

УДК 551.465

ВОЗРАСТ ДНА КОТЛОВИН ПРОТЕКТОР И ДОУ (МОРЕ СКОТИЯ)

© 2018 г. Ал. А. Шрейдер¹, А. А. Шрейдер², Х. Галиндо-Зальдивар³,
А. Мальдонадо⁴, А. Э. Сажнева², Е. И. Евсенко²

¹Общество с ограниченной ответственностью “Научно-исследовательский институт экономики и организации управления в газовой промышленности”, Москва, Россия
e-mail: aschr@ocean.ru

²Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия

³Гранадский университет, Гранада, Испания

⁴Андалузский Институт наук о Земле, Гранада, Испания

Поступила в редакцию 27.11.2015 г., после доработки 27.07.2016 г.

Тектоническая эволюция переходной зоны от Тихого океана к Атлантическому тесно связана с разрушением американо-антарктического континентального моста в море Скотия. Западный сегмент моста объединяет подводные возвышенности Террор, Пири, Брюс и разделяющие их океанические котловины Протектор и Доу. Обоснованное прежде всего оригинальными геолого-геофизическими материалами моделирование линейных магнитных аномалий и расчет кинематики дна в этих котловинах позволяют впервые выявить, что развал западного сегмента американо-антарктического континентального моста проходил 18–25 млн лет назад посредством двухэтапного откола поднятия Пири от поднятия Брюса с формированием котловины Доу и двухэтапного откола поднятия Террор от поднятия Пири с формированием котловины Протектор.

DOI: 10.7868/S0030157418030127

ВВЕДЕНИЕ

Вопросы геологического развития дна между Южной Америкой и Антарктидой остаются предметом дискуссий [2, 3, 5–21, 23–26, 28–30, 32, 36, 39–42, 46, 48–53, 55, 56, 63, 64 и многие другие]. Решение этих вопросов имеет принципиальное значение для определения параметров тектонической эволюции переходной зоны от Тихого океана к Атлантическому.

Существование в прошлом континентального моста, связывавшего Южно-американский и Антарктический континенты не вызывает сомнений (например [5 и др.]). Хотя начальная конфигурация, а также этапы его разрушения во времени и пространстве трактуются в литературе неоднозначно.

Прежде всего, это относится к изначальной генеральной конфигурации моста в целом. Так, в работе [57] на палеогеодинамической реконструкции на 30 млн лет и в работе [65] на палеогеодинамической реконструкции на 33 млн лет показан единый континентальный мост, связывающий Южную Америку и Антарктиду и охватывавший западную и центральную часть современного моря Скотия. В то же время на палеорекострукции на 30 млн лет из работы [43] вместо моста пространство моря Скотия занимает область океанической коры с возрастом от 160 до 33 млн лет. В работе

[18] на палеорекострукции, относимой ко времени 29.3 млн лет, область континентальной коры охватывает лишь неширокую (оцененную нами в 30 км) полосу вдоль зоны нарушения Шеклтон. В работе [27] соединительная полоса континентальной коры такой же ширины протягивается меридионально от западной части Антарктического полуострова.

Время начала раскола континентального моста также различается в разных работах. Возраст его разрушения трактуется в литературе неоднозначно и известны исследования (например, [43]), где пространство моря Скотия занимает область океанической коры, начиная со 160 млн лет. В работе [31] начало разрушения континентального моста датируется временем 70–80 млн лет назад. Реконструированное положение континентального моста непосредственно перед расколом в работе [47] датируется возрастом 34 млн лет. В то же время в работах [33, 65] это реконструированное положение датируется возрастом 27 млн лет.

Указанные различия, несомненно, отражают отмечаемую рядом исследователей скудность имеющихся геолого-геофизических материалов, не позволяющую уверенно анализировать вопросы эволюции пролива и смежных регионов [например, 34]. Линейные магнитные аномалии и трансформные разломы в таких котловинах как Протектор, Доу, Скан, столь необходимые для

восстановления палеогеодинамики региона, до настоящего времени не являются точно определёнными и различаются своей рисовкой в различных публикациях.

Добавим к этому, что в работе [22] приводятся данные о тепловом потоке, измеренном в кусте из 6 точек в котловине Протектор в области 58.8° ю.ш. 49.1° з.д. на глубине 4045 м (точка измерений 10 в работе [22]). Величина теплового потока оказалась равной 94.31 мВ /м². По расчетам авторов упомянутой работы, такая величина теплового потока соответствует возрасту литосферы 25.2 млн лет. Указанная точка измерений лежит в области хрона С19 (41.154–42.301 млн лет) по модели 1 из работы [33] или, альтернативно, в области хрона С11 (29.183–30.591 млн лет) по модели 2 из цитируемой работы.

В той же работе приводятся данные и о тепловом потоке, измеренном в кусте из 5 точек котловины Доу в области 59.5° ю.ш. 41.7° з.д. на глубине 3852 м (точка измерений 5 в цитируемой работе). Величина теплового потока оказалась равной 72.79 мВ /м². По расчетам авторов упомянутой работы, такая величина теплового потока соответствует возрасту литосферы 42.2 млн лет. Указанная точка измерений лежит в области хрона С16 (36.706–36.969 млн лет) по модели из работы [33].

В работе [22] также приводятся данные о тепловом потоке, измеренном в кусте из 5 точек котловины Доу в области 59.2° ю.ш. 43.1° з.д. на глубине 3988 м (точка измерений 6 в цитируемой работе). Величина теплового потока оказалась равной 72.11 мВ /м². По расчетам авторов упомянутой работы, такая величина теплового потока соответствует возрасту литосферы 43 млн лет. Указанная точка измерений лежит в области хрона С17 (36.969–38.615 млн лет) по модели из работы [33].

Все вышесказанное свидетельствует об отсутствии в литературе единых представлений о тектонической структуре и эволюции американо-антарктического континентального моста во времени и пространстве. Настоящее исследование посвящено восстановлению геохронологии дна котловины Протектор и Доу, а также времени развития тектонических процессов раскола западного сектора моста на участке объединенного поднятия Террор-Пири-Брюс.

АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В настоящей работе использовались оригинальные результаты наблюдений испанского научно-исследовательского судна (НИС) “Гесперида”. На его борту данные по рельефу дна были получены с помощью эхолота SIMRAD E.M. 12,

цифровая регистрация поступающей в приемную часть эхолота информации проводилась с помощью программного пакета цифровой системы “NEPTUNE”. Океанографические поправки в первичные данные наблюдений эхолотом были внесены испанской стороной по специализированным программам, разработанным в университете Нью-Брунсвика (Великобритания) для конкретных условий региона моря Скотия.

Данные по строению осадочной толщи получались с помощью многоканального сейсмического профилографа фирмы “Болт”, включавшего пять пневматических источников акустических колебаний общим объемом 22.14 л. Прием сигналов осуществлялся с помощью 96 канальной косы общей протяженностью 2.4 км. Интервал между соседними посылками импульсов составлял около 50 м. Регистрация приходящих сигналов при сейсмическом профилировании осуществлялась с помощью цифрового регистратора “GEOMETRIC Strata Visork” с разрешением 2 мс при 12 секундной задержке. Дальнейшая обработка информации проводилась в камеральных условиях с помощью программного пакета специализированной миграционной системы “DISCO / FOCUS” (British Antarctic Survey software).

Гравиметрические наблюдения проводились с помощью гравиметра “Bell Aerospace Tectron BGM-3”. Первичная обработка сырых данных и последующее вычисление аномалий в различных редукциях проводилось с помощью программного пакета обработки “Lanzada” (British Antarctic Survey software).

Магнитометрические наблюдения проводились с помощью морского протонного магнитометра Geometrics G- 876 с датчиком, буксировавшемся за бортом судна на удалении 200 м. При этом суточные вариации учитывались по данным магнитовариационной станции, расположенной на острове Ливингстона (Южные Шетландские острова). Первичная обработка данных наблюдений и последующее вычисление аномалий проводилось с помощью соответствующих разделов программного пакета обработки “GRAVMAG” (British Antarctic Survey software) с учетом значений DGRF эпохи съемки. При компьютерном моделировании инверсионного магнитоактивного слоя использовался раздел расчетов прямой задачи программной среды “Gravmag” (British Antarctic Survey software direct task) и оригинальная методика расчета прямой задачи магниторазведки, изложенная в работе [1], а также результаты расчетов по которой приведены в работе [4].

Для получения образцов коренных пород дна на судне используются драги, представляющие собой зубчатые отрезки труб диаметром 80 см и длиной

около 1.5 м. В качестве троса используется ваер испанского производства диаметром 2 см и с усилием на разрыв 3 т, закрепленный на барабанной лебедке с метрового диаметра щекой ограничителя троса.

Наряду с оригинальными данными экспедиционных исследований НИС “Гесперида” в настоящем исследовании использовались данные международных банков геолого-геофизической информации. В их ряду отметим сведения о структуре осадочного слоя и консолидированной коры [35, 58 и др.], а также электронную карту рельефа дна для региона, заключенного между Южной Америкой и Антарктическим полуостровом, основанную на интеграции данных эхолотных промеров и спутниковой альтиметрии [61 и др.]. Спутниковые трассы относительно равномерно покрывают район исследований, позволяя в настоящее время использовать данные в узлах сетки, отстоящих друг от друга на 0.5 мили и менее. Наиболее современной версией такой карты следует признать вариант, основанный на пространственном четвертьминутном осреднении результатов расчетов математической модели рельефа дна [66]. Она использовалась в настоящей работе. Также отметим, что в настоящей работе номенклатура хронов и их возраст будут даваться в соответствии с наиболее современной версией геохронологической шкалы, представленной в работе [44], развивающей работу [7].

Отметим также использование в настоящей работе данных о возрасте дна [22], полученных с помощью измерений теплового потока, проведенных с борта НИС “Джеймс Росс” (США) с помощью специального комплекса, конструкции техасского Института геофизики и включавшего пробоотборник осадочного материала и 12 разнесенных по вертикали температурных датчиков.

МОРФОСТРУКТУРА ДНА И МОЩНОСТИ ОСАДКОВ

Геоморфологически в районе исследований известен ряд подводных поднятий и банок. И те, и другие в разных работах часто обозначают одни и те же объекты дна. Здесь, вслед за [58, 59], нам представляется целесообразным использовать термин “банка”, когда речь идет о доказанной или предполагаемой континентальной природе подстилающей ее коры. Поднятия дна, подстилаемые океанической корой, мы будем называть поднятиями океанической коры или просто “поднятиями”.

Банка Террор является западным ограничением котловины Протектор, восточным ограничением которой является банка Пири. В свою очередь банка Пири служит западным ограничением котловины Доу, а ее восточным ограничением служит банка Брюс. Банки Террор, Пири и Брюс сложены

утоненной континентальной корой [35] с глубинами поверхности дна более 2.5 км. Дно подстилается осадками (рис. 1а) мощностью в десятки и первые сотни метров с плотностями несколько большими, чем 2.1 г/см³.

Котловина Протектор разделяет банки Террор и Пири. Расположенная восточнее ее котловина Доу разделяет банки Пири и Брюс. Дно центральных областей котловин лежит на глубинах 3–4 км. Котловина Протектор имеет квазитреугольную форму. На севере ширина ее составляет несколько более ста километров, в то время как на юге она приближается к 300 км.

В работе [58] на северо-востоке котловины Протектор впервые выделяется небольшая котловина сложной конфигурации с наличием двух впадин глубиной до 3.5 км, разделенных небольшим поднятием (банка Протектор) с глубиной вершинной поверхности менее 2.5 км. Впадины имеют квазитреугольную форму с вершинами на юг. В центральной части котловины Протектор выделяется узкий хребет [35, 58 и др.], возвышающийся на севере над дном на высоту до 0.5 км (рис. 1б).

Западная часть котловины Доу обладает средней шириной около 150 км и имеет сигмоидальную форму. Характерной особенностью ее является присутствие в центральной части поднятия (хребта Доу [39, 40, 54]) шириной в 10 км с относительной высотой до 1200 м и протягивающегося на 50 км. При этом несколько севернее 60° ю.ш. он испытывает правостороннее смещение, а севернее 59° ю.ш. перекрывается осадками. Восточная часть котловины Доу более узкая и отделена от западной уступом дна относительной высотой до 800 м.

Дно котловин Протектор и Доу подстилается осадками. При этом осадки в котловине Протектор неоднородны по вертикали и разделяются на 2 [35] или даже 5 [58] слоев, общей мощностью до 1 с двойного времени пробега продольных сейсмических волн (рис. 1в). Оценки возраста осадочных слоев, проведенные в работе [58] с привлечением результатов глубоководного бурения и определения скоростей пробега сейсмических волн [42, 56, 55], свидетельствуют, что отложения слоя U I происходило в позднем плиоцене (0–3.5 млн лет) со средней скоростью седиментации 5.3 см/тыс. лет. Отложение осадков слоя U II происходило в раннем плиоцене – позднем миоцене (3.5–6.5 млн лет) со средней скоростью седиментации 3.5 см/тыс. лет. Отложение осадков слоя U III происходило в среднем-позднем миоцене (6.5–12.5 млн лет) со средней скоростью седиментации 14.1 см/тыс. лет. Отложение осадков слоя U IV происходило в среднем миоцене (12.5–13.5 млн лет) со средней скоростью седиментации 11.2 см/тыс. лет. Отложение осадков слоя U V происходило в раннем

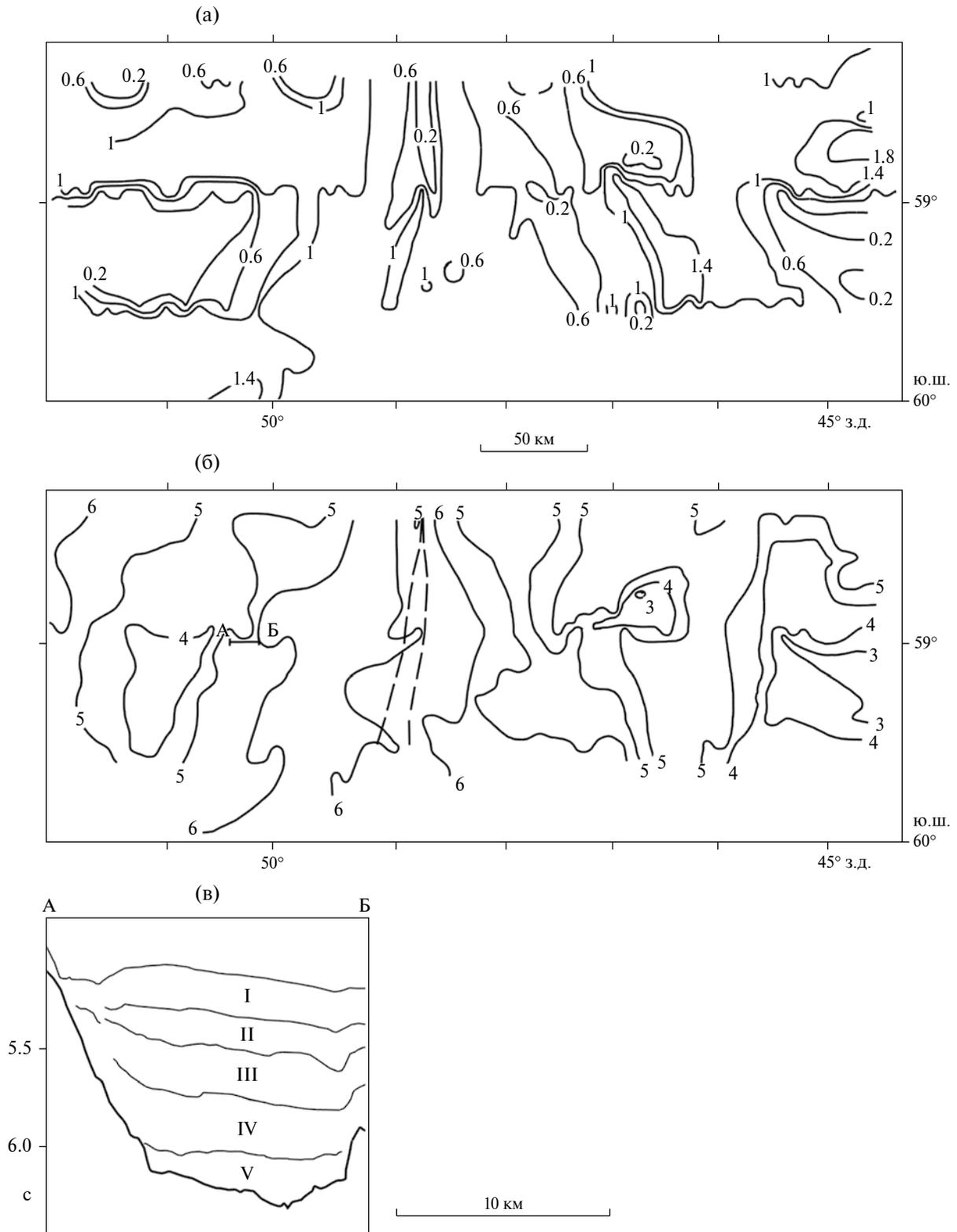


Рис. 1. Схема мощности осадков (а), глубин поверхности акустического фундамента (б) и профиль А–Б распределения мощностей осадочной толщи (в) в котловине Протектор. Пунктиром на (б) показано положение палеосрединного хребта (по [58] с упрощением и учетом [35]), а также показано положение профиля А–Б. Изогипсы и изопахиты в с.

плиоцене – позднем миоцене (13.5–17.5 млн лет и ранее) со средней скоростью седиментации 11.7 см/тыс. лет и менее. При этом в котловине Пири она составляет 32.6 см/тыс. лет.

Учет данных непрерывного сейсмического профилирования различных, в первую очередь, испанских экспедиций на НИС “Гесперида”, позволили составить схему мощности осадков во временном масштабе [58, 59]. Согласно ей (рис. 1а, рис. 2а), на банке Террор, Протектор и Пири мощность осадков не велика и составляет около 0.2 с. На севере отмеченного ранее узкого хребта в котловине Протектор она становится исчезающе малой, в то время как на южной части она близка 0.4 с. На большей части котловин Протектор, Пири и на западе котловины Доу мощность осадков изменяется в пределах 0.5–1 с времени двойного пробега сейсмического сигнала. При этом на большей части котловины Протектор она близка к 0.6 с. В котловине Доу мощность осадков изменяется в пределах 0.5–0.8 с, достигая местами более 1 с. Данное обстоятельство свидетельствует об относительно более древнем возрасте фундамента котловины Доу в сравнении с котловинами Протектор и Пири.

Сведения о рельефе дна и мощностях осадков послужили основанием к составлению схем акустического фундамента [58] во временном масштабе. Согласно им (рис. 1б, 2б), на банке Террор, Протектор и Пири глубина фундамента не велика. Его поверхность лежит не глубже 4 с. В пределах котловин глубина увеличивается на 1–2 с. По данным работы [35], в пределах банок осадки подстилаются породами гранитного слоя мощностью более 10 км с плотностью 2.6–2.7 г/см³. В пределах котловин осадки подстилаются породами базальтового слоя океанической коры мощностью более 5 км со средней плотностью 2.8–2.95 г/см³. При этом фундамент в котловине Доу (рис. 2б) лежит несколько глубже, чем в котловинах Протектор и Пири.

СОСТАВ И ВОЗРАСТ ДРАГИРОВАННЫХ ПОРОД В КОТЛОВИНЕ ДОУ

В экспедициях на НИС “Гесперида” в котловине Доу были драгированы коренные породы [37, 38, 62]. Образцы щелочных базальтов получены с эскарпа близ восточного предела котловины.

Геологические исследования в центральной части котловины на хребте Доу позволили поднять на борт судна свежие океанические базальты [37–39, 60, 62]. Здесь при драгировании в интервале глубин от 3 до 2 км (при положении центральной точки на глубине 2.5 км в координатах 59.39° ю.ш. 42.49° з.д.) были извлечены образцы пород толеитового состава. Абсолютный возраст

образцов измерялся К/Аг методом. Средние величины двух групп определений оказались равными 20.4 (хрон С6An.1r) ± 2.6 млн лет и 22.8 (хрон С6Cn.1r) ± 3.1 млн лет. Тем самым, наиболее вероятные средние величины возраста заключены в пределах от 17.8 до 25.9 млн лет (интервал хронов С5Dr.2r – С8n.2n по шкале [44]), что было принято во внимание при моделировании инверсионного магнитоактивного слоя вдоль профилей аномалий магнитного поля.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Профильные исследования аномального магнитного поля в котловинах Протектор и Доу известны с конца прошлого века [45 и др.]. Согласно им, в этих котловинах развиты линейные магнитные аномалии спрединговой природы. Они имеют магнитуду 120–400 нТл при средней длине волны 20–40 км. В условиях отсутствия результатов глубоководного бурения идентификация палеоаномалий проводилась по общепринятой в мировой практике методике сравнения наблюдаемых и теоретических магнитных аномалий в модели разрастания дна. Сразу отметим, что в настоящей работе используется наиболее современная версия геохронологической шкалы [44]. На ее основе проводилась корректировка номенклатуры хронов и их возраста, использованных в более ранних исследованиях, цитируемых в настоящей работе.

В котловине Протектор [45] были идентифицированы палеомагнитные аномалии С5А – С5D и соответствующий им интервал хронов в моделях С5Adn – С5Dn, (14.163–17.513 млн лет). При этом в своих реконструкциях П. Беркер [16] использует спрединговые интервалы 13–16 млн лет (палеоаномалии 5AA – 5D) или 17–21 млн лет (палеоаномалии С5С – С6А), из которых отдает предпочтение последнему интервалу.

В работе [33] аномалии в котловине Протектор были идентифицированы как С19–С21, а соответствующий им интервал хронов в моделях представлен как С18г–С21n (40.145–47.349 млн лет). В качестве альтернативного варианта в этой работе на том же материале были идентифицированы палеомагнитные аномалии С11–С13 и соответствующий им интервал хронов полярности С11n. 2n – С13n (29.527–33.705 млн лет). Сами авторы в качестве рабочей версии предпочли первый вариант.

В работе [35] использовались результаты исследований испанских научно-исследовательских экспедиций на судне “Гесперида”. Интерпретация этих данных привела к представлению трех альтернативных моделей спрединга для интервалов хронов С6n – С6Cn.2n (18.748–23.030 млн

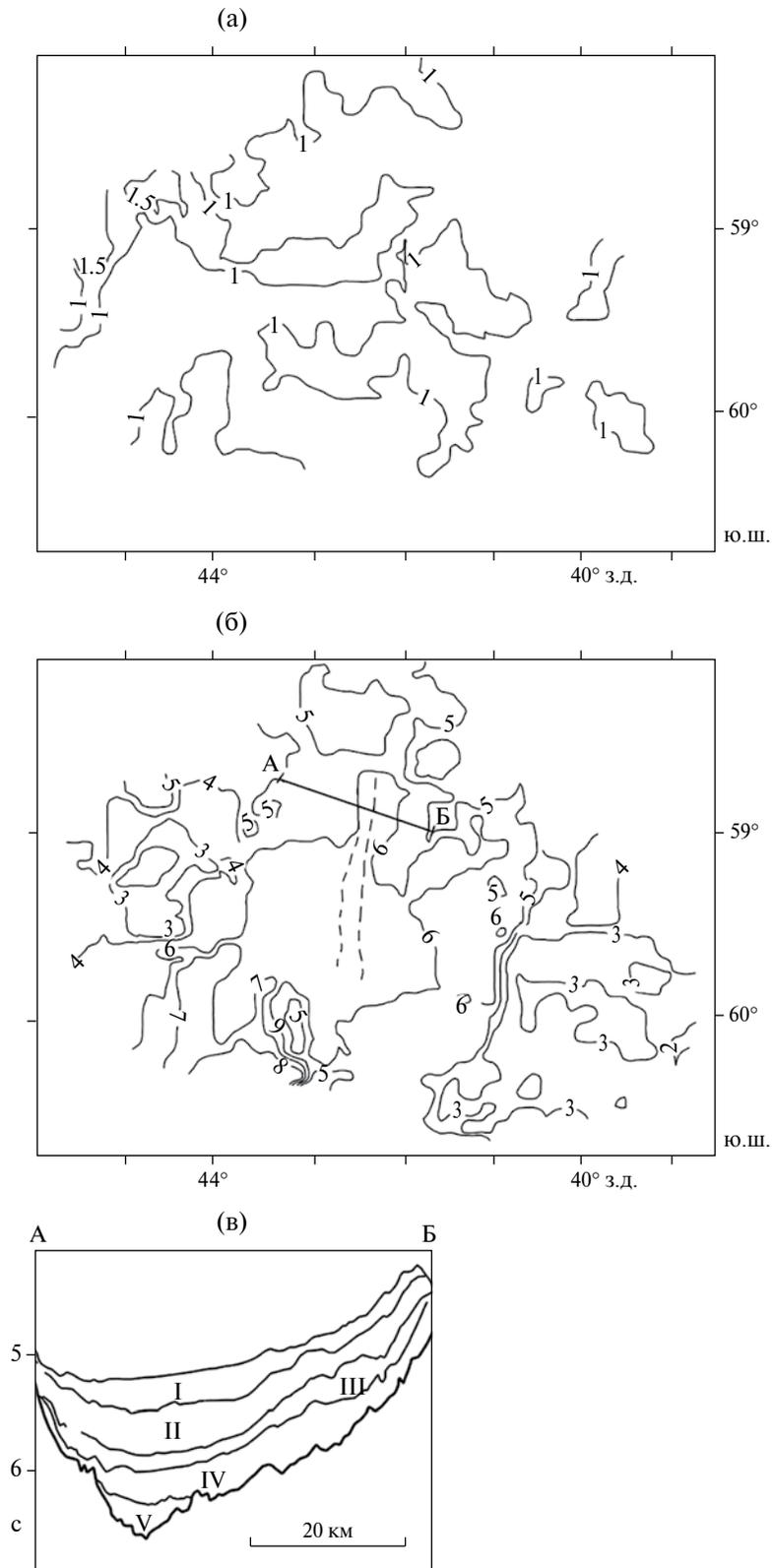


Рис. 2. Схема мощностей осадков (а), глубин поверхности акустического фундамента (б) и профиль А–Б распределения мощностей осадочной толщи (в) в котловине Доу. Пунктиром на (б) показано положение палеосрединного хребта (по [59] с упрощением и учетом [35]), а также показано положение профиля А–Б. Изогипсы и изопахиты в с.

лет), C5Dn – C6An.2n (17.235–20.709 млн лет) и C5ACn – C5Dn (13.739–17.533 млн лет), из которых авторы предпочли последний интервал.

Данные известных в литературе геомагнитных наблюдений в котловине Протектор [16, 20, 33, 45 и др.] и дополняющие их результаты исследований испанских научно-исследовательских экспедиций на судне “Гесперидас” [35, 39, 40 и др.] послужили основой для составления карты линейных магнитных аномалий котловины Протектор (рис. 3).

В этой связи в тексте настоящей работы наряду с геохронологией по модели из работы [35] в фигурных скобках будет впервые представлено возможное альтернативное распределение прямых и обратных полярностей в модели разрастания дна.

Геоисторическая интерпретация аномального магнитного поля в котловине (рис. 4, рис. 5) в рамках концепции спрединга дна свидетельствует, что они, скорее всего, могут быть идентифицированы как C5A – C5C {C6-C6C}, а соответствующие хроны определяются как C5ABr – C5Dn (13.608–17.533 млн лет) {C5Er – C6Cn.2n (18.524–23.030 млн лет)}. Субмеридиональные палеомагнитные аномалии испытывают смещение по двум субширотным

разломам, которые могут быть отнесены к трансформным. Осевой хрон C5ABr{C5Er} имеет возраст 13.608–13.739 млн лет {18.524–18.748 млн лет}. Скорость разрастания дна в обе стороны от оси спрединга составляет несколько более 5 см/год {4 см/год}. При этом спрединг дна, в целом, близок к симметричному. Отметим прогрессивное уменьшение размеров хронов в северном направлении.

На востоке котловины предположительно идентифицируются хроны C5ACn-C5ADn (13.739–14.609 млн лет) {C6Cn.1 n -C6Cn.2n (22.564–23.030 млн лет)}, которые могут отвечать инципентному спредингу в начальной стадии разрыва континентального блока, объединявшего поднятия Пири и Брюс.

В котловине Доу [33] были идентифицированы палеомагнитные аномалии C15–C18, а соответствующий им интервал хронов в моделях представлен как C15n – C18n.2n (14.999–40.145 млн лет).

Данные известных в литературе геомагнитных наблюдений в котловине Доу [16, 20, 33, 45 и др.] и дополняющие их результаты исследований испанских научно-исследовательских экспедиций на судне “Гесперидас” [35, 39, 40 и др.] послужили

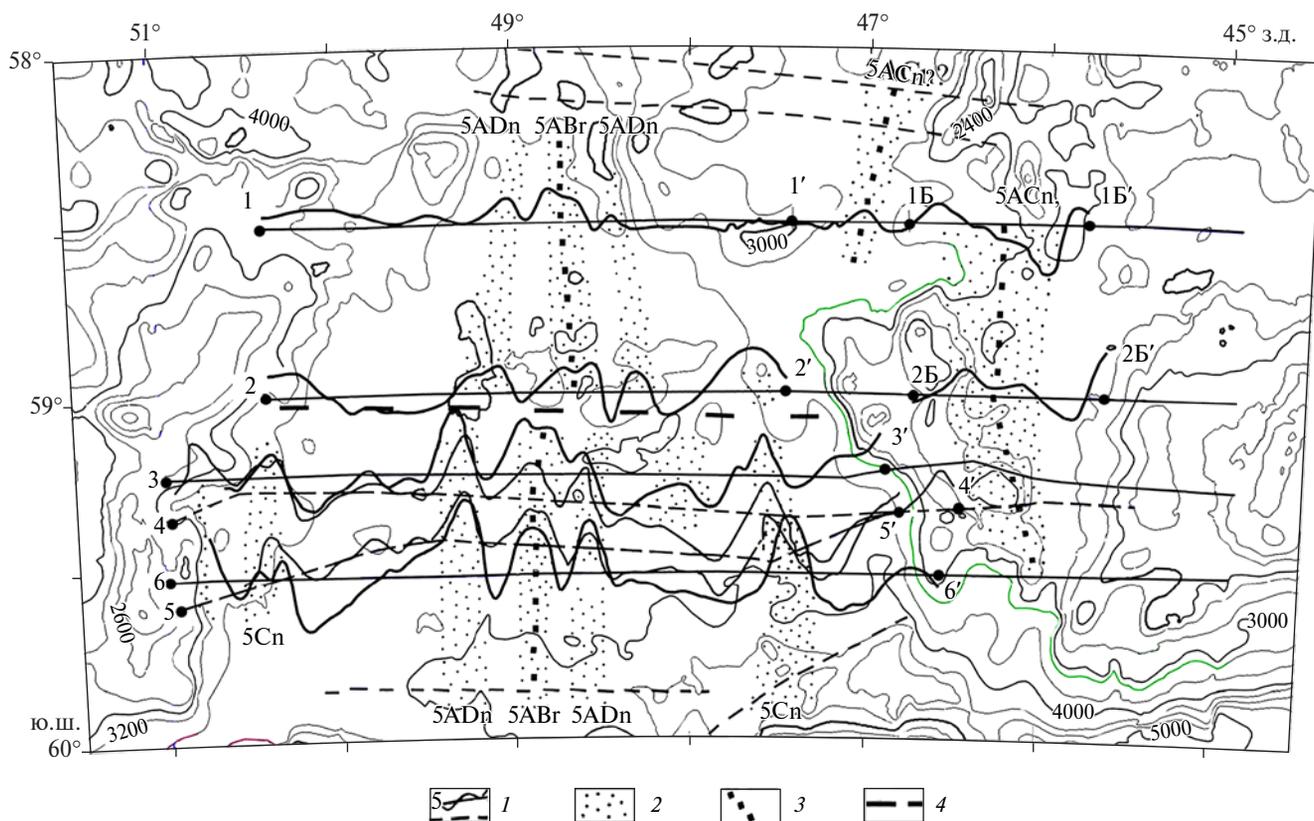


Рис. 3. Профили геомагнитных наблюдений и геохронология дна в котловине Протектор, изобаты в метрах (по данным [66] с изменениями). 1 – Графики аномального магнитного поля вдоль галсов нис. “Гесперидас” (сплошные линии) и других судов (по данным [66] – пунктир); 2 – пространственное положение хронов полярности; 3 – палеооси спрединга; 4 – трансформные разломы.

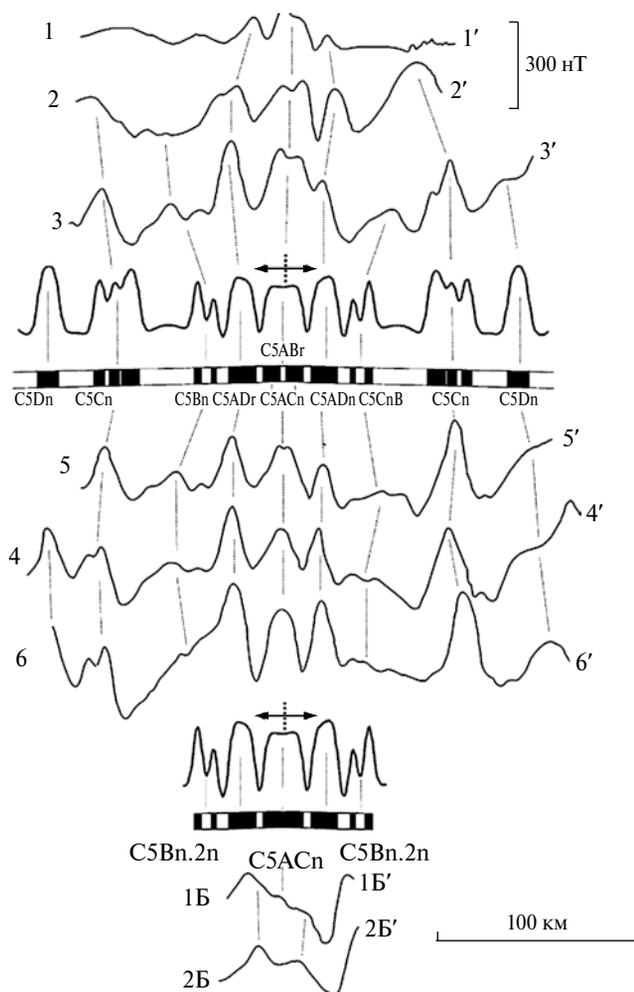


Рис. 4. Наблюдаемые [22, 33] и теоретические магнитные аномалии в модели разрастания дна в котловине Протектор. Номера профилей аномально-го магнитного поля те же, что и на рис. 2. Верхняя кромка инверсионного магнитоактивного слоя совпадает с рельефом акустического фундамента. Нижняя поверхность слоя конформна рельефу акустического фундамента при мощности самого слоя 0.5 км, а намагниченность взята равной 5А/м. Угловые параметры вектора намагниченности взяты в соответствии с параметрами поля осесимметричного земного диполя, а параметры современного магнитного поля соответствуют таковым в поле DGRF эпохи съемки. Приведены названия идентифицированных хронов полярности.

основой для составления первой карты — схемы хронологии дна котловины Доу (рис. 5).

Палеоось спрединга в западной его части соответствует хребту Доу, протягивается субмеридионально и соотносится с негативной магнитной аномалией магнитудой до 250 нТл при длине волны более 30 км. Другие магнитные аномалии коррелируются между профилями не так четко и их трассировка оставляет желать лучшего. Оценочное

моделирование линейных магнитных аномалий в рамках концепции спрединга дна (рис. 6) свидетельствует, что они, скорее всего, могут быть идентифицированы как С6А — С6С, а соответствующие им хроны определяются как С6Аг — С6Сп.2п (20.709–23.030 млн лет). Субмеридиональные палеомагнитные аномалии испытывают смещение по двум субширотным разломам, которые могут быть отнесены к трансформным. Осевой хрон С6Аг имеет обратную полярность и имеет возраст 20.709–21.083 млн лет. Полученные результаты не противоречат данным об абсолютном возрасте пород хребта Доу. Скорость разрастания дна в обе стороны от оси спрединга составляет около 5 см/год. При этом спрединг дна, в целом, близок к симметричному.

В северо-восточной части котловины материялы НИС “Гесперида” позволяют опознать несколько хронов полярности, которые в первом приближении могут быть идентифицированы как С6Сг — С8п.1п (23.295–25.264 млн лет). Ассоциирующийся с положением палеооси спрединга хрон С6Сг соответствует участку дна на глубине 3.7 км, близкому к подножью склона поднятия Брюс. Разрастание дна шло со скоростью 2.5 см/год и существенно замедлилось в своей заключительной фазе. При этом в западном направлении океаническая кора наращивалась вдвое интенсивнее, чем в восточном направлении. Выше указывалось, что анализ распределения осадков свидетельствует об их большей мощности [59] в котловине Протектор в сравнении с котловиной Доу, что позволяет сделать выбор в пользу более поздних датировок линейных магнитных аномалий для котловины Протектор.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Данные исследований испанских научно-исследовательских экспедиций на судне “Гесперида” и дополняющие их геомагнитные наблюдения, известные в литературе, послужили основой для составления новой карты — схемы хронологии дна в котловине Протектор и первой карты — схемы хронологии дна котловины Доу.

Спрединг дна в котловине Протектор шел в интервале хронов С5АВг — С5Дп (13.608–17.533 млн лет), а в котловине Доу он шел в интервале хронов С6Аг — С6Сп.2п (20.709–23.030 млн лет). Отмирание палеооси спрединга в котловине Протектор произошло во время хрона С5АВг (13.608–13.739 млн лет), в котловине Доу — во время хрона С6Аг (20.709–21.083 млн лет). Выявленные в восточной части котловины Протектор возможные палеоаномалии могут относиться к более раннему эпизоду разрастания дна в интервале

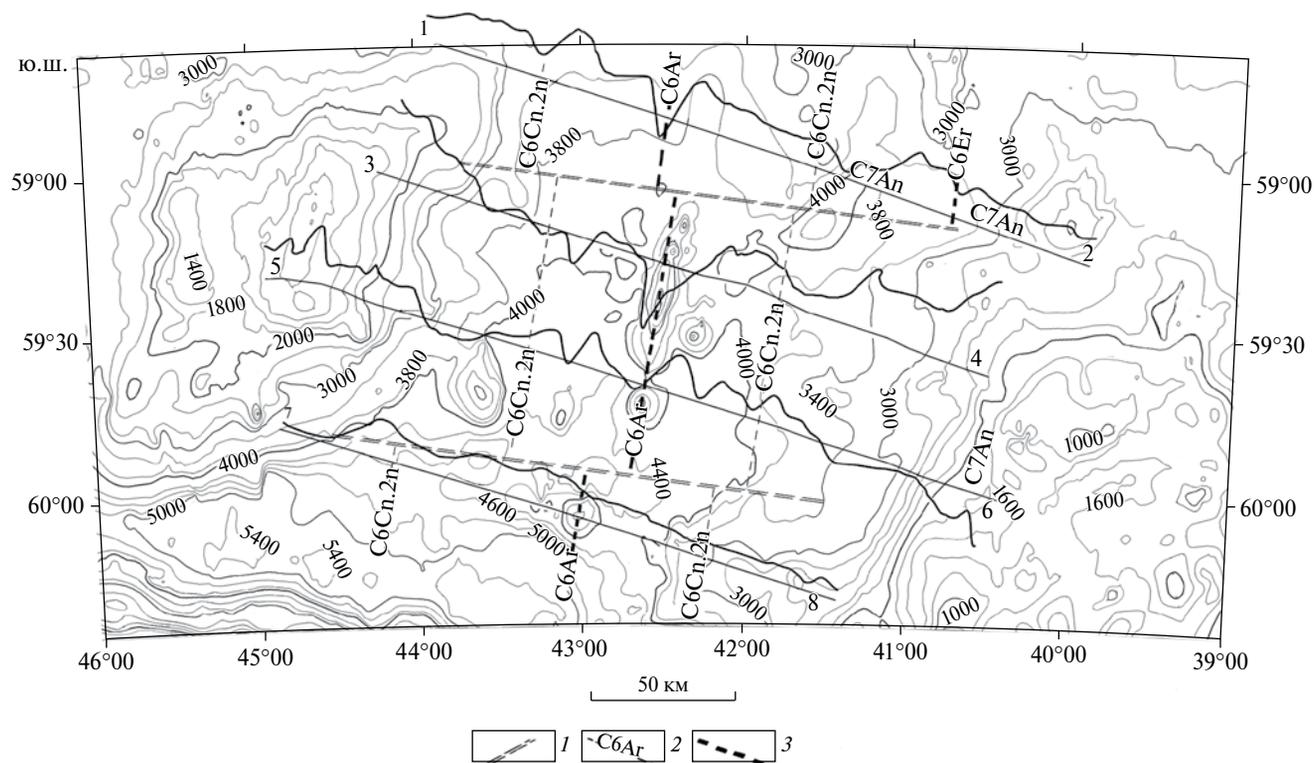


Рис. 5. Профили геомагнитных наблюдений вдоль галсов нис “Гесперидас” и геохронология дна в котловине Дюу, изобаты в метрах. 1 – трансформные разломы; 2 – пространственное положение хронов полярности; 3 – палеооси спрединга.

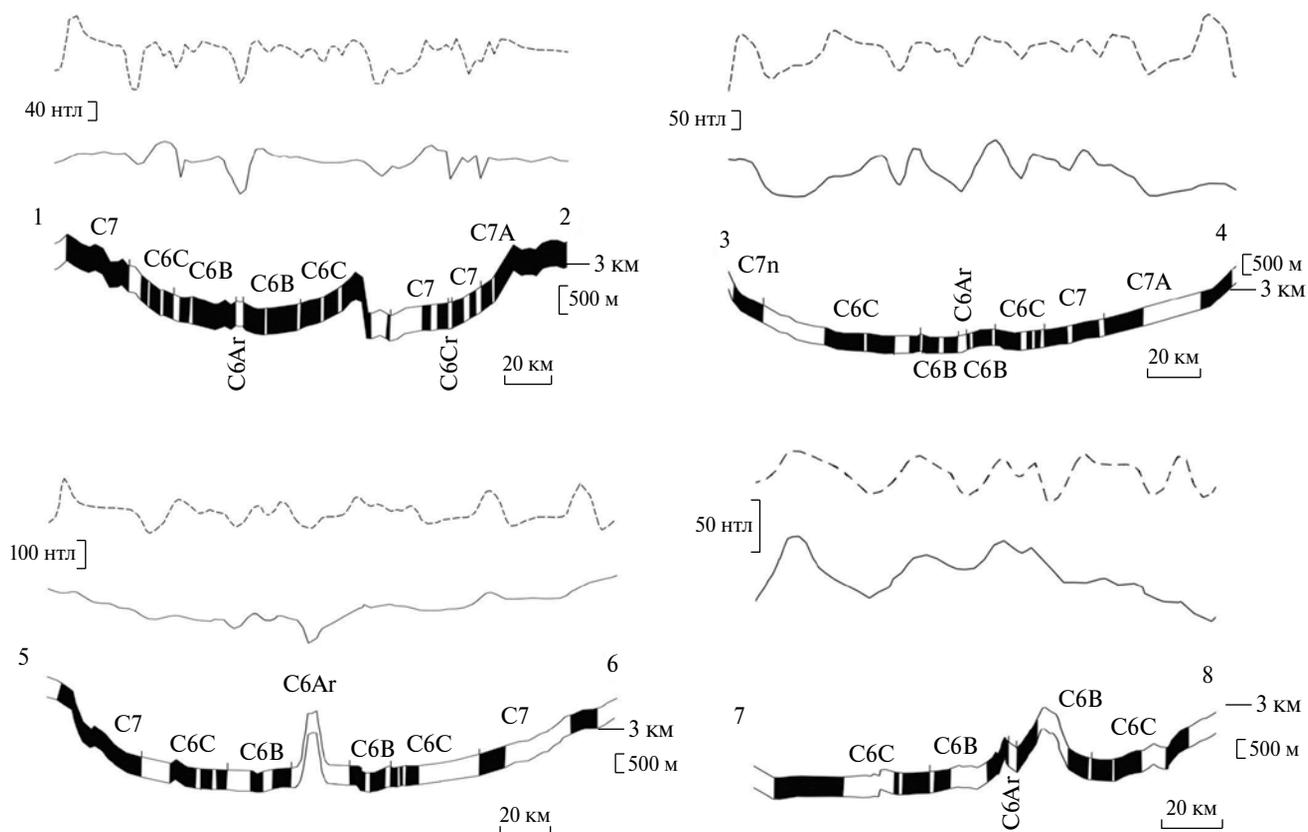


Рис. 6. Наблюдаемые (сплошная линия) [22, 33] и теоретические (пунктир) магнитные аномалии в модели разрастания дна. Номера профилей аномального магнитного поля те же, что и на рис. 5. Показаны номера хронов полярности. Остальные расчетные параметры те же, что и на рис. 4.

C5ACn – C5ADn (13.739–14.609 млн лет). Выявленные в восточной части котловины Доу возможные палеоаномалии также могут относиться к более раннему эпизоду разрастания дна в интервале C8n.1n – C6Cr (23.295–25.264 млн лет). В заключительной фазе этого раннего эпизода во время хрона C7n.1n (23.962–24.000 млн лет) произошло замедление, а потом и прекращение разрастания дна, а палеоось спрединга совершила прыжок на запад на расстояние около 200 км. В целом в более раннюю фазу разрастание дна шло примерно вдвое медленнее, чем в более позднюю.

Выше говорилось, что в работе [22] возраст дна в точке измерения теплового потока в котловине Протектор составляет 25.2 млн лет. Указанная точка измерений лежит в области хрона C5ACr (14.070–14.163 млн лет) по данным настоящей работы. В той же работе приводятся данные, что возраст дна в двух точках измерения теплового потока в котловине Доу составляет 42.2 и 43 млн лет соответственно. Указанные точки измерений лежит в области хрона C6Cn.2r (23.030–23.233 млн лет) в соответствии с настоящей работой. Тот факт, что датировки по теплому потоку в работе [22] и по магнитному полю [33, 35, 39, 40 и др.] разнятся на многие миллионы лет, указывает на необходимость дальнейшего развития методологии геохронологического анализа результатов измерений теплового потока в комплексе геолого-геофизических исследований океанской литосферы.

Таким образом, развал западного сегмента американо-антарктического континентального моста проходил посредством двухфазного откола поднятия Пири от поднятия Брюса 20.709–25.264 млн лет с формированием котловины Доу и двухфазного откола поднятия Террор от поднятия Пири 13.608–14.609 млн лет с формированием котловины Протектор. При этом начало спрединга в котловине Протектор оказалось более поздним, чем окончание его в котловине Доу. В обеих котловинах палеоось спрединга часто ассоциируется с небольшими субмеридиональными хребтами.

Часть работы, связанная с усовершенствованием методики интерпретации аномального магнитного поля в высоких магнитных широтах, выполнена по государственному заказу № 0149-2018-0015, а основная часть исследования, связанная с комплексной интерпретацией геолого-геофизических данных на банках Терор, Пири, Брюс и в котловинах Доу, Протектор, выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 17-05-00075, № 14-05-00015 и № 18-05-00049).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булычев А.А., Гилод Д.А., Куликов Е.Ю., Шрейдер А.А. Методика определения намагниченности в слое // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол. 1997. № 5. С. 59–67.
2. Живаго А.В. Морфоструктура дна юго-западной Атлантики и моря Скотия // Труды ИОАН. 1990. Т. 126. С. 137–171.
3. Удинцев Г.Б., Шенке Г.В., Шёне Т. и др. О строении дна моря Скоша, Западная Антарктика // Докл. РАН. 2000. Т. 371. № 2. С. 243–247.
4. Трухин В.И., Багин В.И., Булычёв А.А. и др. Магнетизм срединно-океанического хребта Шписс (Южная Атлантика) // Физика Земли. 2000. № 2. С. 68–82.
5. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный Мир, 2001. 606 с.
6. Шеменда А.И., Грохольский А.Л. Геодинамика Южно-Английского региона // Геотектоника. 1986. № 1. С. 84–95.
7. Шрейдер А.А. Магнетизм океанической коры и линейные палеомагнитные аномалии // Физика Земли. 1992. № 6. С. 59–70.
8. Шрейдер А.А., Булычев А.А., Галиндо-Зальдивар Х. и др. Геохронология хребта Феникс на юге Тихого океана // Океанология. 2003. Т. 43. № 2. С. 279–285.
9. Шрейдер А.А., Булычев А.А., Галиндо-Зальдивар Х. и др. Геохронология хребта Восточный Скотия (Море Скотия) // Океанология. 2003. Т. 43. № 4. С. 605–610.
10. Шрейдер А.А., Шрейдер Ал.А., Бойко А.Н. и др. Особенности кинематики срединно-океанического хребта Западный скотия // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 175–187.
11. Шрейдер А.А., Шрейдер Ал.А., Булычев А.А., Галиндо-Зальдивар Х. и др. Геохронология Америко-Антарктического хребта // Океанология. 2006. Т. 46. № 1. С. 123–132.
12. Шрейдер А.А., Шрейдер Ал.А., Кашинцев Г.Л. и др. Особенности геохронологии хребта Восточный Скотия // Океанология. 2011. Т. 51. № 6. С. 1108–1122.
13. Шрейдер Ал.А., Шрейдер А.А., Галиндо-Зальдивар Х. и др. Начальный этап спрединга срединно-океанического хребта Западный Скотия // Океанология. 2012. Т. 52. № 4. С. 576–581.
14. Barker P. A spreading center in the east Scotia sea // Earth and Planet. Sci. Lett. 1972. V. 15. P. 123–132.
15. Barker P. Tectonic framework of the east Scotia Sea. Back-arc basins: tectonic and magmatism. N-Y: Plenum Press, 1995. P. 281–314.
16. Barker P. Scotia sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and paleocirculation // Earth Science Reviews. 2001. V. 55. P. 1–39.

17. *Barker P., Barber P., King E.* An early Miocene ridge trench collision on the south Scotia ridge near 360W // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 102. P. 315–332.
18. *Barker P., Burrell J.* The opening of Drake Passage // *Marine Geol.* 1977. V. 25. P. 15–34.
19. *Barker P., Dalziel I.* Progress in geodynamics in the Scotia Arc region // *Geodynamics of the eastern Pacific region, Caribbean and Scotia Arcs, Geodynamic Series.* 1983. V. 9. P. 137–170.
20. *Barker P., Hill I.* Back-arc extension in the Scotia Sea // *Phil. Trans. Royal Soc. London. Ser. A.* 1981. V. 300. P. 249–262.
21. *Barker P.F., Dalziel I., Storey B.C.* Tectonic development of the Scotia Arc region // *The Geology of Antarctica.* Oxford Science Publications. 1991. P. 215–248.
22. *Barker P., Lawver L., Larter R.* Heat-flow determinations of basement age in small oceanic basins of the southern central Scotia Sea // *Geol. Soc. London Spec. Pub.* 2013. doi 10.1144/SP381.3, 13 p.
23. *Bohoyo F., Galindo-Zaldivar J., Hernández-Molina F., et al.* Southern Scotia Sea Gateways Evolution Since the Oligocene // *Proc. 11th Int. Symp. on Antarctic Earth Sci.* Edinburgh 2011. P. 420.
24. *Bohoyo F., Galindo-Zaldivar J., Jabaloy A. et al.* Extensional deformation and development of deep basins associated with the transcurrent fault zone of the Scotia- Antarctic plate boundary // *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 2007. V. 290. P. 203–217.
25. *Bohoyo F., Galindo-Zaldivar J., Jabaloy A. et al.* Desarrollo de cuencas extensionales profundas con la zona de falla transcurrente del limite de placas Scotia – Anarctica // *Revista de la Sociedad geologica de Espana.* 2007. V. 20. № 1–2. P. 89–103.
26. *Bohoyo F., Galindo-Zaldivar J., Larter R. et al.* The Herdman Bank: a remote key piece of the Scotia Arc evolution // *XXXI SCAR proc.* Portland USA. 2012. P. 33.
27. *Brown B., Gaina C., Muller D.* Circum Antarctic paleobathymetry: illustrated example from Cenozoic to recent times // *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleocol.* 2006. V. 231. P. 158–168.
28. *Bruguier N., Livermore R.* Enhanced magma supply at the southern East Scotia Sea Ridge: evidence for mantle flow around the subducting slab? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 191. P. 129–144.
29. *Cande S., La Breque J., Larson R. et al.* Magnetic lineations of the worlds ocean basins // *Am. Ass. Petrol. Geol. Tulsa. Okla.* 1989. 1 sheet.
30. *Cunningham W., Dalziel I., Lee T., Lawver L.* Southernmost America-Antarctic peninsula relative plate motion since 84 Ma: implications for the tectonic evolution of the Scotia arc region // *J. Geoph. Res.* 1995. V. 100. P. 8257–8266.
31. *De Wit M.* The evolution of the Scotia arc as a key to the reconstruction of southwestern Gondwanaland // *Tectonophysics.* 1977. V. 37. P. 53–81.
32. *Eagles G., Livermore R., Fairhead D., Morris P.* Tectonic evolution of the west Scotia sea // *J. Geoph. Res.* 2005. V. 110. B02401. 19 p.
33. *Eagles G., Livermor, R.A., Morris P.* Small basins in the Scotia Sea: the Eocene Drake Passage gateway // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 242. P. 343–353.
34. *Eagles G., Vaughan A.* Gondwana breakup and plate kinematics: Business as usual // *Geoph. Res. Lett.* 2009. V. 36. 4 p.
35. *Galindo-Zaldivar J., Bohoyo F., Maldonado A. et al.* Propagating rift during the opening of a small oceanic basin: The Protector Basin (Scotia Arc, Antarctica) // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 241. P. 398–412.
36. *Galindo-Zaldivar J., Bohoyo F., Maldonado A. et al.* Oceanic spreading in the southern Scotia sea: new evidences of the initial stages of opening of the Drake passage // *XXX SCAR abstracts.* St. Petersburg, 2008. P. 67.
37. *Galindo-Zaldivar J., Catalán M., Maldonado A. et al.* Evidencias de expansión oceánica en la Cuenca Central de Bransfield a partir de datos gravimétricos y magnéticos (Península Antártica) // *VIII Simp. Estud. Polares Palma de Mallorca.* 2011. P. 41.
38. *Galindo-Zaldivar J., Puga E., Bohoyo F. et al.* The Dove Basin (Antarctica): a key for the understanding the Scotia Arc development // *Conference The Scotia Arc Abstracts.* Granada. 2013. P. 49–50.
39. *Galindo-Zaldivar J., Puga E., Bohoyo F. et al.(a)* Tectonic evolution and magmatism of the Dove Basin: new insights in the South Scotia Arc // *XXXIII SCAR conf.* Auckland. 2014. P. 872.
40. *Galindo-Zaldivar J., Puga E., Bohoyo F. et al.(b)* Magmatism, structure and age o Dove Basin (Antarctica): A key to understanding South Scotia Arc development // *Glob. Planet. Change.* 2014. V. 122. P. 50–69.
41. *Geletti R., Lodolo E., Schreider A., Polonia A.* Seismic structure and tectonics of the Shackleton Fracture Zone (Drake Passage, Scotia Sea) // *Mar. Geophys. Res.* 2005. V. 26. P. 17–28.
42. *Gersonde R., Abelmann A., Burckle L. et al.* Biostratigraphic synthesis of neogene siliceous microfossils from the Antarctic Ocean, ODP LEG 113 (Weddell Sea) // *ODP Init. Rep.* 1990. V. 113. P. 113915–113936.
43. *Ghidella M., Yanez G., La Breque J.* Revised tectonic implications for the magnetic anomalies of the western Weddell Sea // *Tectonophysics.* 2002. V. 347. P. 65–86.
44. *Gradstein F., Ogg J., Schmitz M., Ogg G.* The geologic time scale 2012. Amsterdam. Elsevier, 2012. 1139 p.

45. Hill I., Barker P. Evidence for Miocene back-arc spreading in the Scotia sea // *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1980. V. 63. P. 427–440.
46. Livermore R., Cunningham A., Vanneste L., Larter R. Subduction influence on magma supply at the East Scotia Ridge // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 150. P. 261–275.
47. Livermore R., Nankivell A., Eagles G., Morris P. Paleogene opening of Drake Passage. // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 236. P. 459–470.
48. Livermore R., McAdoo D., Marks K. Scotia Sea tectonics from high-resolution satellite gravity // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 123. P. 255–268.
49. Lodolo E., Coren F., Schreider A.A., Geccone G. Geophysical evidence of a relict oceanic crust in the southwestern Scotia sea // *Marine Geophys. Res.* 1998. V. 19. P. 439–450.
50. Lodolo E., Donda F., Tassone A. Western Scotia Sea margins: Improved constraints on the opening of the Drake Passage // *J. Geoph. Res.* 2006. V. 111. B06101. 14 p.
51. Maffione M., Speranza F., Faccenna C., Rossello E. Paleomagnetic evidence for a pre-early Eocene bending of the Patagonian orocline (Tierra del Fuego, Argentina): Paleogeographic and tectonic implications // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 289. P. 273–286.
52. Maldonado A., Bohoyo F., Galindo-Zaldívar J. et al. Eocene early opening of the Drake Passage: paleoceanographic implications // 11th Inter. Symp. Antarctic Earth Sci. Edinburgh 2011. P. 154.
53. Maldonado A., Bohoyo F., Galindo-Zaldívar J. et al. Early opening of the Drake passage regional seismic stratigraphy and paleoceanographic implications // X Int. Symp. Antarctic Earth Sci. 2007. Univ. Calif., Santa Barbara. 2007. 4.P2.B – 3.
54. Maldonado A., Bohoyo F., Galindo-Zaldívar J. et al. A model of oceanic development by ridge jumping: Opening of the Scotia Sea // *Glob. Planet. Change* 2014. V. 123. P. 152–173.
55. Martínez-García P., Comas M., Soto J. et al. Strike-slip tectonics and basin inversion in the Western Mediterranean: the Post-Messinian evolution of the Alboran Sea // *Basin Res.* 2013. V. 25. P. 361–387.
56. ODP Leg 178. Antarctic glacial history and sea-level change. // *ODP Init. Rep.* 1999. V. 178. P. 1–60.
57. Pears J., Leat P., Barker P., Millar I. Geochemical tracing of Pacific to Atlantic upper mantle flow through the Drake passage // *Nature.* 2001. V. 401. P. 457–461.
58. Perez L., Maldonado A., Bohoyo F. et al. Depositional processes and growth patterns of isolated oceanic basins the Protector and Pirie basins of the southern Scotia sea (Antarctica) // *Mar. Geol.* 2014. V. 357. P. 163–181.
59. Perez L., Maldonado A., Hernandez-Molina F. et al. Tectonic and oceanographic control of sedimentary patterns in a small oceanic basin: Dove Basin (Scotia Sea, Antarctica) // *Basin Res.* 2015. V. 10. P. 1–22.
60. Puga E., Barnolas A., Bohoyo F. et al. Estudio comparativo del magmatismo de la Cuenca Dove, del Mar de Scotia, con el de las dorsales oceanicas antarticas y el de las Islas Shetland del sur // VII simposio Español de estudios polares. Granada, 2006. P. 278–280.
61. Smith W, Wessel P. Gridding with continuous curvature splines in tension // *Geophysics.* 1990. V. 55. P. 293–305.
62. Somoza L., Maldonado A., Puga E. et al. The ancestors of an eastward migrating islands arc systems in the central Scotia sea. Evidence from petrological analysis, seismic profiles and swath bathymetric maps // 11 Int. Symp. on Antarctic Earth Sci. Edinburgh. 2011. PS. 4.1.
63. Tectonic map of the Scotia Arc 1:3,000,000 // Cambridge, British Antarctic Survey 1985. 1 sheet.
64. Thomas C., Livermore R., Politz F. Motion of the Scotia sea plates // *Geoph. J. Int.* 2003. V. 155. P. 789–804.
65. Verard C., Flores K., Stampfli G. Geodynamic reconstructions of the South America–Antarctica plate system // *J. Geodynam.* 2012. V. 53. P. 43–60.
66. www.topex.ucsd.edu/html/mar_topo. 2015.

Protector and Dove Basins Sea Floor Age (Scotia Sea)

**Al. A. Schreider, A. A. Schreider, J. Galindo-Zaldívar, A. Maldonado,
A. E. Sazhneva, E. I. Evsenko**

Tectonic evolution of the transition zone from the Pacific Ocean to the Atlantic are closely linked to the destruction of the American–Antarctic continental bridge in the Scotia Sea. West bridge segment combines Terror, Piri, Bruce banks as well as the Protector and Dow basins between them. Reasonable primarily original geological and geophysical materials selection sprawl areas of the ocean floor in these basins and the correct calculation of the motion of microplates, allows for the first time on a quantitative basis to restore the main stages of the collapse of the western segment of the American–Antarctic continental bridge. Thus, the collapse of the western segment of the American–Antarctic continental bridge 18–25 my ago passed through a two-stage of Piri – Bruce separation with the formation of Dow basin as well as by two-stage of Terror–Piri separation with the formation of the Protector basin.