Погружение этой границы до глубины >20 км от уровня моря под плато Осборн и ВИХ, по-видимому, связано с изостатической компенсацией этих морфоструктур. Вместе с тем, полученные данные имеют весьма осредненный характер. Отсутствие детальной морской гравиметрической съемки не дает возможности более полной корреляции аномалий силы тяжести с магнитными аномалиями.

Интерпретация данных морской магнитной съемки и магнитного моделирования по расчетным профилям свидетельствуют о том, что на плато Осборн отмечается прямая магнитная полярность, а на пересеченных профилями участках ВИХ – как прямая, так и обратная. На геомагнитных разрезах по профилям, прежде всего, обращают на себя внимание мощные магнитные тела в пределах коры, выделенной по гравитационным данным. Их мощность меняется от 4 до 12 км. Как показывает спектральный анализ, выделяются два глубинных типа магнитных тел: верхний, средняя расчетная глубина центра которого составляет 5.5 км от уровня моря, и нижний, со средней глубиной центра – 14.8 км.

На широтном профиле 1, пересекающем северную часть плато Осборн (рис. 6), под немагнитным слоем порядка 5 км выявлено мощное магнитное тело с эффективной намагниченностью 5–7 А/м, мощностью до 12 км и подошвой примерно конформной границе Мохо, по гравиметрическим данным (рис. 6). Примерно с 200 км от начала расчетного профиля, оно постепенно выклинивается, погружаясь к востоку, мощность его уменьшается, оно разбивается на блоки разломами

и полностью обрезается разломами в ложбине между плато Осборн и ВИХ, на отметке 300 км от начала расчетного профиля. Далее оно снова прослеживается под ВИХ, полностью выклиниваясь и исчезая под его восточным склоном. Складывается впечатление, что слой с высокой намагниченностью разбивается разломами на отдельные блоки, которые погружаются в направлении ВИХ. Блоки эти образуют ступени горст-грабенного характера.

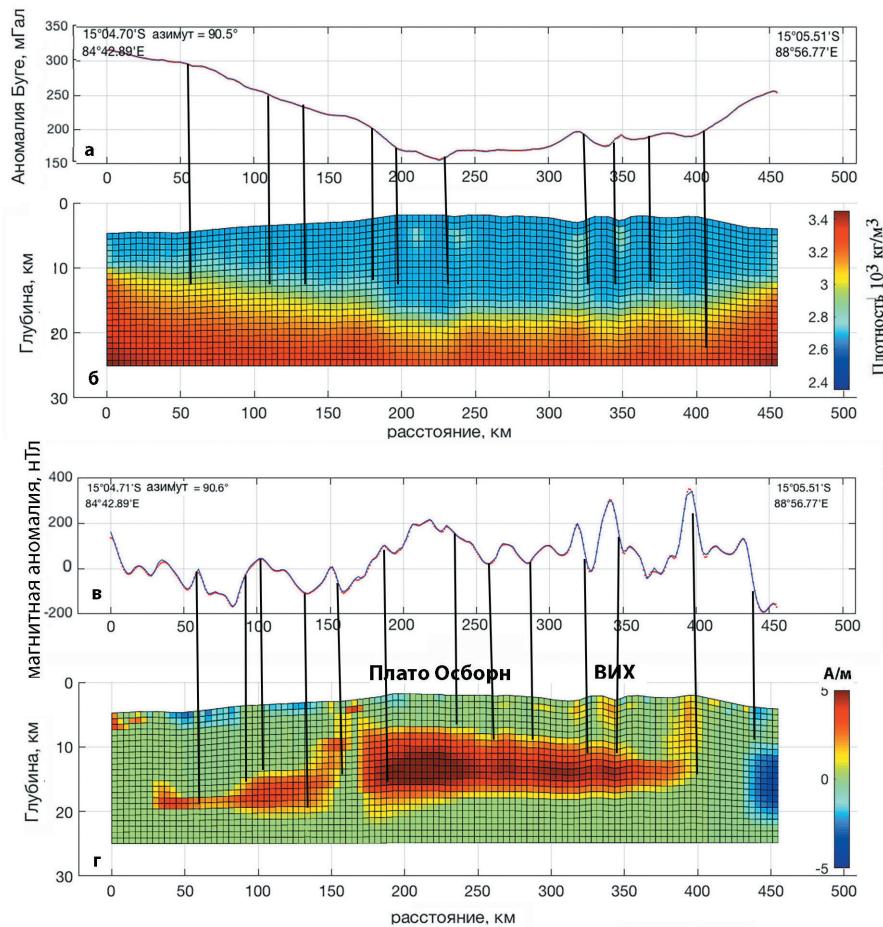


Рис. 8. Гравиметрический и геомагнитный разрезы по профилю 2: **а** и **в** – наблюденные и модельные поля; **б** – плотностная модель среды и **г** – магнитная модель среды.

В районе вершины плато Осборн, в верхней части, разреза выделяется интенсивно намагниченный (до 7 А/м) слой с прямой полярностью намагничения и мощностью ~2 км. Профиль НСП показывает здесь выклинивание осадочного слоя и выход в поверхность дна базальтового слоя. На прилегающем участке ВИХ на профиле выявлены приповерхностные магнитные тела, обладающие обратной полярностью намагничения и эффективной намагниченностью порядка 5 А/м, мощность которых доходит до 3.5 км. Профиль НСП показывает здесь осадочный слой средней мощностью до 100 м, которая местами сокращается до десятков метров вплоть до полного выклинивания. Возможно здесь также близко к поверхности дна залегают магнитоактивные вулканические породы фундамента, нарушенного разломами, которые изливались в другой период времени, чем на прилегающем плато

Осборн. Вероятно, в обоих случаях так проявляются в результатах моделирования достаточно однородные по магнитным свойствам образования, например, покровы базальтов, сформировавшихся в результате интенсивных, но краткосрочных изливаний.

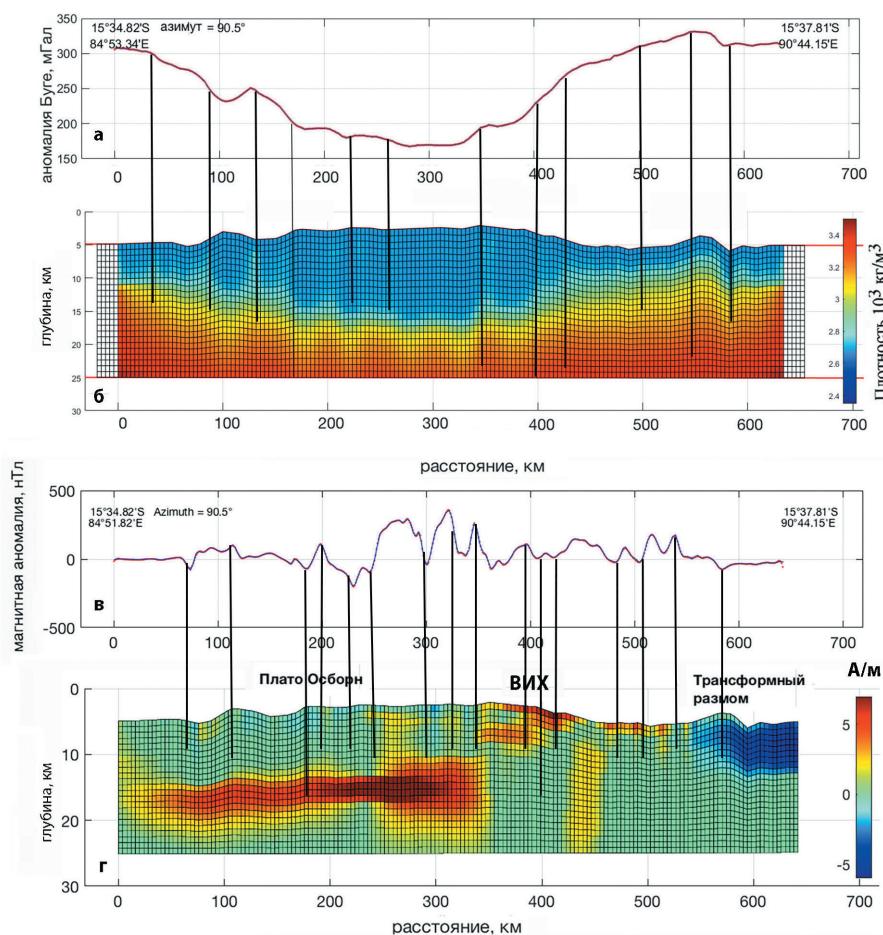


Рис. 9. Гравиметрический и геомагнитный разрезы по профилю 3: а и в – наблюденные и модельные поля; б – плотностная модель среды и г –магнитная модель среды.

Определенного интереса заслуживают также маломощные (3–4 км) магнитные тела, залегающие вблизи поверхности дна по краям профиля на стандартной (не утолщенной) коре в районе разломов (рис. 6, отметки 30 и 560 км). Можно предположить, что на западе в Центральной котловине магнитные тела прямой полярности являются фрагментами «нормального» магнитоактивного слоя спрединговой природы и являются носителями линейных магнитных аномалий, характерных для прилегающих котловин. Их не «экранирует» развитый здесь осадочный слой (десятка метров по данным НСП). Магнитные тела обратной полярности на востоке профиля в котловине Вартон, по-видимому, развиты в зоне существующего здесь трансформного разлома.

На широтном профиле 2, проходящем через центральную часть плато Осборн (рис. 1 и 8), на геомагнитном разрезе выявлен аналогичный нижний магнитоактив-

ный слой примерно той же мощности в диапазоне глубин 5–15 км ниже поверхности дна, который выклинивается в обе стороны от плато Осборн (к западу и под ВИХ) и разорван мощным разломом на отметке 160 км от начала профиля (рис. 8). Этот слой также разбит меридиональными разломами на отдельные горст-грабеновые блоки и ступенями погружается в западном и восточном направлениях. Его мощность уменьшается в обе стороны от 10 до 2 км. Верхняя часть модельного разреза по профилю 2 отличается от картины на профиле 1. Над центральным участком плато Осборн отсутствуют интенсивные приповерхностные источники. Фрагментарные приповерхностные магнитные тела, причем намагниченные с обратной полярностью, отмечаются на его западном склоне. Под ВИХ же наблюдаются субвертикальные среднемагнитные образования мощностью до 6 км и намагниченностью до 1.5 А/м, которым соответствуют области с несколько повышенной плотностью (до 3000 кг/м³) на плотностной модели. Эти образования, возможно, являются отражением в потенциальных полях положения магмоподводящих каналов под ВИХ.

На южном широтном профиле 3 (рис. 9), пересекающем южную периферию плато Осборн, магнитоактивный слой с прямой полярностью и эффективной намагниченностью 5–7 А/м залегает горизонтально и имеет меньшую мощность, в среднем 4–5 км, при той же глубине нижней кромки около 15 км относительно дна, соответствующей глубине Мохо. В районе сочленения плато Осборн и ВИХ его эффективная намагниченность увеличивается до 8 А/м и суммарная мощность достигает 10 км. Глубина его верхней кромки под немагнитным слоем составляет 9–11 км и уменьшается в районе между плато Осборн и ВИХ до 7 км относительно дна. Этот слой обрезается разломами между плато и ВИХ на отметке 350 км. Он также разбит на отдельные блоки, образующие горст-грабеновые ступени.

Верхняя и средняя часть разреза плато Осборн на профиле 3 выглядит практически немагнитной, отдельные флюктуации намагниченности на превышают 1 А/м. В то же время на восточном склоне ВИХ и прилегающей части котловины имеется километровый сильно магнитный слой, перекрывающий более мощные, но менее магнитные образования в теле хребта, на глубинах до 8 км. Подобная картина также может быть объяснена формированием на склонах хребта тонких, перекрывающих друг друга, магнитоактивных слоев в результате краткосрочных, но мощных излияний текучих базальтовых лав.

На крайнем восточном участке профиля так же, как и на профиле 1, отмечается фрагмент «нормального» магнитоактивного слоя с обратной полярностью намагничения в районе известного трансформного разлома, отделяющего зону ВИХ от котловины Вартон.

К востоку от ВИХ (отметка ~450 км) во всем диапазоне глубин от поверхности дна до низов коры выявлено магнитное тело с прямой полярностью намагничения и эффективной намагниченностью до 3 А/м, приуроченное к мощному меридиональному разлому. Представляется вероятным, что так проявляются упомянутые выше серпентинитовые протрузии, образовавшиеся в результате гидратации гипербазитов верхней мантии океанской водой, проникающей по крупным разломам, окаймляющим ВИХ с запада и востока.

Обсуждение результатов

На всех профилях, в той или иной степени, проявляются приповерхностные сильномагнитные, но маломощные источники. Особенно наглядно это видно на самом северном профиле 1 (рис. 6) – верхние части разреза на плато Осборн и ВИХ намагничены интенсивно, но с разными знаками. По всей видимости, эти источники магнитных аномалий связаны с проявлениями эфузивного вулканизма, генерирующего обширные, сильно магнитные, но достаточно тонкие базальтовые покровы, охватывающие по времени к тому же разные геомагнитные эпохи. В целом, почти полное отсутствие источников на промежуточных глубинах 4–8 км от поверхности дна дает нам основание предположить, что подобный механизм формирования верхней части магнитоактивного слоя характерен для всей изученной области, и он продолжался значительное время. В результате, в верхней и средней части разреза формируется толща перекрывающих друг друга маломощных покровов («слоеный пирог»), зачастую намагниченных противоположным образом, что приводит к аннигиляции их совокупного магнитного эффекта, за исключением, может быть, эффекта от самого верхнего слоя. В пользу подобной гипотезы о строении верхней и средней части разреза свидетельствуют также результаты спектрального анализа аномалий и рельефа – длина волн основной гармоники рельефа в разы превышает длины волн основных «видимых» магнитных аномалий. В отличие от гравитационных аномалий, где эти параметры близки. Подобный факт свидетельствует об отсутствии целостной магнитоактивной структуры в диапазоне верхних и промежуточных глубин у плато Осборн и прилегающей части ВИХ.

В то же время на всех расчетных профилях в качестве основных источников аномалий отчетливо выделяются мощные (до 10–12 км) и протяженные (сотни км) субгоризонтальные магнитные тела в низах коры, иногда простирающиеся даже несколько глубже предполагаемой по результатам плотностного моделирования границы Мохо. В целом, все эти тела обладают прямой полярностью намагничения и довольно сильной эффективной намагнченностью – от 4 до 8 А/м. Эти образования соответствуют самой низкочастотной части в наблюдаемом аномальном поле, их эффект несколько «замаскирован» более высокочастотными интенсивными аномалиями от приповерхностных источников (рис. 6в, 8в, 9в). Однако они отчетливо проявляются в спектре аномального поля (рис. 6а и 6б), по которому можно оценить диапазон средних глубин их залегания – от 8.6 до 21 км, что полностью соответствует моделям на рис. 6д, 8д и 9д. Близкие значения глубины до нижних кромок дают также оценки, полученные методом особых точек (рис. 6г). Таким образом, существование глубинных магнитных тел в изучаемой области подтверждается результатами трех независимых методов интерпретации – спектрального, особых точек и с помощью решения обратной задачи. Выявление по результатам интерпретации гравимагнитных данных обширных глубинных источников с высокой намагнченностью (5–7 А/м), нижние кромки которых достигают максимальной глубины 20 км от уровня моря, вблизи границы Мохо, дает основание предположить, что они сложены прорузыями серпентинизированных гипербазитов.

Результаты магнитного и плотностного моделирования свидетельствуют о том, что плато Осборн, так же, как и прилегающий сегмент ВИХ, не является однородным по намагниченности объектом – под ним находятся локальные как приповерхностные, так и глубинные источники прямой и обратной полярности. При этом в пределах плато Осборн наблюдаются тела с прямой магнитной полярностью, тогда как под ВИХ – обоих знаков. Под обеими структурами, как показывает плотностное моделирование, отмечается утолщение коры до 17 км ниже уровня дна, в пределах которой расположены магнитные объекты с высокой намагниченностью. Обе структуры окаймляются мощными глубинными разломами, отделяющими их от «нормальной» океанской литосферы, в пределах которых установлены глубинные магнитные тела, по-видимому, являющиеся серпентинитовыми протрузиями. Все разломы, выделенные по сейсмическим и гравитационным данным, проявляются и в магнитном поле. Судя по данным интерпретации, ширина некоторых из этих разломов довольно велика – до 10–15 км в поперечнике. Следовательно, речь может идти о развитии в регионе довольно мощных субмеридиональных разломных зон, ориентированных параллельно ВИХ, а также субширотных разломов. Результаты магнитного моделирования указывают на то, что кора в районе плато Осборн разбита этими разломами на отдельные блоки, смещающиеся друг относительно друга с образованием горстов и грабенов, и магнитоактивный слой ступенеобразно погружается в восточном направлении. Широкое развитие здесь горст-грабенной тектоники, возможно, связано с наличием пластичного серпентинитового слоя в низах коры, по которому происходит это перемещение, в соответствии с механизмом двухъярусной тектоники (Городницкий и др., 1996; Лобковский, 1988). Наличие субширотных разломов с горстами и грабенами в рельфе дна и осадочном чехле устанавливается и ранее по сейсмическим, гравиметрическим и батиметрическим данным в районе сопредельного Восточно-Индийского хребта (Sager, 2007).

Высокая внутриплитовая неотектоническая активность региона, которая продолжается до настоящего времени, подтверждается регистрируемой интенсивной сейсмичностью с большой магнитудой землетрясений (ANSS; Сущевская и др., 2016).

Полученные нами результаты подтверждаются данными проведенного здесь высокоразрешающего сейсмоакустического профилирования, которое установило в осадочной толще на плато Осборн разломы, выходящие на поверхность дна, что свидетельствует об их молодом, вплоть до современного, возрасте (Маринова и др., 2020). Съемка с многолучевым эхолотом рейса SO258/1 выявила значительную расчлененность рельефа дна южного и юго-западного склонов плато Осборн, которые разбиты отрогами субширотного простириания. По характеру смещения осадочных слоев они являются сбросами, образующими мелкомасштабную горст-грабенную тектоническую структуру дна в западной части плато Осборн. В центральном секторе ВИХ, с которым, по-видимому, связано генетически плато Осборн, также имеются крупные депрессии, ограниченные разломами субмеридионального и субширотного простириания. Им соответствует простиранье крупной возвышенности

в западной части плато Осборн, что, возможно, указывает на ее тектономагматическую природу. Аналогичные структуры закартированы в западной части плато Осборн и в седловине между ВИХ и плато.

Это дает возможность предположить, что неотектонические разломы в верхней части осадочного чехла, которые ограничивают горсты и грабены в поверхности дна, являются результатом реактивизации выявленных нами более древних коровых разломов, которые, по-видимому, образовались в широтном спрединговом центре Вартон на раннем этапе формирования плато Осборн. Их реактивизация может быть также связана с тектоническими процессами в близко расположенной зоне тройственного сочленения диффузных границ литосферных плит (Peirce et al., 1989).

Что касается широко развитых в пределах ВИХ подводных поднятий и гор, то их генезис до сих пор остается дискуссионным (Korff et al., 2001; Левченко и др., 2009; 2014; 2018; 2019). Обычно их связывают с молодым вулканизмом в ослабленных тектонических зонах на пересечении разломов. Не исключено, что они могут быть частично связаны с серпентинитовыми диапирами, возникающими в тех же зонах глубинных разломов при смене режимов растяжения и сжатия. (Городницкий и др., 2017). Такие горы обнаружены, в частности, на периферии Идзу-Бонинского желоба в Тихом океане (Maekawa et al., 2001). Серпентинитовые горы являются продолжением серпентинитовых клиньев в верхней мантии до глубин 25–30 км. Они могут включать вулканические ксенолиты и поднимать их над окружающим океаническим дном (Stokking et al., 1992).

Принято считать, что Восточно-Индийский хребет, вытянутый вдоль меридiana более, чем на 5000 км, сформировался при движении Индийской литосферной плиты на север, над горячей точкой Кергелен, вдоль меридионального разлома, разделявшего Индийскую и Австралийскую литосферные плиты 40–80 млн. лет назад (Krishna et al. 1999). Однако, в позднем палеоцене (~55 млн. лет назад), в результате столкновения Индийской и Евразиатской плит, скорость спрединга уменьшилась вдвое, от 8.1 до 4.0 см/год (Royer et al., 1997). Такая резкая смена режимов растяжения и сжатия не могла не повлиять на характер региональной тектоники и магматизма. Именно с этим, видимо, связано морфотектоническое преобразование ВИХ в изучаемом регионе из цепочки подводных вулканов, сформированных над горячей точкой, в монолитное поднятие сложного вулкано-тектонического генезиса, осложненное неотектоникой и молодым вулканизмом. Граница центрального и южного сегментов ВИХ, отражающая соответствующую структурную перестройку в регионе, проходит по широте плато Осборн (~15°ю.ш.).

Высказанное нами предположение о возможном опускании плато Осборн, вершина которого находится на глубине 1500 м, подтверждается результатами первого проведенного там драгирования (Маринова и др., 2020) Исследования драгированных пород показывают, что туфы, драгированные на плато Осборн, были образованы в результате эксплозивных вулканических извержений щелочных базальтов в субаэральных или относительно мелководных условиях. По-видимому,

драгированный материал представляет собой наиболее поздние продукты извержений в данном районе, перекрывающие лавовую постройку. Грубая размерность лапиллей (до 1 см) свидетельствует о том, что источник извержений находился не далее 10–20 км и, вероятно, располагался в пределах плато Осборн.

Заключение

Совместный анализ результатов магнитного и плотностного моделирования в зоне подводного плато Осборн и прилегающего сегмента Восточно-Индийского хребта, а также имеющихся геолого-геофизических данных, позволяет сделать следующие основные выводы.

1. Магнитоактивный слой океанической коры, состоящий из двухуровневых магнитных объектов, верхнего, предположительно базальтового, и нижнего, предположительно серпентинитового, слоев, имеет сложную структуру и максимальную суммарную мощность свыше 10 км.
2. Подошва магнитного слоя в первом приближении приурочена к границе Мохо, по данным плотностного моделирования, в то время как верхние кромки магнитных тел имеют сложную конфигурацию. Магнитный слой под плато Осборн погружается и выклинивается к востоку и обрезается зоной меридиональных разломов в долине между плато и ВИХ. В зонах разломов выявлены также субвертикальные магнитные тела на глубине до 20 км, связанные предположительно с серпентинитовыми протрузиями.
3. Магнитоактивные тела в океанической коре в зоне плато Осборн имеют прямую магнитную полярность, а в зоне ВИХ – и прямую, и обратную. Это свидетельствует о том, что формирование коры в этих зонах зачастую происходило в эпохи разной полярности, хотя, вероятно, и в пределах одного периода. То обстоятельство, что магнитные тела, выявленные в низах коры и предположительно связанные с серпентинитами, имеют различную полярность, подтверждает высказанное нами ранее предположение, что серпентинитовый слой океанической коры так же, как и базальтовый, может быть носителем геоисторической информации (Городницкий и др., 1996).
4. Магнитный слой разбит меридиональными разломами на отдельные блоки, создающие горст-грабеновые ступени, погружающиеся в восточном направлении в сторону ВИХ. Характер смещения этих блоков дает возможность предположить, что они происходят по пластичному серпентинитовому слою в низах коры. Аналогичные структуры были установлены нами в зонах других внутриплитовых поднятий Центральной Индийской котловины и в Северной Атлантике (Городницкий и др., 1996).
5. Выявленные коровые разломы, которые фиксируются в осадочном слое и выходят на поверхность дна, свидетельствуют о высокой неотектонической активности в районе плато Осборн и в прилегающем сегменте Восточно-Индийского хребта, где регистрируются землетрясения магнитудой 5 и выше.

6. Плато Осборн имеет сложное, гибридное, тектономагматическое происхождение. Оно, по-видимому, образовалось в результате упомянутой выше структурной перестройки в регионе, вследствие межплитовой коллизии Индийской и Евразийской литосферных плит около 55 млн. лет назад. Возраст его формирования отчасти подтверждается датировкой базальтов, отобранных при глубоководном бурении на ближайшей скважине ODP757 – 58 млн. лет (Weissel et al., 1991). Можно предполагать, что на первом этапе оно возникло в итоге непродолжительной магматической активности вблизи короткого субширотного разлома, связанного с палеоспрединговым хребтом Вартон (Пилипенко и др., 2004). Впоследствии структура коры здесь была осложнена активной внутриплитовой тектоникой и молодым вулканализмом. Все вышеизложенное требует проверки последующими геолого-геофизическими исследованиями.

Работы выполнены по теме госбюджета № 0149-2019-006 при поддержке РФФИ – гранты № 18-05-00316 и № 19-05-00680.

Литература

- Городницкий А.М. и др.* Природа магнитных аномалий и строение океанической коры. М.: ВНИРО, 1996. 293 с.
- Городницкий А.М., Брусиловский Ю.В., Иваненко Ю.В., Попов К.В., Шишкина Н.А.* Природа магнитных аномалий в зонах субдукции // Физика Земли. 2017. № 5. С. 185–192. <http://doi.org/10.7868/S0002333717050052>.
- Долгаль А.С., Иваненко А.Н., Новикова П.Н., Рашидов В.А.* Применение современных интерпретационных геомагнитных технологий для изучения гайота Сет (горы Маркус-Неккер, Тихий океан) // Геоинформатика. 2017. № 4. С. 48–56.
- Иваненко А.Н., Валяшко Г.М., Лукьянов С.В.* Адаптивная перепараметризация при восстановлении намагниченности в магнитоактивном слое с заданной геометрией // Физика Земли. 1994. № 12. С. 70–77.
- Кашинцев Г.Л.* Магматизм, геологическая история и геодинамика дна Индийского океана (палеоцен-плейстоцен) // Геотектоника. 1994. № 5. С. 70–81.
- Корсаков О.Д., Пилипенко А.И.* Тектонические деформации Восточно-Индийского хребта // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 2. С. 407–411.
- Левченко О.В.* Рейс #KNOX066RR научно-исследовательского судна “Роджер Ревелл” (США) 2007 г., геолого-геофизические исследования на Восточно-Индийском хребте // Океанология. 2009. Т. 49. № 6. С. 947–954.
- Левченко О.В., Ананьев Р.А., Веклич И.А. и др.* Комплексные исследования подводной горы в основании северного сегмента Восточно-Индийского хребта // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. № 3. Вып. 39. С. 90–104. DOI: 10.31431/1816-5524-2018-3-39-90-104.
- Левченко О.В., Маринова Ю.Г., Вернер Р., Портнягин М.В.* Геологические исследования в восточной части Индийского океана: рейс SO258/1 НИС «Зонне» (ФРГ) с участием российских ученых // Океанология. 2019а. Т. 59. № 2. С. 27–29.
- Левченко О.В., Маринова Ю.Г., Портнягин М.В., Вернер Р.* Новые данные о геологии плато Осборн, Индийский океан // Докл. АН. 2019б. Т. 489. № 3. С. 631–636.
- Левченко О.В., Сборщиков И.М., Маринова Ю.Г.* Тектоника хребта Девяностого градуса // Океанология. 2014. Т. 54. № 2. С. 252–266.

- Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 230 с.
- Маринова Ю.Г., Левченко О.В., Портнягин М.В., Вернер Р.* Состав вулканических туфов, неотектоника и строение верхней части осадочного чехла плато Осборн (Индийский океан // Океанология. 2020. Том 60. № 4. (в печати).
- Милановский В.Е.* Строение и геологическая история Восточно-Индийского хребта: Дис. ... канд. геол.-мин. наук: 04.00.10. М.: ИО АН, 1984. 175 с.
- Пальшин Н.А., Иваненко А.Н., Алексеев Д.А.* Неоднородное строение магнитоактивного слоя Курильской островной дуги. // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. (в печати).
- Пилипенко А.И., Богомяков А.П., Попов В.Д.* Раннекайнозойская палеоось разрастания на Восточно-Индийском хребте и плато Осборн (Индийский океан) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317. № 4. С. 949–953.
- Пилипенко А.И., Мейснер Л.Б., Юбко В.М.* Сейсмостратиграфия осадочного чехла Восточно-Индийского хребта и плато Осборн // Бюл. МОИП. 2004. Т. 79. Вып. 2. С. 24–29.
- Пущаровский Ю.М., Безруков П.Л.* О тектонике восточной части Индийского океана // Геотектоника. 1973. № 6. С. 3–19.
- Сущевская Н.М., Левченко О.В., Дубинин Е.П., Беляцкий Б.В.* Восточно-Индийский хребет – магматизм и геодинамика // Геохимия. 2016. № 3. С. 256–277.
- Углов Б.Д.* Геолого-геофизические основы минералогического районирования дна Мирового океана: Дис. ...докт. геол.-мин. наук: 25.00.11, 25.00.10. М.: ФГУПЦНИГРИ, 2004. 280 с.
- ANSS Comprehensive Earthquake Catalog (ComCat) Documentation. <https://earthquake.usgs.gov/data/comcat>.
- Bonvalot S., Balmino G., Briais A., Kuhn M., Peyrefitte A., Vales N., Biancale R., Gabalda G., Reinquin F., Sarrailh M.* World gravity map. Commission for the Geological Map of the World, UNESCO, Paris, France. 2012.
- Gorodnitskiy A.M., Brusilovskiy Yu.V., Ivanenko A.N., Filin A.M., Shishkina N.A.* New methods for processing and interpretation of marine magnetic anomalies and their application to structural research and oil and gas exploration in the Kuril forearc, the Barents Sea and the Caspian Sea // Russia. Journal of Earth Science Frontiers. 2013. Vol. 4. P. 73–85. <https://doi.org/10.1016/j.jgsf.2012.06.002>.
- Kopf A., Klaeschen D., Weinrebe W. et al.* Geophysical evidence for late stage magmatism at the central Ninetyeast ridge, Eastern Indian Ocean // Marine Geophysical Research. 2001. Vol. 22. P. 225–234. DOI: 10.1023/A:1012297315620.
- Krishna K.S., Gopala Rao D., Subba Raju L.V. et al.* Paleocene on-spreading axis hotspot volcanism along the Ninetyeast Ridge: An interaction between the Kerguelen hotspot and the Wharton spreading center // Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.). 1999. Vol. 108. No. 4. P. 255–267. <http://doi.org/10.1029/2011JB008805>.
- Krishna K.S., Abraham H., Sager W.W. et al.* Tectonics of the Ninetyeast Ridge derived from spreading records in adjacent oceanic basins and age constraints of the ridge // J. Geophys. Res. 2012. Vol. 117. B04101. DOI: 10.1029/2011JB008805.
- Maekawa H., Yamanoto K., Teruaki I., Ueno T., Osada Y.* Serpentinite sea mounts and hydrated mantle wedge in the Izu-Bonin and Mariana Forearc Regions // Bull. Earthq., Res. Inst. Univ. Tokyo. 2001. No. 76. P. 355–366.
- Meyer B., Chulliat A., Saltus R.* Derivation and error analysis of the Earth Magnetic Anomaly Grid at 2 arc min Resolution Version 3 (EMAG2v3) // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2017. No. 18. P. 4522–4537. <https://doi.org/10.1002/2017GC007280>.

- Peirce J., Weissel J. et al.* Proc. ODP, Init. Repts.: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1989. Vol. 121. DOI: 10.2973/odp.proc.ir.121.1989.
- Royer J.-Y., Gordon R.G.* The motion and boundary between the Capricorn and Australian plates // Science. 1997. Vol. 277. P. 1268–1274. DOI: 10.1126/science.277.5330.1268.
- Royer J.-Y., Peirce J.W., Weissel J.K.* Tectonic constraints on the hot-spot formation of Ninetyeast Ridge // Proc. Ocean Drill Program Sci. Results. 1991. Vol. 121. P. 763–776. DOI: 10.2973/odp.proc.sr.121.122.1991.
- Sager W.W.* Cruise Report KNOX06RR R/V Roger Revelle. 2007. <http://www.marine-geo.org/tools/search/data/field/Revelle/KNOX06RR/docs/>.
- Sandwell D.T., Müller R.D., Smith W.H.F., Garcia E., Francis R.* New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // Science. 2014. Vol. 346. No. 6205. P. 65–67. DOI: 10.1126/science.1258213, 2014.
- Stokking L.B., Merrill D.L., Haston R.B., Ali J.R., Saboda K.L.* Rock magnetic studies of serpentinite seamounts in the Mariana and Izu-Bonin regions // Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. 1992. Vol. 125. P. 561–579.
- Weatherall P., Marks K.M., Jakobsson M., Schmitt T., Tani S., Arndt J.E., Rovere M., Chayes D., Ferrini V., Wigley R.* A new digital bathymetric model of the world's oceans // Earth and Space Science. 2015. Vol. 2. No. 8. P. 331–345. <https://doi.org/10.1002/2015EA000107>.
- Weissel J., Peirce J., Taylor E. et al.* Proc. ODP Sci. Results: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1991. Vol. 121. 620 p.

DEEP STRUCTURE OF OSBORN PLATO (INDIAN OCEAN) ACCORDING TO MAGNETIC AND GRAVITY MODELING

**Gorodnitskiy A.M., Ivanenko A.N., Levchenko O.V.,
Veklich I.A., Shishkina N.A.**

*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences
36 Nakhimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia,
e-mail:gorodnit@yandex.ru*
Submitted 10.06.2020, accepted 28.08.2020

According to the data of hydro-magnetic surveying and satellite altimetry, using the original technology for solving the inverse problem, 2D models of the magnetic layer for three latitudinal profiles crossing the submarine plateau of Osborne in the southern, central and northern parts were constructed. Density modeling for these three profiles was carried out using the available worldwide data on free air anomalies, reduced to the Bouguer anomaly. On all profiles, zones of increased effective magnetization with complex morphology are confidently distinguished. The distinguished sources of magnetic anomalies are tending toward two deep horizons. The upper one corresponds to layer 2 of the classical model of the magnetic layer of the oceanic lithosphere and is a source of local magnetic anomalies of both signs. The lower magnetic layer, the bottommost part of which approximately corresponds to the depth of the Moho surface according to density modeling, is apparently composed of serpentinites. The crust is broken by a system of sub-meridional faults, to which confined deep magnetic bodies, possibly associated with serpentinite protrusions. The revealed laterally inhomogeneous deep structure of the magnetic layer of the Osborne plateau and the adjacent NER segment testifies to their complex multi-stage volcano-tectonic evolution, which continues to present day.

Keywords: Central Basin, Osborne Plateau, anomalous magnetic field, gravity anomalies, inverse problem, magnetoactive layer, serpentinization, handful-grave structures

Acknowledgment: the work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (Grant No. 18-05-00316, No. 19-05-00680 and state budget topics No. 0149-2019-006).

References

- ANSS Comprehensive Earthquake Catalog (ComCat) Documentation <https://earthquake.usgs.gov/data/comcat>.
- Bonvalot S., Balmino G., Briais A., Kuhn M., Peyrefitte A., Vales N., Biancale R., Gabalda G., Reinquin F., and Sarraillh M. World gravity map. Commission for the Geological Map of the World, UNESCO, Paris, France, 2012.
- Dolgal A.S., Ivanenko A.N., Novikova P.N., and Rashidov V.A. Primeneniye sovremennykh interpretatsionnykh geomagnitnykh tekhnologiy dlya izucheniya gayota Set (gory Markus-Nekker. Tikhii okean). *Geoinformatika*, 2017, No. 4, pp. 48–56.
- Gorodnitskiy A.M. i dr. Priroda magnitnykh anomalii i stroyeniye okeanicheskoy kory. Moscow: VNIRO, 1996, 293 p.
- Gorodnitskiy A.M., Brusilovskiy Yu.V., Ivanenko A.N., Filin A.M., and Shishkina N.A. New methods for processing and interpretation of marine magnetic anomalies and their application to structural research and oil and gas exploration in the Kuril forearc. the Barents Sea and the Caspian Sea. Russia. *Journal of Earth Science Frontiers*, 2013, Vol. 4, pp. 73–85, <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2012.06.002>.
- Gorodnitskiy A.M., Brusilovskiy Yu. V., Ivanenko Yu.V., Popov K.V., and Shishkina N.A. Priroda magnitnykh anomalii v zonakh subduktii. *Fizika Zemli*, 2017, No. 5, pp. 185–192, <http://doi.org/10.7868/S0002333717050052>.
- Ivanenko A.N., Valyashko G.M., and Lukianov S.V. Adaptivnaya pereparametrizatsiya pri vosstanovlenii namagnichennosti v Kashintsev G.L. Magmatizm geologicheskaya istoriya i geodinamika dna Indiyskogo okeana (paleotsen-pleystotsen). *Geotektonika*, 1994, No. 5, pp. 70–81.
- Kopf A., Klaeschen D., Weinrebe W. et al. Geophysical evidence for late stage magmatism at the central Ninetyeast ridge. Eastern Indian Ocean. *Marine Geophysical Research*, 2001, Vol. 22, pp. 225–234, doi: 10.1023/A:1012297315620.
- Korsakov O.D. and Pilipenko A.I. Tektonicheskiye deformatsii Vostochno-Indiyskogo khrebeta. *Dokl. AN SSSR*, 1991, Vol. 320, No. 2, pp. 407–411.
- Krishna K.S. Abraham H. Sager W.W. et al. Tectonics of the Ninetyeast Ridge derived from spreading records in adjacent oceanic basins and age constraints of the ridge. *J. Geophys. Res.*, 2012, Vol. 117, B04101, doi:10.1029/2011JB008805.
- Krishna K.S. Gopala Rao D. Subba Raju L.V. et al. Paleocene on-spreading-axis hotspot volcanism along the Ninetyeast Ridge: An interaction between the Kerguelen hotspot and the Wharton spreading center. *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)*, 1999, Vol. 108, No. 4, pp. 255–267.
- Levchenko O.V. Reys #KNOX066RR nauchno-issledovatelskogo sudna “Rodzher Revell” (SShA) 2007 g. geologo-geofizicheskiye issledovaniya na Vostochno-Indiyskom khrebrete. *Okeanologiya*, 2009, Vol. 49, No. 6, pp. 947–954.

- Levchenko O.V., Ananyev R.A., Veklich I.A. et al.* Kompleksnyye issledovaniya podvodnoy gory v osnovanii severnogo segmenta Vostochno-Indiyskogo khrebeta. *Vestnik KRAUNTS. Nauki o Zemle*, 2018, No. 3, Vol. 39, pp. 90–104.
- Levchenko O.V., Marinova Yu.G., Verner R., and Portnyagin M.V.* Geologicheskiye issledovaniya v vostochnoy chasti Indiyskogo okeana: reys SO258/1 NIS «Zonne» (FRG) s uchastiyem rossiyskikh uchenykh. *Okeanologiya*, 2019a, Vol. 59, No. 2, pp. 27–29.
- Levchenko O.V., Marinova Yu.G., Portnyagin M.V., and Verner R.* Novyye dannyye o geologii plato Osborn. Indiyskiy okean. *Dokl. AN*, 2019b, Vol. 489, No. 3, pp. 631–636.
- Levchenko O.V., Sborshchikov I.M., and Marinova Yu.G.* Tektonika khrebeta Devyanostogo gradusa. *Okeanologiya*, 2014, Vol. 54, No. 2, pp. 252–266.
- Lobkovskiy L.I.* Geodinamika zon spredinga. subduktsii i dvukhyarusnaya tektonika plit. Moscow: Nauka, 1988, 230 p.
- Maekawa H., Yamanoto K., Teruaki I., Ueno T., and Osada Y.* Serpentinite sea mounts and hydrated mantle wedge in the Izu-Bonin and Mariana Forearc Regions. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ.*, Tokyo, 2001, No. 76, pp. 355–366.
- Marinova Yu.G., Levchenko O.V., Portnyagin M.V., and Verner R.* Sostav vulkanicheskikh tufov. Neotektonika i stroyeniye verkhney chasti osadochnogo chekhla plato Osborn (Indiyskiy ocean). *Okeanologiya*, 2020, Vol. 60, No. 4, (in press).
- Meyer B., Chulliat A., and Saltus R.* Derivation and error analysis of the Earth Magnetic Anomaly Grid at 2 arc min Resolution Version 3 (EMAG2v3). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2017, No. 18, pp. 4522–4537. <https://doi.org/10.1002/2017GC007280>.
- Milanovskiy V.E.* The structure and geological history of the East Indian Ridge: PhD Thesis of geol.-min. sciences: 04.00.10. Moscow: IO AN, 1984, 175 p. [In Russian].
- Palshin N.A., Ivanenko A.N., and Alekseyev D.A.* Neodnorodnoye stroyeniye magnitoaktivnogo sloya Kurilskoy ostrovnoy dugi. *Geodinamika i tektonofizika*, 2020, Vol. 11, (in press).
- Peirce J., Weissel J. et al.* Proc. ODP. Init. Repts.: College Station. TX (Ocean Drilling Program). 1989, Vol. 121, doi: 10.2973/odp.proc.ir.121.1989.
- Pilipenko A.I., Bogomyakov A.P., and Popov V.D.* Rannekaynozoyskaya paleos razrastaniya na Vostochno-Indiyskom khrebrete i plato Osborn (Indiyskiy okean). *Dokl. AN SSSR*, 1991, Vol. 317, No. 4, pp. 949–953.
- Pilipenko A.I., Meysner L.B., and Yubko V.M.* Seismostratigrafiya osadochnogo chekhla Vostochno-Indiyskogo khrebeta i plato Osborn. *Byul. MOIP*, 2004, Vol. 79, No. 2, pp. 24–29.
- Pushcharovskiy Yu.M. and Bezrukov P.L.* O tektonike vostochnoy chasti Indiyskogo okeana. *Geotektonika*, 1973, No. 6, pp. 3–19.
- Royer J.-Y. and Gordon R.G.* The motion and boundary between the Capricorn and Australian plates. *Science*, 1997, Vol. 277, pp. 1268–1274, doi: 10.1126/science.277.5330.1268.
- Royer J.-Y., Peirce J.W. and Weissel J.K.* Tectonic constraints on the hot-spot formation of Ninetyeast Ridge. *Proc. Ocean Drill Program Sci. Results*, 1991, Vol. 121, pp. 763–776, doi: 10.2973/odp.proc.sr.121.122.1991.
- Sager W.W.* Cruise Report KNOX06RR R/V Roger Revelle. 2007. <http://www.marine-geo.org/tools/search/data/field/Revelle/KNOX06RR/docs/>.
- Sandwell D.T., Miller R.D., Smith W.H.F., Garcia E., and Francis R.* New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure. *Science*, 2014, Vol. 346, No. 6205, pp. 65–67, doi: 10.1126/science.1258213. 2014.
- Stokking L.B., Merrill D.L., Haston R.B., Ali J.R., and Saboda K.L.* Rock magnetic studies of serpentinite seamounts in the Mariana and Izu-Bonin regions. *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, 1992, Vol. 125, pp. 561–579.

Городницкий А.М. и др.

- Sushchanskaya N.M., Levchenko O.V., Dubinin E.P., and Belyatskiy B.V.* Vostochno-Indiyskiy khrebet – magmatizm i geodinamika. *Geokhimiya*, 2016, No. 3, pp. 256–277.
- Uglov B.D.* Geological and geophysical foundations of the mineralogical zoning of the bottom of the World Ocean: DSc Thesis of geol.-min. sciences: 25.00.11, 25.00.10. Moscow: FGUPTSNIGRI, 2004.280 p., [In Russian].
- Weatherall P., Marks K.M., Jakobsson M., Schmitt T., Tani S., Arndt J.E., Rovere M., Chayes D., Ferrini V., and Wigley R.* A new digital bathymetric model of the world's oceans. *Earth and Space Science*, 2015, Vol. 2, No. 8, pp. 331–345, <https://doi.org/10.1002/2015EA000107>.
- Weissel J., Peirce J., Taylor E. et al.* Proc. ODP Sci. Results: College Station. TX (Ocean Drilling Program), 1991, Vol. 121, 620 p.