

УДК 551.24

ЭВОЛЮЦИЯ И ГЕОДИНАМИКА ОСНОВНЫХ СТРУКТУР ЗАПАДНОЙ АНТАРКТИКИ В МЕЗО-КАЙНОЗОЕ: СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

В.Г. Бахмутов

*Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, пр. Палладина 32, 03680 Киев
e-mail: bakhm@igph.kiev.ua*

Реферат. В общих чертах описывается эволюция Западной Антарктики в свете новых геолого-геофизических данных и современных представлений о геодинамике этого региона. Понимание процессов, сформировавших современный тектонический облик Западной Антарктики, невозможно без анализа представлений и основополагающих идей об эволюции и геодинамике этого региона, равно как и его основных наиболее крупных фрагментов и структурных элементов. Результаты деятельности основных тектонических процессов и связанных с ними процессов осадконакопления отражаются в структуре (морфологических особенностях) дна океана. В современной структуре дна Западной Антарктики отчетливо выделяются рифтовые зоны, формирующие целые системы, связанные с подъемом мантийного вещества в зонах растяжения литосферных плит. Кратко рассмотрены этапы эволюции Антарктической плиты, пролива Дрейка, рифтовой зоны пролива Брансфилд, Южно-Шетландского желоба и др. в соответствии с тектоническими схемами, основанными на принципах тектоники литосферных плит. В пределах континентальной части Западной Антарктиды отмечаются проявления континентального рифтогенеза – вдоль хребта Южный Скоша и пролива Брансфилд, которые связываются с внедрениями серии мантийных диапиров. Судя по карте аномального гравитационного поля, рифтогенные структуры присутствуют в проливе Дрейка и на прилегающих участках океанического ложа. Их слабая сейсмическая активность указывает на то, что либо развитие этих рифтовых зон было завершено, либо, начавшись недавно, оно (по каким-то причинам) было приостановлено.

Еволюція і геодинаміка основних структур Західної Антарктики в мезо-кайнозой: сучасні уявлення. В.Г. Бахмутов

Реферат. В загальних рисах описується еволюція Західної Антарктики згідно з новими геолого-геофізичними даними і сучасними уявленнями про геодинаміку цього регіону. Розуміння процесів, що сформували сучасний тектонічний стан Західної Антарктики, неможливе без аналізу уявлень і основних ідей про еволюцію та геодинаміку цього регіону, так само як і його найкрупніших фрагментів і структурних елементів. Результати діяльності основних тектонічних процесів і пов'язаних з ними процесів седиментації позначаються на структурі (морфологічних особливостях) дна океану. У сучасній структурі дна Західної Антарктики чітко виділяються рифтові зони, що формують цілі системи, пов'язані з підйомом мантийної речовини в зонах розтягування літосферних плит. Стисло викладено відомості про етапи еволюції Антарктичної плити, протоки Дрейка, рифтової зони протоки Брансфілд, Південно-Шетландського жолоба тощо відповідно до тектонічних схем, заснованих на принципах тектоніки літосферних плит. У межах континентальної частини Західної Антарктиди зафіксовано прояви континентального рифтогенезу – вздовж хребта Південний Скоша і протоки Брансфілд, що пов'язуються зі впровадженнями серії мантийних діапірів. Судячи з карти аномального гравітаційного поля, рифтогенні структури присутні в протоці Дрейка і прилеглих ділянках океанічного ложа. Їх слабка сейсмічна активність вказує на те, що або розвиток цих рифтових зон був завершений, або, почавшись недавно, він (з якихось причин) припинився.

Evolution and geodynamics of the main structures of the Western Antarctic in Mezo-Cenozoic: modern conception. V.G. Bakhmutov

The abstract. Evolution of the Western Antarctic in the framework of new geological-geophysical data and modern conceptions of geodynamics of this region are described. The understanding of the processes which have been formed the modern tectonic appearance of the Western Antarctica is impossible without analysis of the basic ideas about evolution and geodynamics of this region. The results of activity of the main tectonic processes with connection of depositional processes are reflected in structure (morphological features) of the sea floor. In the modern structure of Western Antarctic are distinctly separated the rifting zones which connected with spreading and recent seafloor formation. The evolution stages of Antarctic plate, Drake Passage, rifting zone of Bransfield Strait, the South-Shetland trench are briefly discussed in according with modern plate tectonic schemes. Within the continental part of the Western Antarctica the continental riftogenesis along the Southern Scotia ridge and Bransfield Strait are associated with mantle diapir injections. To judge by the gravity anomalies, the rifts are present in Drake Passage and adjoining areas of sea floor. Their weak seismic activity specifies that either development of rifting zones has been completed or, having begun recently, it was stopped by any reason.

Key words: West Antarctica, Bransfield Strait, geodynamic, rifting.

Введение

Одной из кардинальных проблем геолого-геофизических исследований является изучение процессов формирования земной коры и ее структур, а также процессов и явлений в верхней мантии, поскольку именно мантия является источником вещества земной коры, источником энергии движений и процессов, формирующих земную кору, ее структурный облик и содержащиеся в ней минеральные богатства. В этой связи Антарктика является уникальным геолого-геофизическим полигоном, исследование которого может вплотную

приблизить нас к решению многих проблем и разгадкам многих тайн земных недр, которые в силу разных причин не могут быть осуществлены в других регионах.

Тихоокеанский и Атлантический сектора западного края Антарктического полуострова являются слабо изученной зоной ввиду ее удаленности и недоступности. Исследование проблем тектонической эволюции этого района представляется важным во многих отношениях. Здесь можно искать ответы на вопросы, связанные с процессами раскола континентов и субдукционно-коллизийными процессами плит и микроплит. В последние время в связи с появлением новых геофизических данных, в первую очередь материалов морских магнитных съемок, спутниковой альтиметрии, новых сейсмических данных и др., появилась возможность обобщения этого обширного материала на базе составления эволюционной тектонической схемы развития региона исследований. Понимание процессов, сформировавших современный тектонический облик Западной Антарктики, невозможно без анализа представлений и основополагающих идей об эволюции и геодинамике этого региона, равно как и его основных наиболее крупных фрагментов и структурных элементов. Таким образом, настоящая статья написана с целью познакомить читателей с наиболее общими современными представлениями о геологической истории и эволюции Западной Антарктики.

Общие представления

Если большая часть Восточной Антарктиды представляет собой древнюю платформу с докембрийским (а точнее, почти исключительно с раннекембрийским) фундаментом, то Западная Антарктида имеет более сложное, гетерогенное строение, что, собственно, подразумевает другую геологическую историю (Грикуров, 1972; Dalziel et al., 1992). В настоящее время не вызывает сомнения, что Западная Антарктида представляет собой ансамбль террейнов (или микроплит), которые относительно недавно – в среднем и позднем мезозое – были спаяны друг с другом (Dalziel et al., 1992, Бахмутов, 2002).

Обособление материка Антарктиды началось одновременно с началом общего распада Гондваны, интегральной частью которой она являлась, и приходится на конец средней юры, когда произошло отделение Антарктиды от Африки и Индостана. Однако связь с Австралией прервалась лишь в середине позднего мела, около 80 млн. лет тому назад, а с Южной Америкой через Анды только в олигоцене, около 35 млн. лет т. н. Именно тогда началось общее оледенение Антарктиды, связанное с возникновением циркумантарктического течения.

Блок Антарктического полуострова, первоначально представлявший вместе с архипелагами Южно-Шетландских и Южно-Оркнейских островов, а также о-вом Южная Георгия, продолжение Южно-Американских Кордильер, является наиболее крупным террейном, который играл ключевую роль в геологической истории Западной Антарктиды во время распада суперконтинента Гондвана.

Тектоническая эволюция южной Атлантики, пролива Дрейка и прилегающего тихоокеанского сектора определялась взаимодействием Южно-Американской и Антарктической плит (рис. 1). Раскрытие пролива Дрейка происходило в конце олигоцена – начале плиоцена, во время формирования тектонической структуры дуги Скоша. Последняя образовалась в результате спрединга морского дна, что привело к образованию новой океанической коры между двумя плитами – плитой Скоша и Сендвичевой плитой. Континентальная кора, которая соединяет Южную Америку и Антарктический полуостров, в настоящее время разбита на большое количество отдельных блоков (фрагментов), которые распределены вокруг дуги Скоша. Основные тектонические структуры региона хорошо видны на карте гравитационных аномалий (рис. 2 на цв. вклейке).

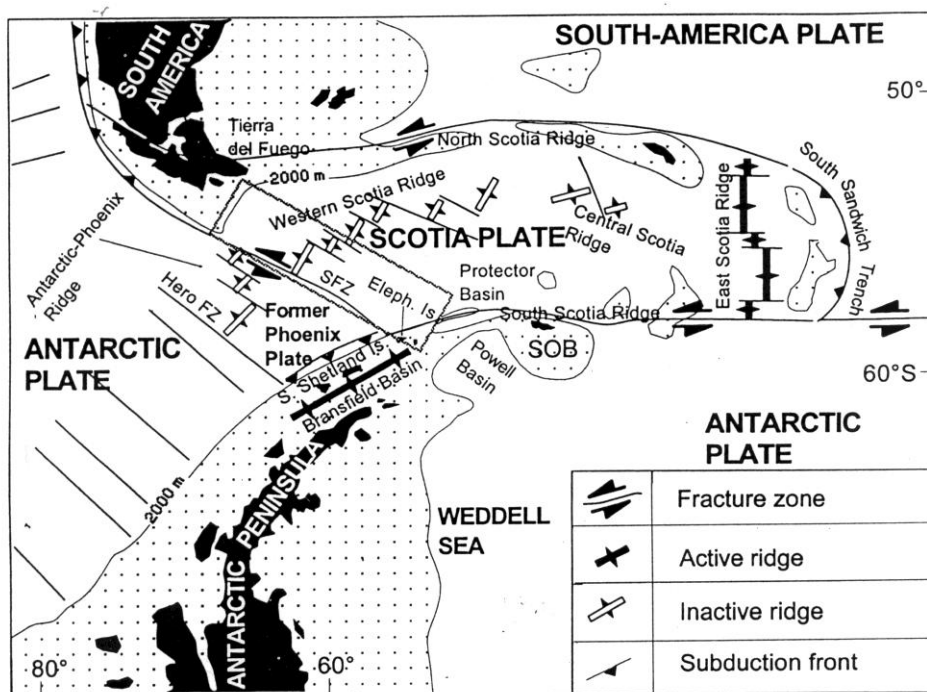


Рис.1. Схематическая тектоническая карта моря Скоша и Антарктического полуострова (Larter and Barker, 1991). SFZ – зона разлома Шеклтона; SOB – Южно-Оркнейский блок.

Плита Скоша

Плита Скоша, имеющая сложную внутреннюю структуру, первоначально была сформирована в результате процессов спрединга в нескольких центрах. При этом оси спрединга имели разную ориентацию, а прекращение активности датируется около 9,5–5,0 млн. лет тому назад. Среди основных тектонических структур здесь выделяются Западно-Скошский хребет, расположенный в западной части плиты Скоша, а также Скоша-Сендвичева осевая зона спрединга, которая в данное время является восточной границей плиты Скоша и где до сих пор происходят активные тектонические процессы (рис.1). Южная граница плиты Скоша проходит по Южно-Скошскому хребту, а ее западной границей является разлом Шеклтон – линейная структура Северо-западного простирания, имеющая сложное строение и разбитая многочисленными разломами. Зона разлома Шеклтон характеризуется положительным рельефом относительно окружающих областей и глубоким залеганием границы кора – мантия (Удинцев и Шенке, 2004). Западно-Скошский хребет в районе, примыкающем к разлому Шеклтон, характеризуется асимметричным рельефом. Можно предположить, что вследствие тектонической активизации граница кора – мантия здесь также залегает на относительно больших глубинах.

Антарктическая плита и пролив Дрейка

В настоящее время эволюцию Антарктической плиты (в примыкающем к проливу Дрейка районе) рассматривают в связи с прогрессивной субдукцией древнего центра спрединга плиты Феникс – Антарктической плиты вдоль тихоокеанского края Антарктического полуострова. В соответствии с палеотектоническими реконструкциями предполагается (McCarron and Larter, 1998; Larter et al., 2002), что в позднем мезозое существовал ансамбль в виде тройного сочленения Тихоокеанской плиты, плиты Феникс и плиты Шарко (примерно до 83 млн. л.т.н.) (рис. 3). Затем, после субдукции плиты Шарко, вновь образовалось тройное сочленение Тихоокеанская плита – плита Феникс – плита Мери Берд (до 73 млн. л.т.н.), которое затем перешло в сочленение Тихоокеанская плита – плита Феникс – плита Беллинсгаузена (вплоть до 61 млн. л.т.н.). Если это так, то можно предположить, что расширение океанического дна между Тихоокеанской плитой и плитой Феникс около 83 млн. л.т.н. (примерно до 73 млн. л.т.н.) было очень быстрым (средняя скорость 80 мм/год). В это время, то есть в позднем мелу, океаническая кора плиты Феникс, которая погружалась под Антарктический полуостров, вряд ли была старше 11 млн. лет, прежде чем она достигала субдукционного желоба.

Скорость конвергенции была максимальной в восточно-юго-восточном направлении. Позднее это направление изменилось на юго-восточное, что, вероятно, было связано с началом спрединга между Антарктическим блоком и плитой Феникс (датируется около 60 млн.л.т.н.). Это привело к созданию уникальной тектонической обстановки, при которой как центр спрединга, так и край тихоокеанской зоны со стороны Антарктического полуострова были частью одной и той-же Антарктической плиты (если предположить, что скорости конвергенции и спрединга должны были быть близкими).

На протяжении третичного периода скорость конвергенции постепенно уменьшалась, в то время как сегменты хребта зоны спрединга Антарктическая плита – плита Феникс перемещались на юго-восток к субдукционному желобу. Последним сегментом хребта, который достиг границы желоба, был сегмент, расположенный к юго-западу от разлома Херо, который погрузился в желоб в позднем миоцене – раннем плиоцене. После почти полного поглощения зоной субдукции плиты Феникс в плиоцене (около 6–3 млн.л.т.н.) произошло затухание рифта Феникс – Антарктика. Это привело к резкому замедлению и, вероятно, завершению процесса субдукции и даже могло привести и к обратному процессу «отката» в Южно-Шетландской синклинали. Присоединение последнего остатка плиты Феникс к Антарктической плите датируется около 3,3 млн. л. т. н.

Возможно, что процессы, связанные с субдукцией бывшей плиты Феникс, длятся и в настоящее время, а процессы «отката», соответственно, привели к продолжающемуся до сих пор расширению морского дна в районе пролива Брансфилд. По крайней мере, тектоническая активность вдоль Южно-Шетландского желоба продолжается до настоящего времени.

Только в последние годы с появлением новых геолого-геофизических данных (в основном ученых Британской Антарктической Службы) появилась возможность представить тектоническую схему эволюции района морей Беллинсгаузена и Амундсена (Cande et al., 1982, 1995; Cunninham et al., 2002; Heinemann et al., 1999; Larter and Barker, 1991; Larter et al., 1999, 2002; McAdoo and Laxon, 1997; McAdoo and Marks, 1992; McCarron and Larter, 1998; Sandwell and Smith, 1997; Sutherland, 1999; Удинцев и Шенке, 2004). Основные тектонические структуры региона хорошо прослеживаются на карте аномалий силы тяжести по данным спутниковой альтиметрии (рис.4), а при расшифровке эволюции региона основная роль отводится результатам интерпретации линейных магнитных аномалий.

Данные по самым древним магнитным аномалиям между разломами Удинцева (UFZ) и Тарпа (TFZ) указывают на северо-западную миграцию зоны спрединга в кильватере плато Чатем (Chatham Rise) при его миграции к северо-западу (сейчас оно находится за пределами рассматриваемой территории) с конца позднего мела (рис. 3). Первые признаки начала спрединга оцениваются возрастом около 90 млн. л.т.н., около 83 млн. л.т.н. в области к западу от плато Чатем формировалась океаническая кора, а 83–79 млн. л.т.н. эта структура начинает отделяться от Западной Антарктики.

Далее к северо-востоку магнитные аномалии фиксируют северо-восточное направление хребта между Тихоокеанской плитой и плитой Феникс, на месте которого позднее образовались два хребта, разделяющие эти плиты. Вначале океаническое дно между двумя этими хребтами, вероятно, было частью плиты Беллинсгаузена, но около 61 млн. л.т.н. последняя становится частью Антарктической плиты. Около 47 млн. л.т.н. дальнейшее распространение тихоокеанско-антарктического хребта на северо-восток привело к его соединению с хребтом между Тихоокеанской плитой – плитой Фараллон и к присоединению части Тихоокеанской плиты к Антарктической плите.

В гравитационном поле (по данным спутниковой альтиметрии) выделяются две заметные аномалии примерно северо-восточного простирания в южной части моря Беллинсгаузена (рис. 4 на цв. вклейке). Первая – это аномалия Беллинсгаузена (BGA), расположенная между 94° и 95° з.д. и около 68° ю.ш. и прослеженная южнее на континентальном шельфе. Некоторые данные указывают на то, что перед отделением плато Чатем от Западной Антарктики между Тихоокеанской плитой и плитой Шарко (юго-западный фрагмент плиты Феникс, который образовался на несколько миллионов лет раньше) по обе стороны от BGA была сформирована океаническая кора, которая считается самой древней в этом регионе. Субдукция плиты Шарко прекратилась примерно 83 млн. л.т.н., и на западном крае океанической коры образовался BGA желоб, который соединился с Антарктической плитой поперек зоны предшествующей субдукции.

Вторая аномалия – это гравитационная аномалия ДеГерлаха DGGA (DeGerlache), которая состоит из центральной положительной и отрицательных аномалий по краям между 90° и 92° з.д. и простирается от 68° до 62° ю.ш. Магнитные аномалии непосредственно к востоку от аномалии DGGA указывают на юго-восточное перемещение хребта Антарктика – Феникс (который иногда называют также хребтом Антарктика – Алук) в направлении к Антарктическому полуострову. Левоступенчатые фрагменты хребта Антарктика – Феникс перемещались к субдукционному желобу на протяжении третичного времени сперва на юго-западе, а позднее последовательно на северо-востоке. Как указывается в (McCarron and Larter, 1998), один из сегментов хребта Антарктика – Феникс достиг южной окраины острова Александра в среднем эоцене, а остальные сегменты продолжали последовательно мигрировать вплоть до среднего плиоцена.

Пролив Брансфилд

Пролив Брансфилд является наиболее интересным объектом для изучения процессов и эволюции континентального рифтогенеза. Он – постоянный объект геофизических исследований Украинских морских антарктических экспедиций, поскольку маршруты судов проходят через этот район.

В соответствии с традиционными представлениями о тектонической эволюции этой части Западной Антарктики как о тектономагматической дуге ее формирование продолжалось на протяжении длительного промежутка времени в результате процесса субдукции океанической плиты прото-Пасифик под окраину Антарктической плиты (см. выше). Геологические и геофизические данные показывают, что перед образованием котловины Брансфилд Южно-Шетландские острова составляли часть Антарктического полуострова. Время раскрытия котловины Брансфилд определено не до конца. Датировки диабазовых даек на о. Кинг Джордж показывают, что рифтинг мог начаться 20–21 млн. л.т.н., тогда как сам рифт мог возникнуть около 14 млн. л.т.н. Однако на основе анализа магнитных аномалий считается, что бассейн сформировался менее 4 млн. лет тому назад (Ashcroft, 1972).

Результаты батиметрии, сверхточных геодезических измерений, сейсмические данные, материалы сейсмической томографии указывают, что пролив Брансфилд пережил активное расширение (Christeson et al., 2003). Результаты высокоточных GPS-измерений определяют скорость расширения до 10 мм/год в направлении СЗ–ЮВ ортогонально простиранию самого пролива.

Интерпретация этих данных указывает на приуроченность к центральной части котловины зоны современного вулканизма шириной 20–25 км. В осевых частях рифта пролива Брансфилд четко прослеживается цепочка неовулканических гребней и конусов. Наиболее крупные из них – действующий вулкан о-ва Десепшн, вулкан Бриджмен, подводные вулканы Орка, Три сестры и другие (см. карту 11 работы (Удинцев и Шенке, 2004)). Согласно (Christeson et al., 2003), вдоль неовулканической зоны кора утонена (мощностью 10–12 км), и ее минимальная мощность приурочена к центральной и северо-восточной областям зоны, а более мощная кора (12–15 км) прослеживается к юго-западу (рис. 5). Подобная картина наблюдается и вдоль Южно-Шетландских

островов, где мощность коры увеличивается от 20 км на северо-востоке до 26 км на юго-западе, а также вдоль края Антарктического полуострова, где мощность коры увеличивается от 14–15 км на северо-востоке до 19–20 км на юго-западе.

Пролив Брансфилд имеет четко асимметричное поперечное сечение и состоит из двух крупных морфологических единиц: широкого шельфа Антарктического полуострова (платформа Брансфилд) и глубоководного задугового бассейна (трога) шириной 15–20, иногда достигая 100 км. Поперечно-осевая асимметрия четко наблюдается в батиметрии морского дна и в аномалиях гравитационного поля (рис.6). Островной шельф архипелага Южно-Шетландских островов со стороны пролива очень узок (сотни метров – первые километры), тогда как со стороны Антарктического полуострова ширина шельфа значительно больше. Амплитуда перепада уровня между дном желоба и гребнями гор Южно-Шетландских островов велика и на очень небольшом расстоянии (около 1 км) достигает 3500 м. Со стороны Антарктического п-ова перепад уровней также очень велик (до 4000 м), однако на несколько большем расстоянии (до 10 км).

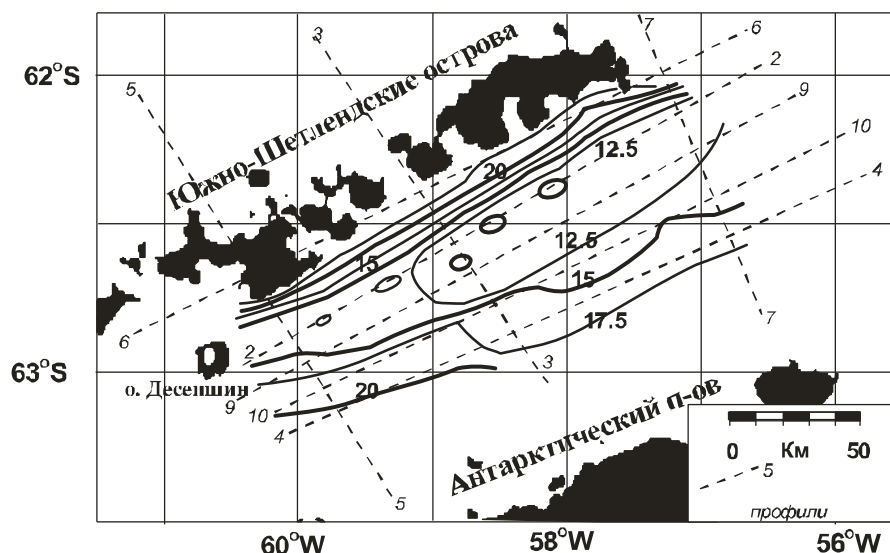


Рис. 5. Мощность земной коры в проливе Брансфилд по сейсмическим данным, заимствовано из (Christeson et al., 2003).

По морфологии желоба центральной части пролива Брансфилд его можно характеризовать как активное рифтовое ущелье с соосными вулканическими образованиями (Удинцев и Шенке, 2004). Примечательны также секущие шельф Антарктического полуострова поперечные желоба, совпадающие по простиранию с разломами на цоколе Южно-Шетландских островов. Такое совпадение исключает предположения о сдвиговых смещениях вдоль желоба пролива и вместе с тем позволяет предполагать наложение молодого рифта на более древнюю систему разломов. К другим признакам рифта можно отнести проявление сейсмической активности, повышенные значения теплового потока и др. (Удинцев и Шенке, 2004). Помимо этого следует учесть, что этот рифт развивается не на древнем кратоне и не связан с раздвижением крупных плит, а внедряется в пределы континентального массива, сложенного континентальным комплексом палеозоя-мезозоя и расположенного в северо-западной краевой части Антарктического п-ова.

Рифт пролива Брансфилд можно рассматривать в качестве звена цепочки рифтов, начинающейся к югу от Южно-Сандвичевой островной дуги и внедряющейся в континентальный массив Западной Антарктиды. Активное распространение рифта пролива Брансфилд в юго-западном направлении в настоящее время как бы заканчивается у о-ва Десепшн. Рифтовый желоб здесь выклинивается, и далее к юго-западу в рельефе шельфа Антарктического п-ова мы не обнаруживаем подобного ему желоба. Однако эпицентры землетрясений прослеживаются и далее к юго-западу на расстоянии около 70 км. Судя по этому, геодинамический фактор, обуславливающий и предваряющий дальнейшее внедрение рифта в юго-западном направлении, там уже действует.

В качестве морфоструктурных индикаторов внедрения рифта в этом направлении можно рассматривать выделяющиеся в проливе Брансфилд четыре ступени шельфа Антарктического п-ова, разделенные поперечными разломами и последовательно поднимающиеся в юго-западном направлении. Кроме того, в морфоструктуре Антарктического п-ова привлекает внимание последовательное поднятие как бы ступеней лестницы высотных плато, на генетическую связь которых с процессами рифтогенеза в проливе Брансфилд указывалось в (Удинцев и др., 1999). В работе (Elliot, 1997) рассматривался вопрос о возможной истории формирования этих плато на гребне Антарктического п-ова как субэризионной поверхности выравнивания, близкой к уровню моря, в миоцене, с последующим ее поднятием в результате сводового коробления и воздыманием в миоцен-плиоцене вследствие коллизии Антарктического полуострова с плитой пролива Дрейка.

Последующие детальные наблюдения над террасами шельфа пролива Брансфилд с вертолета привели авторов работы (Уфимцев и Шенке, 2004) к выводам о наличии генетической связи между внедрением мантийного диапира рифта пролива Брансфилд и прогрессирующим вздыманием каскада плато в плиоцен-плейстоцене, сменяющимся регрессивным погружением в остывающей хвостовой части диапира. Если

следовать концепции мантийного диапиризма, то как раз в связи с вздыманием внедряющихся в юго-западном направлении мантийных диапиров лежавшие ранее на уровне моря абрадированные поверхности испытали динамическое поднятие. Именно динамическое воздействие мантийного вздымания, предшествующее внедрению рифта и сопутствующее ему на первых этапах внедрения, представляется причиной поднятия наиболее высоких плато. По мере остывания мантийных диапиров поднятие сменялось постепенным опусканием. Если проследить поверхность плато в северо-восточном направлении, то видно, что они постепенно опускаются и далее, на восток от пролива Брансфилд, переходят в выровненную (вероятно, за счет абразионного срезания) вершинную поверхность хребта Южный Скоша на глубинах порядка 800-1000м.

В связи с вышеизложенной концепцией, образование Южно-Шетландского желоба, сопряженного с подножием континентального склона к северо-западу от Южно-Шетландских островов, можно интерпретировать как следствие остывания мантийных диапиров, обуславливающих внедрение рифта пролива Брансфилд (Удинцев и др., 1999).

Южно-Шетландский желоб

Южно-Шетландский желоб протягивается вдоль континентального склона Антарктического полуострова в южной части пролива Дрейка и с юга подпирается цепочкой Южно-Шетландских островов. Эта характерная форма рельефа дна представляет собой узкую депрессию с глубинами дна моря до 5000 м и более. Поверхность континентального склона здесь разбита на ряд небольших по ширине и протяженности ступеней. Сравнительно узкое дно желоба, играющего роль седиментационной ловушки для осадков, сбрасываемых с шельфа, имеет относительно выровненную плоскую поверхность.

Поскольку в многочисленных публикациях по изучению пролива Дрейка развиваются тектонические схемы, основанные на принципах тектоники плит, то вполне логично развитие представления о субдукционной природе Южно-Шетландского желоба. Согласно ему, желоб является отражением в морфоструктуре дна процесса субдукции плиты Феникс под край микроплиты Южно-Шетландских островов.

Однако такие схемы, подобно схемам реконструкции литосферных плит в районе морей Амундсена и Беллинсгаузена, о чем кратко было сказано ранее, предполагают наличие небольших по размерам плит. Взаимовлияние этих плит, определенное по результатам исследования магнитных аномалий, является далеко не окончательным. Можно предположить и альтернативный вариант образования пролива Дрейка за счет деструкции континентального моста, связывающего Южную Америку с Западной Антарктикой (Удинцев и Шенке, 2004).

Наиболее известный из сейсмических профилей DSS-17, пройденный вкрест простирания желоба и через гряду Южно-Шетландских островов (Grad et al., 1993), демонстрирует погружение поверхности Мохо под континентальную окраину этих островов и Антарктического полуострова, что, по мнению авторов, свидетельствует о пододвигании плиты Феникс под микроплиту Южно-Шетландских островов. Но можно привести и альтернативное объяснение. Подобное погружение поверхности Мохо в целом характерно для континентальных окраин пассивного типа и само по себе не свидетельствует о происходящем пододвигании океанической плиты под окраину континента. То же самое можно сказать и о поверхности акустического фундамента под дном желоба. Мощная осадочная толща на склоне Южно-Шетландских островов рассматривается многими авторами как аккреционная призма, образовавшаяся при соскабливании океанических осадков с поверхности пододвигающейся плиты Феникс. Однако эта интерпретация неоднозначна – призма может быть сложена просто терригенными осадками, поставляемыми из района островов и шельфа.

Юго-западное и северо-восточное окончания желоба как бы проламывают юго-восточные окончания гребней хребтов разломов Херо и Шеклтон при их приближениях к континентальному склону. В связи с этим возраст желоба считается более молодым по отношению к этим разломам. Отсюда следует, что развитие структурной оси желоба началось уже после формирования трансверсивных гребней вышеупомянутых разломов и было связано с нормальными сбросами, а не с субдукцией плиты Феникс. Такое предположение не противоречит результатам по профилю DSS-17. На нем видно (рис.6 на цв. вклейке работы Guterch et al., 1998), что осадочный чехол в желобе представлен двумя основными свитами, и если мощность в верхней свите максимальна на дне желоба и убывает на его северо-западном борту, то в нижней свите распределение мощностей противоположное – минимальная мощность на оси современного желоба, а за ним возрастает. Отсюда можно предположить, что отложение толщи нижней свиты происходило до образования желоба, происшедшего в самое недавнее время – в конце плиоцена – начале плейстоцена.

Результаты сейсмического профилирования по пяти профилям вкрест простирания Южно-Шетландского желоба также позволили выделить в структуре осадочного чехла две свиты (Удинцев и Шенке, 2004). Их анализ позволил представить последовательность динамических дислокаций, сопровождавших развитие мантийных диапиров при внедрении рифта, что вызывало значительные поднятия коровых блоков по краям рифта в головной его части и погружения, обрушения таких блоков по мере остывания диапиров в хвостовой части рифта.

Другими словами, формирование Южно-Шетландского желоба можно представить как результат вертикальных движений блока Южно-Шетландских островов в условиях внедрения рифта в проливе Брансфилд и следствием растяжения дна в проливе Дрейка. Таким образом, грабен Южно-Шетландского желоба вместе с грядой Южно-Шетландских островов и горной системой Антарктического п-ова с разделяющим их рифтом пролива Брансфилда составляют единую тектоническую систему на западном

продолжении южной ветви дуги Скоша, протягивающейся к западу от южного обрамления Южно-Сандвичевой островной дуги.

Заключение

Предпринятая в данной работе попытка в общих чертах представить эволюцию Западной Антарктики в свете новых геолого-геофизических данных и современных представлений о геодинамике этого региона далеко не исчерпывающая и не претендует на оригинальность. Она не может охватить огромный объем геолого-геофизической информации, накопленной к настоящему времени для этого региона. Здесь не освещены материалы, полученные во время Украинских антарктических морских экспедиций, – результаты профильных магнитных и гравиметрических съемок, данные новых методов вертикального электрорезонансного зондирования (ВЭРЗ) и становления короткоимпульсного поля (СКИП) (Левашов и др., 2006), не проанализированы материалы интерпретации многочисленных сейсмических профилей, в частности пересекающих пролив Брансфилд, и многие другие результаты, что невозможно охватить в рамках одной публикации. Тем не менее без анализа общих представлений и основополагающих идей об эволюции и геодинамике Западной Антарктики – очень сложного и многообразного по тектонической природе и разнородного по развитию в пространстве и во времени региона – сложно проводить интерпретацию нового геолого-геофизического материала. В преддверии Международного полярного года и подготовки будущей Украинской морской антарктической экспедиции важно наметить общую цельную стратегию комплексных работ, в том числе геолого-геофизических исследований. И если в этой связи статья привлечет к себе внимание не только специалистов в области наук о Земле, но и из смежных областей, то можно считать, что цель, которую ставил автор, достигнута.

Литература

- Бахмутов В.Г.** Геологические и палеомагнитные исследования в Западной Антарктике (район Аргентинских островов) и их значение для палеотектонических реконструкций Антарктического полуострова // Бюл. УАЦ. – 2002. – Вып.4. – С.11–24.
- Грикуров Г.Э.** Геология Антарктического полуострова. М.: Наука – 1973. – 120 с.
- Левашов С.П.,** Бахмутов В.Г., Корчагин И.Н., Пищаный Ю.М., Якимчук Н.А. Геоэлектрические исследования во время проведения сезонных работ 11 Украинской Антарктической экспедиции // Геоинформатика. – 2006. – №2. – С.24–33.
- Удинцев Г.Б.,** Шенке Г.В., Шене Т., Береснев А.Ф., Ефимов П.Н., Кольцова А.В., Князев А.Б., Тетерин Д.Е., Куренцова Н.А., Булычев А.А., Гиллод Д.А. Морфодинамика внедряющегося рифта пролива Брансфилд, Западная Антарктика // ДАН – 1999. – т. 368, №2. – С.259–263.
- Удинцев Г.Б.,** Шенке Г.В. Очерки геодинамики Западной Антарктики. М.: 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 – P. 1–43.
- Barker P.F.** The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge crest-trench interactions // J. Geol. Soc. London. – 1982. – 139 – P. 787–801.
- Barker P.F.,** Dalziel I.W.D., Storey B.C. Tectonic development of the Scotia arc region. The Geology of Antarctica. Ed. By R.J.Tingey. Oxford:Clarendon Press – 1991. – P. 2145–248.
- Barker P.F.** The Antarctic Peninsula region: Tectonic and Sedimentary Environments // Terra Antarctica – 1994. – V.1, N2. – P. 259–262.
- Barker D.H.N.,** Austin J.A. Rift propagation, detachment faulting and associated magnetism in Bransfield Strait, Antarctic Peninsula. // Journal of Geophysical Research – 1998 – 103 (B10) – P. 24017–24043
- Cande S.C.,** Herron E.M. and Hall B.R. The early Cenozoic tectonic history of the southeast Pacific // Earth Planet. Sci. Lett. – 1982. – 57. – P. 63–74.
- Cande S.C.,** Raymond A.C., Stock J. and Haxby W.F. Geophysics of the Pitman Fracture Zone and Pacific-Antarctic plate motions during the Cenozoic // Science – 1995. – 270. – P. 947–953.
- Christeson G.L.,** Barker D.H.N., Austin Jr.J.R., Dalziel I.W.D. Deep crustal structure of Bransfield Strait: Initiation of a back arc basin by rift reactivation and propagation // J. Geophys. Res. – 2003 – 108 (B10) – P. 2492 doi: 10.1029/2003JB002468.
- Cunninham A.P.,** Barker R.F., Gohl K. and Nitsche F.O. Multichannel seismic investigation of the ‘Bellingshausen Gravity Anomaly’ and West Antarctic continental margin near 95°W // In Proceeding of the 8th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Bull.R.Soc.N.Z. – 2002 – 35. – P. 201–206.
- Dalziel I.W.D.** and D.H. Elliot. West Antarctica: problem child of Gondwanaland // Tectonics. – 1982. – 1 – P. 3–19.
- Elliot D.H.** The planar crest of Graham Land, Northern Antarctic Peninsula: possibly origins and timing of uplift // Geology and Seismic stratigraphy of the Antarctic margin. P.2: Antarctic research series – 1997. – V.71. – P. 51–73.
- Galindo-Zaldivar J.,** Jabaloy A., Maldonado A., Martinez-Martinez J.M., Galdeano C.S., Somoza L, Surinach E. Deep crustal Structure of the area of intersection between the Shackleton Fracture Zone and the West Scotia Ridge (Drake Passage, Antarctica) // Tectonophysics – 2000. – V.320. – P. 123–139.
- Grad M.,** Guterch A., Janik T. Seismic structure of the lithosphere across the zone of subducted Drake Plate under the Antarctic Plate, West Antarctica // Geophys. J. Int. – 1993. – vol. 115. – P. 568–600.
- Guterch A.,** Grad M., Janik T., Sroda P. Polish Geodynamic Expedition - seismic structure of the West Antarctica // Polish Polar Res. – 1998. – vol. 19 – N 1-2. – P. 113–123.

Heinemann J., Stock J., Clayton R., Hafner K., Cande S, and Raymond C. Constraints on the proposed Marie Byrd Land-Bellingshausen plate boundary from seismic reflection data // *J. Geophys. Res.* – 1999. – 104. – P. 25,321–25,330.

Larter R.D. and Barker P.F. Effects of ridge crest-trench interaction on Antarctic-Phoenix spreading: Forces on a young subducting plate // *J. Geophys. Res.* – 1991. – 96. – P. 19,583–19,607.

Larter R.D., Cunningham A.P., Barker P.F., Gohl K, and Nitsche F.O. Structure and tectonic evolution of the West Antarctic continental margin and Bellingshausen Sea // *Korean J. Polar Res.* – 1999. – 10. – P. 125–133.

Larter R.D., Cunningham A.P., Barker P.F., Gohl K, and Nitsche F.O. Tectonic evolution of the Pacific margin of Antarctica 1. Late Cretaceous tectonic reconstructions // *J. Geophys. Res.* – 2002. – 107 (B12) – P. 2345, doi: 10.1029/2000JB000052.

Livermore L., Balanya J.C., Maldonado A., Martinez J.M., Rodriguez-Fernandez J., Galdeano C.S., Galindo-Zaldivar J., Jabaloy A., Barnolas A., Somoza L., Hernandez-Molina J., Surinach E., Viseras C. Autopsy on a dead spreading center: the Phoenix Ridge, Drake Passage, Antarctica // *Geology* – 2000. – V.28, N 7 – P. 507–510.

Maldonado A., Balanya J.C., Barnolas A., Galindo-Zaldivar J., Hernandez J., Jabaloy A., Livermore L., Martinez J.M., Rodriguez-Fernandez J., Galdeano C.S., Somoza L., Surinach E., Viseras C. Tectonics of an extinct ridge-transform intersection, Drake Passage (Antarctica) // *Marine Geophys. Res.* – 2000. – V.21. – P. 43–68.

McAdoo D.C., and Marks K.M. Gravity fields of the Southern Ocean from Geosat data // *J. Geophys. Res.* – 1992. – 97. – P. 3247–3260.

McAdoo D.C. and Laxon S. Antarctic tectonics: Constrains from an ERS-1 satellite marine gravity field // *Science* – 1997. – 276. – P. 556–560.

McCarron J.J. and Larter R.D. Late Cretaceous to early Tertiary subduction history of the Antarctic Peninsula // *J. Geol. Soc. London* – 1998. – 155 – P. 255–268.

Sandwell D.T. and Smith W.H.F. Marine gravity-anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry // *J. Geophys. Res.* – 1997. – 102. – P. 10,039–10,054.

Schult A. and Guerreiro S.D.C. Paleomagnetism of Mesozoic igneous rocks from the Maranhao Basin, Brazil and the time of opening of the South Atlantic // *Earth Planet.Sci.Lett.* – 1979. – 42. – P. 427–436.

Storey B.C., Vaughan A.P.M., Millar I.L. Geodynamic evolution of the Antarctic Peninsula during Mesozoic times and its bearing on Weddell Sea history. Weddell Sea tectonics and Gondwana Break-up. Ed. By B.C.Storey, E.C.King, L.A.Livermore. // *Geol. Soc. Special Publ. London* – 1996. – N 108. – P. 87–103.

Sutherland R. Basement geology and tectonic development of the greater New Zealand region: An interpretation from regional magnetic data // *Tectonophysics* – 1999. – 308 – P. 341–362.