

Аномалии магнитного поля и особенности геодинамического развития структур континентальных окраин Антарктического полуострова

© В. Д. Соловьев, И. Н. Корчагин, 2017

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 5 апреля 2017 г.

Нові геофізичні моделі земної кори використано для вивчення можливої природи регіональної магнітної аномалії Тихоокеанського узбережжя (РМА) поблизу Антарктичного півострова (АП). Наведено дані, які дають змогу аналізувати просторовий розподіл РМА і її глибинних джерел на континентальній окраїні Антарктичного півострова. Західні і східні гілки РМА можуть відповідати різним блокам земної кори, пов'язаним переважно з крейдяними магматичними інтрузіями основних порід. Ці гілки РМА утворилися в ранній крейді в структурах, розділених зоною розломів. Просторова неоднорідність різних сегментів РМА також може бути пов'язана з різною глибиною, потужністю і магнітною сприйнятливістю окремих тіл, які формують джерела регіональних аномалій. Активні тектонічні процеси в мезозої—кайнозої привели до комплексної еволюції структур регіону та виникнення великих глибинних магнітних джерел РМА уздовж краю АП, які формувалися під час фаз магматичної активності. Формування окремих сегментів РМА може бути пов'язане з процесами тектонічних змін поблизу межі плит (Антарктичної та Скоша), а також у районах формування палеорифтів. Геофізичні результати для різних РМА-сегментів (від Землі Палмера до улоговини Пауелла) доповнюють уявлення про джерела і походження великої позитивної магнітної аномалії Тихоокеанського узбережжя, що спричинює необхідність пошуку нових можливих механізмів формування структур материкової окраїни Антарктичного півострова.

Ключові слова: Антарктичний півострів, земна кора, Тихоокеанська аномалія узбережжя, джерела магнітних аномалій, геодинаміка.

Введение. Во время проведения сезонных работ в украинских антарктических экспедициях (1997—2012) был выполнен значительный объем геолого-геофизических исследований и получены данные о распределении глубинных неоднородностей в структурах региона, что позволило построить комплексные геофизические модели и дополнить имеющиеся представления об этапах формирования и эволюции тектонических структур Западной Антарктики вблизи Антарктического полуострова [Бахмутов, 2006; Levashov et al., 2008; Козленко, Козленко, 2011; Удинцев и др., 2010; Yegorova, Vakhmudov, 2013; Soloviev et al., 2016 и др.].

Новые геофизические модели земной коры были использованы для изучения возможной природы региональной магнитной аномалии Ти-

хоокеанского побережья (РМА) и закономерностей распределения глубинных источников наиболее протяженных магнитных аномалий вблизи Антарктического полуострова (АП).

Общая характеристика аномального магнитного поля структур западной континентальной окраины Антарктического полуострова. В рамках проекта ADMAP были собраны все имеющиеся данные приземных съемок в пределах $0—120^{\circ}$ W, $60—90^{\circ}$ S, полученные в течение последних 50 лет в районе моря Уэдделла, Антарктического полуострова и морей, расположенных к западу от него. В результате их обработки [Golynsky, Masolov, 1999; Golynsky et al., 2013] была построена сводная карта магнитных аномалий моря Уэдделла и Антарктического полуострова, на которой достаточно

отчетливо видны различия характера поля над участками с континентальной и океанической корой. Участки с океанической корой характеризуются преобладанием датированных палеоаномалий, соответствующих различным этапам спрединга в этом регионе. Над участками с континентальной (или переходной) корой наблюдается сложная картина распределения магнитных аномалий, отражающих наличие в фундаменте целого ряда многофазных магматических образований разного генезиса, степени преобразований и возраста — от фанерозойских (докембрийских) до современных [Golynsky et al., 2002]. Предполагается, что Западная Антарктика состоит из пяти блоков земной коры (террейнов), из которых четыре (АП, горы Элсуэрта—Уитмора, о. Терстон, Земля Мэри Бэрд) активно формировались в фанерозое, а блок Хааг Нунатаки — в докембрии. Каждая из этих областей обладает характерным набором магнитных аномалий, подчеркивающих их локальную обособленность [Бахмутов, 2006].

За последние годы база данных проекта ADMAP существенно пополнилась материалами съемок структур Западной Антарктики в районе моря Росса и участков Тихоокеанской окраины АП [Golynsky et al., 2013]. Включение новых данных в существующие базы ADMAP позволяет получить важную информацию о геологическом строении, истории формирования основных структур и особенностях геодинамики Западной Антарктики. В магнитном поле [Maslanyj et al., 1991] тихоокеанской стороны АП и Земли Элсуэрта доминирует аномалия РМА (Pacific Margin Anomaly), длина которой вдоль побережья АП превышает 2200 км (рис. 1). Положение и особенности морфологии РМА четко фиксируются по результатам обобщения материалов съемок последних лет в Западной Антарктике [Ghidella et al., 2011].

Новая карта магнитного поля части пролива Дрейка и Антарктического полуострова (см. рис. 1) — это результат выполнения международного (Аргентина, Дания, США, Великобритания, Норвегия) проекта Ice Grav [Ghidella et al., 2011]. Общий объем работ — 40 000 км в районе между Южной Америкой и Землей Палмера, Южно-Шетландскими островами. Линейные датированные магнитные аномалии четко выделяются на трех сегментах палеоплиты Феникс, а протяженные аномалии подчеркивают резкий

характер границ зоны разломов Шеклтона. В пределах АП по характерным особенностям распределения магнитных аномалий выделены отдельные участки, которые совпадают с ранее выделенными террейнами полуострова [Бахмутов, 2006]. Авторы проекта считают, что проведенная съемка, как более полная и точная, имеет определенные преимущества над данными ADMAP для этого региона, что позволяет уточнить историю развития пролива Дрейка и структур Антарктического полуострова [Ghidella et al., 2011].

Обобщение материалов съемок 1989—2008 гг. (рис. 2) в виде карт магнитных и гравитационных аномалий было выполнено международной группой исследователей для районов пролива Брансфилд и северной части континентальной окраины АП [Catalan et al., 2013].

РМА: особенности пространственного размещения в структурах Западной Антарктики и параметры источников магнитной аномалии. Аномалия РМА [Maslanyj et al., 1991] или WCMA (West Coast Magnetic Anomaly) [Renner et al., 1985] характеризуется широкой (до 120 км) дугообразной полосой положительных магнитных аномалий с амплитудой от 400 до 1100 нТл и общей длиной (от Южно-Оркнейских островов до о. Терстон) 3800 км (см. рис. 1, 2). Считается [Renner et al., 1985; Garrett, 1990], что аномалия обусловлена сильной намагниченностью сложного линейного батолита, или цепи батолитов, приуроченных к океанической части мезокайнозойской магматической дуги Антарктического полуострова, которая сформировалась при расколе Гондваны вдоль ее древнего Тихоокеанского края [Storey, Garret, 1985]. Современные геофизические и геологические исследования показывают, что АП является составной частью магматической дуги, которая включает в себя два или три отдельных автономных массива, соединенных вдоль окраины Гондваны в среднем мелу [Ferraccioli et al., 2006].

На карте аномального магнитного поля, охватывающей значительный по размерам участок северной части континентальной окраины АП (см. рис. 2), выделены две протяженные положительные аномалии, интенсивность которых изменяется от 400 до 1200—1300 нТл. Аномалия SSMA расположена вблизи Южно-Шетландских островов, ее интенсивность достигает 1300 нТл между островами Смит и Сноу, а дальше на се-

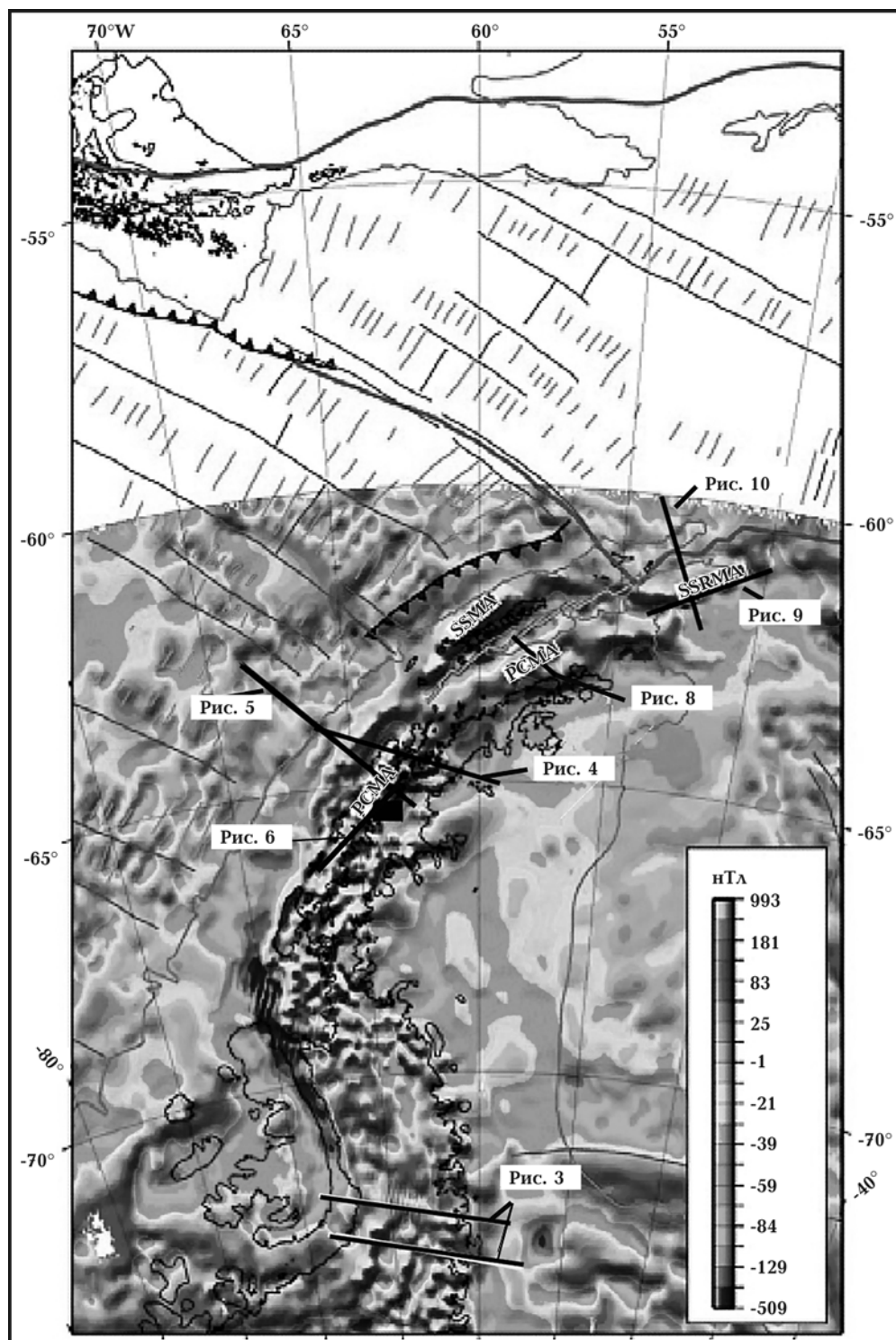


Рис. 1. Карта магнитных аномалий района АП по данным ADMAP и результатам исследований по проекту IceGrav [Ghidella et al., 2011]. Приведены положения линейных магнитных аномалий, зон разломов и изобаты 1000 м. *Магнитные аномалии:* SSMA (South Shetland Magnetic Anomaly) — Южно-Шетландская; PCMA (Pacific Coast Magnetic Anomaly) — магнитная аномалия Тихоокеанского побережья; SSRMA (South Scotia Ridge Magnetic Anomaly) — магнитная аномалия Южного хребта Скоша. Приведено положение геофизических профилей, рассмотренных в статье.

вер она уменьшается до 700 нТл вблизи о. Кинг-Джордж. Аномалия РСМА простирается в направлении юго-запад—северо-восток вдоль Антарктического полуострова над структурами платформенной части пролива Брансфилда.

Средняя интенсивность магнитных аномалий этой зоны составляет около 400 нТл, максимальные значения (до 800 нТл) характерны для юго-западной части пролива. Аномалия SSMA выглядит достаточно однородной зоной с выдержанной линейностью (см. рис. 2). Это подтверждается результатами аэромагнитных съемок прошлых лет [Gracia et al., 1996], где на карте магнитных аномалий изолиния 500 нТл выделяет положение линейной аномальной зоны севернее Южных Шетландских островов (аномалия SSMA) с отдельными максимумами до 1100 нТл. Аномалия РСМА сохраняет только общее направление простираения без ярко выраженной преобладающей линейности. На отдельных участках она распадается на отдельные овальные узлы, что свидетельствует о значительных колебаниях глубин залегания магнитоактивных тел или неоднородности их магнитных свойств.

В центральной части пролива Брансфилда эта аномалия представлена серией отдельных, дос-

точно изолированных друг от друга, аномалий с максимальной амплитудой 300—500 нТл. Высокочастотные положительные магнитные аномалии расположены над группой изолированных подводных вулканов центральной части пролива. Средняя интенсивность магнитных аномалий над вулканическими структурами (см. рис. 2) составляет 300 нТл, изменяясь от 135 (вулкан F) и 450 (вулкан G) до 850—1250 нТл (вулкан Орка).

Во время проведения сезонных геофизических исследований в Антарктике были получены новые данные, которые позволяют провести анализ пространственного размещения РМА и выявить особенности размещения ее глубинных источников [Levashov et al., 2008; Удинцев и др., 2010; Soloviev et al., 2016].

Рассмотрим некоторые результаты геофизических исследований, охватывающих различные сегменты (см. рис. 1) РМА (от Земли Палмера на юго-западе до котловины Пауэлла на северо-востоке), что позволяет обобщить существующие представления о возрасте и происхождении этой аномалии.

Магнитная модель вдоль профиля 3105, пересекающего РМА в юго-восточной части Земли Палмера (см. рис. 1, 3) АП, показывает, что ис-

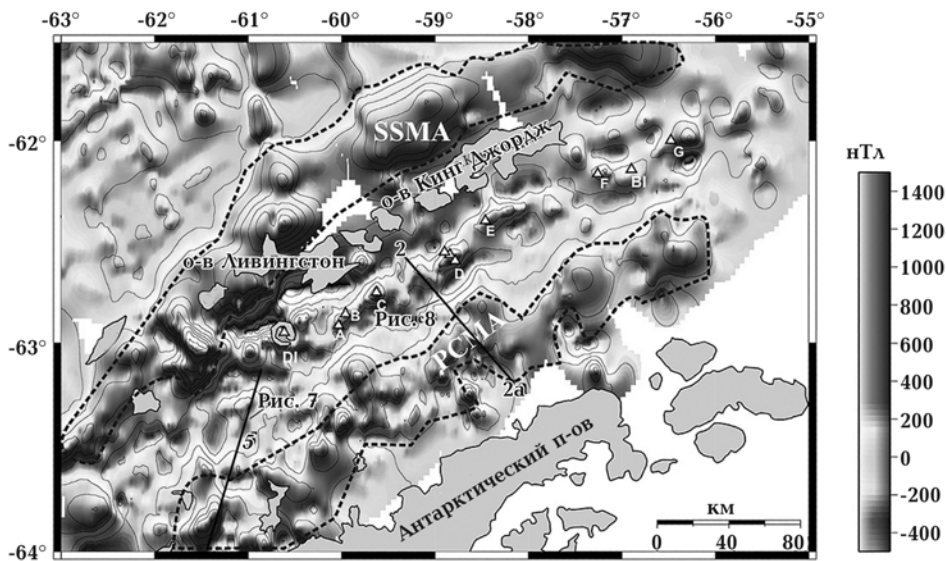


Рис. 2. Карта аномалий магнитного поля по данным морских набортных наблюдений, по [Catalan et al., 2013]. Изолинии проведены через 200 нТл. Треугольниками обозначено положение над- и подводных вулканов: А — вулкан Экс; С — Орка; D — три Сестры; E — вулканический хребет Хук. Острова: DI — Десепшен; BI — Бриджмен. Региональные магнитные аномалии: SSMA — South Shetland Magnetic Anomaly (Южно-Шетландская магнитная аномалия); РСМА — Pacific Coast Magnetic Anomaly (Тихоокеанская магнитная аномалия побережья). Показано положение профилей съемки, приведенных на рис. 7, 8.

точником аномалии является тело в земной коре, которое делится на отдельные блоки с намагниченностью от $25 \cdot 10^{-3}$ до $90 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ [Golynsky, Masolov, 1999].

Следует заметить, что породы с такими магнитными параметрами являются типичными для структур побережья Земли Палмера [Golynsky, Masolov, 1999]. На профиле 3123 (см. рис. 3) РМА имеет своим источником намагниченное тело на глубине до 8 км с восприимчивостью $50 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Эти значения существенно отличаются от модельных параметров источников РМА, принятых при расчетах другими исследователями [Garrett et al., 1990 и др.], которые предполагали, что глубина однородно намагниченного (2А/М) батолита может достигать 20—25 км. Авторы магнитной модели (см. рис. 3) считают, что магнитоактивное тело (источник РМА) в земной коре может быть ограниченным по глубине (до 8—10 км) батолитом, который состоит из серии плутонов разного возраста, состава и намагниченности. Наиболее выразительная магнитная аномалия амплитудой до 1900 нТл (см. рис. 3) может быть связана с намагниченным блоком с модельной восприимчивостью $90 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Подобные высокоамплитудные аномалии отме-

чались и в других местах побережья, где наблюдается их прямая связь с массивными плутонами метагабброидов, выходящими на поверхность [Golynsky, Masolov, 1999]. В работе [Vaughan et al., 1998] предполагается, что РМА на Земле Палмера могла быть связана с интенсивной фазой образования плутонов в раннем мелу. Пространственное единство РМА с местами выходов плутонов может свидетельствовать о том, что здесь она была сформирована именно в это время, в отличие от других сегментов РМА, сформированных в поздней юре [Garrett et al., 1990] или в третичный период [Storey, Garrett, 1985].

В центральной части АП, между о. Анверс и северной границей пролива Брансфилда, РМА расщепляется на две ветви — западную аномалию РМА (W) с относительно высокой и восточную РМА (E) аномалию с менее интенсивной амплитудой (рис. 1—5). Профиль С—С' (см. рис. 1, 4) расположен в центральной части Антарктического полуострова (район о. Анверс), где ранее был выполнен значительный объем геофизических исследований и построены комплексные модели глубинного строения для участков пассивной и активной окраин АП [Yegorova, Vakhamutov, 2013].

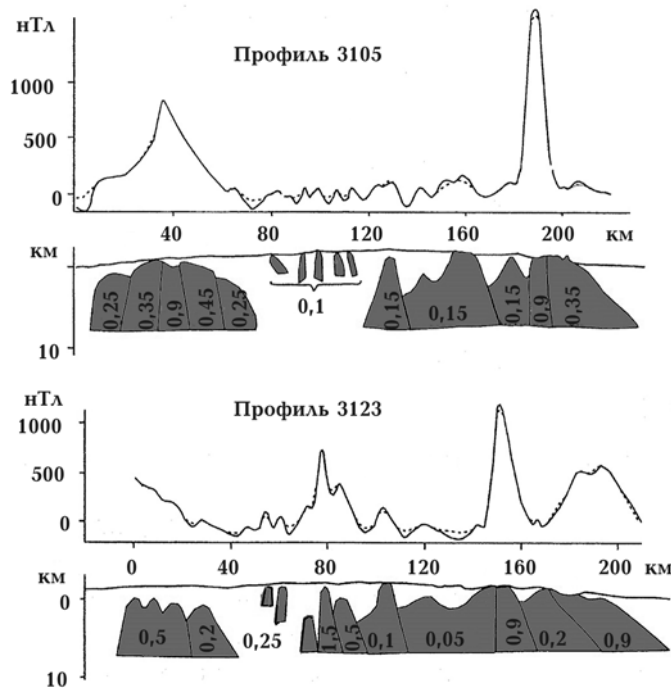


Рис. 3. Интерпретационные профили через РМА в юго-восточной части Земли Палмера АП, по [Golynsky, Masolov, 1999]. Положение профилей см. на рис. 1.

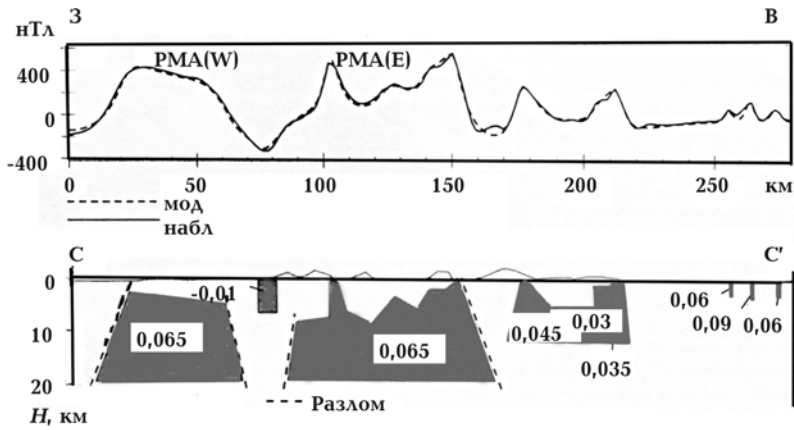


Рис. 4. Магнитные аномалии PMA (W) и PMA (E) вдоль интерпретационного профиля С—С' и модель магнитоактивного слоя для этих аномалий, по [Johnson, 1999]. Положение профиля см. на рис. 1.

В работе [Johnson, 1999] показано, что источники аномалий PMA могут быть смоделированы магнитоактивными телами с восприимчивостью 0,055—0,065 ед. СИ при глубине положения верхней кромки от 0 до 6 км, а нижней кромки — до 20 км, что близко к ожидаемой здесь глубине залегания изотермы Кюри (см. рис. 4).

Отдельные интрузии, связанные с батолитом, поднимаются с глубины около 15 км и форми-

руют локальные формы, что находит четкое отражение в магнитном поле. Обогащенные магнетитом габбро и диориты являются основными типами пород, слагающих батолит. Используемые для моделирования значения магнитной восприимчивости хорошо совпадают с измеренными значениями магнитной восприимчивости (от 0,01 до 0,23 ед. СИ) образцов пород габбро-диоритовых групп Антарктического полу-

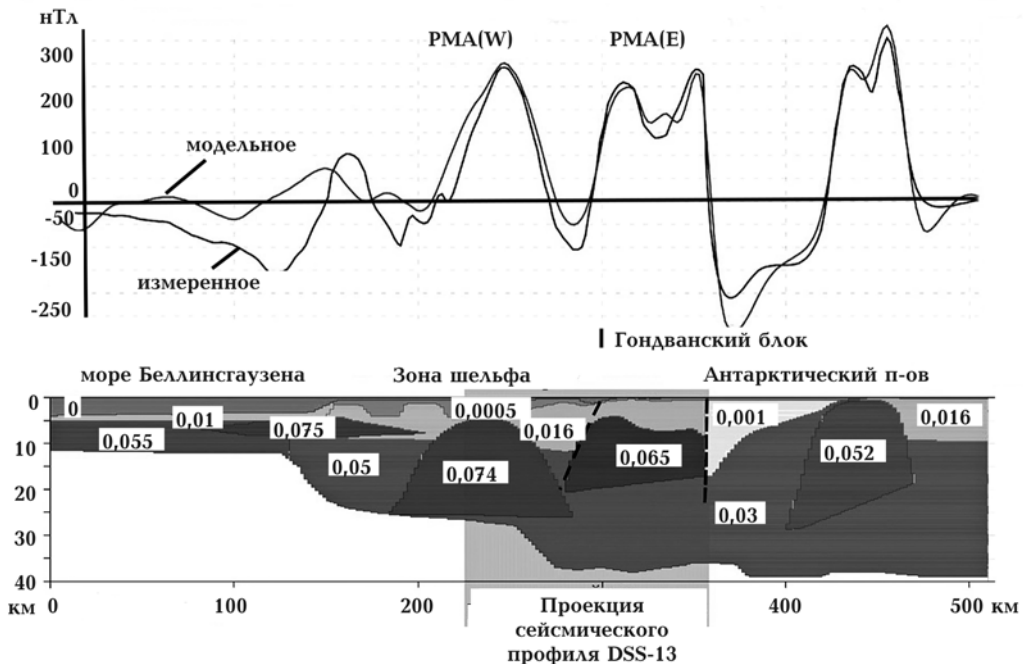


Рис. 5. Магнитная модель земной коры вдоль профиля III—III от моря Беллингаузена до Антарктического полуострова, по [Yegorova, Vakhmutov, 2013]. Числа — значения магнитной восприимчивости в ед. СИ. Положение профиля см. на рис. 1.

острова [Maslyanyj et al., 1991; Johnson, 1999; Vaughan et al., 1998].

Исследования коллекции мезозойских и палеоценовых интрузивных и вулканогенных пород, отобранных на территории островных архипелагов Западно-Антарктического шельфа в районе Украинской антарктической станции “Академик Вернадский” (более 500 образцов), показали, что различия в магнитных характеристиках пород разных петрографических групп закономерно связаны с повышением основности (от кислых до основных) пород. Значения магнитной восприимчивости растут от 0,02 до 0,068 ед. СИ, естественной остаточной намагниченности — от 0,16 до 2,08 А/м [Шпыра и др., 2014].

На рис. 5 показана комплексная модель глубинного строения земной коры вдоль профиля III—III [Yegorova, Bakhmutov, 2013], в которой предполагается, что источником западной ветви РМА амплитудой до 400 нТл может быть магнитное тело в виде блока шириной до 80 км, залегающее на глубине от 5 до 25 км и имеющее магнитную восприимчивость 0,074 ед. СИ, характерную для комплексов интрузивных пород (габбро-диориты, габбро-нориты). Коровое тело, которое является источником восточной ветви РМА, залегает на глубине 5—18 (20) км, имеет магнитную восприимчивость 0,065 ед. СИ (на рис. 5, 280—350 км). Результаты моделирования показали, что ветвям РМА соответствуют участки земной коры с разной мощностью. В области восточной ветви кора имеет мощность около 35 км и равна мощности коры АП (см. рис. 5).

Еще одна аномалия (до 400 нТл) восточного побережья АП может быть связана с существованием намагниченного тела с магнитной восприимчивостью 0,052 ед. СИ, расположенного в средней части коры на глубине до 25 км (на рис. 5, 400—460 км). Зона больших градиентов магнитного поля (на рис. 5, 280—300 км) контролирует положение разломной зоны между двумя блоками коры, которые имеют различные параметры и происхождение. Принятые при моделировании значения магнитной восприимчивости (и плотности) указывают на то, что магнитные тела расположены в верхней и средней коре и представлены преимущественно основными породами (диорит, габбро, габбро-диорит). Результаты тектонической интерпретации этих данных могут свидетельствовать о том, что раз-

ные ветви РМА сформировались в раннем мелу в различных структурах, разделенных зоной разлома [Yegorova, Bakhmutov, 2013]. Следует отметить, что глубинная структура различных блоков Антарктического полуострова (см. рис. 5) не имеет принципиальных различий, что может указывать на существование сходных механизмов их формирования. На сходство строения различных участков Антарктического полуострова обращено внимание в работе [Burton-Johnson, Riley, 2015]. Характер распределения интенсивных магнитных аномалий может быть связан формированием их глубинных источников в результате пульсаций мантийного вещества и внедрения в литосферу разновозрастных (Mz—Kz) магматических тел основного состава.

Новая и независимая информация о структуре источников РМА была получена при проведении сезонных работ методом СКИП—ВЭРЗ в районе впадины Палмера и о. Анверс. Геофизические исследования методом глубинных ВЭРЗ, проведенные в районе о. Анверс и пролива Герлач (профили 3—3а, 8—8а, 9—9а) позволили определить особенности глубинного распределения горизонтов земной коры западного побережья АП, сравнить их с другими результатами комплексного моделирования структур региона [Levashov et al., 2008, Soloviev et al., 2016].

По данным ВЭРЗ здесь наблюдается аномальное изменение параметров разреза при переходе от структур внешнего шельфа к структурам, осложняющим область внутреннего шельфа вблизи о. Анверс. Полученные разрезы дают представление о строении верхней коры (0—6 км) в районе расположения восточной ветви РМА. Зона разлома шириной 15—20 км разделяет структуры внешнего и внутреннего шельфа, что подтверждает результаты картирования такого разлома при комплексном моделировании (см. рис. 5). Положение даек в верхней части коры совпадает с положением магнитоактивных тел с магнитной восприимчивостью 0,065 ед. СИ (см. рис. 4). Земная кора на континентальном шельфе вдоль профиля 3—3а (см. рис. 1) по данным ВЭРЗ имеет сложную структуру (рис. 6).

В верхней части коры закартированы многочисленные зоны дробления и даек, подтверждающие сложную историю формирования фундамента и значительную насыщенность разреза вулканогенными телами различной протяжен-

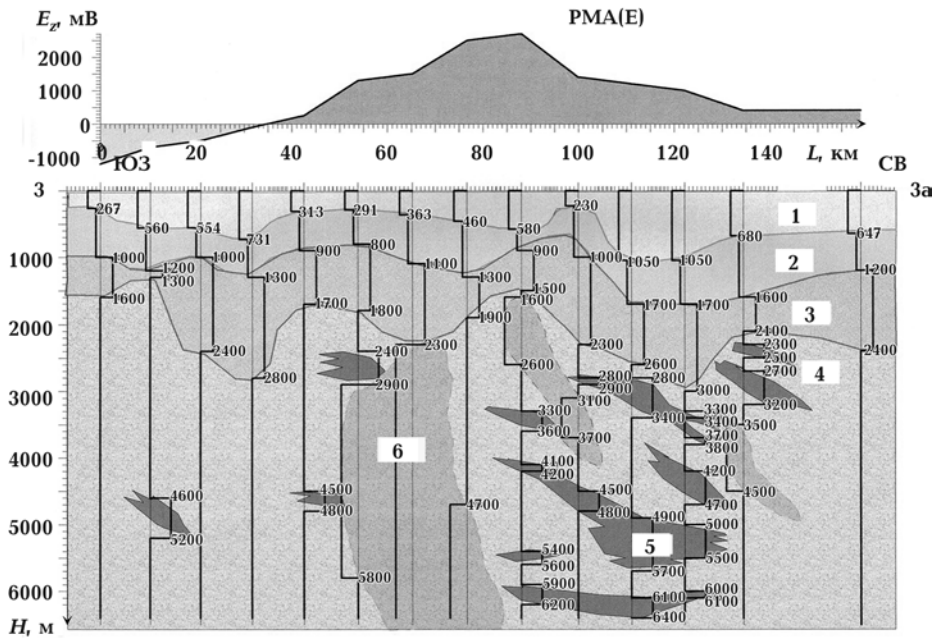


Рис. 6. Глубинный разрез вдоль профиля 3—3а по данным ВЭРЗ: 1 — вода, 2 — первый осадочный слой, 3 — второй осадочный слой и нарушенные породы верхней части фундамента, 4 — породы фундамента, 5 — дайки, 6 — зоны дробления в фундаменте. Положение профиля см. на рис. 1.

ности и глубинности. Зона восточной ветви РМА (80—145 км на рис. 6) на профиле выделяется насыщенным дайками горизонтом на глубинах от 2,5 до 5,5 км. От участков внешнего шельфа этот участок отделен зоной разлома (50—80 км на рис. 6).

Результаты исследований детализируют строение этого корового блока, неоднородного по глубине и разделенного внутриблочными разломами. Выявленные закономерности глубинного строения участков континентального шельфа были подтверждены и материалами зондирования ВЭРЗ вдоль профиля 5 (рис. 7). Этими работами были обнаружены глубинные неоднородности разреза не только в верхней части земной коры (на глубинах до 6,0 км), но и на глубинах 10,0—12,0 и 16,0—18,0 км. Важной особенностью построенного глубинного разреза является усложнение его структуры за счет включения многочисленных комплексов эффузивных и кристаллических пород, а также пород переходного слоя “кора—мантия” переменной мощности. Осложнения разреза здесь сопровождается увеличением мощности земной коры до 30—31 км вблизи о. Анверс. Возможно, положения раздела Мохо, полученные для этого ре-

гиона по данным ВЭРЗ, совпадают с усредненным положением кровли “нижней коры”, выделяемой по данным ГСЗ [Grad et al., 1993; Janik et al., 2014].

На глубинном разрезе по результатам работ ВЭРЗ была закартирована (на рис. 7, 40—80 км) большая зона тектонических нарушений, объединенных в глубинный разлом, вытянутый вдоль побережья Антарктического полуострова. Вполне вероятно, что этот разлом имеет давнее заложение и длительную историю формирования.

На рис. 8 приведен разрез верхней части земной коры, построенный по результатам метода ВЭРЗ вдоль пролива Брансфилда (профиль 2—2а). Его главная особенность — наличие серии вулканических тел наклонного залегания по всему профилю и отсутствие вертикальных вулканических тел с глубокими корнями мантийного происхождения. Именно над этой частью пролива Брансфилда расположена восточная ветвь РМА (см. рис. 1), в формировании которой участвуют магнитоактивные тела верхней части коры на глубине 1,5—6,0 км.

Можно также отметить, что в центральной части котловины насыщенный дайками вертикальный разрез обнаружен только там, где по

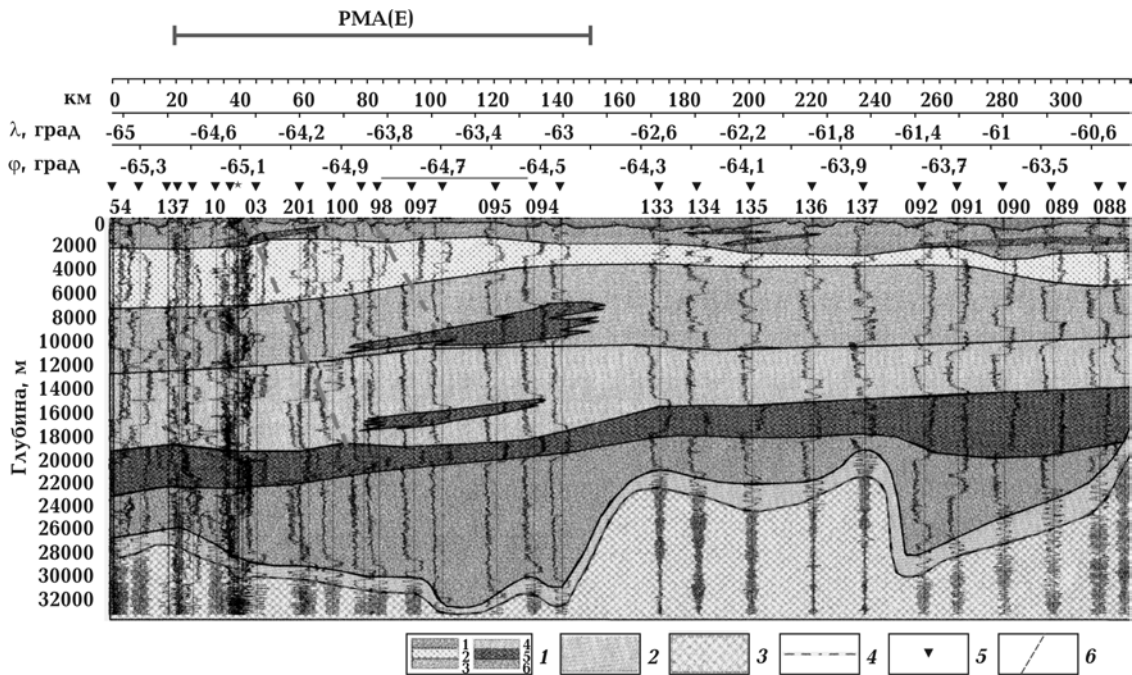


Рис. 7. Геоэлектрический разрез вдоль профиля 5 по данным ВЕРЗ: 1 — комплекс эффузивных и кристаллических пород, 2 — породы переходного слоя “кора—мантия”, 3 — породы верхней мантии, 4 — раздел Мохо, 5 — точки ВЭРЗ, 6 — тектонические нарушения. Положение профиля см. на рис. 2.

сейсмическим данным фиксируется достаточно высокое положение зоны пород аномальной мантии с $V_p = 7,4 \div 7,8$ км/с [Grad et al., 1993; Janik et al., 2014]. Типичными для существования магматических камер под молодыми (2—5 млн лет) вулканами являются глубины 8—10 км, которые в областях высокой вулканической и гидротермальной активности рифтовых зон могут не превышать первых километров.

Профиль 804 (рис. 9) пересекает восточную ветвь РМА и структуры, расположенные к западу (см. рис. 1) от котловины Пауэлла (хребет и палеорифт Пауэлла). Источники интенсивных локальных магнитных аномалий представлены телами с широким диапазоном изменений магнитной намагниченности, которые расположены на глубинах от 0,5 до 8—10 км. Молодые приповерхностные интрузии могут быть источником локальных аномалий, зафиксированных магнитной съемкой [Козленко и др., 1997]. Локальные магнитоактивные тела, расположенные в верхней части фундамента, усложняют аномалию РМА, источник которой расположен на глубине 4—10 км. Можно предположить наличие нескольких этапов магматической активности с формированием двух этажей магнитоактивных тел с глубинами за-

легания верхних кромок 0,5 и 4 км (см. рис. 9).

Характерная для локальных аномалий глубина залегания верхней кромки магнитоактивных тел в этом районе не превышает 1,0—1,5 км, что свидетельствует о небольшой мощности осадков (или их почти полном отсутствии). Это подтверждается и сейсмическими данными вдоль профиля SA-500-002, который пересекает восточную ветвь РМА (рис. 10).

Мощность осадков вдоль профиля увеличивается на север, в направлении северной части Южного хребта Скоша (см. рис. 10). Сейсмическими исследованиями была обнаружена серия подводных вулканических структур, расположенная параллельно современной границе между плитой Скоша и Антарктической плитой [Civile et al., 2012].

По данным драгирования эти структуры сложены щелочными базальтами, возраст которых не превышает 4 млн лет [Catalan et al., 2013]. Вероятно, они были сформированы во время процессов рифтогенеза, связанных с тектонической активностью отдельных сегментов палеограницы этих плит. Предполагается, что прекращение субдукции плиты Феникс (3,3 млн лет назад) привело к отмиранию рифта в юго-западной части

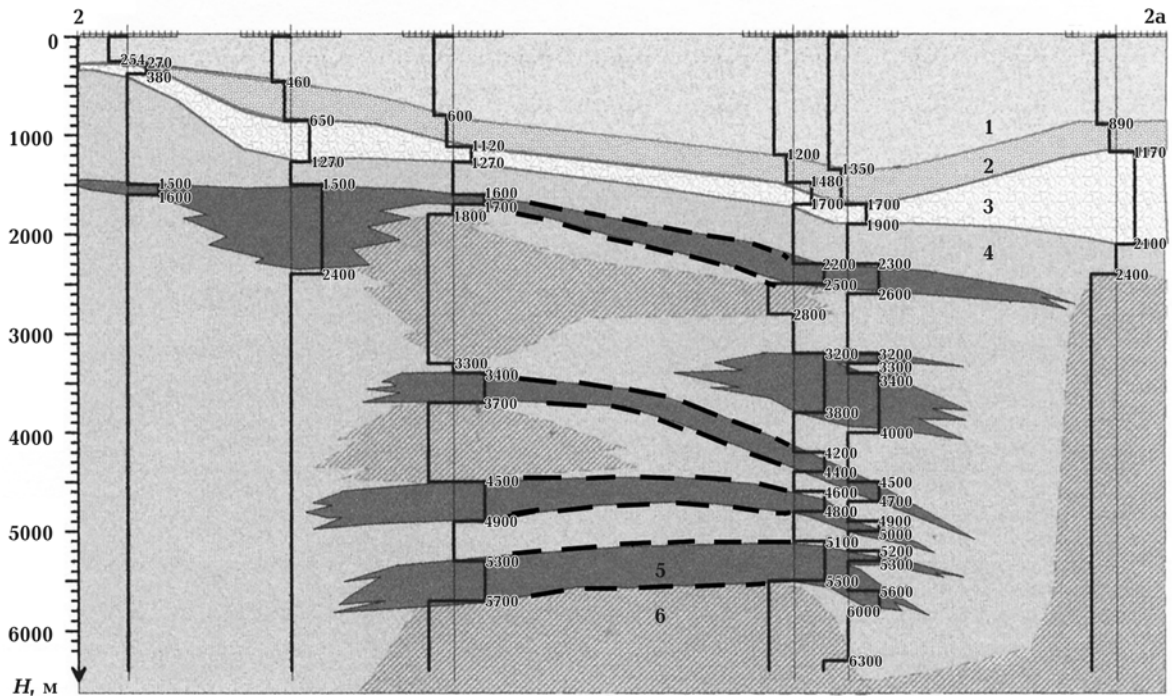


Рис. 8. Вертикальный разрез вдоль профиля 2—2а в проливе Брансфилда по данным ВЭРЗ. Условные обозначения см. на рис. 6. Положение профиля см. на рис. 1, 2.

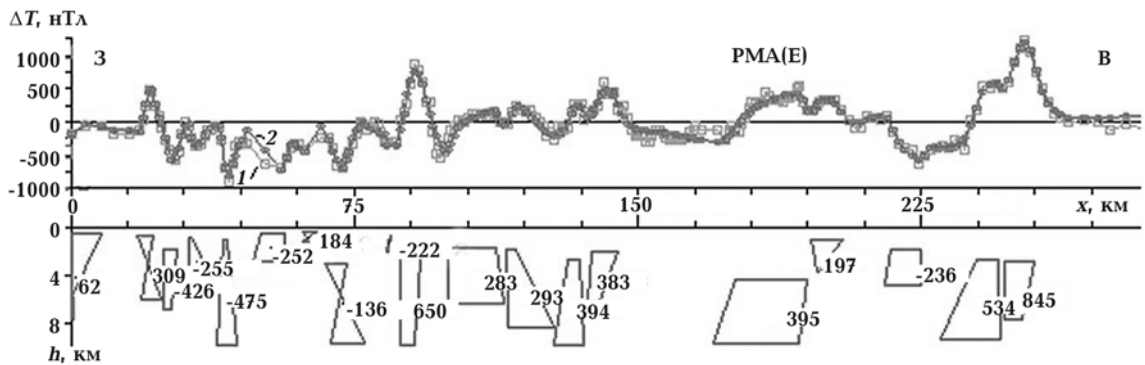


Рис. 9. Результаты формальной интерпретации аномалий магнитного поля для профиля 804 через хребет и палеорифт котловины Пауэлла: 1 — наблюдаемое поле, 2 — модельное поле. Числа — значения подобранной намагниченности в ед. СГС 10^{-5} . Положение профиля см. на рис. 1.

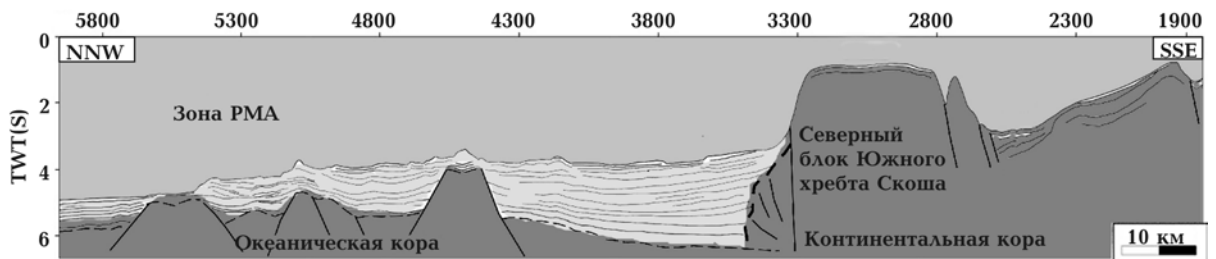


Рис. 10. Сейсмический профиль SA-500-002 через зону ПМА (Е) и северный блок Южного хребта Скоша, по [Civile et al., 2012]. Положение профиля см. на рис. 1.

Южного хребта Скоша и началу активного рифтообразования в проливе Брансфилда [Catalan et al., 2013].

Об особенностях геодинамического развития структур континентальной окраины Антарктического полуострова. Как показали результаты исследований методом ВЭРЗ вдоль профиля Г2 (17), глубинная структура коры в проливе Брансфилда не может считаться окончательно установленной [Soloviev et al., 2016]. На современном этапе геодинамического развития наличие мантийных пород на относительно небольших глубинах значительно влияет на формирование крупных вулканических центров в структуре пролива Брансфилда и активное развитие процессов рифтогенеза в его центральной части. Предметом активного обсуждения является проблема происхождения и движущих сил развития этого бассейна и других структур Западной Антарктики.

Наиболее распространенной является гипотеза о формировании структур растяжения и рифтовой системы пролива Брансфилда в результате уменьшения скорости субдукции плиты Феникс под Южно-Шетландский желоб и отката литосферного слэба [Yegorova, Bakhmutov, 2013]. Эволюция структур пролива могла проходить под влиянием тектонических деформаций со стороны Южного хребта Скоша, разрастания (в западном направлении) Америко-Антарктического хребта или процессов западного перемещения в район пролива Брансфилда палеограниц Антарктической плиты и плиты Скоша [Catalan et al., 2013; Lodolo, Pérez, 2015]. Процессы эволюции могут также в значительной степени определяться (в условиях умеренного разрастания между континентальными массивами Южной Америки и Западной Антарктики) особенностями внедрения в верхние горизонты литосферы (и перемещения в восточном направлении) мантийного плюма [Удинцев и др., 2010]. На разных этапах развития пролива могло происходить усиление или ослабление влияния каждого из указанных факторов на ход эволюции структур пролива Брансфилда. Учитывая предполагаемый возраст [Козленко, Козленко, 2011] пролива Брансфилда (26—37 млн лет), близкий к времени большого погружения (до глубин 4,0—5,0 км) структур пролива Дрейка, а также других протяженных участков антарктического побережья, следует пред-

полагать наличие единого регионального источника таких геодинамических преобразований структур Западной Антарктики. По результатам экспериментальных данных [Ромашов, 2003] можно предположить, что большой мантийный плюм, сформировавшийся в области аномально повышенных температур, разрушил внешнюю оболочку литосферы и был выдавлен на поверхность, что привело к образованию обширных полей платобазальтов между материками Южной Америки и Антарктиды [Удинцев и др., 2010]. В процессе их охлаждения происходило коренное преобразование верхних слоев земной коры и формирование трещин, заполненных вулканическими породами, возраст которых уменьшался по мере удаления от континента. Поэтому возраст датированных линейных магнитных аномалий в проливе Дрейка и море Скоша может отражать время охлаждения расплавов, выжатых на поверхность в результате периодических изменений теплового режима крупных участков верхней мантии [Ромашов, 2003]. Косвенным подтверждением реальности таких процессов является выявление и картирование, по данным ВЭРЗ, областей локального подъема (Западный хребет Скоша, разлом Шеклтона) высокотемпературных пород верхней мантии, положение которых подтверждается и по результатам геофизических исследований, проведенных в котловине Она [Maldonado et al., 2014]. Предложенный механизм не требует привлечения маловероятной гипотезы о процессах субдукции в районе Южно-Шетландского желоба, показывая необходимость поиска новых подходов для изучения формирования и геодинамики структур континентальной окраины Антарктического полуострова в условиях регионального изменения теплового режима пород коры и мантии [Ромашов, 2003].

Возможно, именно таким механизмом можно объяснить наличие на глубинных разрезах ВЭРЗ в проливе Дрейка и море Скоша протяженных зон неоднородностей ниже раздела Мохо, которые могут отображать процессы переработки первичной коры в результате выдавливания высокотемпературных мантийных расплавов в литосферу структур Западной Антарктики.

Выводы. Проанализированы материалы геофизических съемок и комплексные геолого-геофизические модели земной коры и верхней мантии, которые позволили выявить особенности стро-

ения, эволюции и геодинамических процессов развития структур региона, а также получить новые данные о возможной природе РМА.

1. РМА обусловлена телами основных пород интрузивного комплекса (магнетито-насыщенные габбро, диориты), которые формируют магматическую дугу континентальной окраины Антарктического полуострова.

2. В центральной части АП, между о. Анверс и северной границей пролива Брансфилда, РМА расщепляется на две ветви — западную аномалию с относительно высокой и восточную аномалию с менее интенсивной амплитудой. Разные ветви РМА могли формироваться в раннем мелу в различных структурах, разделенных зоной разлома.

3. Пространственная неоднородность различных сегментов РМА может также быть связана с разнообразием глубин залегания, мощности и магнитной восприимчивости отдельных блоков, формирующих источники

этих региональных аномалий. Магнитоактивной источник РМА в земной коре может быть ограниченным по глубине (до 8—10 км) и состоять из серии неоднородно намагниченных плутонов разного возраста, состава и намагниченности. Принятое название протяженной магнитной аномалии (РМА) может формально объединять аномалии разного возраста и происхождения. Отдельные сегменты РМА могут быть связаны с процессами тектонических преобразований на палеограницах Антарктической плиты и плиты Скоша, а также с процессами в зонах палеорифтов.

4. На форму аномалий РМА существенно влияют и многочисленные локальные интрузии, расположенные в верхней части земной коры. В отдельных сегментах РМА они образуют дополнительный горизонт намагниченных тел, связанных с процессами молодого вулканизма в структурах континентальной окраины.

Список литературы

- Бахмутов В. Г. Эволюция и геодинамика основных структур Западной Антарктики в мезо-кайнозое: современные представления. *Український антарктичний журнал*. 2006. № 4-5. С. 52—63.
- Козленко Ю. В., Козленко М. В. Применение плотностного моделирования для решения вопроса о природе пролива Брансфилд. *Геофиз. журн*. 2011. Т. 33. № 4. С. 142—152.
- Козленко Ю. В., Корчагин И. Н., Соловьев В. Д., Черный А. В., Якимчук Н. А. Гравиметрические и магнитометрические исследования в 60-м антарктическом рейсе НИСП “Эрнст Кренкель”: результаты геофизических наблюдений и программно-алгоритмические разработки. Киев: Изд. ИГФ НАН Украины, 1997. 258 с.
- Ромашов А. Н. Планета Земля: Тектонофизика и эволюция. Москва: Издательская группа URSS, 2003. 261 с.
- Удинцев Г. Б., Береснев А. Ф., Куренцова Н. А., Кольцова А. В., Доморацкая Л. Г., Шенке Г. В., Отт Н., Кениг М., Йокат В., Бахмутов В. Г., Соловьев В. Д., Левашов С. П., Якимчук Н. А., Корчагин И. Н. Пролив Дрейка и море Скоша — океанские ворота Западной Антарктики. В кн.: *Строение и история развития литосферы*. Москва: Paulsen, 2010. С. 66—90.
- Шпыра В. В., Бахмутов В. Г., Бахмутова Л. Н., Гладкочуб Д. П., Кошелев А. В., Скарбовийчук Т. В., Якушно В. И. Магнитные и плотностные характеристики магматических пород в районе УАС “Академик Вернадский”. *Український антарктичний журнал*. 2014. № 13. С. 81—93
- Burton-Johnson A., Riley T. R., 2015. Autochthonous vs. accreted terrane development of continental margins: a revised in situ tectonic history of the Antarctic Peninsula. *J. Geol. Soc.* 172(6), 822—835. doi:10.1144/jgs2014-110.
- Catalán M., Davila J. M., Galindo-Zaldivar J., Martos Y. M., Maldonado A., Gambôa L., Schreider A. A., 2013. Initial stages of oceanic spreading in the Bransfield Rift from magnetic and gravity data analysis. *Tectonophysics* 585, 102—112. doi: 10.1016/j.tecto.2012.09.016.
- Civile D., Lodolo E., Vuan A., Loreto F. M., 2012. Tectonics of the Scotia-Antarctica plate boundary constrained from seismic and seismological data. *Tectonophysics* 550—553, 17—34. doi: 10.1016/j.tecto.2012.05.002.

- Ferraccioli F., Jones P. C., Vaughan A. P., Leat P. T., Dean A., 2006. New aerogeophysical view of the Antarctic Peninsula: more pieces, less puzzle. *Geophys. Res. Lett.* 33(5), L05310. doi: 10.1029/2005GL024636.
- Garrett S. W., 1990. Interpretation of reconnaissance gravity and aeromagnetic surveys of the Antarctic Peninsula. *J. Geophys. Res.* 95(B5), 6759—6777.
- Ghidella M. E., Forsberg R., Greenbaum J. S., Olesen A. V., Zakrajsek A. F., Blankenship D. D., 2011. Magnetic anomaly data from a regional survey: from Tierra del Fuego to northern Palmer Land, Antarctic Peninsula. *Latinmag Lett.* 1, Special Issue, A19, 1—7.
- Golynsky A., Golynsky D., Bell R., Blankenship D., Young D., Damaske D., Ferraccioli F., Finn C., Ivanov S., Masolov V., Jokat W., Riedel S., von Frese R., 2013. Air and shipborne magnetic surveys of the Antarctic into the 21st century. *Tectonophysics* 585, 3—12. doi:10.1016/j.tecto.2012.02.017.
- Golynsky A. V., Morris P., Kováč L. C., Ferris J. K., 2002. A new magnetic map of the Weddell Sea and the Antarctic Peninsula. *Tectonophysics* 347(1-3), 3—21. doi: 10.1016/S0040-1951(01)00234-7.
- Golynsky A. V., Masolov V. N., 1999. Interpretation of ground and aeromagnetic surveys of Palmer Land, Antarctic Peninsula. *Annali di Geofisica* 42, 333—351.
- Gracia E., Canals M., Farran M., Prieto M. J., Sorribas J., Team G., 1996. Morpho-structure and evolution of the Central and Eastern the Bransfield (NW Antarctic Peninsula). *Mar. Geophys. Res.* 18, 429—448. doi:10.1007/BF00286088.
- Grad M., Guterch A., Janik T., 1993. Seismic structure of the lithosphere across the zone of subducted Drake Plate under the Antarctic Plate, West Antarctica. *Geophys. J. Int.* 115, 568—600.
- Janik T., Guterch A., Šroda P., Grad M., 2014. The deep seismic structure of the Earth's crust along Antarctic Peninsula — A summary of the results from polish geodynamical expeditions. *Global and Planetary Change* 123(PA), 213—222. doi: 10.1016/j.gloplacha. 2014.08.018.
- Johnson A. C., 1999. Interpretation of new aeromagnetic anomaly data from central Antarctic Peninsula. *J. Geophys. Res.* 104, 5031—5046.
- Levashov S. P., Yakymchuk N. A., Korchagin I. N., Bakmutov V. G., Solovyov V. D., Kozlenko Yu. V., 2008. Geophysical models of Drake Passage and Bransfield Strait crustal structure. *Ukrainian Antarctic Journal* (6), 9—14.
- Lodolo E., Pérez L. F., 2015. An abandoned rift in the southwestern part of the South Scotia Ridge (Antarctica): Implications for the genesis of the Bransfield Strait. *Tectonics* 34(12). doi: 10.1002/2015TC004041.
- Maldonado A., Galindo-Zaldívar J., Lobo F. J., Martos Y. M., Pérez L. F., Bohoyo F., Somoza L., Hernández-Molina F. J., Lodolo E., Schreider A. A. et al., 2014. A model of oceanic development by ridge Jumping: Opening of the Scotia Sea. *Global and Planetary Change* 123, 152—173. doi: 10.1016/j.gloplacha.2014.06.010.
- Maslanyj M. P., Garrett S. W., Johnson A. C. et al., 1991. Aeromagnetic anomaly map of West Antarctica, GEOMAP Series, Geophysical Map and Supplementary Text. British Antarctic Survey, Cambridge, p. 37.
- Renner R. G. B., Sturgeon L. J. S., Garrett S. W., 1985. Reconnaissance gravity and aeromagnetic surveys of the Antarctic Peninsula. *Brit. Antarct. Surv. Sci. Rep.* 110. 50 p.
- Soloviev V., Korchagin I., Levashov S., Bozhezha L. D., 2016. Central Basin of the Bransfield Strait: magnetic anomalies and the formation stages of the Antarctic Peninsula continental margin structures. 15th EAGE International Conference on Geoinformatics — Theoretical and Applied Aspects. doi: 10.3997/2214-4609.201600452.
- Storey B. C., Garrett S. W., 1985. Crustal growth of the Antarctic Peninsula by accretion, magmatism and extension. *Geological Magazine* 122, 5—14.
- Vaughan A. P. M., Wareham C. D., Johnson A. C., Kelley S. P., 1998. A Lower Cretaceous, syn-extensional magmatic source for a linear belt of positive magnetic anomalies: the Pacific margin anomaly (PMA), western Palmer Land, Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett.* 158(3-4), 143—155. doi: 10.1016/S0012-821X(98)00054-5.
- Yegorova T., Bakmutov V., 2013. Crust structure of the Antarctic Peninsula sector of the Gondwana margin around Anvers Island from geophysical data. *Tectonophysics* 585, 77—89. doi: 10.1016/j.tecto.2012.09.029.

Magnetic anomalies and the features of geodynamic development of the Antarctic Peninsula continental margin structures

© V. D. Soloviev, I. N. Korchagin, 2017

New geophysical models of the Earth's crust were used to study the possible nature of the Pacific Margin Anomaly (PMA) near the Antarctic Peninsula (AP). The data have been presented, which permitted analyzing spatial distribution of PMA and its deep sources on the continental margin of AP. Western and Eastern PMA-branches may correspond to different crustal blocks associated with predominantly Cretaceous magmatic intrusions of basic rocks. These branches of PMA were formed in the Early Cretaceous in structures, separated by a fault zone. Spatial heterogeneity of different segments of PMA may also be connected with different depth, thickness and magnetic susceptibility of separate bodies, which form the sources of regional anomalies. Active tectonic processes in the Mesozoic—Cenozoic resulted in the complex evolution of the structures of the region and appearance of vast deep magnetic sources of PMA along the AP margin formed during the phases of magmatic activity. Formation of separate segments of PMA can be connected with processes of tectonic movements near the border of the plates (Antarctica and Scotia) as well as in the areas of paleo-rifts formation. New geophysical results for different PMA-segments (from the Palmer Land to Powell Basin) replenish current ideas on the sources and origin of this big positive magnetic anomaly of the Pacific coast and show the necessity of searching new mechanisms of forming the structures of continental margin of AP.

Key words: Antarctic Peninsula, crust, Pacific Margin anomaly, sources of magnetic anomalies, geodynamics.

References

- Bakhmutov V. G., 2006. Evolution and geodynamics of the main structures of the Western Antarctic in Mezo-Cenozoic: modern conception. *Ukrayinskyi antarktychnyy zhurnal* (4-5), 52—63 (in Russian).
- Kozlenko Yu. V., Kozlenko M. V., 2011. Application of density modeling for solving the problem of the nature of the Bransfield Strait. *Geofizicheskiy zhurnal* 33(4), 142—152 (in Russian).
- Kozlenko Yu. V., Korchagin I. N., Solovyev V. D., Chernyy A. V., Yakimchuk N. A., 1997. Gravimetric and magnetometric studies in the 60th Antarctic cruise of the IISP “Ernst Krenkel”: results of geophysical observations and software -algorithmic development. Kiev: IGF NAS of Ukraine, 258 p. (in Russian).
- Romashov A. N., 2003. Planet Earth: Tectonophysics and Evolution. Moscow: URSS Publ. Group, 261 p. (in Russian).
- Udintsev G. B., Beresnev A. F., Kurentsova N. A., Koltsova A. V., Domoratskaya L. G., Shenke G. V., Ott N., Kenig M., Iokat V., Bakhmutov V. G., Solov'yev V. D., Levashov S. P., Yakimchuk N. A., Korchagin I. N., 2010. Drake Passage and Scotia Sea — the Ocean gates of the Western Antarctic. In: *The structure and history of the development of the lithosphere*. Moscow: Paulsen, P. 66—90 (in Russian).
- Shpyra V. V., Bakhmutov V. G., Bakhmutova L. N., Gladkochub D. P., Koshelev A. V., Skarbovychuk T. V., Yakukhno V. I., 2014. Magnetic and density characteristics of igneous rocks near the Ukrainian antarctic station “Akademik Vernadsky”. *Ukrayinskyi antarktychnyy zhurnal* (13), 81—93 (in Russian).
- Burton-Johnson A., Riley T. R., 2015. Autochthonous vs. accreted terrane development of continental margins: a revised in situ tectonic history of the Antarctic Peninsula. *J. Geol. Soc.* 172(6), 822—835. doi:10.1144/jgs2014-110.
- Catalán M., Davila J. M., Galindo-Zaldivar J., Martos Y. M., Maldonado A., Gambôa L., Schreider A. A., 2013. Initial stages of oceanic spreading in the Bransfield Rift from magnetic and gravity data analysis. *Tectonophysics* 585, 102—112. doi: 10.1016/j.tecto.2012.09.016.
- Civile D., Lodolo E., Vuan A., Loreto F. M., 2012. Tectonics of the Scotia-Antarctica plate boundary constrained from seismic and seismological data. *Tec-*

- tonophysics* 550—553, 17—34. doi: 10.1016/j.tecto.2012.05.002.
- Ferraccioli F., Jones P. C., Vaughan A. P., Leat P. T., Dean A., 2006. New aerogeophysical view of the Antarctic Peninsula: more pieces, less puzzle. *Geophys. Res. Lett.* 33(5), L05310. doi: 10.1029/2005GL024636.
- Garrett S. W., 1990. Interpretation of reconnaissance gravity and aeromagnetic surveys of the Antarctic Peninsula. *J. Geophys. Res.* 95(B5), 6759—6777.
- Ghidella M. E., Forsberg R., Greenbaum J. S., Olesen A. V., Zakrajsek A. F., Blankenship D. D., 2011. Magnetic anomaly data from a regional survey: from Tierra del Fuego to northern Palmer Land, Antarctic Peninsula. *Latinmag Lett.* 1, Special Issue, A19, 1—7.
- Golynsky A., Golynsky D., Bell R., Blankenship D., Young D., Damaske D., Ferraccioli F., Finn C., Ivanov S., Masolov V., Jokat W., Riedel S., von Frese R., 2013. Air and shipborne magnetic surveys of the Antarctic into the 21st century. *Tectonophysics* 585, 3—12. doi:10.1016/j.tecto.2012.02.017.
- Golynsky A. V., Morris P., Kováč L. C., Ferris J. K., 2002. A new magnetic map of the Weddell Sea and the Antarctic Peninsula. *Tectonophysics* 347(1-3), 3—21. doi: 10.1016/S0040-1951(01)00234-7.
- Golynsky A. V., Masolov V. N., 1999. Interpretation of ground and aeromagnetic surveys of Palmer Land, Antarctic Peninsula. *Annali di Geofisica* 42, 333—351.
- Gracia E., Canals M., Farran M., Prieto M. J., Sorribas J., Team G., 1996. Morpho-structure and evolution of the Central and Eastern the Bransfield (NW Antarctic Peninsula). *Mar. Geophys. Res.* 18, 429—448. doi:10.1007/BF00286088.
- Grad M., Guterch A., Janik T., 1993. Seismic structure of the lithosphere across the zone of subducted Drake Plate under the Antarctic Plate, West Antarctica. *Geophys. J. Int.* 115, 568—600.
- Janik T., Guterch A., Šroda P., Grad M., 2014. The deep seismic structure of the Earth's crust along Antarctic Peninsula — A summary of the results from polish geodynamical expeditions. *Global and Planetary Change* 123(PA), 213—222. doi: 10.1016/j.gloplacha.2014.08.018.
- Johnson A. C., 1999. Interpretation of new aeromagnetic anomaly data from central Antarctic Peninsula. *J. Geophys. Res.* 104, 5031—5046.
- Levashov S. P., Yakymchuk N. A., Korchagin I. N., Bakmutov V. G., Solovyov V. D., Kozlenko Yu. V., 2008. Geophysical models of Drake Passage and Bransfield Strait crustal structure. *Ukrainian Antarctic Journal* (6), 9—14.
- Lodolo E., Pérez L. F., 2015. An abandoned rift in the southwestern part of the South Scotia Ridge (Antarctica): Implications for the genesis of the Bransfield Strait. *Tectonics* 34(12). doi: 10.1002/2015TC004041.
- Maldonado A., Galindo-Zaldívar J., Lobo F. J., Martos Y. M., Pérez L. F., Bohoyo F., Somoza L., Hernández-Molina F. J., Lodolo E., Schreider A. A. et al., 2014. A model of oceanic development by ridge Jumping: Opening of the Scotia Sea. *Global and Planetary Change* 123, 152—173. doi: 10.1016/j.gloplacha.2014.06.010.
- Maslanyj M. P., Garrett S. W., Johnson A. C. et al., 1991. Aeromagnetic anomaly map of West Antarctica, GEOMAP Series, Geophysical Map and Supplementary Text. British Antarctic Survey, Cambridge, p. 37.
- Renner R. G. B., Sturgeon L. J. S., Garrett S. W., 1985. Reconnaissance gravity and aeromagnetic surveys of the Antarctic Peninsula. *Brit. Antarct. Surv. Sci. Rep.* 110. 50 p.
- Soloviev V., Korchagin I., Levashov S., Bozhezha L. D., 2016. Central Basin of the Bransfield Strait: magnetic anomalies and the formation stages of the Antarctic Peninsula continental margin structures. 15th EAGE International Conference on Geoinformatics — Theoretical and Applied Aspects. doi: 10.3997/2214-4609.201600452.
- Storey B. C., Garrett S. W., 1985. Crustal growth of the Antarctic Peninsula by accretion, magmatism extension. *Geological Magazine* 122, 5—14.
- Vaughan A. P. M., Wareham C. D., Johnson A. C., Kelley S. P., 1998. A Lower Cretaceous, syn-extensional magmatic source for a linear belt of positive magnetic anomalies: the Pacific margin anomaly (PMA), western Palmer Land, Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett.* 158(3-4), 143—155. doi: 10.1016/S0012-821X(98)00054-5.
- Yegorova T., Bakmutov V., 2013. Crust structure of the Antarctic Peninsula sector of the Gondwana margin around Anvers Island from geophysical data. *Tectonophysics* 585, 77—89. doi: 10.1016/j.tecto.2012.09.029.