

Применение плотностного моделирования для решения вопроса о природе пролива Брансфилд

© Ю. В. Козленко, М. В. Козленко, 2011

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина
Поступила 22 ноября 2010 г.

Представлено членом редколлегии О. М. Русаковым

З метою вивчення глибинної будови північно-західної окраїни Антарктичного півострова, враховуючи існування двох суперечливих уявлень щодо причин виникнення рифтогенезу в протоці Брансфілд, на основі сейсмічних даних проведено багатоваріантне двовимірне густинне моделювання вздовж профіля, що охоплює структури від океанічного блока протоки Дрейка до континенту. Результати не підтвердили спрединго-субдукційну природу Західної Антарктики. Таким чином, материкова окраїна Антарктичного півострова швидше за все належить до пасивного типу і протока Брансфілд не є задуговим басейном. Показано, що типово океанічна кора протоки Дрейка змінюється двошаровою субконтинентальною корою Південношотландських островів. У протоці Брансфілд підтверджено вкорінення мантійної речовини в нижню і середню частини фундаменту, що разом з просіданням дна є типовим для рифтових структур. Припущено існування ще одного центру рифтингу в прибережній частині платформи Брансфілд. Розрахована глибина залягання поверхні мантії в межах Антарктичного півострова засвідчує про його континентальну будову.

In order to study deep structure of north-western borderland of the Antarctic Peninsula, taking into account two existing contradictory notions as to the reasons of appearance of rifting in the Bransfield Strait, according to seismic data, multi-variant two-dimensional density simulation has been conducted along the profile involving the structures from the oceanic block of the Drake Strait up to the continent. The results did not confirm the spreading-subduction nature of the West Antarctica. Therefore, the continental margin of the Antarctic Peninsula belongs the most probably to the passive type, and the Bransfield Strait is not a back from arch basin. It has been shown that typically oceanic crust of the Drake Strait is interchanged by two-layered sub-continental crust of the South Shetland islands. In the Bransfield Strait the rootage of the mantle matter into lower and medium part of the basement has been confirmed that together with subsidence of the bottom is typical for rift structures. Suggestion has been made as to existence of one more rifting center in the coastal part of the Bransfield platform. The depth of the mantle surface within the Antarctic Peninsula obtained according to calculations, testifies its continental structure.

Введение. Геолого-геофизические особенности акваторий вокруг Антарктического полуострова (Земли Грейама) — моря Беллингаузена, пролива Дрейка, морей Скоша и Уэдделла (рис. 1) — являются весьма важными для понимания тектонических процессов, сформировавших Западную Антарктику [Бахмутов, 2006]. Морфология ее северо-западной части характеризуется чередованием параллельно расположенных узких и длинных (порядка 40 на 300 км) возвышенностей: Антарктического полуострова, гряды Южно-Шетландских островов и впадин: трога Брансфилд, Южно-Шетландского желоба [Атлас Мира, 2007]. Пролив Брансфилд, разделяющий Южно-Шетландские острова и Антарктический полуостров, отличается достаточно сложным

строением (см. рис. 1): в северо-восточной части протягивается трог шириной порядка 50 км и глубиной до 2 км; южнее расположена мелководная платформа Брансфилд шириной около 30 км, включающая в себя группы островов и скал.

Материковая часть района работ (Южно-Шетландские острова и Земля Грейама) в целом слабо изучена геолого-геофизическими методами из-за ледовых шапок, покрывающих данные структуры. Скопления плавающих льдов мешают проведению исследований на мелководье, поэтому морские геофизические наблюдения сосредоточены преимущественно в глубоководной части пролива Брансфилд (рис. 2). Труднодоступность региона приводит к тому, что при измерении потенциальных по-

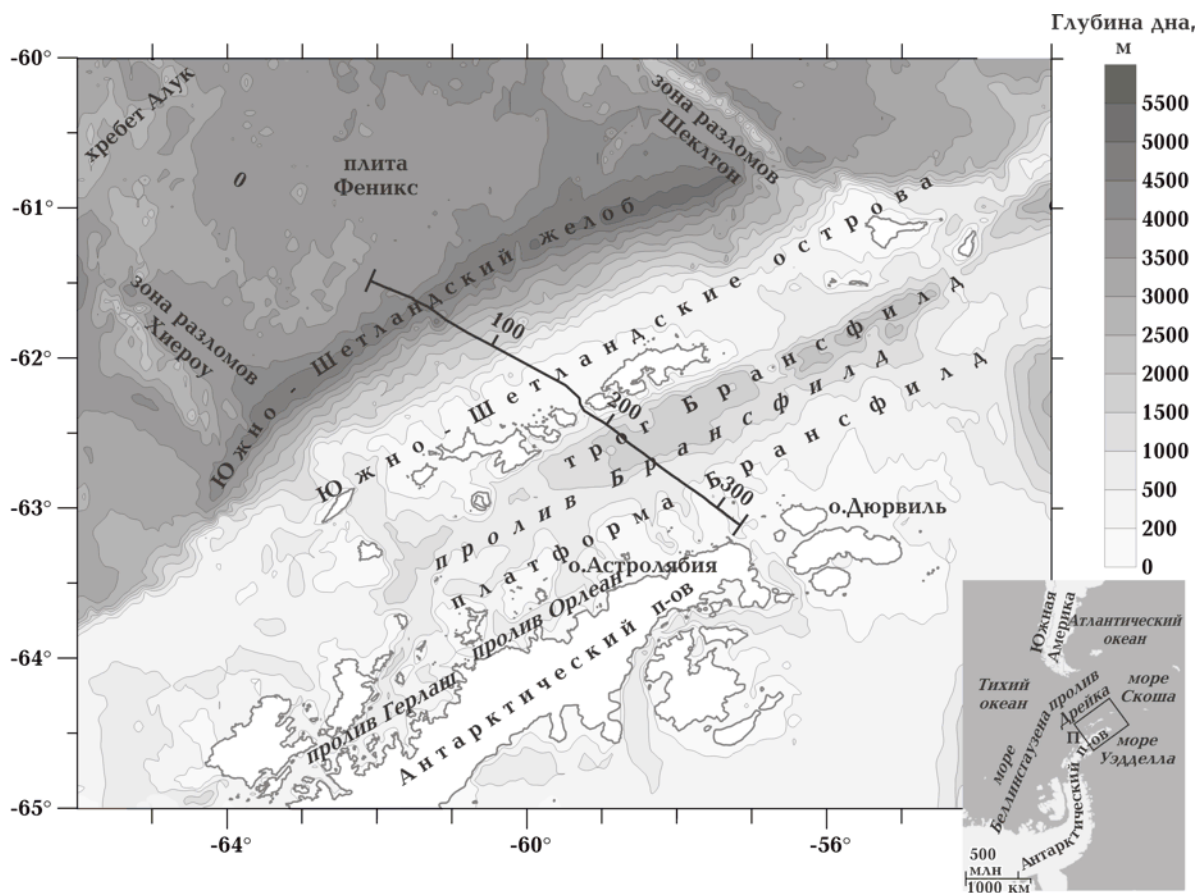


Рис. 1. Батиметрическая карта изучаемого региона с положением модельного профиля. На врезке дана обзорная схема с выделенным районом исследований.

лей основной упор делается на дистанционные методы: аэромагнитную съемку для магнитного поля [Renner et al., 1985; Garrett, 1990] и пересчет спутниковых альтиметрических наблюдений для гравитационного [McAdoo, Marks, 1992; Sandwell, Smith, 1997]. Сейсмические исследования в основном ограничены по глубине [Barker, 1994; Barker, Austin, 1994; Young Keun Jin et al., 2002; Barker et al., 2003; Galindo-Zaldívar et al., 2004]. Глубинное строение коры и залегание границы Мохо изучены достаточно фрагментарно [Ashcroft, 1972; Guterch et al., 1998; Christeson et al., 2003]. Зона перехода океан—континент геолого-геофизическими экспедициями почти не исследована. Особенности строения и эволюции данного сегмента Антарктической материковой окраины выводятся практически только на основании интерпретации полосовых магнитных аномалий [Barker, 1982; McCarron, Larter, 1998].

Таким образом, работа по изучению глубинного строения земной коры и верхней мантии в региональном трансекте от океанического

блока пролива Дрейка до континентальной структуры Антарктического полуострова является весьма актуальной.

Представления о природе структур изучаемого региона. В соответствии с современными представлениями пролив Брансфилд возник в результате рифтинга [Keller, Fisk, 1987; Acosta et al., 1992; Barker, Austin, 1994; Удинцев и др., 1999]. Существует два мнения о причине его происхождения. В соответствии с одним из них, образование рифтового трога связано исключительно с вертикальными подвижками земной коры, вызванными внедрением мантийного диапира [Удинцев, Шенке, 2004]. Более распространена концепция о ведущей роли горизонтальных перемещений блоков, исходя из которой трог Брансфилд является задуговым бассейном, возникшим в результате переработки континентальной коры окраины Антарктического полуострова вследствие пододвигания под него океанической плиты Феникс [Garret, Storey, 1987; Grad et al., 1993; Lawver et al., 1995; Galindo-Zaldívar et al., 2004].

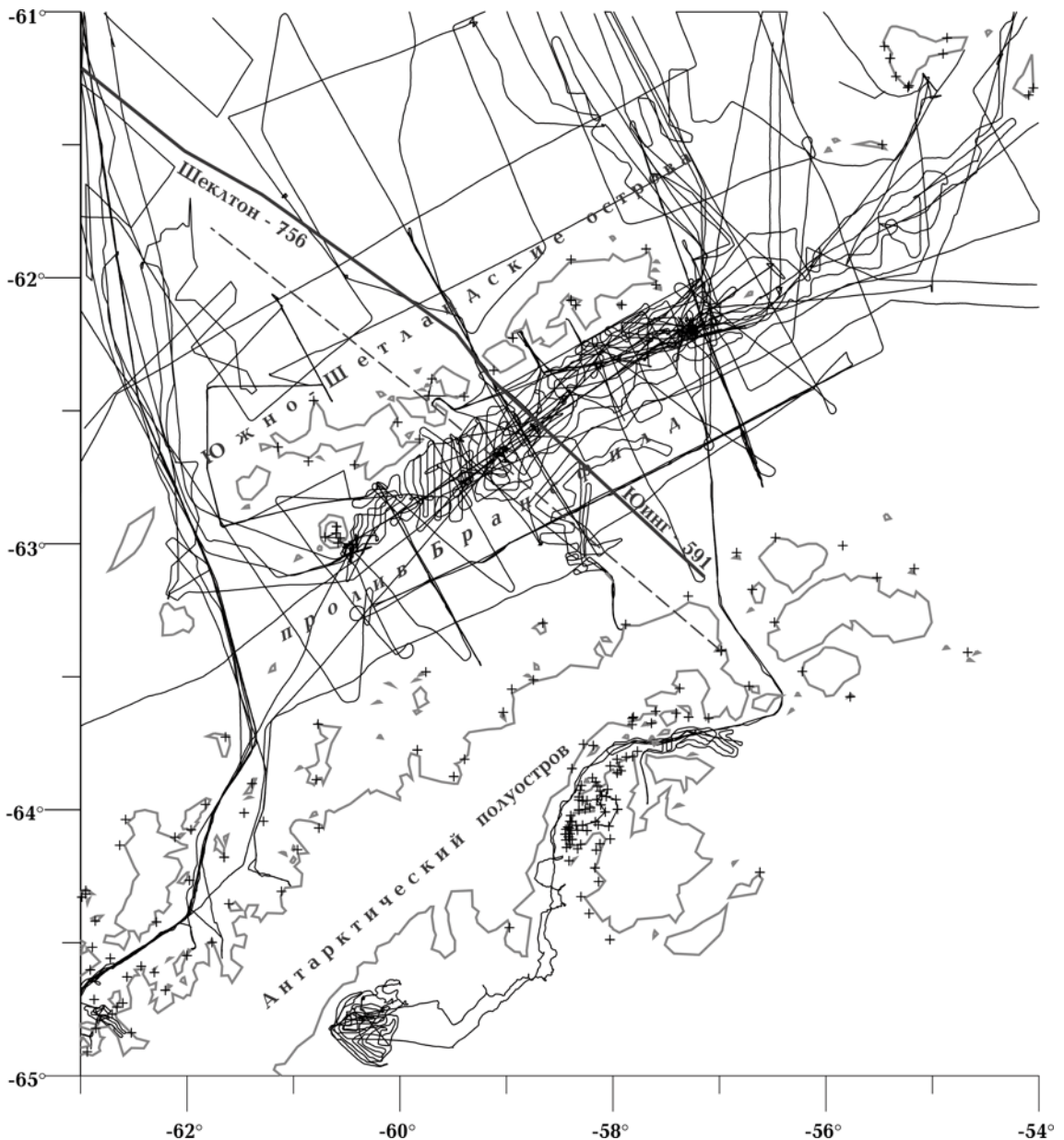


Рис. 2. Схема изученности морскими экспедициями акватории северо-западной оконечности Антарктического полуострова. Линиями показаны галсы геофизических съемок, крестиками — пункты наземных гравиметрических наблюдений. Жирной линией обозначен модельный гравиметрический профиль, пунктиром — профиль ГСЗ № 17 [Grad et al., 1993].

Одним из основных аргументов сторонников идеи субдукции является наличие глубоководного Южно-Шетландского желоба, характерного для активных материковых окраин [Henriet et al., 1992]. Однако следует отметить, что и для зон перехода океан—континент пассивного типа подтверждено существование прогибов фундамента у подножья континентального склона [Stockmal et al., 1986; Литвин, 1987]. Согласно тектоническим построениям, пододвигание океанической плиты под

Антарктический полуостров происходило в отдельных сегментах, контролируемых зонами трансформных разломов [Larter, Barker, 1991]. Поскольку юго-западная часть хребта Алука, являвшегося осью спрединга плиты Феникс, уже погребена под материком, Южно-Шетландский желоб, если он возник в результате субдукции, должен быть ограничен разломными зонами Хиероу и Шеклтон. В то же время анализ карты батиметрии (см. рис. 1) показывает, что желоб простирается более чем на

50 км к юго-западу от разлома Хиероу. Таким образом, нет оснований связывать происхождение желоба со спрединго-субдукционным воздействием плиты Феникс.

Параметризация разреза. Для определения глубинного строения континентальной окраины Антарктического полуострова с помощью программного обеспечения [Козленко и др., 2000] было проведено двумерное плотностное моделирование вдоль профиля длиной 320 км, который охватывает практически все тектонические элементы данного района — южную часть океанической котловины пролива Дрейка, глубоководный Южно-Шетландский желоб, Южно-Шетландские острова и пролив Брансфилд до северной оконечности Земли Грейама.

Параметризация плотностных моделей осуществляется обычно на основании сейсмических данных. В районе исследований проложен единственный региональный профиль ГСЗ № 17, пересекающий все главные морфоструктуры (см. рис. 2). Однако он относительно неплохо обеспечен гравиметрическими данными исключительно в пределах трога и части платформы Брансфилд, но крайне слабо — в зоне перехода океан—континент. Поэтому для моделирования был использован профиль, составленный из галсов съемок поля силы тяжести № 756 НИС «Шеклтон» и № 591 НИС «Юинг», которые проходят почти параллельно сейсмическому профилю и составляют самый протяженный ряд непрерывных наблюдений. Провести профиль таким образом, чтобы он пересекал Антарктический полуостров, не представляется возможным в связи с отсутствием гравиметрических данных в пределах суши.

Поскольку в характеристиках земной коры и верхней мантии несомненно отражается генезис структуры, с помощью моделирования глубинного строения можно оценить, какая из концепций происхождения трога Брансфилд является более достоверной. В связи с тем, что существует два противоречивых представления о причинах возникновения рифтогенеза в проливе Брансфилд, были созданы две гравитационные модели.

Первая, в которой проверялась концепция субдукционной природы изучаемого района с погружающимся блоком океанической коры, была построена путем прямого перевода сейсмической модели [Grad et al., 1993, fig. 17] в плотностную.

Из-за отсутствия сейсмической модели не-

субдукционной природы для построения второй модели, в которой строение коры и верхней мантии соответствует материковой окраине пассивного типа, был использован широкий спектр геофизических данных. В пределах участка разреза в проливе Дрейка мощность коры была задана по [Mooney et al., 1998], а значения плотностей — по [Русаков, 1985] в соответствии с возрастом плиты Феникс, который в данном районе, согласно полосовым магнитным аномалиям (№№ 5а—6а), составляет порядка 12—21 млн лет [Kim et al., 1992]. Для части модели от Южно-Шетландских островов до Антарктического полуострова мощности осадков, а также границы в консолидированной коре разреза задавались на основании интерполяции всех сейсмических моделей для данного района [Ashcroft, 1972; Grad et al., 1993; Barker, 1994; Janik 1997; Christeson et al., 2003]. В пределах пролива Брансфилд на глубинах ниже 10 км в соответствии с сейсмическими данными [Janik 1997; Barker et al., 2003; Vuan et al., 2005] в модель включено тело с параметрами, характерными для коромантийной смеси.

Перевод значений скорости в плотности для обеих моделей проводился с помощью функций $\rho=f(V)$: для осадочных слоев [Козленко, 1989], для консолидированной коры и верхней мантии в континентальной части разреза [Гордиенко, 1986], в океанической части [Русаков, 1984]. При проведении исследования была учтена зависимость плотности осадков от мощности слоев и глубины их залегания. В качестве функции приведения использовались параметрические модели: для структур, имеющих континентальное происхождение — по [Трипольский, Шаров, 2004], для океанических образований — по [Русаков, 1989].

Подбор гравиметрического поля проводился с шагом 5 км. Моделирование осуществлялось путем изменения параметров консолидированной коры и верхней мантии. Границы и плотности осадочных слоев оставались постоянными, поскольку они определены достаточно уверенно.

Моделирование континентальной окраины субдукционного типа. Проверка идеи субдукции на основании сейсмической модели [Grad et al., 1993] осуществлялась ранее при подборе плотностного разреза [Yegorova et al., 2009, fig. 9]. Особенностью этой работы является то, что интерпретировалось не наблюдаемое поле силы тяжести, а гравитационные аномалии, полученные путем пересчета альтиметрических измерений. Однако, как показывают про-

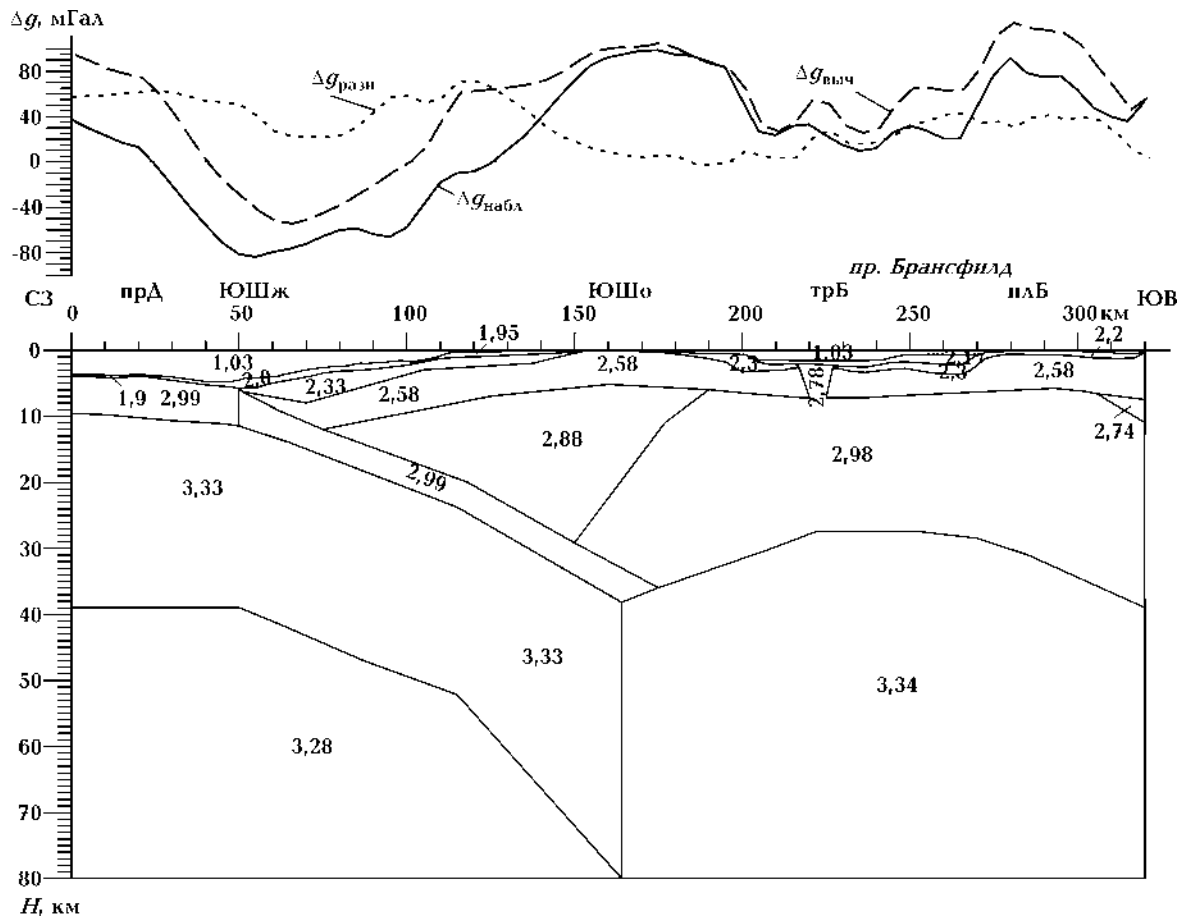


Рис. 3. Двумерная плотностная модель северо-западной оконечности Антарктического полуострова активного типа согласно [Grad et al., 1993, fig. 17] без подбора гравитационного поля: прД — пролив Дрейка, ЮШж — Южно-Шетландский желоб, ЮШо — Южно-Шетландские острова, трБ — трог Брансфила, плБ — платформа Брансфила. Значения ρ в г/см³.

веденные исследования, значения поля силы тяжести, полученные по данным альтиметрии, весьма существенно (до нескольких десятков мГал) отличаются от данных набортных съемок [Дробышев и др., 2005; Тулин, Ильинский, 2005] и использовать их можно только для качественного анализа, особенно в областях контрастных структур, т. е. на границах блоков различного генезиса. Количественные расчеты методом плотностного моделирования следует проводить только по результатам измерений морскими гравиметрами [Gresu et al., 2000]. Кроме того, в работе [Yegorova et al., 2009] в зоне перехода океан—континент точность подбора поля превышает 20 мГал. При такой погрешности некорректно делать выводы о глубинном строении района.

Для получения более достоверного распределения плотностей в земной коре и верхней мантии разрез, основанный на модели [Grad et al., 1993, fig. 17], был просчитан с использованием данных набортных гравиметрических

наблюдений (рис. 3). В результате оказалось, что вычисленное гравитационное поле значительно отличается от наблюдаемого. Совпадение отмечается на краю профиля вблизи материка (ПК 320), а также на южном склоне гряды Южно-Шетландских островов и прилегающей части пролива Брансфила (ПК 170—215). В пределах пролива Дрейка и глубоководного желоба (ПК 0—50) значение разностного поля ($\Delta g_{\text{разн}}$) составляет 50—60 мГал. Максимальная величина разностной аномалии (70 мГал) отмечена в районе северной бровки шельфа Южно-Шетландской гряды (ПК 120). Над вулканическим штоком в центральной части трога Брансфила (ПК 220) $\Delta g_{\text{разн}}$ достигает 30 мГал. Шельфовая зона Антарктического полуострова характеризуется разностной аномалией величиной до 40 мГал и протяженностью около 40 км (ПК 270—310). Такие расхождения между наблюдаемыми и вычисленными значениями требуют существенной коррекции параметров модели.

Подбор модельного поля нуждается, в первую очередь, в изменении плотности коры погружающейся плиты в северо-западной части профиля (ПК 0—150). В сейсмической модели [Grad et al., 1993] скорость продольных волн в океанической коре (7,2 км/с) оказывается больше, чем в коромантийной смеси под трогом Брансфилд (7,0 км/с), что противоречит здравому смыслу. Кроме того, величина $V_p=7,2$ км/с значительно завышена, поскольку статистическая обработка результатов измерений скорости продольных волн в океанах для консолидированной коры дает среднее значение $V_p=6,25$ км/с [Русаков, 1984]. При погружении плиты пористость в коре уменьшается [Whitmarsh, 1977], средняя скорость волн в породах увеличивается до значений, характерных для океанического слоя «3» (6,73 км/с) [Christensen, Salisbury, 1975]. Согласно расчетам, таким величинам V_p отвечают плотности 2,8 и 2,89 г/см³ соответственно; кроме того, значение скорости для верхней мантии молодой

океанической плиты Феникс также завышено и, следовательно, величину ρ этой части модели следует уменьшить до 3,31 г/см³ согласно данным [Русаков, 1984].

Внесение указанных изменений в модель дало возможность подобрать поле силы тяжести в океанической части. Чтобы убрать максимальную аномалию на ПК 120, пришлось дополнительно разделить верхнюю мантию на несколько блоков с различной плотностью. Локальный характер аномалии на ПК 220 позволяет уменьшить величину $\Delta g_{\text{разн}}$ незначительным снижением плотности штока (до 2,75 г/см³). Приблизить модельное поле к наблюдаемому в юго-восточной части профиля можно, понизив значение ρ в консолидированной коре приматериковой области до 2,9 г/см³. В подобранной за счет изменения плотностей при закрепленных границах всех слоев модели погрешность расчетов не превышает ± 10 мГал (рис. 4). Точность подбора можно увеличить при задании величин ρ в формате трех знаков

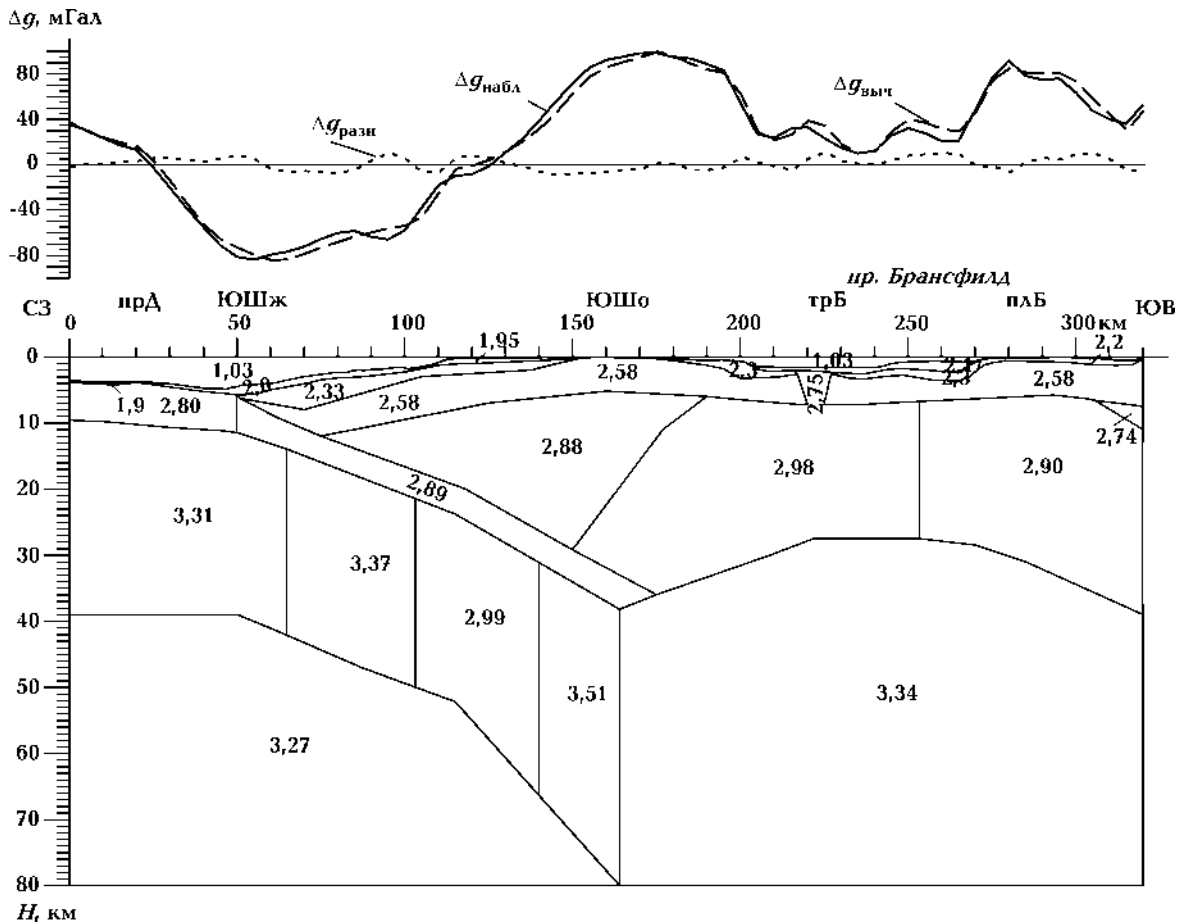


Рис. 4. Двумерная плотностная модель северо-западной оконечности Антарктического полуострова активного типа согласно [Grad et al., 1993, fig. 17] с подобранным гравитационным полем. Обозначения см. на рис. 3.

после запятой [Козленко, Козленко, 2006], что невозможно из-за малого количества определения параметров физических свойств пород данного региона.

Из полученного разреза видно, что участок ПК 0—60 отвечает общепринятым представлениям о строении океанической литосферы. В проливе Брансфилд на глубинах 10—30 км подтверждается наличие блока с плотностью, характерной для коромантийной смеси. Но, в отличие от модели [Grad et al., 1993], ширина этого блока оказалась на 65 км меньше. Таким образом, кристаллический фундамент платформы Брансфилд (ПК 250—310) относится к типу, переходному от континентального к океаническому. Однако глубинное строение части разреза, значимой в плане концепции погружающейся плиты (ПК 60—160), невозможно объяснить с геологической точки зрения, поскольку по результатам моделирования мантия оказывается разбита на блоки с чередованием аномально высоких и низких значений плот-

ности: 3,37; 2,99 и 3,51 г/см³ (при нормальной величине ρ для молодой океанической котловины 3,31—3,32 г/см³ [Русаков, 1984]). Таким образом, полученные результаты опровергают субдукцию океанической плиты Феникс под континентальную Антарктическую.

Моделирование материковой окраины пассивного типа. Для проверки предположения о происхождении трога Брансфилд в результате рифтогенеза, не связанного с процессом субдукции, была просчитана вторая модель (рис. 5). Благодаря тому, что в процессе моделирования изменялись не только значения плотности, но и конфигурация границ разреза, точность подбора удалось повысить до ± 5 мГал.

В полученной модели покрытая тонким слоем современных осадков консолидированная кора в проливе Дрейка и Южно-Шетландском желобе (ПК 0—50) является типично океанической — имеет мощность порядка 6 км и плотность 2,75 г/см³. Поверхность мантии конформно рельефу дна погружается в сторону остров-

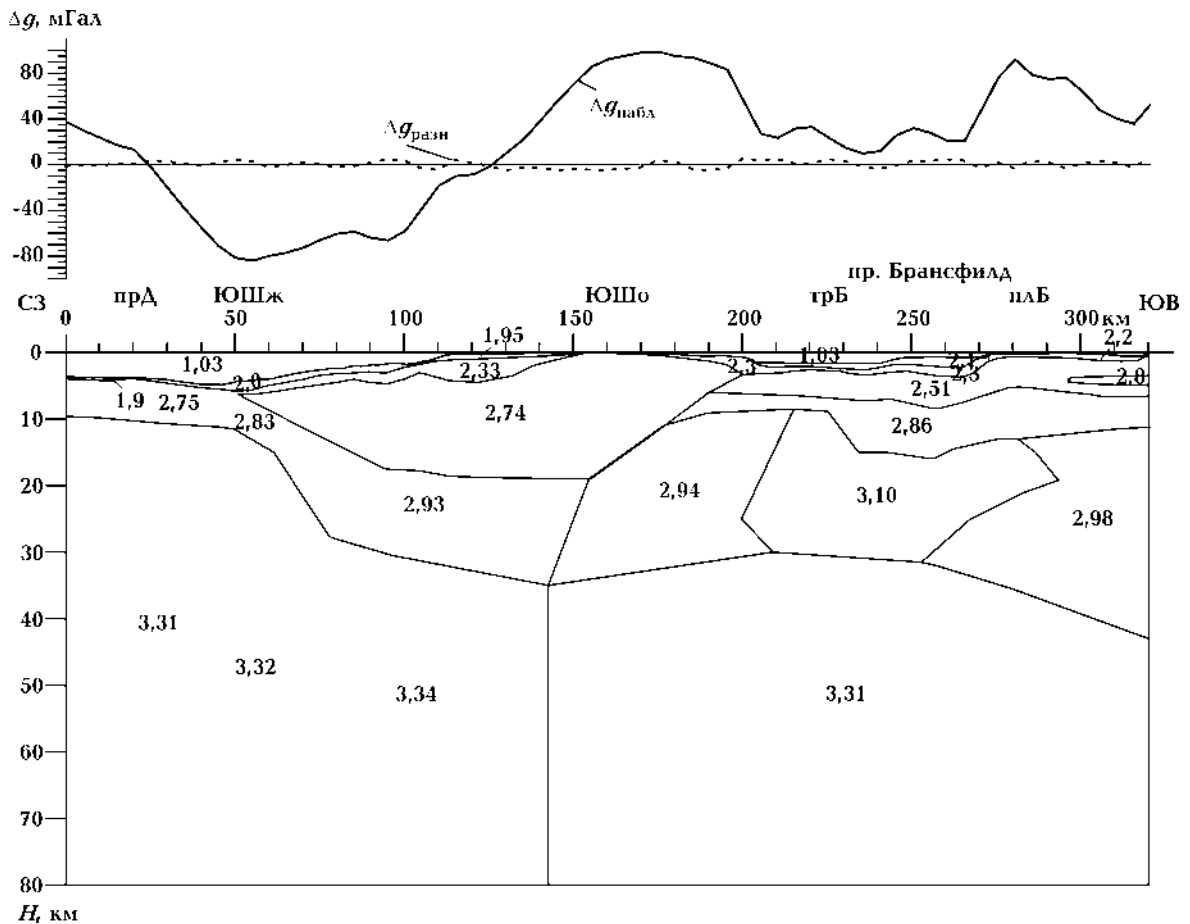


Рис. 5. Подобранная двумерная плотностная модель северо-западной оконечности Антарктического полуострова пассивного типа. Обозначения см. на рис. 3.

ной гряды. В районе континентального подножья (ПК 50) происходит смена типов коры — появляется горизонт, сложенный консолидированными осадками ($\rho=2,33 \text{ г/см}^3$), а кристаллический фундамент значительно утолщается и разделяется на два слоя со значениями плотности, равными 2,74 и 2,93 г/см^3 . Подошва коры достаточно круто погружается с 11,5 до 27,5 км. В нижней части консолидированной коры и в верхней мантии на ПК 50—60 выделяется переходная зона с величинами ρ , промежуточными между характерными для океанических и континентальных типов литосферы.

Блок Южно-Шетландских островов (ПК 50—200) имеет резко асимметричное строение. Северо-западный борт характеризуется относительно мощным осадочным чехлом, толщина которого на ПК 120 превышает 4 км, из них около 800 м современных отложений. В качестве источника материала для такого большого объема консолидированных осадков требуется крупный массив суши. На этом основании можно утверждать, что островная гряда раньше была частью Антарктического материка. Поверхность кристаллической коры представляет собой чередование повышений и понижений с амплитудой до 1,5 км. Кровля слоя консолидированных осадков во многом определяется сложным рельефом фундамента. Выступы на ПК 85 и 105 служили барьером для сноса материала с берега, что привело к образованию осадочных призм. Ближний к островной гряде карман был засыпан полностью. Поверх него образовалась пологая выровненная поверхность, являвшаяся палеошельфом. Мористее его бровки кровля и подошва нижнего осадочного слоя в целом конформны. Современный рельеф дна в целом унаследовал сформировавшуюся структуру — шельф и континентальный склон располагаются в тех же пределах, что и древние. Волнистая линия батиметрии в средней и нижней частях континентального склона вызвана накоплением материала при гравитационным обрушением бровки шельфа.

Юго-восточный борт гряды характеризуется значительно меньшей мощностью осадочного чехла, не превышающей 2,4 км (ПК 200). В отличие от северо-западного борта здесь отсутствуют современные накопления, поверхность дна осложнена неровностями, тогда как кровля фундамента выравнена, причем ее крутизна увеличивается при удалении от островов. Отсутствие молодых отложений свидетельствует о стабильности гипсометрического положения,

в то время как накопление осадочного материала с северо-западной стороны островов указывает на погружение этого участка. Наличие вертикальных движений земной коры с одной стороны островной гряды и отсутствие их с другой может объясняться перетеканием мантийного вещества из-под Южно-Шетландского блока в рифт под проливом Брансфилд в процессе продвижения астенолита [Артюшков, 1993]. В строении консолидированной коры также наблюдается асимметрия. Модельные границы северо-западного борта менее крутые и выполаживаются к островам. С юго-восточной стороны градиент глубины залегания этих границ существенно выше и в нижних частях слоев не происходят изменения углов наклона. Наиболее глубокая точка залегания подошвы коры (35 км на ПК 142) смещена на 18 км к северо-западу относительно вершины кристаллического фундамента. Тем самым нарушена закономерность, согласно которой в континентальных структурах верхняя и нижняя поверхности консолидированной коры антиморфны, т. е. выступ кровли расположен непосредственно над прогибом подошвы [Чекунов, Соллогуб, 1987]. Таким образом, фундамент Южно-Шетландских островов со стороны пролива Брансфилд оказывается срезанным вследствие переработки коры, вызванной внедрением мантийного плюма в пределах трога.

Пролив Брансфилд по глубинному строению резко отличается от Южно-Шетландской гряды — консолидированная кора модели подразделяется на три слоя. В двух верхних горизонтах плотности постоянны по простиранию и составляют 2,51 и 2,86 г/см^3 . В третьем значении ρ изменяются: 2,94 г/см^3 со стороны Южно-Шетландских островов, 3,10 г/см^3 под центром пролива и 2,98 г/см^3 в пределах окраины Антарктического полуострова. Участок между ПК 200 и 290 характеризуется сложной конфигурацией поверхностей модельных слоев. Границы в земной коре в этом интервале залегают конформно, образуя чередование поднятий (ПК 220, 245 и 280) и впадин (ПК 235 и 260). В пределах континентальной окраины на глубинах 3,5—5 км выделено локальное тело с повышенной плотностью. Подошва коры от 35 км под Южно-Шетландскими островами поднимается до 30 км к центру трога Брансфилд с последующим погружением глубже 40 км в сторону материка. Полученные результаты согласуются с данными сейсмического моделирования [Barker et al., 2003; Janik et al., 2006] и томографии [Vuan et al., 2005].

Подобранная модель (рис. 5), в отличие от модели рис. 4, имеет геологически обоснованное закономерное распределение значений плотности в верхней мантии: $3,31 \text{ г/см}^3$ под молодой океанической котловиной пролива Дрейка, $3,34 \text{ г/см}^3$ — в пределах субконтинентального блока Южно-Шетландских островов с узкой переходной зоной между ними и пониженным значением ($\rho=3,31 \text{ г/см}^3$) под проливом Брансфилд. Таким образом, модель пассивной материковой окраины и инициального рифта оказывается более аргументированной, чем модель субдукции и задугового бассейна.

Глубинное строение пролива Брансфилд.

По результатам проведенного моделирования можно представить, что структура пролива Брансфилд сформировалась в результате подъема мантийного вещества, проплавления нижней части коры с образованием коромантийной смеси (высокоскоростной блок на сейсмическом профиле [Janik, 1997] и зона распространения $V_s > 4,0 \text{ км/с}$ на скоростной модели [Vuan et al., 2005]), с внедрением выплавок в верхнюю часть фундамента и проседанием поверхности дна, что является характерным для рифтогенеза. Наличие двух вершин (ПК 215 и 275) в коромантийном блоке может указывать на существование в данном районе двух центров тектономагматической деятельности. На рифтогенез в прибрежной части Антарктического полуострова (ПК 310) указывает заполненный осадками прогиб поверхности кристаллического фундамента и наличие под ним в верхней части коры тела с повышенной плотностью. Однако в этой зоне процесс протекал не так активно, как в центральной части пролива Брансфилд, на что указывает меньшая ширина и глубина прогибов дна и фундамента, а также параметры нижней части коры — плотность ($2,98 \text{ г/см}^3$) меньше, а залегание кровли (11 км) ниже, чем под трогом ($3,10 \text{ г/см}^3$ и $8,5 \text{ км}$ соответственно). В последующем центр магматической активности сместился к северо-западу (в приматериковой части произошла дифференциация внедренного материала), на

глубинах $3,5\text{—}5 \text{ км}$ обособилось уплотненное до $2,80 \text{ г/см}^3$ тело и понизилось значение ρ в нижней. В настоящее время процесс рифтогенеза локализован под осью трого Брансфилд (ПК 220).

Выводы. Результаты многовариантного гравитационного моделирования не подтвердили существование части плиты Феникс, погруженной под Антарктическую. Кроме того, геоморфологическое положение Южно-Шетландского желоба относительно зоны разломов Хиероу противоречит представлению о его спрединго-субдукционной природе. Таким образом, можно сделать вывод, что материковая окраина северо-западной оконечности Антарктиды относится к пассивному типу и, следовательно, пролив Брансфилд не является задуговым бассейном.

Двумерное плотностное моделирование (см. рис. 5), проведенное на базе сейсмических данных, позволило сделать выводы относительно глубинного строения северо-западной окраины Антарктического полуострова. Типично океаническая кора пролива Дрейка мощностью 6 км сменяется двуслойной субконтинентальной корой Южно-Шетландских островов толщиной до 35 км . В пределах пролива Брансфилд два верхних слоя консолидированной коры имеют мощности $3\text{—}5$ и $2\text{—}8 \text{ км}$ с постоянными по простирацию плотностями $2,51$ и $2,86 \text{ г/см}^3$ соответственно. Такие значения близки к параметрам 2-го и 3-го океанических слоев, что указывает на формирование между Южно-Шетландскими островами и Антарктическим полуостровом коры субокеанического типа.

В проливе Брансфилд подтверждено внедрение мантийного вещества в нижнюю и среднюю части фундамента, что вместе с проседанием дна является типичным для рифтовых структур. Еще один центр рифтинга предполагается в прибрежной части платформы Брансфилд. Понижение поверхности мантии в юго-восточном направлении до 43 км свидетельствует о континентальном строении Антарктического полуострова.

Список литературы

- Артюшков Е. В. Физическая тектоника. — Москва: Наука, 1993. — 456 с.
- Атлас Мира. — Москва: Ультра ЭКСТЕНТ, 2007. — 248 с.
- Бахмутов В. Г. Эволюция и геодинамика основных структур Западной Антарктики в мезо-кайнозое: современные представления // Украинський антарктичний журнал. — 2006. — № 4—5. — С. 52—63.
- Гордиенко В. В. Нормальные разрезы тектоносферы // Геофиз. журн. — 1986. — 8, № 2. — С. 42—46.
- Дробышев Н. В., Железняк Л. К., Клевцов В. В., Ко-

- нешов В. Н., Соловьев В. Н. Погрешность спутниковых определений силы тяжести на море // Физика Земли. — 2005. — № 6. — С. 42—54.
- Козленко М. В., Козленко Ю. В. Плотностная характеристика мезокайнозойских отложений Гвинейского краевого плато в контексте гравитационного моделирования // Геофиз. журн. — 2006. — **28**, № 4. — С. 102—108.
- Козленко Ю. В. Оценка плотности осадочной толщи коры Атлантического океана и ее влияния на гравитационное поле // Геофиз. журн. — 1989. — **11**, № 2. — С. 72—76.
- Козленко Ю. В., Корчагин И. Н., Орлова М. И., Соловьев В. Д., Якимчук Н. А., Якимчук Ю. Н. Методические особенности интерпретации морских магнитометрических и гравиметрических данных // Геология Черного и Азовского морей. — Киев: ОМГОР ННПМ НАНУ, 2000. — С. 185—201.
- Литвин В. М. Морфоструктура дна океанов. — Ленинград: Недра, 1987. — 275 с.
- Русаков О. М. Методика составления гравитационных моделей океанической тектоносферы // Геофиз. журн. — 1989. — **11**, № 1. — С. 3—9.
- Русаков О. М. Плотность слоев консолидированной коры океанического типа // Геофиз. журн. — 1985. — **7**, № 4. — С. 71—80.
- Русаков О. М. Уточненная кривая зависимости между плотностью и скоростью продольных волн консолидированной коры и кровли мантии океанических структур // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1984. — № 5. — С. 21—24.
- Трипольский А. А., Шаров Н. В. Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным. — Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2004. — 159 с.
- Тулин В. А., Ильинский Д. А. О степени доверия к морским гравиметрическим картам, построенным по спутниковым данным // Седьмые геофиз. чтения им. В. В. Федынского. — Москва: ГЕОС, 2005. — С. 86.
- Удинцев Г. Б., Шенке Г. В. Очерки геодинамики Западной Антарктики. — Москва: ГЕОС, 2004. — 132 с.
- 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., Бульчев А. А., Гиллод Д. А. Морфодинамика внедряющегося рифта пролива Брансфилд, Западная Антарктика // Докл. РАН. — 1999. — **368**, № 2. — С. 259—263.
- Чекунов А. В., Соллогуб В. Б. Соотношение границ и кинематики движения в тектоносфере // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1987. — № 8. — С. 27—29.
- Acosta J., Herranz P., Sanz J. L., Uchupi E. Antarctic continental margin: geologic image of the Bransfield Trough, an incipient ocean basin // Geologic Evolution of the Atlantic Continental / Ed. C. W. Poag, P. C. de Graciansky. — New York: Rises Van Nostrand Reinh, 1992. — P. 49—61.
- Ashcroft W. A. Crustal structure of the South Shetland Islands and the Bransfield Strait // British Antarctic Survey Scientific Reports. — 1972. — № 66. — 43 p.
- Barker D. H. N., Austin J. A. Tectonic evolution of the Bransfield Strait, Antarctica: intracrustal diapirism, distributed extension and stratigraphic response to marginal basin rifting // Terra Antarctica. — 1994. — **1**, № 1. — P. 287—288.
- Barker D. H. N., Christeson G. L., Austin J. A. jr., Dalziel I. W. D Backarc basin evolution and cordilleran orogenesis: Insights from new ocean-bottom seismograph refraction profiling in Bransfield Strait, Antarctica // Geology. — 2003. — **31**, № 2. — P. 107—110.
- Barker P. F. The Antarctic Peninsula region: Tectonic and Sedimentary Environments // Terra Antarctica. — 1994. — **1**, № 2. — P. 259—262.
- 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.
- Christensen N. I., Salisbury M. H. Structure and constitution of the lower oceanic crust // Rev. Geophys. Space Phys. — 1975. — **13**, № 1. — P. 57—85.
- Christeson G. L., Barker D. H. N., Austin J. A. Jr., 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—2512.
- Galindo-Zaldívar J., Gamboa L., Maldonado A., Nakao S., Bochu Ya. Tectonic development of the Bransfield Basin and its prolongation to the South Scotia Ridge, northern Antarctic Peninsula // Marine Geology. — 2004. — **206**, № 1—4. — P. 267—282.
- Garret S. W., Storey B. C. Lithospheric extension on the Antarctic Peninsula during Cenozoic subduction // Continental Extension Tectonics / Ed. M. P. Coward Devey, P. L. Hancock. — London: Special Publication of the Geological Society, 1987. — № 28. — P. 419—431.
- Garrett S.W. Interpretation of reconnaissance gravity and aeromagnetic surveys of the Antarctic Peninsula // J. Geophys. Res. — 1990. — **95**, № B5. — P. 6759—6777.
- 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. Intern.* — 1993. — № 115. — P. 586—600.
- Greco R. Kh., Korchagin I. N., Kozlenko Yu. V.* Comparison of shipboard gravity measurements and altimetry data along satellite tracks in Atlantic Ocean // 25 General Assembly of European Geophysical Society. *Geophys. Res. Abstr.* — 2000. — 2., SE30. — P. 22.
- Guterch A., Grad M., Janik T., Sroda P.* Polish Geodynamic Expedition — seismic structure of the West Antarctica // *Pol. Polar Res.* — 1998. — 19, № 1—2. — P. 113—123.
- Henriet J. P., Meissner R., Miller H., the GRAPE team* Active margin along the Antarctic Peninsula // *Tectonophysics.* — 1992. — № 201. — P. 229—253.
- Janik T.* Seismic crustal structure of the Bransfield Strait, West Antarctica // *Pol. Polar Res.* — 1997. — 18, № 3—4. — P. 171—225.
- Janik T., Sroda P., Grad M., Guterch A.* Moho depths along the Antarctic Peninsula and crustal structure across the landward projection of the Hero fracture zone // *Antarctica: Contributions to global earth sciences* / Ed. D. K. Futterer, D. Damaske, G. Kleinschmidt, H. Miller, F. Tessensohn. — Berlin: Springer-Verlag, 2006. — P. 229—236.
- Keller L. A., Fisk M. R.* Magmatism associated with the initial stages of backarc rifting, the Bransfield Strait, Antarctica // *U.S. Antarctic J.* — 1987. — № 21. — P. 102—104.
- Kim Y., Chung T. W., Nam S. H.* Marine magnetic anomalies in Bransfield strait, Antarctica // *Rec. Progress in Antarctic Earth Sci.* / Ed. Y. Yoshida et al. — Tokyo: TERRAPUB, 1992. — P. 405—410.
- Larter R. D., Barker P. F.* Effects of Ridge Crest-Trench Interaction on Antarctic-Phoenix Spreading: Forces on a Young Subducting Plate // *J. Geophys. Res.* — 1991. — 96, № B12. — P. 19583—19607.
- 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.
- McAdoo D. C., Marks K. M.* Gravity fields of the Southern Ocean from Geosat data // *J. Geophys. Res.* — 1992. — 97. — P. 3247—3260.
- McCarron J. J., Larter R. D.* Late Cretaceous to early Tertiary subduction history of the Antarctic Peninsula // *J. Geol. Soc. London.* — 1998. — № 155. — P. 255—268.
- Mooney W. D., Laske G., Masters G.* CRUST5.1: a global crustal model at 5 degrees by 5 degrees // *J. Geophys. Res.* — 1998. — 103. — P. 727—747.
- Renner R. G. B., Sturgeon L. J. S., Garret S. W.* Reconnaissance Gravity and Aeromagnetic Surveys of the Antarctic Peninsula // *British Antarctic Survey Sci. Reports.* — 1985. — № 110. — 54 p.
- Sandwell D. T., Smith V. H. F.* Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry // *J. Geophys. Res.* — 1997. — 102, № B5. — P. 10039—10054.
- Stockmal G. S., Beaumont C., Boutilier R.* Geodynamic Models of Convergent Margin Tectonics: Transition from Rifted Margin to Overthrust Belt and Consequences for Foreland-Basin Development // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* — 1986. — 70, № 2. — P. 181—190.
- 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.
- Whitmarsh R. B.* Seismic refraction studies of the upper igneous crust in the north Atlantic and porosity for layer 2 // *Earth and Planet. Sci. Lett.* — 1977. — 37, № 2. — P. 451—464.
- Yegorova T., Bakmutov V., Gobarenko V., Lyashchuk A.* New insight into the deep structure of Antarctic peninsula continental margin by methods of 2d gravity/magnetic modelling and 3d seismic tomography // *Укр. Антракт. журн.* — 2009. — № 8. — С. 67—87.
- Young Keun Jin, Larter R. D., Yeadong Kim, Sang Heon Nam, Kyu Jung Kim.* Post-subduction margin structures along Boyd Strait, Antarctic Peninsula // *Tectonophysics.* — 2002. — 346, № 3—4. — P. 187—200.