

Палеостроение северо-западной оконечности Антарктиды и эволюция пролива Брансфилд

© Ю. В. Козленко, М. В. Козленко, 2012

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 3 февраля 2011 г.

Представлено членом редколлегии О. М. Русаковым

З метою дослідження еволюції протоки Брансфілда на основі аналізу батиметричних і сейсмологічних даних, а також результатів методу ГСЗ і GPS-спостережень реконструйовано палеобудову північно-західної окраїни Антарктиди. Визначено межі блоків земної кори північного краю Антарктичного півострова, Південних Шетландських островів і прилеглої акваторії, відмінні за характеристиками та історією розвитку. Запропоновано схему механізму формування сучасної структури регіону. Показано, що раніше у цьому регіоні існувала єдина геоморфологічна мегаструктура. Розсування земної кори в центральній частині рифту привело до утворення пасивного рифту в західній субзападині. Отримані результати свідчать, що у формуванні Південношетландського жолоба провідну роль відіграло насунання Південношетландського блока на плиту Фенікс унаслідок спредингу в протоці Брансфілд. Тим самим спростовується концепція про виникнення цієї структури в результаті субдукції плити Фенікс під Антарктичний півострів.

In order to study evolution of the Bransfield Strait, reconstruction of paleostructure of northwestern extremity of Antarctica has been conducted on the base of analysis of batimetric and seismologic data as well as results of mapping of DSS and GPS observations. As a result of conducted studies the limits of the Earth's crust blocks of the northern extremity of the Antarctic Peninsula, the North Shetland Islands and adjacent water area, which are different by their characteristics and history of development have been found. A scheme has been proposed for the mechanism of formation of up to-date structure of the region. It has been shown that earlier in this region a single geomorphologic mega-structure existed. Expansion of the Earth's crust in the central part of the rift resulted in creation of the passive rift in the western sub-depression. The results obtained testify to the fact that the leading role in formation of the North-Shetland trough was played by the thrust of the South-Shetland block to the Phenix Plate as a result of spreading in the Bransfield Strait. In such a way the concept of arising of this structure as a result of subduction of the Plate Phenix under the Antarctic Peninsula is denied.

Введение. Северо-западная оконечность Антарктиды привлекает внимание исследователей трогом Брансфилд — узким и глубоким прогибом дна, разделяющим два континентальных блока (рис. 1). Геоморфологических структур такого типа в других местах земного шара не наблюдается. Некоторое подобие имеет только система Калифорнийских залива и полуострова. Большая часть трогом, длина которого от о-ва Лоу до о-ва Кларенс составляет примерно 440 км, является составной частью пролива Брансфилд, разделяющего Антарктический полуостров и Южно-Шетланд-

ские острова. То, что полуостров и островная гряда были когда-то единым целым, доказывает сходством петрологических характеристик горных пород по обе стороны трогом [Barker, 1970; Ashcroft, 1972; Thomson et al., 1983]. Время образования пролива Брансфилд по расчетам различных исследователей колеблется от 1,3 (голоцен) [Roach, 1978] до 30 млн лет (граница олигоцена и миоцена) [Birkenmajer, 1989]. Основной концепцией происхождения трогом является его образование в результате задугового спрединга вследствие пододвигания плиты Фенікс под Антарктический полу-

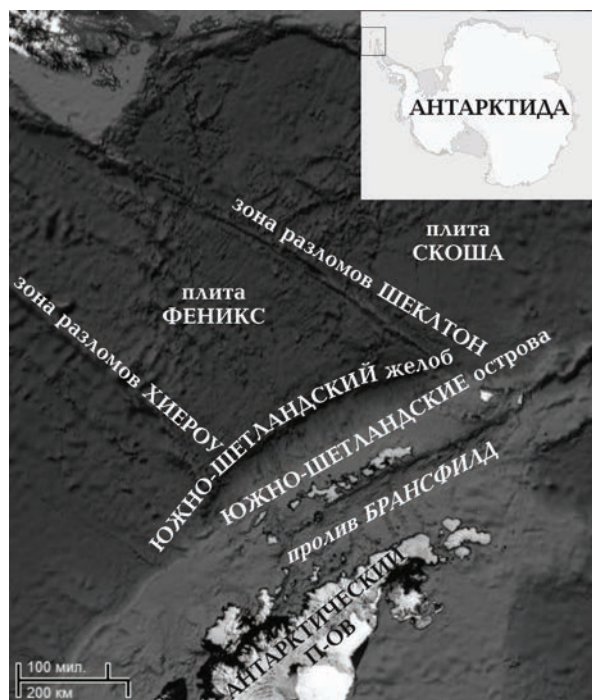


Рис. 1. Обзорная карта района исследований.

остров [Barker, 1982; Garret, Storey, 1987; Macdonaldo et al., 1994; Lawver et al., 1995]. Однако, как было показано [González-Casado et al., 2000; Удинцев, Шенке, 2004; Козленко, Козленко, 2011], генезис этой структуры может быть связан с процессом инициального рифтинга при отсутствии субдукции. Так или иначе, подъем мантийного вещества вызвал раскол земной коры и раздвижение блоков в направлении северо-запад — юго-восток, о чем свидетельствует поле напряжений, определенное по сейсмологическим данным [Pelayo, Wiens, 1989]. Исходя из предположения, что трог Брансфилд образовался в результате расширения при рифтогенезе, на основе анализа геоморфологии, сейсмичности и данных ГСЗ в настоящей статье была проведена реконструкция палеостроения северной оконечности Антарктического полуострова.

Первоначальная реконструкция. Первым шагом для решения поставленной задачи было совмещение бровок шельфов как границ материковых окраин Антарктического полуострова и Южно-Шетландских островов вдоль оси рифта Брансфилд. Линию раскола в морфологии дна однозначно определить достаточно сложно, поскольку ложе трога представляет собой чередование поднятий и впадин (см. рис. 1). Можно отметить, что в рабо-

те [Lawver et al., 1995] выделяются четыре вулканические линии, параллельные простиранию пролива. Для определения положения оси рифта была использована новая карта батиметрии пролива Брансфилд (рис. 2), построенная авторами на основании международных данных [Cunningham et al., 1995], а также результатов промеров дна, выполненных сотрудниками Института геофизики НАН Украины в украинских антарктических экспедициях. Исходя из анализа особенностей геоморфологии, целесообразно проводить ось раскола по линии, проходящей через наиболее крупные подводные возвышенности, которые, согласно [Janik, 1997], являются видимой частью большого подводного хребта. Согласно имеющимся данным, эти поднятия представляют собой вулканы, по составу слагающих материалов близкие к базальтам срединно-океанического хребта [Lawver et al., 1995]. Ломаная, соединяющая данные повышения дна, и шовная линия единой структуры, полученной при сближении шельфов противоположных берегов пролива [Козленко, Козленко, 2012, рис. 4], имеют практически одинаковую конфигурацию. Таким образом, цепочку возвышенностей в осевой части трога можно считать срединным хребтом, который определяет местоположение линии раскола палеоструктуры Антарктического полуострова в процессе рифтогенеза.

Вдоль этой линии было проведено совмещение противоположных бортов трога (рис. 3). От о-ва Ливингстон до о-ва Кинг Джордж бровки шельфов Южно-Шетландской гряды и п-ова Тринити поднятия и понижения дна, расположенные по обе стороны оси трога, достаточно хорошо совмещаются.

Юго-западнее о-ва Ливингстон структуры противоположных бортов пролива накладываются друг на друга. Остров Десепшен оказывается практически за линией раскола, скала Парус попадает на шельф о-ва Зигзаг, шельфы о-вов Лоу и Тринити перекрываются, а скалы Остин оказывается западнее о-ва Лоу. Таким наложением для скалы Парус можно было бы пренебречь — поскольку она находится в зоне активной вулканической деятельности о-ва Десепшен, то, вероятно, является современным образованием. Однако перекрытие шельфов о-ва Лоу и скал Остин нельзя оставить без внимания, поскольку эти образования имеют значительный возраст: на о-ве

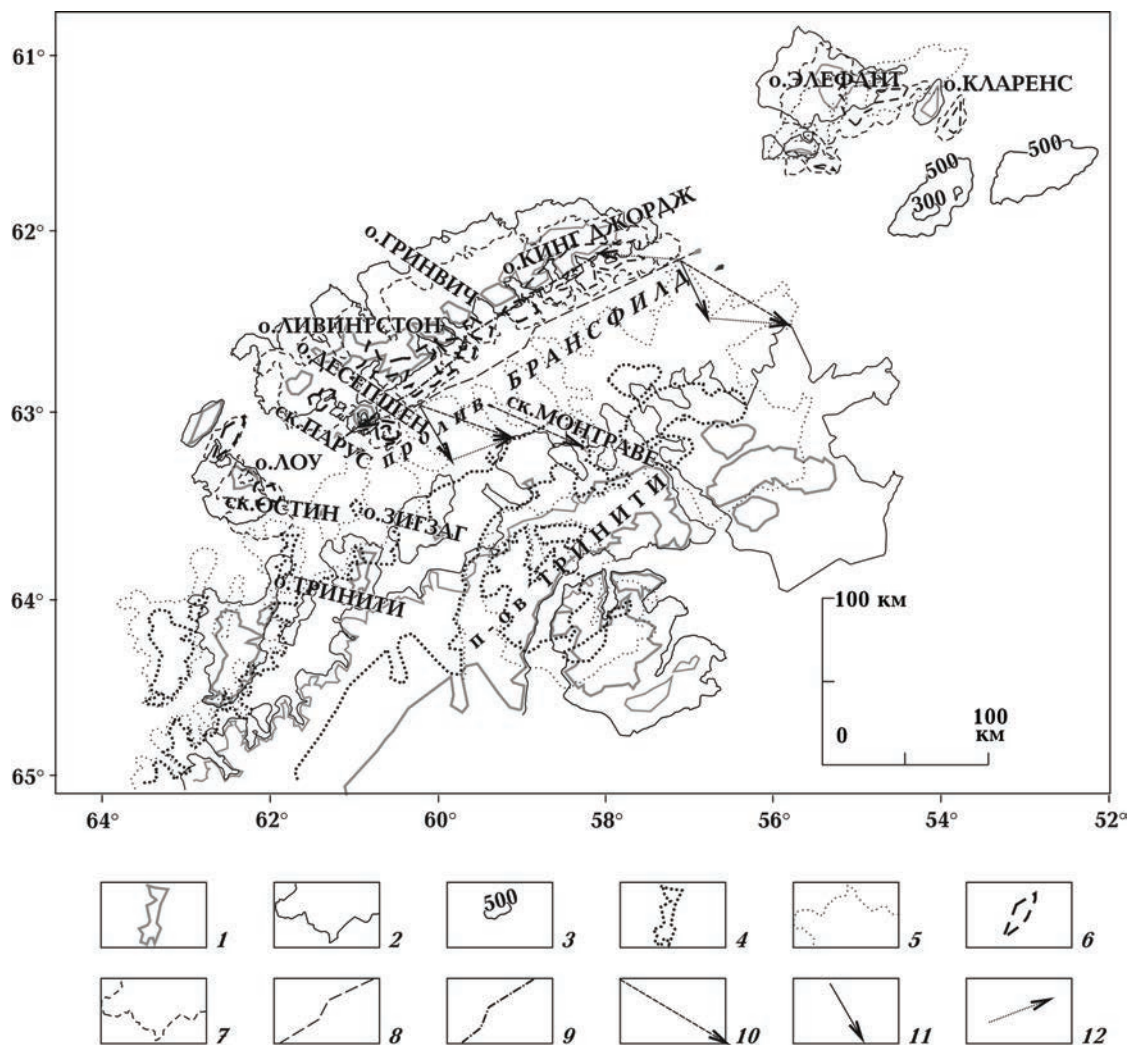


Рис. 3. Первоначальная реконструкция палеостроения трого Брансфилд: 1 — береговая линия современная; 2 — бровка шельфа современная; 3 — изобаты дна современные с оцифровкой, м; 4 — береговая линия юго-восточного борта перемещенная; 5 — бровка шельфа юго-восточного борта перемещенная; 6 — береговая линия северо-западного борта перемещенная; 7 — бровка шельфа северо-западного борта перемещенная; 8 — ось спрединга; 9 — линия предрифтового раскола; 10 — векторы общего перемещения S_o отдельных точек в ходе эволюции; 11 — векторы рифтинга $S_{ри}$; 12 — векторы ротационного движения $S_{ро}$.

нем строения центральной, западной и восточной частей изучаемого района. Исходя из этого, можно сделать вывод, что эти три блока являются отдельными структурами с самостоятельной историей развития.

Морфоструктурное районирование.

С целью определения положения границ между западным, центральным и восточным блоками был проведен анализ распределения геоморфологических элементов изучаемого региона (см. рис. 2). Тектонический каркас, на наш взгляд, наиболее четко проявляется в понижениях рельефа дна, поэтому они были использованы для морфоструктурного райониро-

вания. По характеру распределения осей прогибов акватория разделяется на четыре блока. В целом выделенные блоки соответствуют традиционному делению бассейна Брансфилд на субкотловины [Szeliga, Rakusa-Suszczewski, 1994; Gracia et al., 1996].

Морфоструктуры рельефа в западной части района исследований имеют ярко выраженные отличия в значительном диапазоне азимутов осей прогибов: кроме направления северо-запад—юго-восток широко представлены меридиональное, широтное и диагональное юго-западное—северо-восточное (см. рис. 4, а); очертания поднятий дна в основном не

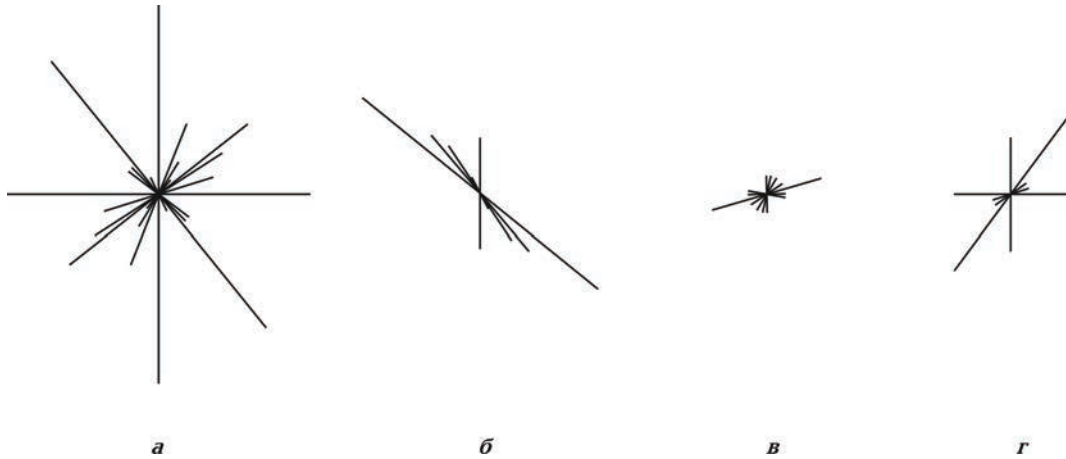


Рис. 4. Диаграммы азимутов осей прогибов дна. Длина линий пропорциональна количеству элементов данной ориентировки: *а* — западный блок, *б* — центральный блок, *в* — блок Бриджмен — Гиббс, *г* — блок Элефант — Кларенс.

линейные, а субизометричные. Большинство из отрицательных структур имеют незначительную ширину. Исключение составляют прогибы от скал Парус до о-ва Хосисон и в проливе Бойд. Исходя из распределения направлений осей прогибов, а также характера совмещения бровок шельфа (см. рис. 3), было определено, что граница между центральным и западным блоками соединяет юго-западный край шельфа о-ва Астролябия и северо-восточную бровку шельфа о-ва Десепшен. Продолжение этой линии к северо-западу отделяет о-в Ливингстон от о-ва Сноу. Характерной особенностью западного блока являются подводные плато в гиабиссальной области пролива Брансфилд. Севернее трога на глубинах 300—700 м расположена полого наклоненная равнина, осложненная по внешнему краю небольшими поднятиями. Южнее находится замкнутая куполообразная структура, оконтуренная изобатой 600 м. Предлагается называть их плато Парус и Остин соответственно по расположенным в их пределах одноименным скалам.

Центральный блок, лежащий между о-вами Десепшен и Бриджмен, является самым крупным. В нем доминирующим элементом является протяженный широкий трог азимута 65° . Примыкающие к проливу морфоструктуры Антарктического полуострова и Южно-Шетландской гряды вытянуты преимущественно с северо-запада на юго-восток с преобладающим азимутом простирания 309° (рис. 4, б).

В восточной субкотловине характеристика рельефа дна резко изменяется — трог стано-

вится значительно уже и глубже. Если в центральной части его глубина не превышает 2 км, то в восточной достигает трех и более км. Еще одно отличие заключается в существовании в пределах основного понижения дна множества разнонаправленных структур меньшего порядка. По ориентировке осей прогибов восточный блок можно разделить на две части, граница между которыми проходит по диагонали СЗ—ЮВ и отделяет о-в Гиббс от о-вов Элефант и Кларенс. Распределение осей показано на рис. 4, в, г. Для блока Бриджмен — Гиббс характерны оси направленностью юго-запад—северо-восток в диапазоне от 0 до 90° с преобладанием азимута 74° . В блоке Элефант — Кларенс больше представлены меридиональная и широтная составляющие, а доминирующим является направление 37° . Следует отметить, что сейсмическими исследованиями между о-вами Гиббс и Элефант обнаружено резкое изменение волновой структуры земной коры [Ashcroft, 1972], что подтверждает деление восточной части трога на два блока.

Анализ сейсмологических данных. Еще одним критерием районирования может служить построенная авторами схема распределения эпицентров землетрясений (рис. 5), зафиксированных в данном регионе в период с 19.04.1964 по 25.05.2009 г. [Incorporated ...], с добавлением региональных сейсмологических исследований [Lee et al., 2000; Robertson Maurice et al., 2003; Dziak et al., 2007]. По характеристике очагов выделяются шесть блоков. Первый, в котором расположена область ар-

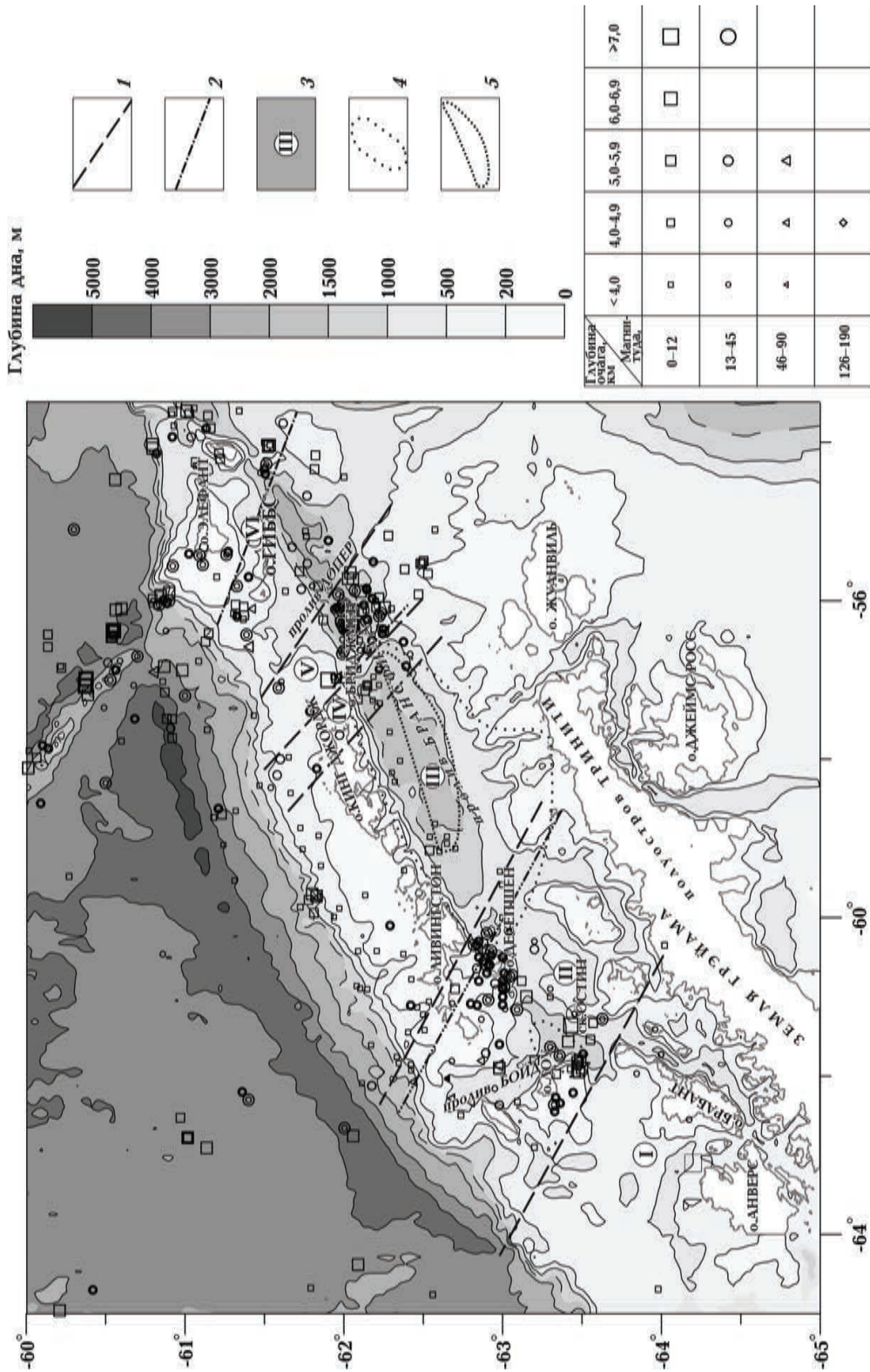


Рис. 5. Схема расположения эпицентров землетрясений на батиметрической основе: 1 — границы блоков по сейсмологическим данным; 2 — границы блоков по осям прогибов дна (рис. 4); 3 — номера блоков; 4 — зоны распространения высокоскоростного тела по данным ГСЗ [Janik, 1997]; 5 — область максимального подъема поверхности высокоскоростного тела. Характеристики землетрясений представлены в таблице.

хипелага Палмер (о-ва Анверс, Брабант и др.), отличается достаточно спокойной тектонической обстановкой. Второй блок включает в себя западную часть пролива Брансфилд. Здесь зафиксирована высокая сейсмическая активность в широком диапазоне глубин и магнитуд. Мелкофокусные землетрясения расположены в основном между о-вом Лоу и скалами Остин. Землетрясения, гипоцентры которых лежат на глубинах 13—45 км, сосредоточены преимущественно вокруг о-ва Десепшен, а также отмечены на мелководье о-ва Лоу. Этот блок является районом наиболее широкого развития в изучаемом регионе глубинных (46—90 км) проявлений сейсмической активности — здесь находится две трети землетрясений данной локализации. Эпицентры этих событий приурочены, главным образом, к континентальному склону по обе стороны пролива Бойд. Для второго блока характерна высокая повторяемость сейсмической деятельности — в некоторых точках зафиксировано три и более проявлений активности. Третий блок — центральная часть пролива Брансфилд — практически асейсмичен. Здесь зафиксированы только мелкофокусные землетрясения с магнитудой менее 4, приуроченные в основном к северо-западному внешнему шельфу Южно-Шетландских островов и к срединному хребту трюга Брансфилд, где они связаны с приповерхностной вулканической активностью [Dziak et al., 2007]. В четвертом блоке, расположенном на северо-восточном краю пролива Брансфилд, к мелкофокусным добавляются сейсмические события с глубиной гипоцентра 13—45 км. Наибольшая концентрация очагов землетрясений наблюдается в пятом блоке, к востоку от о-ва Бриджмен. Восточная часть пролива Лопер и группа о-вов Элефант входят в состав шестого блока. Для него характерен наиболее широкий спектр залегания очагов сейсмических событий — от мелкофокусных до единственного отмеченного в данном регионе очага, гипоцентр которого расположен на глубине порядка 167 м.

Сопоставление границ участков, выделенных по геоморфологическим (оси понижения дна на рис. 2) и сейсмологическим (расположение очагов землетрясений на рис. 5) признакам, показало некоторое несовпадение районирования по данным параметрам. В частности, стык блоков в районе о-ва Ливингстон на рис. 5 оказался примерно на 13 км восточнее, чем на рис. 2. Это может быть связано с

современной деятельностью подводящего аппарата вулкана Десепшен, которая продуцирует землетрясения в достаточно обширном ареале, затрагивая и соседний структурный блок. Учитывая, что по данным сейсмического моделирования [Janik, 1997] предел распространения высокоскоростного тела в проливе Брансфилд в западном направлении оказывается ближе к линии, определенной по рельефу дна, последняя была принята за границу между западным и центральным блоками. В восточной части исследуемого региона границы блоков, выделенные по различным признакам, также не совпадают (см. рис. 5). Положение раздела между центральным и восточными блоками, установленного по характеру распределения осей прогибов дна, и граница сейсмологических блоков IV и V различаются менее, чем на 4 км. Для последующей реконструкции использовалась граница, выделенная по геоморфологии, поскольку данная линия ограничивает распространение в восточном направлении высокоскоростного тела, выявленного по результатам глубинного сейсмического зондирования [Janik, 1997]. Кроме того, положение этой границы совпадает с разломом, выделенным в работе [Lee et al., 2000]. Из рис. 5 видно, что раздел, проведенный по сейсмологическим данным по центру пролива Лопер между блоками V и VI, прослеживается также и по морфологическим признакам. В то же время линия, разграничивающая блоки Гиббс и Элефант, не находит отражения в распределении сейсмической активности.

Схема механизма формирования современной структуры северо-западной оконечности Антарктиды. Для проведения реконструкции палеостроения северной части Антарктического полуострова прежде всего необходимо выявить механизм процессов, протекавших в данном регионе. Наиболее вероятной причиной возникновения пролива Брансфилд считается процесс рифтообразования, в результате которого Южно-Шетландская гряда отделилась от п-ва Тринити.

В центральной части трюга Брансфилд линией раскола земной коры можно считать срединный хребет. Раскрытие рифта происходило веерообразно — о-ва Астролябия и Ливингстон отдалились друг от друга примерно на 17 км меньше, чем Кинг Джордж и Дюрвиль. Это является следствием того, что исследуемый район, вместе со всей Антарктикой, вовлечен в ротационное движение, направлен-

ное по часовой стрелке. Данное вращение установлено по результатам GPS-наблюдений [Dietrich et al., 2004; Третьяк, Голубинка, 2006] и палеомагнитных исследований [Poblete, Argiada, 2008].

Западная часть пролива Брансфилд также имеет рифтовое происхождение. Основанием для этого вывода служит то, что к юго-востоку от о-ва Лоу на глубине порядка 10 км сейсмическими наблюдениями выявлено высокоскоростное тело [Janik, 1997], аналогичное обнаруженному в пределах рифта центрального блока. Однако трог в западной части пролива Брансфилд отличается от центрального меньшей шириной, отсутствием срединного хребта и нелинейной конфигурацией (см. рис. 2). Перпендикулярно общему простиранию западного трога выделяется структура пролива Бойд, строение дна которого имеет свойственные для океанических рифтов черты — центральное поднятие, окаймленное с двух сторон понижениями. Однако таким структурам присущи в основном мелкофокусные очаги, расположенные вдоль оси [Международный ..., 1989—1990]. В районе пролива Бойд тектонические подвижки сосредоточены по краям и происходят не только в коре, но и в мантии до глубины 84 км. Такая двойственность характеристик не позволяет достоверно классифицировать данную структуру, а следовательно, определить механизм происходящих здесь процессов и оценить их влияние на ход развития района исследований. Несмотря на более сложное строение западной субкотловины, при проведении реконструкции в качестве рабочей гипотезы можно принять, что здесь действовал сходный с центральным блоком механизм эволюции.

Историю формирования структуры земной коры восточной субкотловины на основании имеющихся геолого-геофизических данных определить сложно. Выявленные GPS-наблюдения направления современного движения станции Грейт Уол на о-ве Кинг Джордж и о-ва Гиббс имеют одинаковый азимут [Dietrich et al., 2001], что может свидетельствовать об идентичности эволюции центральной и восточной групп Южно-Шетландских островов. Однако определить ход развития этого участка не представляется возможным из-за отсутствия четко выраженной континентальной структуры вдоль южного борта трога, поэтому невозможно однозначно рассчитать направление и величину перемещения о-ва Элефант и окружающих его островов. К тому же в отли-

чие от пролива Брансфилд, где северный борт значительно уже и круче южного, восточный трог имеет симметричное строение (см. рис. 2), что, скорее всего, указывает на иное распределение структурообразующих сил. Из-за невозможности установить характер протекающих процессов блок восточнее о-ва Бриджмен не включен в проводимую реконструкцию.

Предлагаемая схема механизма образования пролива Брансфилд представлена на рис. 6. Проведенные исследования позволяют выделить в данном районе четыре разнонаправленные движущие силы. Вертикальная составляющая 1 является следствием подъема астенолита в осевой части трога. Внедрение мантийного вещества в кору привело к возникновению силы 2, которая инициировала раз-

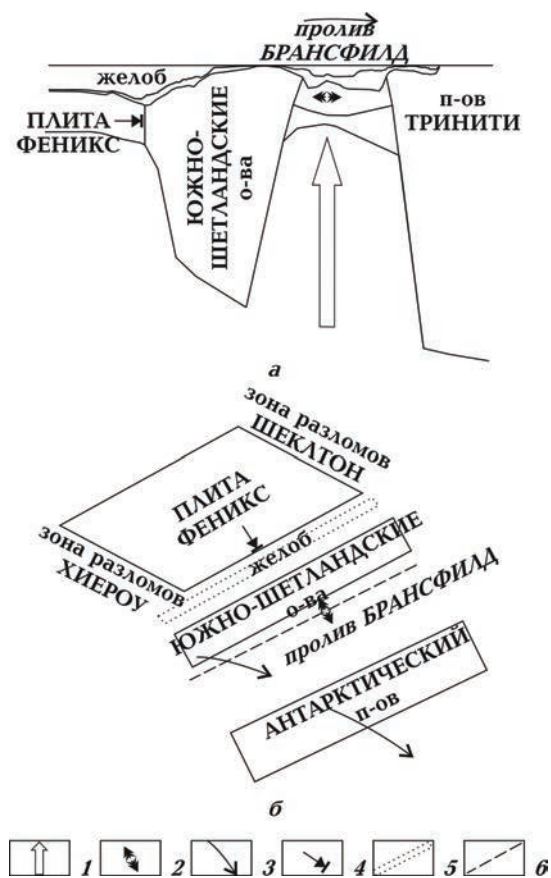


Рис. 6. Схема механизма формирования современной структуры северо-западной оконечности Антарктиды: а — в разрезе по [Козленко, Козленко, 2011] с упрощениями; б — в плане (1 — подъем мантийного астенолита; 2 — рифтовое раздвижение пролива; 3 — ротационное движение Антарктической плиты; 4 — действие плиты Феникс; 5 — Южно-Шетландский желоб; 6 — срединный хребет).

движение блоков кристаллического фундамента в противоположные стороны, перпендикулярно к образуемому срединному хребту. В то же время на всю систему действует ротационное движение Антарктической плиты (3), поэтому тренд движения островов относительно материка не совпадает с перпендикуляром к линии рифтообразования. Для южного борта пролива силы 2 и 3 ориентированы в целом в одном направлении, и поэтому вызванное ими смещение блока оказывается более значительным, чем для северного борта, где эти силы разнонаправлены. Это находит отражение в резкой асимметрии ложа трога в центральной части пролива среднее расстояние от оси рифта до бровки шельфа составляет для п-ва Тринити 53 км, тогда как для Южно-Шетландских островов — 16 км. Воздействие силы 3 обуславливает небольшой разворот как Антарктического полуострова, так и гряды относительно срединного хребта. Еще одним фактором, влияющим на эволюцию данного региона, является движение плиты Феникс (4) в юго-восточном направлении. Давление этой плиты на Южно-Шетландскую гряду противодействует отодвиганию северного борта рифта, что может быть еще одной причиной асимметрии трога.

Определение параметров перемещения блоков. Поскольку процесс рифтогенеза в проливе Брансфилд происходил на фоне общего вращения Антарктической плиты по часовой стрелке [Dietrich et al., 2001], общее перемещение любой точки в процессе эволюции S_o определяется двумя факторами — рифтингом $S_{ри}$ и ротационным движением Антарктиды $S_{ро}$. Отсюда определить палеоположение северной оконечности Антарктического полуострова до возникновения пролива Брансфилд можно, вычислив ротационное движение. Величина S_o измеряется на рис. 3, смещение при раскрытии рифта определяется как:

$$S_{ри} = V_{ри} T,$$

где $V_{ри}$ — скорость раскрытия рифта, T — время действия процесса.

Скорость раскрытия рифта неизвестна, но ее можно рассчитать, исходя из измеренной скорости смещения Южно-Шетландских островов относительно п-ва Тринити по данным GPS-наблюдений. Учитывая, что раскрытие рифта происходит в обе стороны от линии раскола, измеренная относительная скорость (V_{GPS}) складывается из двух составляющих — скоростей северо-западного ($V_{CЗ}$) и юго-восточно-

го ($V_{ЮВ}$) бортов:

$$V_{GPS} = V_{CЗ} + V_{ЮВ}.$$

Для юго-восточного борта спрединг и вращательное движение Антарктиды совпадают по направлению, а для северо-западного — ориентированы навстречу друг другу. Поэтому

$$V_{ЮВ} = V_{ри} + V_{ро}, \quad (1)$$

$$V_{CЗ} = V_{ри} - V_{ро}, \quad (2)$$

где $V_{ро}$ — ротационная скорость.

Таким образом,

$$V_{GPS} = V_{ри} + V_{ро} + V_{ри} - V_{ро} = 2 V_{ри},$$

т. е.

$$V_{ри} = V_{GPS} / 2. \quad (3)$$

Рассчитать скорость ротационного движения можно, решив систему уравнений:

$$\begin{cases} S_{CЗ} = V_{CЗ} T, \\ S_{ЮВ} = V_{ЮВ} T, \end{cases} \quad (4)$$

где $S_{CЗ}$ и $S_{ЮВ}$ — величина перемещений северо-западного и юго-восточного бортов трога, $V_{CЗ}$ и $V_{ЮВ}$ — скорости движения соответствующих блоков.

Решая (4) подстановкой формул (1), (2) и (3), получим

$$V_{ро} = \frac{S_{ЮВ} - S_{CЗ}}{2T}. \quad (5)$$

Определить время теперь можно из:

$$T = S_{CЗ} / V_{CЗ},$$

или

$$T = S_{ЮВ} / V_{ЮВ}.$$

Используя (1)—(3) и (5), получаем в обоих случаях одинаковый результат:

$$T = \frac{S_{ЮВ} + S_{CЗ}}{V_{GPS}}. \quad (6)$$

Таким образом, рифтовое перемещение составит

$$S_{ри} = \frac{S_{ЮВ} + S_{CЗ}}{2}. \quad (7)$$

Наиболее предпочтительным для расчетов представляются параметры смещения, определенные по данным GPS-наблюдений для станции Капитан Артуро Прат (о-в Гвинвич), поскольку, во-первых, данная станция находится практически посередине Южно-Шетландской гряды (для краев векторы будут разными из-

за ротационного движения), во-вторых, азимут ее перемещения относительно материка совпадает с направлением сближения бортов пролива [Козленко, Козленко, 2012, рис. 3], в-третьих, значение скорости 2,7 мм/год близко к среднеарифметическому (2,78 мм/год) для всех станций Южно-Шетландских островов [Dietrich et al., 2001].

Общее смещение северо-западного борта для ст. Капитан Артуро Прат составляет 16,6 км, юго-восточного у скал Монтраве — 60,0 км. Согласно формуле (7), величина вектора рифтового перемещения равняется 38,3 км. Направление вектора перпендикулярно простиранию срединного хребта. Подставив вектор $S_{ри}$ на северо-восточный и юго-западный края оси спрединга центральной части трога Брансфилд и проведя из этих точек линии $S_{о}$, получим векторы ротационного движения $S_{ро}$ для краев системы (см. рис. 3). Сместив ось рифтогенеза в соответствии с данными векторами, получим первоначальное положение линии раскола. Разница в азимутах первоначальной и современной осей составила $6,5^\circ$, что совпадает с величиной разворота гряды Южно-Шетландских островов относительно Антарктического полуострова [Козленко, Козленко, 2012].

Скорость ротационного движения, исходя из (5), с учетом (6) будет

$$V_{ро} = \frac{V_{GPS}}{2} \frac{S_{ЮВ} - S_{СЗ}}{S_{ЮВ} + S_{СЗ}}.$$

Подставив в формулу измеренные значения, получим для ст. Капитан Артуро Прат значение скорости ротационного движения 0,76 мм/год. Полученное значение согласуется с значениями скоростей $V = 0,6—1,3$ мм/год, определенными в работе [Taylor et al., 2008].

Время начала рифтообразования, вычисленное по формуле (6), составило 28,4 млн лет. Это значение укладывается в интервал 26—37 млн лет, определенный для начала рифтогенеза по данным GPS-наблюдений в работе [Козленко, Козленко, 2012].

Уточненная реконструкция. Анализ морфоструктур рельефа, распространения землетрясений (см. рис. 2 и 5) и данных ГСЗ позволил подразделить район северной оконечности Антарктического полуострова на три крупных блока — блок Палмер (БП), Западно-Брансфилдский блок (ЗБ) и Центрально-Брансфилдский блок (ЦБ) (рис. 7, а). Граница раздела БП и ЗБ (1 на рис. 7) определяется положением западной оконечности трога Брансфилд и от-

деляет о-ва Лоу и Тринити от о-вов Хосисон и Христиания. Продолжение этой линии пересекает Землю Грейама и разделяет п-ва Лонджинг и Собрал. Подтверждением правильности проведения данной границы может служить то, что она является западным ограничением глубоководного Южно-Шетландского желоба. Кроме того, о наличии к западу от о-ва Лоу глубинного разлома свидетельствуют данные ГСЗ [Sroda et al., 1997]. Граница между ЗБ и ЦБ (2 на рис. 7) проходит по линии о-вов Рагид — Астролябия и через материковую часть выходит западнее о-ва Игл на изгиб изобаты 200 м, перпендикулярный береговой линии. Далее на юго-восток она, возможно, продолжается за о-в Вега. Блоки стыкуются между собой по пологим дугам, что обусловлено фактором ротационного движения Антарктической плиты.

В результате использования предлагаемых схем блокового деления, механизма развития района исследований и расчетов векторов ротационного движения была проведена реконструкция палеостроения северо-западной оконечности Антарктиды (см. рис. 7). На рис. 7, а представлено современное положение основных структур изучаемого региона. При проведении реконструкции северные и южные части центрального и западного блоков были придвинуты друг к другу до смыкания бортов трога. Вся система, включая блок Палмер, была повернута обратно направлению ротационного движения Антарктической плиты до совпадения оси спрединга с определенной линией предрифтового раскола, представленной на рис. 3.

В результате проведенной реконструкции образовалась структура, объединяющая Южно-Шетландскую гряду и северную часть Антарктического полуострова. Остров Сноу приблизился к о-ву Рагид и северо-западной оконечности о-ва Ливингстон. Таким образом, выходы пород нижнеюрско-раннемелового возраста формации Байрс, обнаруженные при геологических исследованиях на этих трех островах [Smellie et al., 1984], оказались лежащими на одной линии. Плато Остин и Парус слились в одно, занимая практически весь центр западного блока. Не исключено, что данный участок первоначально находился выше уровня моря и опустился в процессе эволюции. Исходя из достаточно большого перепада глубин в пределах плато Остин (± 200 м), можно предположить, что погружение произошло достаточно быстро и сравнительно недавно — поверхность не пенепленезирована в результа-

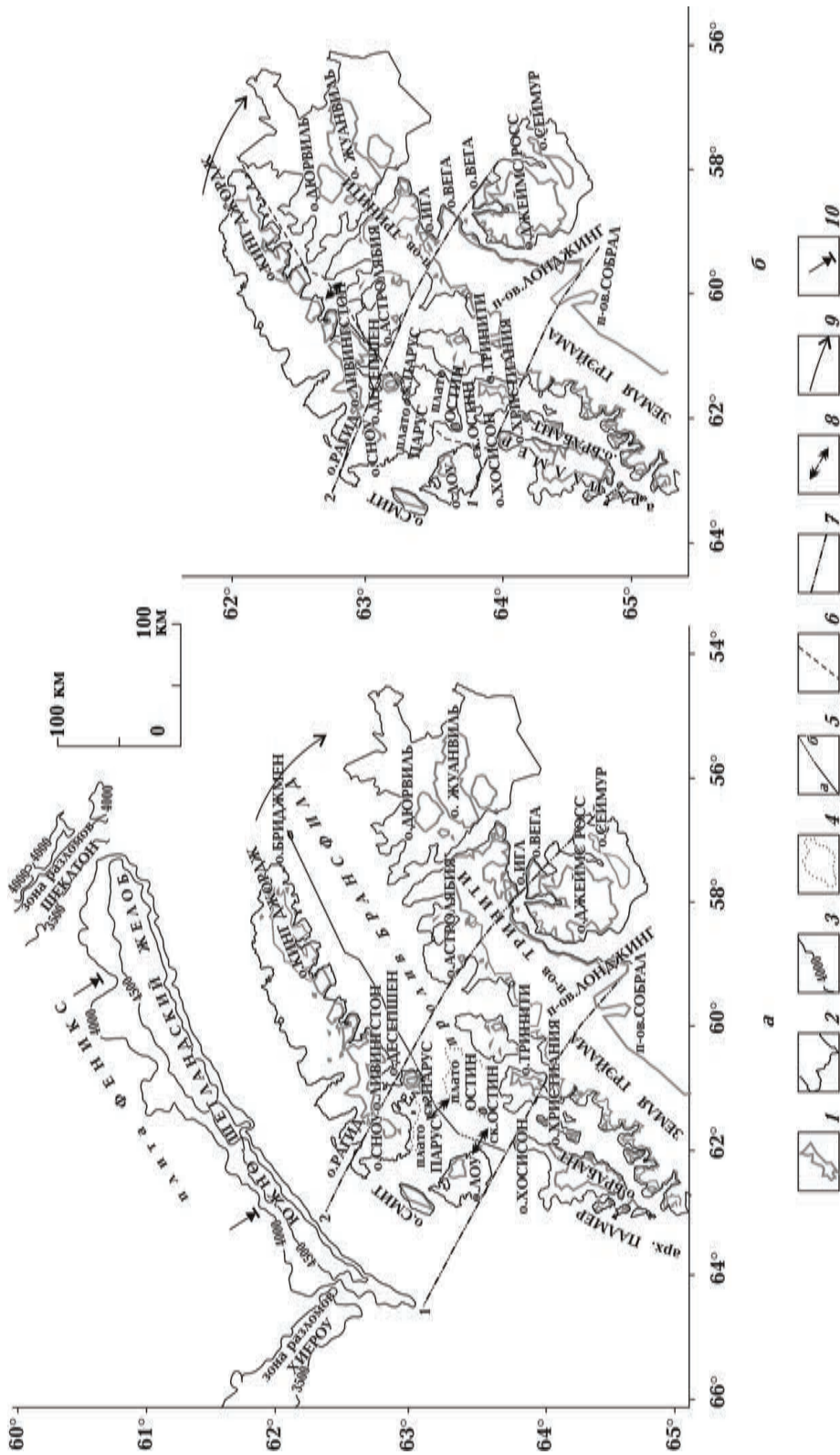


Рис. 7. Реконструкция палеостроения северо-западной оконечности Антарктиды: *a* — современное положение; *б* — первоначальное строение (1 — береговая линия; 2 — бровка шельфа; 3 — изобата дна с оцифровкой, м; 4 — границы подводных плато; 5 — ось спрединга (*a* — выделенная по карте батиметрии (рис. 2), *б* — предполагаемая); 6 — линия предрифтового раскола; 7 — границы блоков; 8 — рифтовое раздвижение пролива; 9 — ротационное движение Антарктической плиты; 10 — действие плиты Феникс).

те денудации и не выровнена осадконакоплением. Восточная часть о-ва Вега при реконструкции сдвинулась на северо-запад и совместилась с южной береговой линией п-ва Тринити.

Необходимо отметить, что положение линии раздела 2 в районе о-ва Дж. Росса нуждается в дальнейшем изучении, поскольку результаты реконструкции на данном участке неоднозначны. С одной стороны, эта линия контролируется резкими изгибами изолиний 200 м, которые указывают на изменение структурного плана. Кроме того, восточная часть о-ва Вега значительно (в два раза) отличается от западной по высоте [Bibby, 1966], что свидетельствует о различии в их строении. С другой стороны, отсеченные участки шельфов о-вов Дж. Росса и Сеймур при перемещении оказались напротив углублений дна по другую сторону границы блоков. Несмотря на эти противоречия, поскольку о-в Вега находится на краю изучаемого района, изменение положения этого края границы на 10 км повлияет только на конфигурацию южного побережья п-ва Тринити, что не скажется на реконструкции в целом.

Таким образом, результаты проведенной работы дают основание считать, что предложенный выше механизм образования пролива Брансфилд в целом является геоморфологически обоснованным.

История развития пролива Брансфилд.

Полученные результаты позволяют представить ход развития исследуемого региона следующим образом. Изначально здесь существовала единая структура, которая начала раскалываться вследствие возникновения продольного рифта, отделившего центральную группу Южно-Шетландских островов (о-ва Ливингстон — Кинг Джордж) от п-ва Тринити (см. рис. 7, б). Процесс спрединга в пределах Центрально-Брансфилдского рифта (ЦБР), сопровождавшийся ротационным движением Антарктической плиты, привел к расколу и раздвижению земной коры к западу от о-ва Десепшен. Принимая во внимание, что ширина центрального и западного рифтов различается в три раза (см. рис. 2), как и скорости современного перемещения их северо-западных бортов [Taylor et al., 2008], можно сделать вывод о практически одновременном начале спрединга в обеих субкотловинах. Не исключено, что западная часть пролива Брансфилд представляет собой пассивный тип рифта, возникший в результате растяжения земной коры, вызванного активным процессом в ЦБР. На это указывает то, что западный трог раскрывается практически по

дуге, причем азимут ближней к ЦБР части (65°) совпадает с простираемостью центрального трога. Удаленная и средняя части возникли по унаследованным ослабленным зонам, о чем свидетельствуют значения их азимутов (21° и 50° соответственно), характерные для осей прогибов данного блока (см. рис. 4, а). Кроме того, чем дальше от ЦБР, тем меньше глубина залегания очагов землетрясений: в районе о-ва Десепшен они расположены в пределах 13—45 км, тогда как южнее о-ва Лоу — преимущественно в интервале 0—12 км от земной поверхности (см. рис. 5). Другими словами, чем ближе к ЦБР, тем на большую глубину распространяются тектонические напряжения. Таким образом, повышенная вулканическая деятельность о-ва Десепшен может объясняться тем, что нарушения земной коры около него достигают мантии, вследствие чего возникают подводящие каналы, по которым поднимается магматическое вещество.

При общем повороте всей Антарктической плиты п-в Тринити и прилегающие к нему острова двигались на юго-восток, а Южно-Шетландская гряда — на северо-запад, где ей противодействовала плита Феникс, двигавшаяся во встречном направлении. Их взаимодействие привело к образованию глубоководного желоба, который сформировался в результате надвигания Южно-Шетландского блока на плиту Феникс вследствие спрединга в проливе Брансфилд. Такой вывод основывается на том, что западная оконечность желоба совпадает с границей Южно-Шетландского блока, а не ограничивается зоной разломов Хиероу (см. рис. 7, а). Таким образом, концепция [Barker, 1982; Garret, Storey, 1987; Royer et al., 1990] о возникновении желоба в результате субдукции участка плиты Феникс под Антарктический полуостров между зонами разломов Шеклтон и Хиероу не находит подтверждения.

В настоящее время в центральной субкотловине пролива Брансфилд, в отличие от западной и восточной, уже практически сформировался срединный хребет. Об этом свидетельствуют геоморфология ложа трога, а также наличие мелкофокусных слабых землетрясений, связанных с приповерхностной вулканической активностью [Dziak et al., 2007], что является характерным для Срединно-Атлантического хребта [Международный ..., 1989—1990]. Геохимические особенности современных вулканических трогов Брансфилд указывают на то, что центральная субкотловина вступает в стадию молодого океана [Keller et al., 2002].

Выводы. Исследования, проведенные на основании анализа батиметрических и сейсмологических данных, а также результатов съемок ГСЗ и GPS-наблюдений позволили получить следующие результаты.

1. Определены границы блоков земной коры северной оконечности Антарктического полуострова, Южно-Шетландских островов и прилегающей акватории, различающихся по своим характеристикам и истории развития.

2. Предложена схема механизма формирования современной структуры северо-западной оконечности Антарктиды — эволюция данного региона определялась действием четырех разнонаправленных сил: подъемом астенолита под центральной частью пролива Брансфилд; вызванного им рифтового отодвигания Южно-

Шетландской гряды на северо-запад, а п-ва Тринити на юго-восток; ротационного движения Антарктической плиты по часовой стрелке; движением плиты Феникс в юго-восточном направлении.

3. Выполнена реконструкция палеостроения района исследований, которая показала, что ранее в данном регионе существовала единая геоморфологическая мегаструктура.

4. Полученные результаты указывают, что ведущую роль в формировании Южно-Шетландского желоба сыграло надвигание Южно-Шетландского блока на плиту Феникс вследствие спрединга в проливе Брансфилд. Тем самым опровергается концепция о возникновении данной структуры в результате субдукции плиты Феникс под Антарктический полуостров.

Список литературы

- Козленко Ю.В., Козленко М.В.* Применение плотностного моделирования для решения вопроса о природе пролива Брансфилд // Геофиз. журн. — 2011. — **33**, № 4. — С. 142—152.
- Козленко Ю.В., Козленко М.В.* Происхождение и история развития пролива Брансфилда (на основании интерпретации данных ГСЗ) // Геофиз. журн. — 2012. — **34**, № 2. — С. 82—92.
- Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана / Под ред. Г. Б. Удинцева.* — Москва: МОК (ЮНЕСКО), 1989—1990. — 158 с.
- Третьяк К.Р., Голубінка Ю.І.* Оцінка та диференціація рухів земної кори Антарктиди // Укр. антаркт. журн. — 2006. — № 4—5. — С. 72—83.
- Удинцев Г.Б., Шенке Г.В.* Очерки геодинамики Западной Антарктики. — Москва: ГЕОС, 2004. — 132 с.
- Ashcroft W.A.* Crustal structure of the South Shetland Islands and the Bransfield Strait // British Antarctic Survey Scientific Reports. — 1972. — № 66. — 43 p.
- Barker P.F.* Plate tectonics of the Scotia Sea region // Nature. — 1970. — № 228. — P. 1293—297.
- Barker P.F.* The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge-crest interactions // J. Geol. Soc. — 1982. — № 139. — P. 787—802.
- Bibby J.S.* The Stratigraphy of part of North-East Graham land and the James Ross island group // British Antarctic Survey Bulletin. — 1966. — № 53. — 37 p.
- Birkenmajer K.* A guide to Tertiary geochronology of King Gorge Island, West Antarctica // Pol. Polar Res. — 1989. — № 10. — P. 555—579.
- Cunningham A.P., Vanneste L.E. and ANTROSTRAT Antarctic Peninsula regional Working Group.* The ANTROSTRAT Antarctic Peninsula regional Working Group digital navigation compilation // Geology and Seismic Stratigraphy of the Antarctic Margin. — 1995. — № 68. — P. A297—301.
- Dietrich R., Dach R., Engelhardt G., Ihde J., Korth W., Kutterer H.-J., Lindner K., Mayer M., Menge F., Miller H., Müller C., Niemeier W., Perlt J., Pohl M., Salbach H., Schenke H.-W., Schöne T., Seeber G., Veit A., Völksen C.* ITRF coordinates and plate velocities from repeated GPS campaigns in Antarctica — an analysis based on different individual solutions // J. Geodesy. — 2001. — № 74. — P. 756—766.
- Dietrich R., Rülke A., Ihde J., Lindner K., Miller H., Niemeier W., Schenke H.-W., Seeber G.* Plate kinematics and deformation status of the Antarctic Peninsula based on GPS // Global and Planetary Change. — 2004. — **42**, № 1—4. — P. 313—321.
- Dziak R.P., Park M., Matsumoto H., Bohnenstiehl D.R., Haxel J.H., Mellinger D.K., Stafford K., Won Sang*

- Lee. Hydroacoustic monitoring of the Bransfield strait and Drake passage, Antarctica: a first analysis of seafloor seismicity, cryogenic acoustic sources, and cetacean vocalizations // Antarctica: A Keystone in a Changing World / Eds A.K. Cooper et al. — USGS Open-File Report, 2007. — 1047, 011. — 4 p.
- Garret S.W., Storey B.C. Lithospheric extension on the Antarctic Peninsula during Cenozoic subduction // Continental Extension Tectonics. Special Publication of the Geological Society / Eds M.P. Coward Devey, P.L. Hancock. — London, 1987. — № 28. — P. 419—431.
- González-Casado J. M., Giner Robles J. L., Lyppez-Martínez J. Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: Not a normal backarc basin // Geology. — 2000. — 28, № 11. — P. 1043—1046.
- Gracia E., Canals M., Farran M., Prieto M.J., Sorrihas J., GEBRA team Morphostructure and evolution of the Central and Eastern the Bransfield (NW Antarctic Peninsula) // Marine Geophys. Res. — 1996 — № 18. — P. 429—448.
- Incorporated Research Institutions for Seismology / <http://www.iris.edu>.
- Janik T. Seismic crustal structure of the Bransfield Strait, West Antarctica // Pol. Polar Res. — 1997. — 18, № 3—4. — P. 171—225.
- Keller R.A., Fisk M.R., Smellie J.L., Strelin J.A., Lawver L.A., White W.M. Geochemistry of back arc basin volcanism in Bransfield Strait, Antarctica: subducted contributions and along-axis variations // J. Geophys. Res. — 2002. — 107, № B8. — P. 2171—2187.
- Lawver L.A., Keeler R.A., Fisk M.R., Strelin J. The Bransfield Strait, Antarctic peninsula: active extension behind a dead arc // Back-arc basins, tectonics and magmatism / Ed. B. Taylor. — New York: Plenum Publ. Corp., 1995. — P. 315—342.
- Lee D.K., Jin Y.K., Kim Y., Nam S.H. Seismicity and tectonics around the northern Antarctic Peninsula from King Sejong station data // Antarctic Sci. — 2000. — 12, № 2. — P. 196—204.
- Macdonaldo A., Larter R.D., Aldaya F. Forearc tectonic evolution of the South Shetland Margin, Antarctic Peninsula // Tectonics. — 1994. — 13, № 6. — P. 1345—1370.
- Marsh P.D., Thomson J.W. The Scotia metamorphic complex on Elephant island and Clarence island, South Shetland islands // British Antarctic Survey Bulletin. — 1985. — № 69. — P. 71—75.
- Pelayo A.M., Wiens D.A. Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea region // J. Geophys. Res. — 1989. — 94, № B5. — P. 7293—7320.
- Poblete F., Arriagada C. Paleomagnetic results from the Antarctic Peninsula and its relation with the Patagonian Andes // 7th Intern. Symp. Andean Geodynamics, Extended Abstracts. — Nice: ISAG, 2008. — P. 405—408.
- Roach P.T. The nature of back-arc extension in the Bransfield Strait // Geophys. J. Res. R. A. Soc. (Abstr.). — 1978. — № 53. — P. 165.
- Robertson Maurice S.D., Wiens D.A., Shore P.J., Vera E., Dorman L.M. Seismicity and tectonics of the South Shetland Islands and Bransfield Strait from a regional broadband seismograph deployment // J. Geophys. Res. — 2003. — 108, B10. — P. 2461—2472.
- Royer J.-Y., Gahagan L.M., Lawver L.A., Mayes G.L., Nurberg D., Sandwell D.T., Scotese C.H.R. A tectonic chart for the Southern Ocean derived from Geosat altimetry data // Antarctica as an Exploration Frontier — hydrocarbon potential. geology and hazard / Ed. B. St. John. — Tulsa, Oklahoma: American Association of Petroleum Geologists, 1990. — № 31. — P. 89—99.
- Smellie J. L. Geology of Low island, South Shetland islands, and Austin rocks // British Antarctic Survey Bull. — 1979. — № 49. — P. 239—257.
- Smellie J.L., Pankhurst R.J., Thomson M.R.A., Davies R.E.S. The geology of the South Shetland islands: VI. Stratigraphy, geochemistry and evolution // British Antarctic Survey Scientific Reports. — 1984. — № 87. — 85 p.
- Sroda P., Grad M., Guterch A. Seismic models of the Earth's crust structure between South Pacific and Antarctic Peninsula // The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes, Proceedings of the VII International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Siena 1995 / Ed. C.A. Ricci. — Siena: Terra Antarctica Publication, 1997. — P. 685—689.
- Szeliga J., Rakusa-Suszczewski S. Morphometry of the Bransfield Strait, West Antarctica // Pol. Polar Res. — 1994. — № 15. — P. 21—29.
- Taylor F.W., Bevis M.G., Dalziel I.W.D., Smalley R.Jr., Frohlich C., Kendrick E., Foster J., Phillips D., Gu-

- dipati K.* Kinematics and segmentation of the South Shetland Islands — Bransfield basin system, northern Antarctic Peninsula // *Geochem. Geophys. Geosyst.* — 2008. — **9**, № 4. — Q04035, doi:10.1029/2007GC001873.
- Thomson M.R.A.* Late Jurassic fossils from Low island, South Shetland islands // *British Antarctic Survey Bull.* — 1982. — № 56. — P. 25—35.
- Thomson M.R.A., Pankhurst R.J., Clarkson P.D.* The Antarctic Peninsula — a late Mesozoic-Cenozoic arc (review) // *Antarctic Earth Science* / Eds R.L. Olivier, P.R. James, J.B. Jago. — London: Cambridge University Press, 1983. — P. 289—294.
- Vuan A., Robertson Maurice S.D., Wiens D.A., Panza G.F.* Crustal and upper mantle *S*-wave velocity structure beneath the Bransfield Strait (West Antarctica) from regional surface wave tomography // *Tectonophysics.* — 2005. — **397**. — P. 241—259.