

УДК 551.242.23.001.57

ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ПЛИТЫ СКОША

© 2015 г. Д. Е. Тетерин¹, Е. П. Дубинин², Г. Б. Удинцев¹, А. В. Кольцова¹, Л. Г. Домарацкая¹

¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва

e-mail: d_e_teterin@mail.ru

²Музей земледования МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

e-mail: edubin08@rambler.ru

Поступила в редакцию 07.11.2013 г., после доработки 03.03.2014 г.

Около 30 млн лет назад в раннем олигоцене началось раскрытие пролива Дрейка и формирование литосферной плиты Скоша. Несмотря на интенсивные исследования последних десятилетий, тектоническое строение плиты и ее эволюция вызывает много вопросов. В этой работе на основании комплексного анализа морфологических особенностей подводного рельефа, аномального гравитационного поля в различных редукциях, аномального магнитного поля проведено тектоническое районирование литосферной плиты Скоша. Выделены западный, центральный и восточный блоки плиты, различающиеся по особенностям строения рельефа и геофизических полей, предложен возможный сценарий эволюции плиты.

DOI: 10.7868/S0030157415020197

ВВЕДЕНИЕ

Море Скоша — окраинное море южного сектора Атлантического океана, расположенное между Южной Америкой и Антарктидой. На севере граница моря с Атлантическим океаном условно проходит вдоль острова Южная Георгия и Фолклендского плато, на юге акваторию отделяет от моря Уэдделла архипелаг Южных Оркнейских островов, на востоке от Атлантического океана — дуга Южных Сандвичевых островов, на Западе море соединяется проливом Дрейка с Тихим океаном.

В тектоническом отношении акватория почти полностью соответствует литосферной плите Скоша, которая граничит с Южно-Американской плитой на севере вдоль трансформного разлома — хребет Северный Скоша, на востоке отделена от Сандвичевой микроплиты спрединговым центром — хребет Восточный Скоша, граничит на юге с Антарктической плитой вдоль трансформного разлома — хребет Южный Скоша, и на западе по трансформному разлому Шеклтона с плитой Феникс и Антарктической (рис. 1, 2).

В последнее время неуклонно растет число научных работ посвященных этому региону. Внимание исследователей привлекает во многом уникальное тектоническое строение и эволюция моря. Причем интерес представляют как тектоническое строение самой плиты Скоша [1, 7, 9, 10, 11, 12, 19, 16], так и ее границы, представляющие собой трансформные ограничения сжатых островных дуг. Эти трансформные зоны в процессе эволюции растягивались и увеличивались в длину с образованием линейных впадин и коротких поперечных спрединговых центров типа пул-

апарт [3, 13, 15, 17, 21]. Похожее строение имеют только две области в океане — это Малая Антильская дуга и дуга моря Банда.

У большинства исследователей [9, 11, 12, 16, 19] природа литосферы восточной и западной частей плиты Скоша не вызывает сомнений. Происхождение и эволюция литосферы западной части связана с активностью палеоспредингового центра хребта Западный Скоша. Восточная часть плиты формируется на активном задуговом спрединговом хребте Восточный Скоша в тылу Южно-Сандвичевой зоны субдукции. Что же касается центральной части, то единого мнения пока нет. По предположению, например [12], центральная часть возникла так же, как и западная и восточная, в результате океанического спрединга. Г.Б. Удинцев [6] считает, что литосфера всего моря Скоша есть результат переработки континентальной литосферы (т.е. океанизации).

Центральная часть плиты представляет интерес и с точки зрения изменения климата Южного полушария. Предполагается [16], что эволюция этого участка оказала влияние на формирование холодного циркумполярного течения Западных ветров, опоясывающего Антарктический континент, что в свою очередь явилось одной из причин оледенения Антарктиды.

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКИ

В основе исследований лежит комплексная интерпретация разнородной геолого-геофизиче-

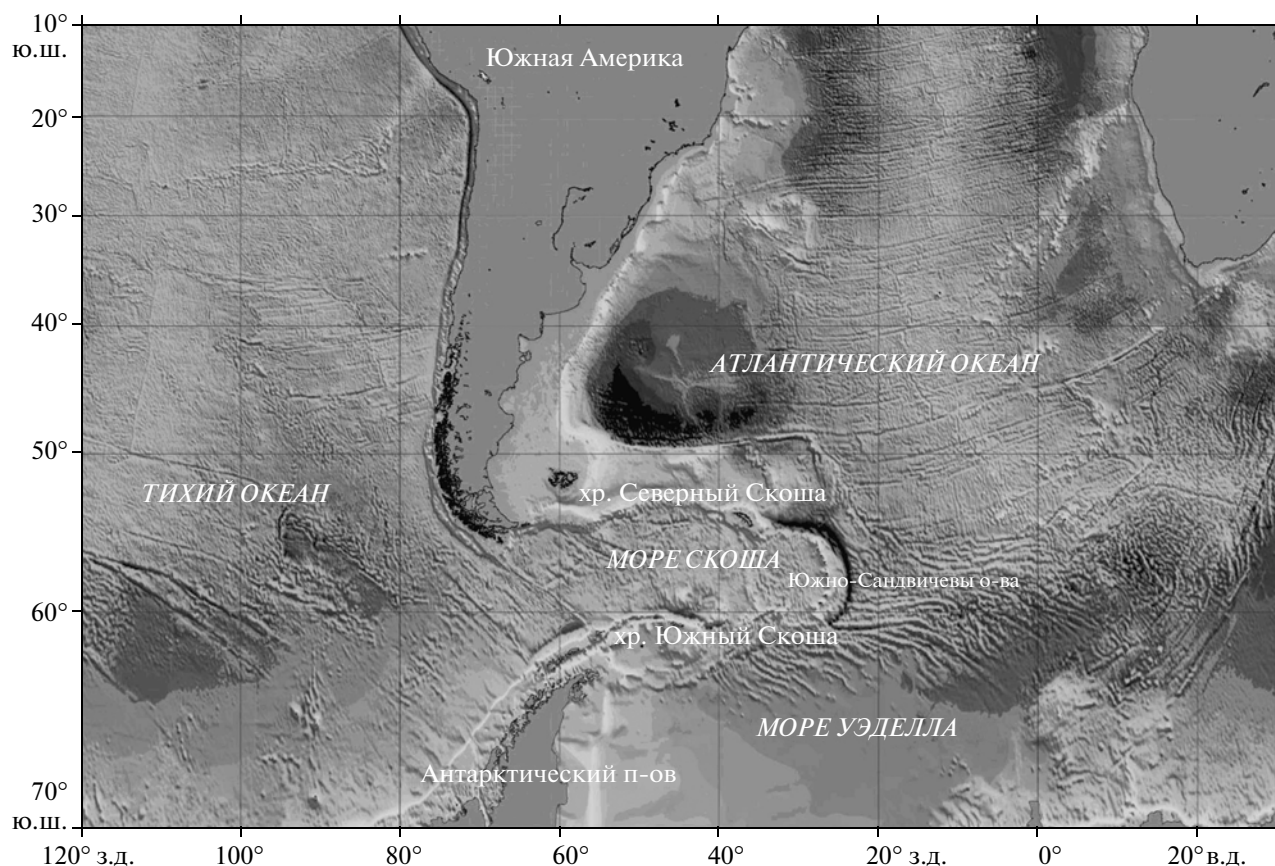


Рис. 1. Обзорная карта района исследований.

ской информации, полученной из различных источников: литературных, сети Internet, результатов экспедиционных наблюдений. Для проведения интерпретации были привлечены данные из цифровых атласов: морского рельефа (GEBCO 2010), аномального гравитационного поля [20], аномального магнитного поля [18]. Были также использованы данные непрерывного сейсмического профилирования, полученные в 19-й экспедиции НИС «Академик Борис Петров» [5].

Из цифровых атласов была проведена выборка данных, включающих район моря Скоша, и с использованием геоинформационной системы GMT построены соответственно карты: батиметрическая, аномального гравитационного поля в редукции в свободном воздухе и в редукции Буге (плотность промежуточного слоя 2.67 г/см^3) и аномального магнитного поля.

Интерпретация включала различные виды анализа: качественный морфологический, кластерный, спектральный, а также численное моделирование.

Для выявления особенностей строения данных подводного рельефа и геофизических полей

применялся качественный морфологический анализ всех построенных карт.

Кластерный анализ проводился методом естественных границ [14] для аномального поля в редукции Буге с целью районирования областей, имеющих возможные различия глубинного строения.

МОРФОЛОГИЯ ПОДВОДНОГО РЕЛЬЕФА И АНОМАЛЬНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

Подводный рельеф. Морфология подводного рельефа акватории моря Скоша отличается большим разнообразием (рис. 2). Всю западную часть от разлома Шеклтона с юго-запада на северо-восток пересекает палеоспрединовый хребет Западный Скоша, упираясь под острым углом в хребет Северный Скоша в районе 45° з.д. Хребет имеет грабенообразный профиль, характерный для медленного спрединга, и расчленен серией трансформных разломов на отдельные сегменты, монотонно погружающиеся от 1000 м до 4000–4500 м по мере удаления от горной гряды долины.

В целом морфологию рельефа этой части акватории можно назвать типичной для морского дна, возникшего в результате океанического спрединга.

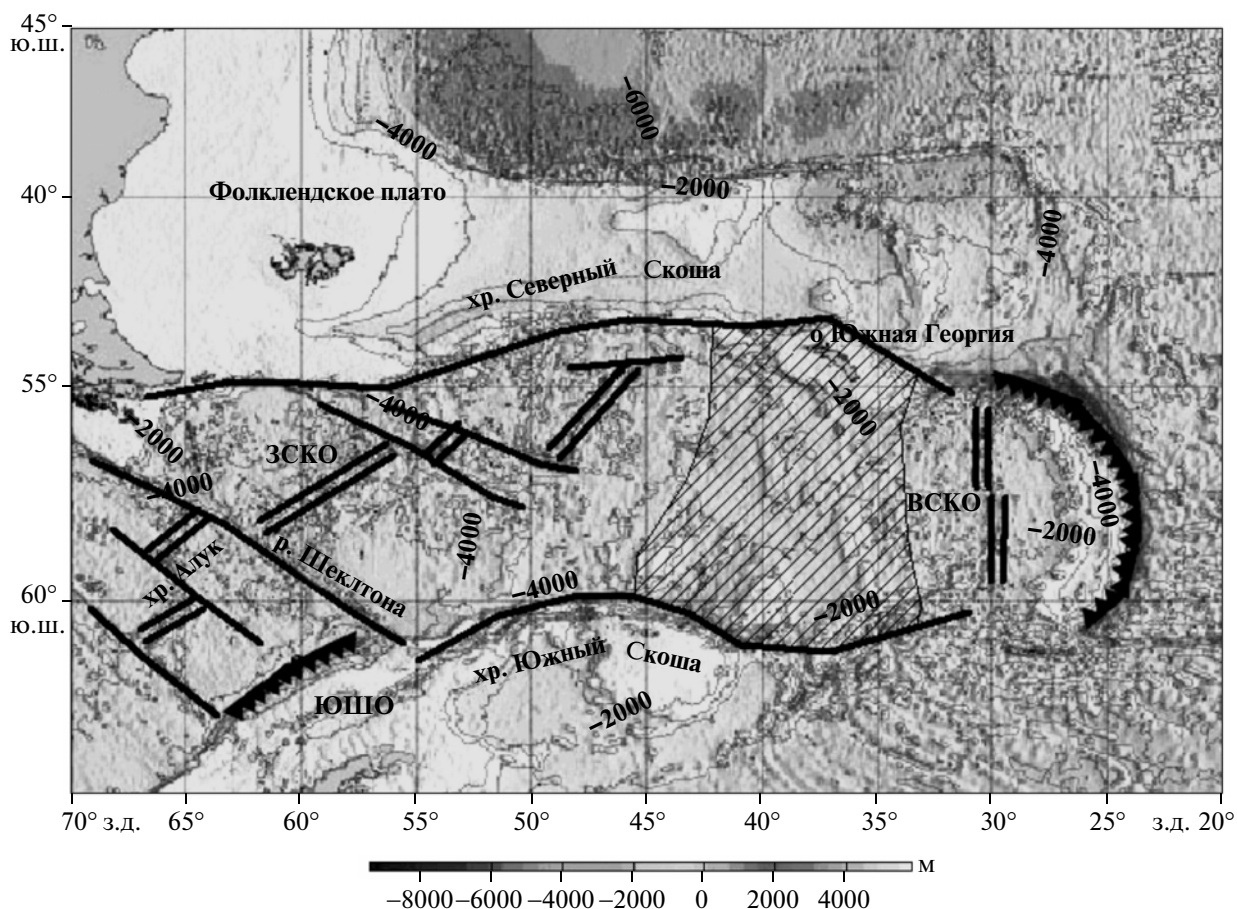


Рис. 2. Батиметрическая карта моря Скоша. (GEBCO 2010). Сдвоенными линиями показаны оси центров океанического спрединга, ординарными – местоположение трансформных разломов, заштрихованная область – центральная часть плиты Скоша, пилообразными кривыми показаны местоположения областей субдукции и палеосубдукции, ЗСКО – хребет Западный Скоша, ВСКО – хребет Восточный Скоша, ЮШО – Южно-Шетландские острова.

Аналогичная ситуация наблюдается для участка морского дна между дугой Южно-Сандвичевых островов и примерно 35° з.д. он формируется также в результате активности спрединга, но в отличие от Западной спрединговый центр Восточный Скоша является активным в настоящее время, кроме этого он относится к хребтам со средней скоростью разрастания (около 6 см/год) и соответственно морфологически отличается от Западного значительно менее выраженной рифтовой долиной, отсутствием деления хребта на сегменты трансформными разломами, роль которых в структурной сегментации хребта берут на себя перекрытия центров спрединга. Глубины сопредельных с хребтом участков составляют около 2500–3000 м, осевая часть хребта выше на первые сотни метров.

Центральная часть дна акватории (рис. 3), расположенная примерно между 35° з.д. и 45° з.д., резко отличается по своей морфологии от восточной и западной. В этом районе рельеф представ-

лен многочисленными плато, разделенные котловинами и бассейнами. Наиболее крупные из них – плато Геттинген, северное плато Брюс, котловина Шота, северное плато Дискавери, плато Брюс, плато Пири.

В плане плато имеют, как правило, изометричную форму, холмистый рельеф и различаются разнообразием размеров от 100 до 300 км. Глубины вершинных поверхностей плато колеблются в пределах 1300–1800 м и по большей части борта плато плавно погружаются до глубин 2800–4500 м, в отдельных случаях с южной стороны борта могут резко обрываться в сторону котловин, например, на плато Геттинген.

По данным НСП на профиле, пройденном вдоль 59° ю.ш., выделяется сильная дислокация фундамента и осадочного чехла системой нормальных сбросов, как в пределах котловин, так и плато, при этом мощность осадков на плато заметно меньше по сравнению с котловинами [5].

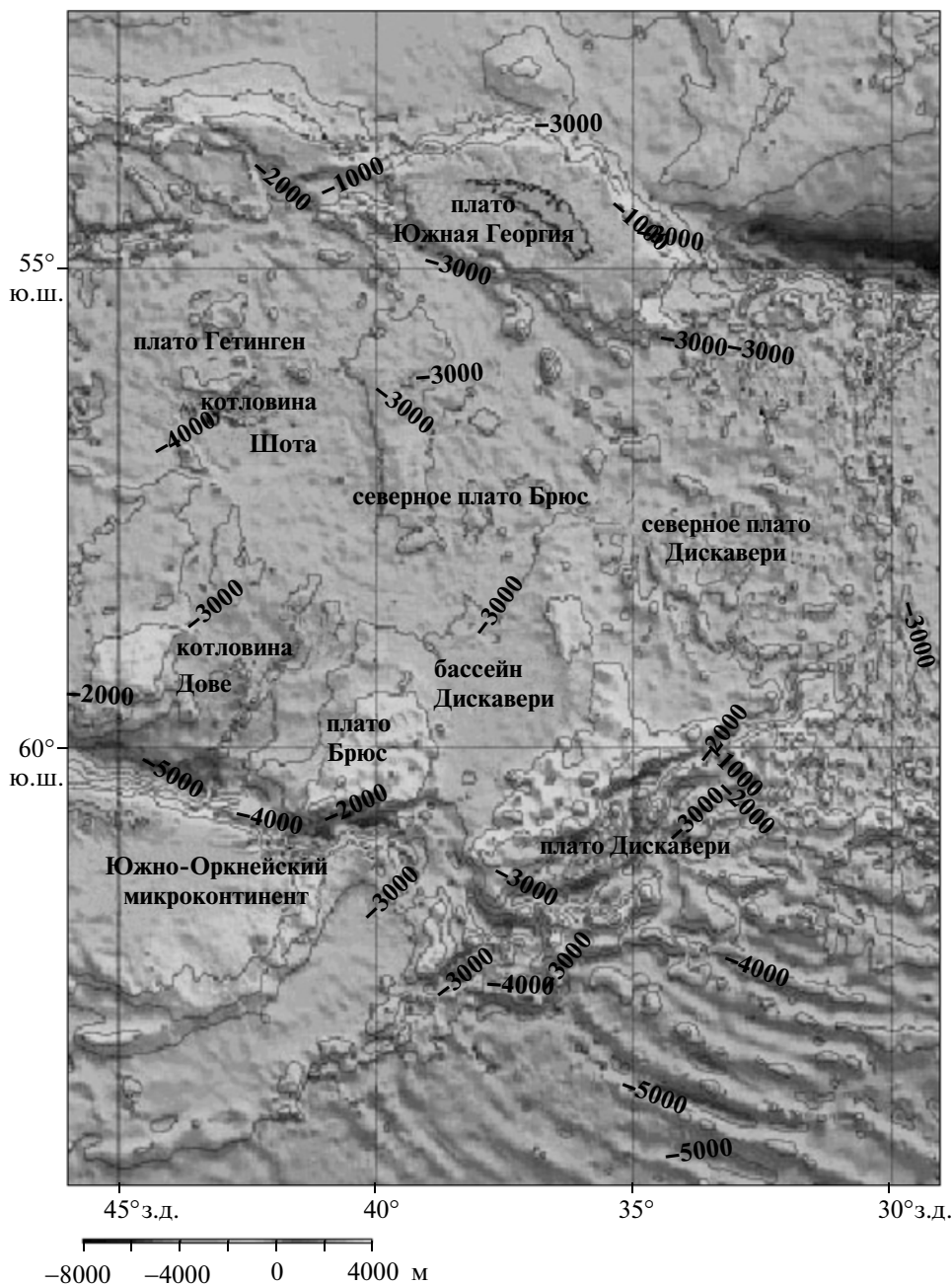


Рис. 3. Батиметрическая карта центральной части моря Скоша. (GEBCO 2010).

АНОМАЛЬНОЕ ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ В РЕДУКЦИИ В СВОБОДНОМ ВОЗДУХЕ

Основные особенности строения подводного рельефа моря Скоша отчетливо проявляются в аномалиях гравитационного поля в редукции в свободном воздухе (рис. 4). В западной части акватории от пролива Дрека вплоть до хребта Западный Скоша прослеживается линейно вытянутая аномалия “грабенообразного” профиля, совпадающая в плане с рифтовой долиной хребта Западный Скоша. Аномалия разделена на отдельные

сегменты, соответствующие сегментам хребта. Интенсивность поля изменится от $-20-30$ мГал над осевой частью долины до $100-140$ мГал над горной грядой бортов рифта. Затем оно резко убывает до $20-30$ мГал. В пределах океанического ложа в западной части акватории выделяются гравитационные аномалии изометричной и неправильной формы различных размеров от первых десятков до сотен километров и с интенсивностью от -10 до 20 мГал, их происхождение можно связать с незначительными колебаниями глубины моря.

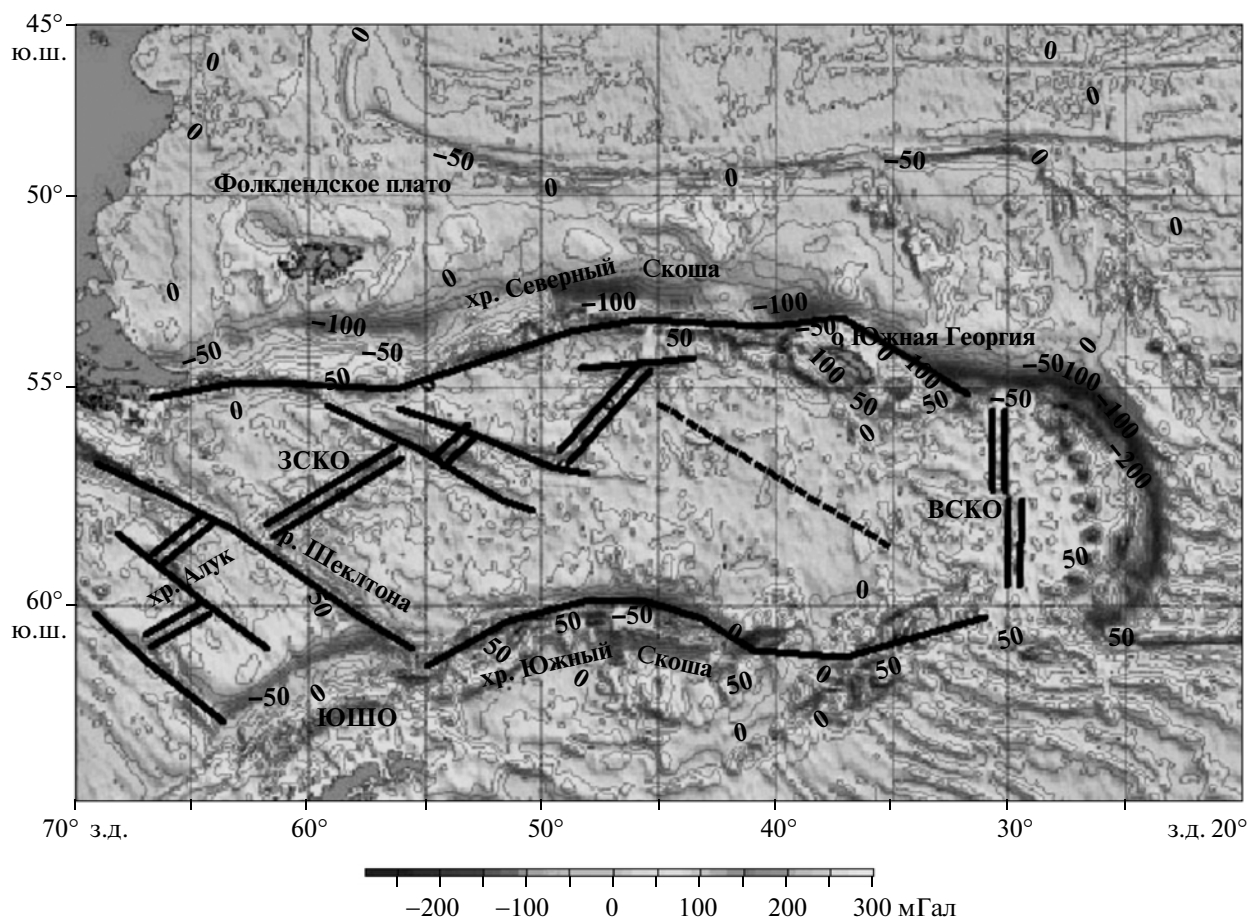


Рис. 4. Карта аномального гравитационного поля в редукции в свободном воздухе. Сокращения и условные обозначения см. рис. 2.

Спрединовый хребет Восточный Скоша в гравитационном поле проявляется в виде зоны линейно вытянутых аномалий нечеткой грабенообразной формы субмеридионального простирания с интенсивностью в пределах оси долины около 30 мГал и шириной около 50 км. К востоку от оси хребта поле характеризуется незначительными аномалиями изометричной формы с амплитудой около 5–10 мГал относительно среднего фонового значения около 50 мГал.

Среднее значение поля постепенно убывает примерно до 40 мГал к дуге Южно-Сандвичевых островов. Напротив, к западу от оси хребта поле имеет четко выраженный тренд и в среднем убывает от 50 до 10 мГал примерно до 35° з.д. На общем для этого участка фоне можно выделить аномальные зоны изометричной или вытянутой в субширотном направлении формы величиной до 40–50 мГал.

Для центральной части акватории Скоша средний уровень аномального гравитационного поля колеблется около 10 мГал. При этом на общем фоне выделяются аномалии, в плане совпадающие с плато и котловинами, выделяемыми в

рельефе морского дна. Интенсивность поля заметно изменяется в зависимости от знака структуры, так для плато Брюс максимальное значение достигает примерно 50 мГал, а для соседнего с ним бассейна Дискавери минимальное значение составляет около –10 мГал.

АНОМАЛЬНОЕ ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ В РЕДУКЦИИ БУГЕ

В отличие от гравитационного поля в редукции в свободном воздухе, в аномалиях которого отражаются главным образом особенности строения подводного рельефа, аномалии в редукции Буге могут содержать информацию о глубинном строении изучаемого района (рис. 5).

Для того, чтобы выявить распределение интенсивности поля, для этих данных была построена частотная гистограмма (рис. 6), на которой четко выделяются три пика значений, имеющих высокую частоту, разделенные двумя низкочастотными интервалами.

Все выделенные классы были изображены на карте районирования аномалий Буге (рис. 7) и ис-

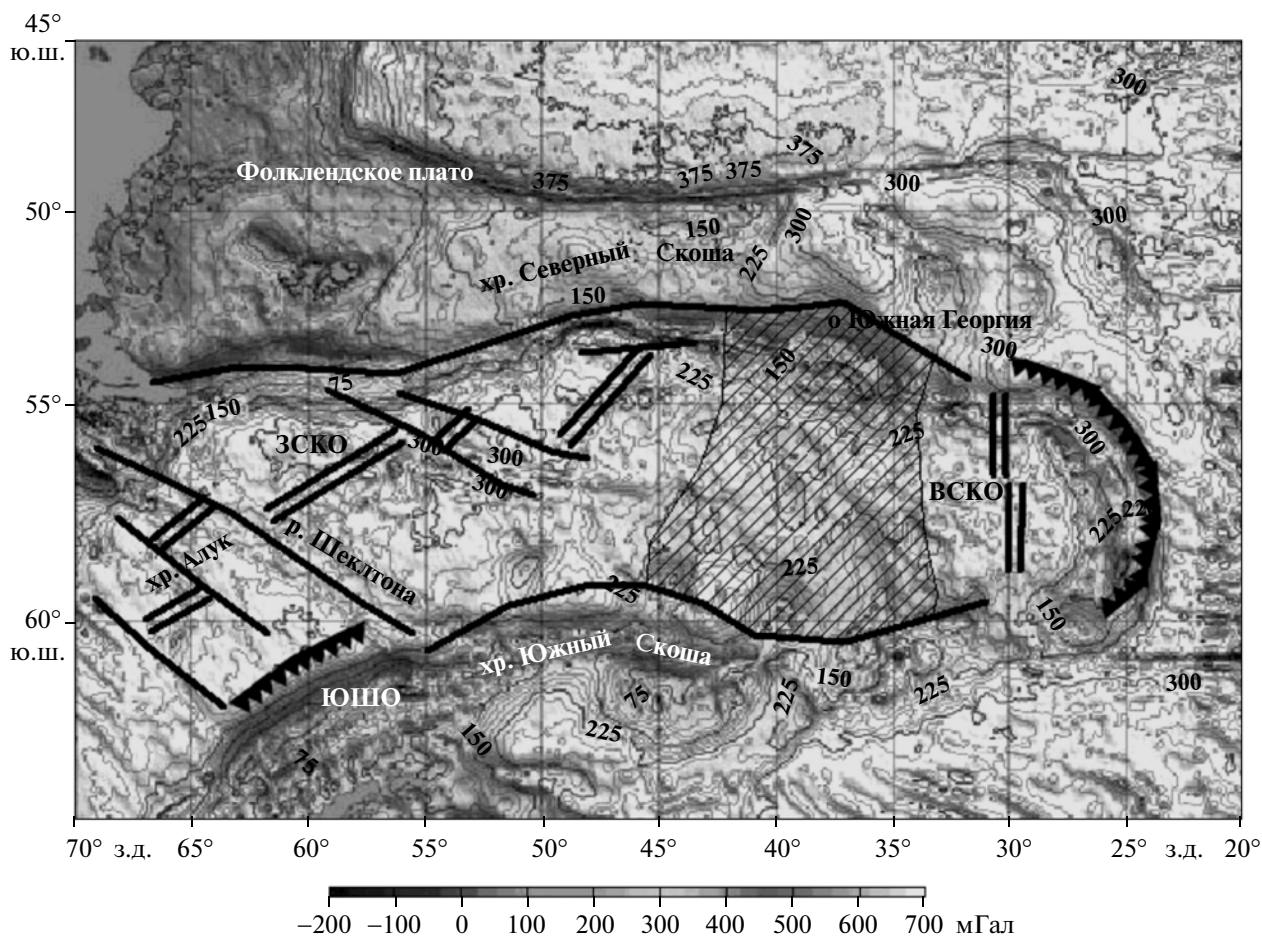


Рис. 5. Карта аномального гравитационного поля в редукции Буге (плотность промежуточного слоя 2.67 г/см^3). Сокращения и условные обозначения см. рис. 2.

пользовались для качественного анализа тектонического строения региона и оценки мощности земной коры с использованием известного корреляционного соотношения [2].

Первый класс включает аномалии в диапазоне от -70 до 70 мГал, такие значения поля характерны для земной коры мощностью около $30\text{--}50$ км, она имеет континентальное происхождение, соответственно, на карте можно наблюдать, что эти аномалии связаны с континентальной корой Южной Америки и Антарктиды.

Второй класс включает аномалии в диапазоне $70\text{--}130$ мГал. В этом случае значения поля свидетельствуют о мощности коры в интервале $20\text{--}30$ км. В плане аномалии такой интенсивности обрамляют континентальные области Южной Америки и Антарктиды и представляют собой шельфовые окраины континентов, сложенные погруженной континентальной корой.

Третий выделенный класс аномалий включает значения между $130\text{--}195$ мГал и наблюдается над Фолклендским плато. Он обрамляет Южно-Оркнейский микроконтинент. По приблизительным

оценкам мощность коры для этих районов может составлять $15\text{--}20$ км, что мало для континентальной коры и много для океанической. С учетом географического местоположения этих зон и известных моделей тектонического строения и эволюции континентальных окраин можно предположить, что дно этих участков подстилает кора переходного типа (субокеаническая).

К четвертому классу относятся аномалии с интенсивностью $195\text{--}250$ мГал. Они встречаются, главным образом, в пределах центральной части моря Скоша, практически покрывая всю площадь района. Кроме этого поле такой интенсивности отмечается в незначительных по ширине ($30\text{--}50$ км) зонах, географически соответствующих подножию континентальных склонов Южной Америки и Антарктиды. Аномалии могут быть вызваны плотностными неоднородностями в коре с мощностью $10\text{--}15$ км. Подобные значения мощности, так же как и для аномалий третьего класса, являются очень малыми для континентальной коры и избыточными для океанической. Предположительно кора для этих районов также

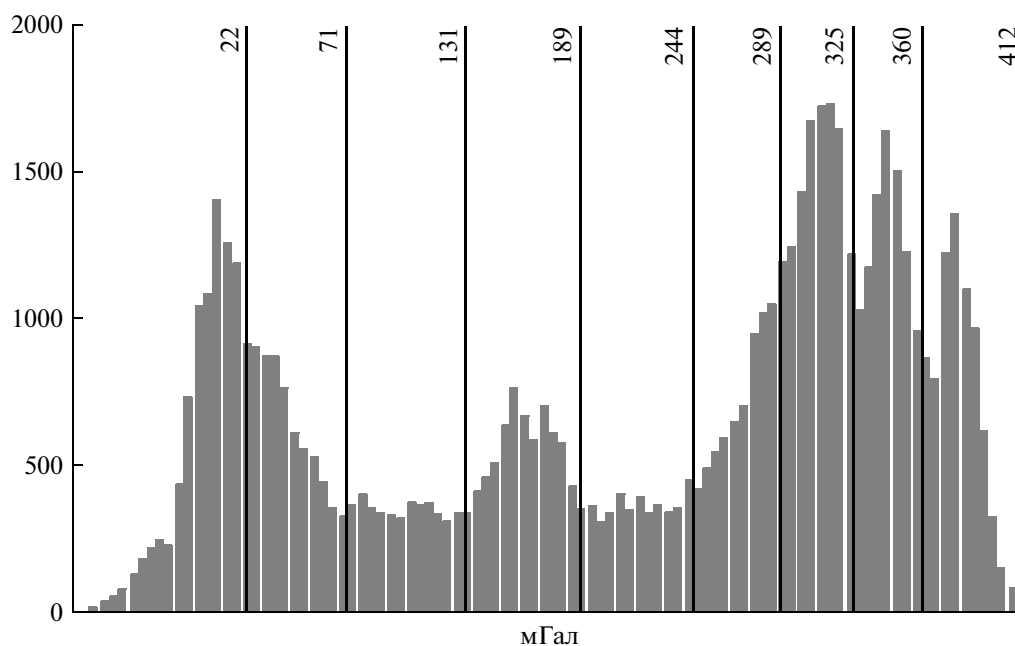


Рис. 6. Частотная гистограмма аномального гравитационного поля в редукции Буге.

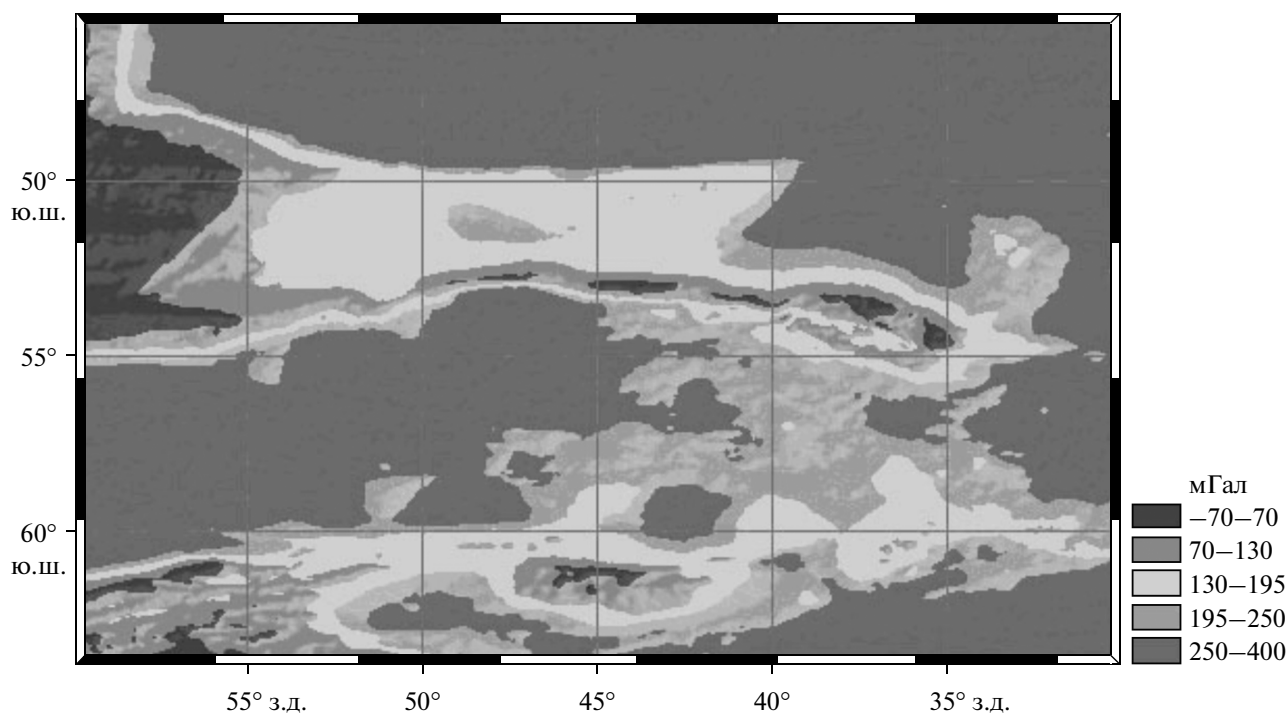


Рис. 7. Результаты классификации аномального гравитационного поля в редукции Буге.

может быть отнесена коре континентального типа, сильно утоненной в процессе рифтогенеза и, возможно, интродированной базальтовыми породами. По значениям аномалий Буге этот тип коры наиболее близок к коре континентального склона и подножья пассивных окраин континентов. Наконец, пятый класс характеризуется ано-

мальным полем Буге 250–400 мГал, такая интенсивность свидетельствует о предельно тонкой коре мощностью менее 10 км, характерной для океанических плит. На карте (рис. 8) эти аномалии соответствуют плитам Скоша и Тихоокеанской и океанической части Южно-Американской и Антарктической плит.

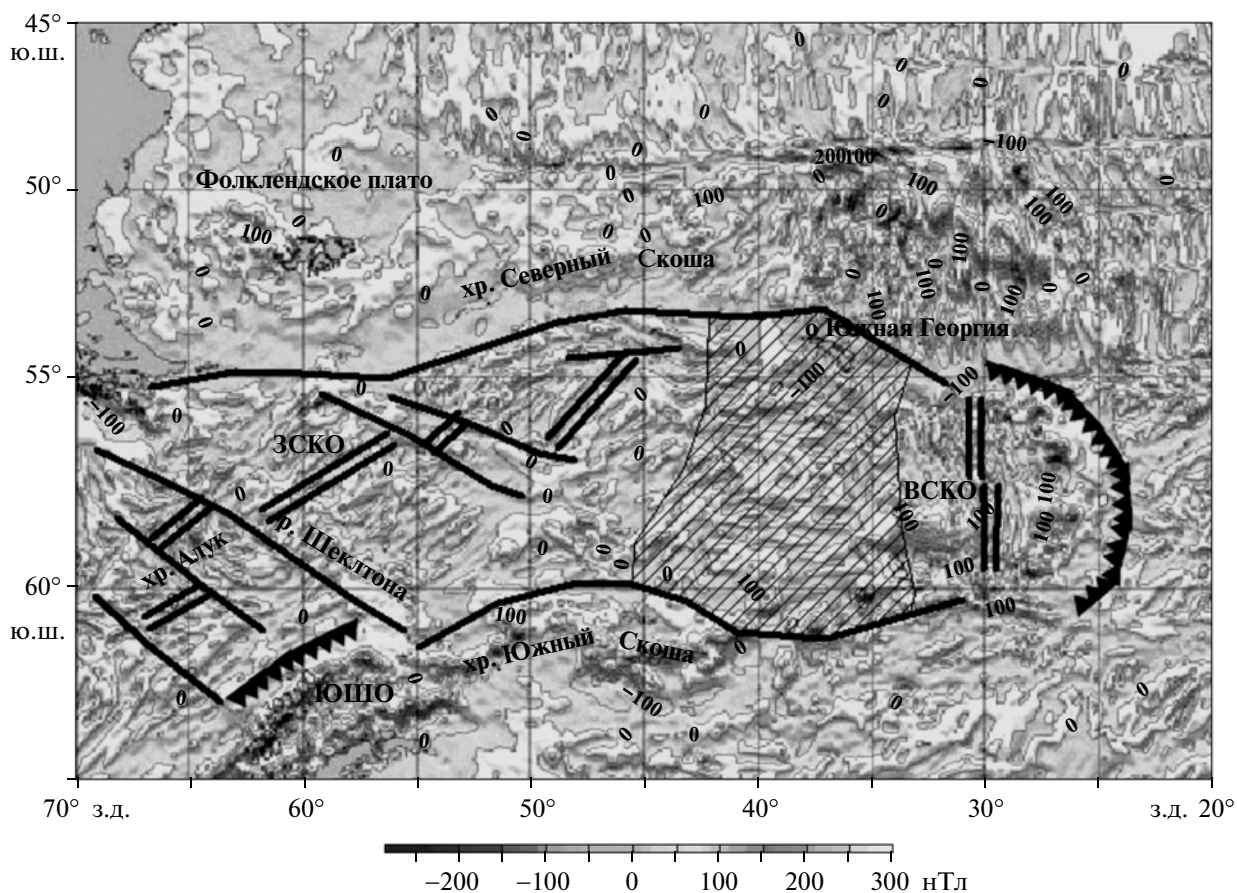


Рис. 8. Карта аномалий магнитного поля. (EMAG2). Сокращения и условные обозначения см. рис. 2.

АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ

Характеристики аномального магнитного поля (интенсивность, ориентация, форма и размеры магнитных аномалий), так же как и для гравитационного поля и рельефа, подтверждают деление литосферы моря Скоша на три провинции: западную, центральную и восточную.

В западной и восточной части моря Скоша в аномальном магнитном поле четко выделяются линейные магнитные аномалии, расположенные симметрично и субпараллельно оси спрединговых центров хребтов Западный Скоша и Восточный Скоша. Для большинства исследователей [9, 11, 12, 16, 19] характер магнитного поля однозначно свидетельствует о происхождении этих частей плиты в результате океанского спрединга.

Иную ситуацию можно видеть для центральной части. Здесь ориентация, интенсивность, форма и размеры магнитных аномалий принципиально отличаются от аномалий восточной и западной части. По большей части аномалии имеют неправильную вытянутую или изометрическую форму хаотичной ориентации. В плане аномалии в основном совпадают с поднятиями и бассейнами, выделяемые в рельефе дна. Соответственно,

положительные аномалии наблюдаются для плато и поднятий, например, для плато Брюс максимальное значение составляет около 300 нТл, напротив, для бассейна Дискавери значение поля примерно – 50 нТл.

Таким образом, в центральной провинции в аномальном магнитном поле не наблюдается каких-либо особенностей характерных для океанической коры, образовавшейся в результате активного океанского рифтогенеза.

ВЫВОДЫ

Проведенный в этой работе анализ особенностей строения подводного рельефа, аномалий геофизических полей, осадочного чехла и океанического фундамента позволяет разделить тектоническую плиту моря Скоша на три части: западную, центральную и восточную.

Центральная часть по своим морфологическим особенностям резко отличается от восточной и западной.

Интенсивность аномалий гравитационного поля в редукции Буге для центральной части такая же, как и для аномалий, которые наблюдаются в

зонах континентальных подножий пассивных континентальных окраин, что позволяет сделать предположение о схожих процессах растяжения, утонения континентальной коры и уплотнения континентальной коры за счет поступления в нее базальтовых интрузий в процессе рифтогенеза.

В этой работе предполагается, что центральная часть моря Скоша представляет собой крупный осколок континентального моста, соединявшего Антарктиду и Южную Америку и погрузившегося в результате прогрева и растяжения континентальной литосферы, вызванного миграцией астеносферного потока. Предположение об астеносферном потоке, перемещающемся со скоростью около 10 см/год вдоль канала, ограниченного корнями континентов в районе пролива Дрейка, впервые было высказано Уэдой и Канамори [22] и позже было рассмотрено в работах [4, 8]. Около 30 млн лет назад в результате миграции астеносферного потока со стороны Тихого океана началось разрушение континентального моста между Антарктидой и Южной Америкой. Около 26 млн лет назад астеносферный поток, мигрирующий в северо-восточном направлении, приводит к формированию спредингового центра Западный Скоша и началу аккреции океанической литосферы западной части моря Скоша. Около 20 млн лет назад астеносферный поток под спрединговым хребтом Западный Скоша, встретив на своем пути мощную континентальную литосферу Фолклендского плато, меняет направление на более восточное. В результате такой перестройки оставшийся после разрушения моста крупный блок континентальной литосферы испытывает неравномерное растяжение вплоть до разрыва сплошности с возможно локальным образованием океанической коры. Однако рифтинг не переходит в спрединг в центральной части, астеносферный поток, видимо, мигрирует дальше в восточном направлении, что приводит к началу субдукции и последующему задуговому спредингу с формированием хребта Восточный Скоша и литосферы восточной части моря Скоша.

Таким образом, предполагается, что центральная часть моря Скоша представляет собой крупный блок континентального моста, соединявшего Антарктиду и Южную Америку, погружившийся в результате прогрева и растяжения континентальной литосферы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 12-05-582 и № 12-05-528).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бульчев А.А., Гилод Д.А., Зайцев А.Н. и др. Строение тектоносферы моря Скоша на основе анализа гравиметрических данных // Вестн. МГУ. 2002. Т. 4. С. 69–80.
2. Гайнанов А.Г., Пантелеев В.Л. Морская гравиразведка. М.: Недра, 1991. 216 с.
3. Дубинин Е.П. Трансформные разломы океанической литосферы. М.: МГУ, 1987. 182 с.
4. Дубинин Е.П., Суцневская Н.М., Грохольский А.Л. История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного соединения Буве // Российский журнал наук о Земле. 1999. № 5. С. 423–443. (<http://eos.wdcb.rssi.ru/tjes/tjes-roohtm>).
5. Удинцев Г.Б., Шенке Г.В. Очерки геодинамики Западной Антарктики. М.: ГЕОС, 2004. 132 с.
6. Удинцев Г.Б., Шенке Г.В., Бейер А. и др. Плато Пири – осколок Гондваны, заслон в океанских воротах Западной Антарктики в море Скотия как часть биполярной машины климата Земли // Докл. РАН. 2006. Т. 408. № 1. С. 113–117.
7. Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Куренцова Н.А. и др. Пролив Дрейка и море Скоша – океанские ворота Западной Антарктики // Вклад России в Международный полярный год 2007/08. Строение и история развития Литосферы / Под ред. Леонова Ю.Г. М.-СПб.: Paulsen Editions, 2010. С. 64–88.
8. Шеменда А.И., Грохольский А.Л. Геодинамика Южно-антисильского региона // Геотектоника. 1986. № 1. С. 84–95.
9. Barker P., Dalziel I., Storey B. Tectonic development of the Scotia arc region // The Geology of Antarctica. Oxford: Clarendon Press, 1991. P. 215–248.
10. Barker P. Scotia Sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and palaeocirculation // Earth-Science Reviews. 2001. V. 55. P. 1–39.
11. Eagles G., Livermore R., Morris P. Small basins in the Scotia Sea: The Eocene Drake Passage gateway // Earth and Planet. Sc. Lett. 2006. V. 206. P. 343–353.
12. Eagles G. The age and origin of the central Scotia Sea // Geophysical Journal International. 2010. V. 183. № 2. P. 587–600.
13. Galindo-Zaldivar J., Balanya J., Bohoyo F. et al. Active crystal fragmentation along the Scotia - Antarctic plate boundary east of the South Orkney Microcontinent (Antarctica) // Earth Planet Science Letters. 2002. V. 204. P. 33–46.
14. Jenks G.F. The Data Model Concept in Statistical Mapping International Yearbook of Cartography. 1967. V. 7. P. 186–190.
15. Livermore R., Cunningham A., Vanneste L., Larter R. Subduction influence on magma supply at the East Scotia Ridge // Earth Planet Science Letters. 1997. V. 150. P. 261–275.
16. Maldonado A., Barnolas A., Bohoyo F. et al. Contourite deposits in the central Scotia Sea: the importance of the Antarctic Circumpolar Current and the Weddell Gyre flows // Palaeog. Palaeocli. Palaeoec. 2003. V. 198. P. 187–221.
17. Maldonado A., Balanya J., Barnolas A. et al. Tectonics of an extinct ridge-transform intersection, Drake Passage (Antarctica) // Mar. Geophys. Res. 2000. V. 21. № 1. P. 43–68.

18. *Maus S., Barrckhausen U., Berkenbosh H. et al.* EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements // *An electronic journal of the Earth sciences*. 2009. V. 10. № 8. P. 1–12.
19. *Pelayo A.M., Weins D.A.* Seismotectonics and Relative Plate MotionS in the Scotia Sea Region // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. № B6. P. 7293–7320.
20. *Sandwell D.T., Smith W.H.F.* Marine gravity anomaly from Geosat and ERS_1 satellite altimetry // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 10,039–10,054.
21. *Susini S., Donatis M.* 3D model of a sector of the South Scotia Ridge (Antarctica) // *Computers & Geosciences*. 2009. V. 35 P. 83–91.
22. *Uyeda S., Kanamori H.* Bark-arc opening and the mode of subduction // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. № B3. P. 1049–1061.

The Basic Tectonic Elements of the Scotia Plate

D. E. Teterin, E. P. Dubinin, G. B. Udintsev, A. V. Kolsova, L. G. Domaratskaja

Disclosure of the Drake Passage and formation of the Scotia lithospheric plate started approximately 30 million years ago in the Early Oligocene. Despite intense research in recent decades, plate tectonic structure and its evolution raises many questions. Tectonic zoning of the Scotia lithospheric plate was conducted in this work on the basis of comprehensive analysis of the morphological features of the bottom topography, anomalous gravity field in different reductions, and anomalous magnetic field. We distinguished the Western, Central and Eastern blocks of the plate, which differ by the features of topography and geophysical fields. A possible scenario of the evolution of the plate is suggested.