

УДК 551. 24:550.837 (99)

И.М. Логвинов<sup>1</sup>, В.В. Гордиенко<sup>1</sup>, И.В.Гордиенко<sup>1</sup>

## ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЗАПАДНОЙ АНТАРКТИКИ

*Построены тепловые модели верхней мантии и плотностные модели коры с использованием геологических данных, сведений о магнитном и гравитационном полях, скоростных разрезах, сейсмичности для Антарктического полуострова (АП) и территорий к северу и западу от него. Проведена одномерная инверсия кривых МТЗ вдоль профилей от обс. Акад. Вернадский (западнее АП) до острова Робертсон (восточная окраина ледника Ларсена) и на о-вах Росс и Сеймур. На геоэлектрической модели выделяются: 1) осадочный слой 2) в коре и верхней мантии — слой с удельным сопротивлением менее 20 Ом·м на глубинах от 20-40 до 70-80 км (местами до 100 км). Геофизические модели качественно согласуются с представлениями адвекционно-полиморфной гипотезы.*

**Введение.** Геолого-геофизическая изученность Антарктиды много меньше, чем других континентов, в большинстве ее регионов недостаточно информации для построения моделей тектоносферы и описания глубинных процессов в ней. В районе Антарктического полуострова — АП (в основном — на прилегающих к нему акваториях и островах) ситуация несколько лучше. Здесь имеются данные о мезозойской и отчасти палеозойской геологической истории, молодом магматизме [15, 16], о гравитационном и магнитном полях, сейсмичности и строении коры по сейсмологическим данным (в северной и западной частях полуострова) [23, 30 и др.]. Они позволяют (в первом приближении) поставить вопрос об изучении процессов в верхней мантии, характер которых соответствует используемой авторами тектогенической гипотезе [5], и проверить соответствующие модели тектоносферы некоторыми новыми результатами, ранее не использовавшимися. Решению этой задачи посвящена статья.

Многими авторами отмечается близость основных этапов геологической истории прибрежных районов континентов, окружающих Тихий океан с востока и юга — Северной и Южной Америк, Антарктиды, возможно — Новой Зеландии и Австралии [7, 15, 16 и др.]. Поэтому ниже при рассмотрении процессов в Западной Антарктиде будут использоваться сравнения с лучше изученными Кордильерами Северной Америки и Андами Южной Америки.

**Геологическая история региона и глубинные процессы.** Для составления схемы глубинных процессов в тектоносфере полуострова необходимо знать типы эндогенных режимов (хотя бы для последних проявлений активности) на его территории, их возраст и размеры охваченной ими

<sup>1</sup> ©И.М. Логвинов, В.В. Гордиенко, И.В.Гордиенко

<sup>1</sup> Институт геофизики НАН Украины, Киев

зоны. По мнению многих авторов, изучавших историю геологического развития региона [7, 15, 16 и др.], она близка к установленной для южных Анд. Более того, можно с большой вероятностью предположить, что Антарканды (термин, предложенный Арктовским в 1895 г.) являются непосредственным продолжением южных Анд (в пределах которых отсутствуют восточные — наиболее старые — складчатые зоны, развитые в этой системе севернее). “На западе котловина (Скоша — авт.)... замыкается подводным хребтом, отходящим на ЮЮВ от Огненной Земли в направлении к Антарктическому полуострову... этот подводный хребет является как бы недоразвитым аналогом Центрально-Американского перешейка” [15, с.325]. Там же [15, с.327] указывается, что “...существует значительно большее сходство между разрезами Патагонских Анд и Антарктического полуострова, чем между разрезами о-вов Южно-Шетландских, Южно-Оркнейских и находящегося между ними района Магелланова пролива и о-ва Южная Георгия. ...весьма вероятно, что первоначальное соединение концов дуги (Южно-Антильской — авт.) происходило по более прямой линии, чем современная дуга...”.

Судя по возрасту гранитных батолитов ( $100 \pm 20$  и  $75 \pm 8$  млн. лет [15]), на Антарктическом полуострове присутствуют те же неваиды и ларамиды, что и в Андах. Активизация с основным вулканизмом происходит в течение последних 15 млн. лет, одновременно происходил подъем АП и опускание в трого Бренсфилд между полуостровом и Южно-Шетландскими о-вами — ЮШо [15, 16] (рис. 1).

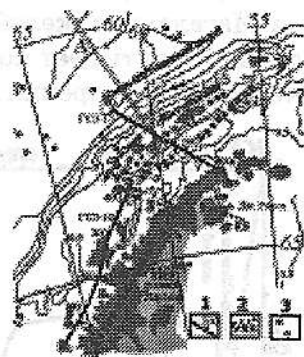


Рис. 1. Обзорная схема района исследований. 1 — профили ГСЗ-17 [23] и 10 [30], 2 — профили МТЗ, 3 — эпицентры землетрясений [24, 31], А — профиль, вдоль которого построен рельеф дна. Оцифровка изобат — в км.

Последний этап магматизма продолжается и в настоящее время. Предположительно в плиоцене образовалась вулканогенная группа о. Джеймса Росса. В районе ЮШо четвертичный магматизм представлен вулканической линией Десепши — Пингвин — Бриджмен. Молодые (четвертичные) вулканические конусы обнаружены на дне трого Бренсфилд в районе пересечения его профилем ГСЗ-17 [23]. В работе [16, с.78] сказано, что “..на Антарктическом полуострове имеется несколько действующих вулканов”.

Собственно альпиды (с возрастом складчатости 20-30 млн. л) на полуострове достоверно не выделены. Однако не стоит упускать из виду, что недостаточная геологическая изученность на АП шириной 50-100 км сочетается в регионе с полным отсутствием данных об эндогенных режи-

мах на шельфе, простирающемся на 200-300 км к востоку и западу от полуострова. Например в Кордильерах Северной Америки альпийские зоны распространены спорадически в прибрежной западной части, иногда — на шельфе и островах [15].

Мезозойской и кайнозойской геологической истории региона посвящено много работ [1, 15-17, 19 и др.], в которых она рассматривается преимущественно в рамках представлений гипотезы тектоники плит (ГТП). Выводы авторов противоречивы. Предполагается, в частности, погружение плиты Дрейка (расположенной севернее Южно-Шетландского желоба) под Антарктическую плиту [23] и погружение ее вместе с плитой Южно-Шетландских о-вов под трог Бренсфилда [17, 19]. Каждая из этих конструкций вызывает возражения.

1. "Плита Дрейка" примыкает к образованию, по ГТП представляющему собой плиту Скоша (задуговой бассейн Южно-Анtilьской дуги), охваченную "рассеянным спредингом". Тектоническая позиция их контакта непонятна.

2. Аргументом в пользу погружения на юг весьма странной "плиты Дрейка" (движущейся не от Восточно-Тихоокеанского поднятия, а вдоль него) можно считать наличие желоба — неперемного атрибута зоны субдукции в ГТП. Но если рассмотрение батиметрии не ограничивать (как в [23]) ближайшими окрестностями Южно-Шетландских о-вов, то очевидно (рис. 2) наличие на расстоянии 300 км севернее ЮШо двух прогибов, что противоречит ГТП. Кроме того, севернее плиты Дрейка располагается Магелланов желоб. Двустороннее погружение плиты Дрейка окончательно запутывает конструкцию. Она нереальна даже с плитово-тектонической точки зрения.

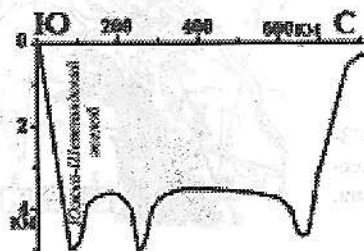


Рис. 2. Рельеф дна вдоль профиля А (рис.1).

Можно упомянуть и наличие аргументов в пользу весьма молодого возраста Южно-Шетландского желоба [1]. Как и в других местах Тихоокеанских переходных зон [5], у плиты просто нет времени для заметного погружения.

3. Погружение плиты должно находить отражение в распределении гипоцентров землетрясений региона. Однако имеющиеся данные [24, 31] не согласуются с таким предположением. На рис. 3 показано распределение гипоцентров землетрясений в полосе шириной около 100 км (в окрестностях профиля ГСЗ-17), где повышенная концентрация событий на 33 км обусловлена неточностью определений глубин. Такая же операция проделана для профиля через южную часть о. Ванкувер (Северная Америка). Очевидно, что глубины гипоцентров и их довольно хаотическое

распределение в этих районах сходны. Но у о. Ванкувер нет современного желоба (можно наметить засыпанный осадками старый), а в прилегающем море располагается фрагмент срединноокеанического хребта Хуанде-Фука. Следовательно, и распределение гипоцентров не подтверждает представления ГТП о глубинных процессах в регионе.

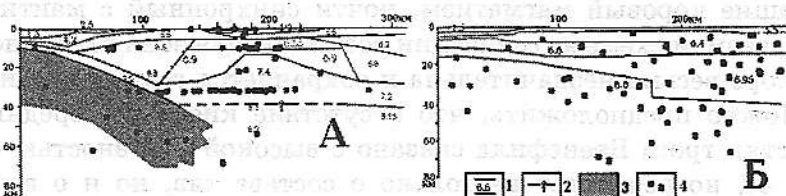


Рис. 3. Скоростные разрезы земной коры и распределения гипоцентров землетрясений А — вдоль профиля ГСЗ-17 (рис. 1) по [23, 24, 31] Б — в западных Кордильерах и на прилегающем шельфе вдоль профиля ГСЗ через южную часть о-ва Ванкувер по [10, 31].

1 — границы слоев и значения пластовой скорости продольных волн в км/с, 2 — предполагаемое расположение раздела М под трогом Бренсфилд, 3 — предполагаемая погружающаяся литосферная плита по [23], 4 — гипоцентры землетрясений.

Отметим, что в международных базах данных [24, 31] во всей прибрежной зоне АП (два события зарегистрировано в районе о-ва Анверс) и на всей территории Антарктиды сведения о землетрясениях отсутствуют. Имеющаяся информация о магматизме и горообразовании на континенте делают маловероятным предположение, что они не происходят. Скорее речь может идти о недостатке изученности.

4. Данные о современном магматизме в трого Бренсфилд не согласуются с его ролью желоба как элемента зоны субдукции. С другой стороны, состав магматических пород не отвечает типичным образованиям начального этапа рифтогенеза (см. ниже).

В нашей работе использовались представления адвекционно-полиморфной гипотезы глубинных процессов для геосинклинального эндогенного режима и современной активизации. В первом случае процессы начинались примерно за 100 млн. лет перед складчатостью. Они были представлены тремя подъемами перегретого и частично расплавленного вещества из интервала глубин от 200-250 км до 450-500 км последовательно на глубины примерно 150-200, 100-150 и 50-100 км. На первом этапе процесс включает значительный латеральный тепломассоперенос, на всех этапах на место поднявшегося горячего вещества опускается относительно холодное из интервала глубин, где останавливается поднявшийся астенолит. Последний этап происходил за первые десятки лет перед складчатостью и дополнялся вторжением мантийных выделок в кору. В этом случае погружение корового вещества обусловлено эклогитизацией основных пород. К концу процесса формируется максимальный прогрев верхней части тектоносферы (и охлаждение нижней). К настоящему времени слой частично расплавленных пород в верхних горизонтах мантии в значительной мере остыл, его кровля опустилась (в разной мере в зависимости от возраста геосинклинали), но астеносфера еще сохранилась даже в недрах невадид.



Современной активизации отвечает вынос вещества из этой реликтовой астеносферы в кору. Процесс сходен с первым этапом рифтогенеза, но в последнем случае значительные массы перегретого вещества поднимаются с больших глубин и останавливаются под корой, именно они формируют вторжения в кору, занимающие заметную часть ее объема и обуславливающие коровый магматизм, почти синхронный с мантийным. В рассматриваемой схеме активизации возникающая зона частичного плавления в коре весьма незначительна и сохраняется геологически краткое время. Можно предположить, что отсутствие кислых и средних лав в окрестностях трога Бренсфилд связано с высокой основностью его коры (см. рис. 3), но речь идет не только о составе лав, но и о глубине их источников. На начальной стадии рифтогенеза магма поступает с глубин 40-50 и 20-25 км, иногда процесс начинается поступлением магмы из первичного очага на глубинах 200-250 км. При современной активизации территории киммерийских и альпийских геосинклиналей, начавшейся геологически совсем недавно, лавы поступают с кровли реликтовой астеносферы на глубине  $70 \pm 20$  км (см. ниже) [5].

**Тепловые модели.** Тепловые модели геосинклиналей построены без учета современной активизации и индивидуальных особенностей (прежде всего — ширины и влияния процессов в соседних регионах), т.е. не могут считаться характеризующими конкретный район. По ним можно лишь констатировать (рис. 4), что в недрах региона возможно существование остаточной астеносферы мощностью не менее первых десятков километров с глубиной кровли  $70 \pm 20$  км. При недавнем (не более первых млн. лет назад) выносе расплава в кору в ее пределах возникает верхний слой частичного плавления. Его контроль возможен геоэлектрическими данными (см. ниже), поэтому логично определить вероятное место слоя в коре именно для района соответствующих исследований, ограниченного почти исключительно полуостровом. Судя по скоростному разрезу коры (см. рис. 3), плавление пород амфиболитовой фации здесь возможно не глубже 25-30 км. Кровля слоя в тепловых моделях современной активизации обычно располагается на 20-ти км [5], хотя этот параметр может заметно меняться в зависимости от количества вторгшихся в кору выплавок и возраста процесса. Выше часто находится зона, пропитанная флюидами, поднявшимися сюда из очага частичного плавления. Плиоценовый возраст может оказаться критическим, т.е. достаточным для кристаллизации расплава. Зона возрастом в первые сотни тысяч лет, напротив, может еще не проявиться в магматизме.

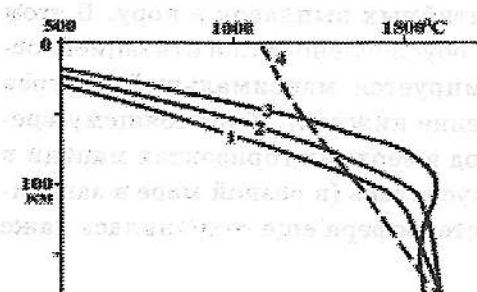


Рис. 4. Тепловые модели верхней тектоносферы невадид (1), ларамид (2), альпид (3).

4 — солидус пород мантии.

Тепловую модель можно сопоставить с данными о молодых магматических породах мантийного происхождения, магма которых накапливается перед извержением у кровли астеносферы. По химическому составу оливиновых базальтов и трахибазальтов, которые представляют основную массу четвертичных магматических пород региона, глубины их очагов составляют  $65 \pm 10$  км. Для расчета использованы сведения о связи состава мантийных пород Тихоокеанского региона с глубиной очага, приведенные в работе [14], обобщенные в [5]. Согласование с моделью можно считать удовлетворительным. Отметим, что для активизированной альпийской геосинклинали Восточной Камчатки, где информация о составе молодых магматических пород мантийного происхождения гораздо детальнее, получено практически такое же значение глубины кровли астеносферы ( $72 \pm 16$  км [5]). Информация о рТ-условиях в коре этого региона, полученная по ксенолитам, позволяет наметить и глубину основного слоя частичного плавления — около 20-30 км [5].

По тепловой модели можно прогнозировать некоторые черты геоэлектрической. Она должна содержать два этажа с объектами высокой электропроводности — мантийный со средней глубиной кровли  $70 \pm 20$  км, и коровый — с кровлей на глубинах  $20 \pm 10$  км. Суммарная продольная электропроводность (S) астеносферы, выделенной на тепловой модели (см. рис. 4), находится в пределах 1100-2200 См. Экспериментальное значение этого параметра в регионе приведено ниже, здесь пока можно отметить, что в районе профиля Линкольн на западной окраине Кордильер Северной Америки (см. рис. 3) по данным [3] проводящий слой под континентом располагается на глубинах 50-100 км и его S — 2000 См. В районе профиля Линкольн преобладают альпиды, т.е. параметры выделенного здесь слоя надо сравнивать с минимальной глубиной кровли и максимальной S модели. Согласование полное. Приведенные выше соображения позволяют утверждать, что коровый проводник скорее всего прерывист. В районе геоэлектрических исследований (см. ниже) его можно ожидать на АП и непосредственно прилегающих районах шельфа, далее на восток и запад коровый проводник может уже отсутствовать.

**Магнитная модель.** Распределение региональной составляющей магнитного поля вдоль профиля ГСЗ-17 [23] может быть предположительно увязано с некоторыми элементами тепловой модели коры (рис. 5).

Источники региональных аномалий магнитного поля обычно располагаются в средней и нижней частях континентальной коры, где присутствуют основные гранулиты. При значительном прогреве коры температура Кюри магнетита может достигаться на небольших глубинах (до 10-15 км), в этом случае образование подобных аномалий маловероятно даже при базифицированной коре. В таких районах могут быть встречены только сравнительно небольшие по размеру и интенсивности возмущения поля, связанные с малоглубинными объектами (речь не идет о рудных аномалиях, т.е. вызванных необычно большими концентрациями магнитоактивных минералов в локальных телах).

На рис. 5 видно, что на ПК 130-190 региональных положительных аномалий нет, встречены только небольшие возмущения над отдельными вторжениями основных пород в осадочный слой трога Бренсфилд. Северная граница безаномальной зоны несколько смещена на окраину поднятия ЮШо. В пределах архипелага коровые температуры, видимо, ниже, чем в троге, здесь, как и на шельфе перед Антарктическим полуостровом, современная активизация могла не проявиться. Отметим, что область пониженного магнитного поля заканчивается вместе с трогом Бренсфилд — вблизи северо-восточного окончания профиля ГСЗ-10 (см. рис. 1). В пределах полуострова активизация очевидна по геологическим данным (см. выше), к востоку от него такая информация отсутствует. Следует отметить, что значительное понижение магнитного поля известно только в районе островов восточнее АП.

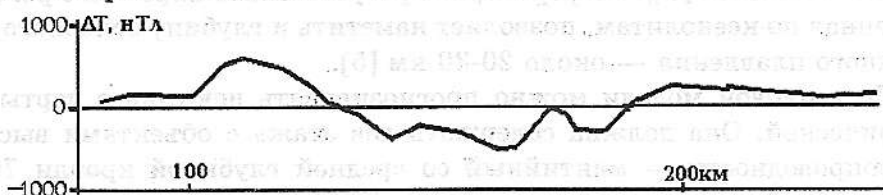


Рис. 5. Магнитное поле вдоль профиля ГСЗ-17 [23].

Таким образом, представляется вероятным, что процесс современной активизации, с которым сопряжен вынос мантийных выделок в кору и формирование корового слоя частичного плавления, происходил полосами ограниченной длины, ширина которых была равна или кратна размерам кванта тектонического действия — КТД —  $60 \pm 10$  км [5]. На профиле ГСЗ-17 неактивные полосы располагались на ПК 0-130 и 190-250, активные — 130-190 и 250-310.

**Сейсмо-плотностная модель.** Основой построения модели послужила информация о распределении скорости продольных сейсмических волн ( $V_p$ ) в коре на профилях ГСЗ-17 и 10 [23, 30 и др.] (см. рис. 3). На профиле ГСЗ-17 она содержит ряд спорных элементов, которые фактически запрещают построение количественной плотностной модели. Неопределенна и тепловая модель мантии, которая обычно используется авторами для построения плотностной модели в этом интервале глубин [5]. Поэтому результат приводимых ниже построений и расчетов нужно воспринимать как попытку качественно охарактеризовать природу составных частей гравитационного поля региона, которая может обнаружить возможность или невозможность его согласования с принятой схемой глубинных процессов. При появлении дополнительных данных модель может быть откорректирована.

Основные неопределенные элементы скоростной модели на профиле ГСЗ-17 следующие.

1. В [23] считалось, что кора под Южно-Шетландским желобом — океаническая, мощностью 10 км, и в большей ее части  $V_p$  составляет 7,2 км/с. Типичная величина скорости продольных сейсмических волн в основной части коры Тихого океана составляет 6,7-6,8 км/с [13]. Глубина

моря во многих желобах составляет 10 и более километров. В районах желобов, где проведены ГСЗ, глубина раздела М показана в таблице. Она явно отличается (в среднем в 1,5 раза) от мощности коры в котловинах Тихого океана.

Таблица

Глубины раздела М в желобах на окраинах Тихого океана [4, 13, 15 и др.]

Желоб	Глубина М, км	Желоб	Глубина М, км
Алсутский	16	Ванкувер*	18
Камчатский	18-20	Сан-Франциско*	15
Курильский	20	Колумбийский	15
Японский	16	Гватемальский	15
Идзу-Бонинский	15	Перуанский	16
Насей	15	Чилийский	18-22
		Средняя глубина	17±2

\*Желоба, заполненные осадками.

Очевидно резкое отличие этих данных от включенных в скоростную модель на профиле ГСЗ-17. При построении плотностной модели использованы оба варианта. На рис. 6 показаны результаты расчета поля для мощности коры 17 км. Для мощности 10 км и высокой плотности расчетное поле на краю представленной модели будет выше на 20 мГл.

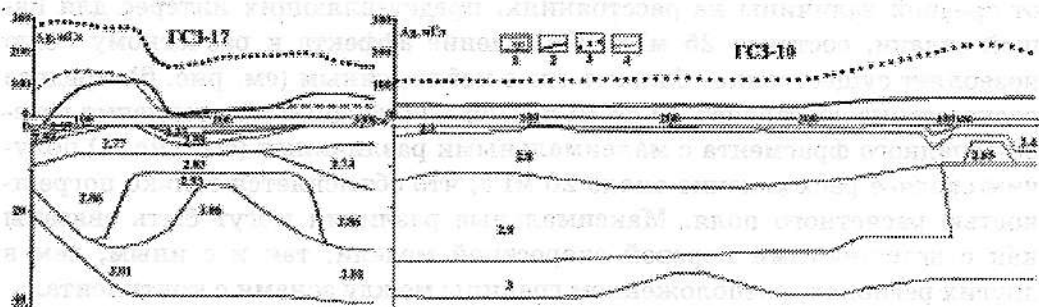


Рис. 6. Результаты плотностного моделирования вдоль профилей ГСЗ-17 [23] и ГСЗ-10 [30].

1 — границы слоев коры и средние плотности в них (в г/см<sup>3</sup>), 2-4 — гравитационное поле: 2 — наблюдаемое, 3,4 — расчетное (3 — эффект коры и нормальной мантии, 4 — с учетом эффекта аномальной мантии, вычисленного для переходных зон Камчатки и Чилийских Анд [5]).

2. Представление о подъеме раздела М под трогом Бренсфилд [23], возможно, соответствует действительности. Но оно не базируется на сейсмических данных. В работе [19] мощность коры в районе сокращена еще больше, к мантии отнесен слой с пластовой скоростью 7,4 км/с. В Андах под молодыми трогами с современным вулканизмом кора не утонена, а утолщена [5 и др.] до 50-60 км. Развиваемые авторами представления о глубинных процессах современной активизации [5] не требуют обязательного сокращения мощности коры под охваченными ими зонами. При построении плотностной модели считалось, что мощность коры плавно изменяется от значений в районе АП к имеющимся под ЮПо.



Размер тела anomalно плотных пород под трогом на глубинах около 13-28 км был ограничен в соответствии с данными [19], что, впрочем, заметно не повлияло на расчетное поле вдоль профиля ГСЗ-17.

3. Продолжение скоростного разреза в районе моря Уэдделла неизвестно. Юго-восточнее пк 320 профиля ГСЗ-17 мощность земной коры была несколько сокращена по аналогии с имеющейся к северо-западу от полуострова.

Для расчета значений плотности по  $V_p$  использовались представления о связи этих параметров из [5 и др.]. Наблюдаемое поле [23] для удобства сравнения с данными по другим регионам пересчитано в аномалии Фая на море. Технология расчета включала сопоставление вычисленных величин с наблюдаемыми с учетом "нормы" [5 и др.]. Разница между ними считалась мантийной гравитационной аномалией.

В прилегающей с запада и северо-запада части Тихого океана глубоководным бурением вскрыты базальты возрастом 10-12 млн. лет, которым, вероятно, предшествовал магматизм около 40 млн. лет назад [11]. На этом основании можно предположить здесь эндогенный режим молодой океанизации [5] и использовать результаты расчетов anomalного гравитационного эффекта мантии, проведенных для районов Камчатки (на материке — альпиды) и Чилийских Анд (на материке — киммериды). Если расчетные эффекты совместить в точке оси желоба, отклонения от средней величины на расстояниях, представляющих интерес для нашей задачи, составят 25 мГл. Добавление эффекта к расчетному полю позволяет существенно сблизить его с наблюдаемым (см. рис. 6), среднее расхождение составляет 30-35 мГл. При исключении из сравнения северо-западного фрагмента с максимальными различиями (см. рис. 6) получим среднее расхождение около 20 мГл, что объясняется только погрешностью расчетного поля. Максимальные различия могут быть связаны как с неточностями коровой скоростной модели, так и с иным, чем в других регионах, расположением границы между зонами с континентальными и океаническими эндогенными режимами [5].

Вдоль профиля ГСЗ-10 была построена трехмерная плотностная модель земной коры (см. рис. 1, 6) с использованием скоростной модели из работы [30] и данных о гравитационном поле из [12]. Скоростной разрез на пк 400-460 подобен установленному на профиле ГСЗ-17 в районе трога Бренсфилд. Здесь фиксируется и сопоставимая мантийная гравитационная аномалия. Остальная часть профиля ГСЗ-10 (пк 0-400) проходит по шельфу и островам западнее Антарктического полуострова, где современной активизации, по-видимому, не было и отсутствует альпийская складчатая область. Соответственно мантийная гравитационная аномалия сравнительно невелика, можно считать ее соответствующей зоне киммерийской геосинклинали, расположенной сравнительно далеко от области молодой активизации [5].

**Геоэлектрические модели.** Как следует из приведенного обзора, имеется много свидетельств современной активности Антарктического полуострова. Геоэлектрические методы позволяют оценить состояние пород

на большой глубине, приводимые ниже результаты — первые не точечные в регионе, поэтому остановимся на них подробнее.

Для построения моделей использовались данные магнитотеллурических зондирований (МТЗ) на obs. Вернадский (ВЕР) [8] и исследований, проведенных аргентинскими учеными в 1979-1981 и 1992 гг. [18, 21, 22, 26, 27] с помощью аналоговой аппаратуры (с привлечением результатов аудио-МТЗ и измерений на постоянном токе), сконцентрированные на двух профилях — VNS и RS (см. рис. 1).

Ниже излагаются результаты интерпретации, полученные на основе одномерной (1 D) инверсии кривых МТЗ. Она проводилась с использованием методики, изложенной в [6], основанной на нормализации кривых кажущегося удельного сопротивления ( $\rho_k$ ) по глубинному геоэлектрическому разрезу, что позволяет более обоснованно определить  $\rho_k$  на глубинах более 10 км.

В предыдущих исследованиях (при одномерной инверсии кривой МТЗ на obs. ВЕР [9]) для нормализации использовались данные МВЗ на obs. Арктовски (АРК) [25]. Т.к. данные МВЗ здесь начинаются с периодов около  $10^6$  с, образуется большой пробел между данными МВЗ и МТЗ (особенно аргентинских исследователей). Для уменьшения пробела были рассмотрены результаты МВЗ на обсерваториях, расположенных в зонах альпийской активизации с глубинным строением, предположительно близким рассматриваемому региону.

Выбраны obs. Паратунка (ПАР), расположенная на п-ве Камчатка, и obs. Ю-Сахалинск (Ю-САХ) [29]. Как видно из рис. 7, значения  $\rho_k$  и фазы импеданса на обсерваториях хорошо согласуются, и лишь в диапазоне  $1 \cdot 10^6 - 3 \cdot 10^6$  с наблюдается значительное отличие  $\rho_k$  на obs. АРК от остальных. Учитывая этот факт, для построения обобщенной кривой мы взяли данные по кривой МВЗ на obs. АРК и добавили значения для периода  $3.5 \cdot 10^5$  с (средние из данных на obs. ПАР и Ю-САХ).

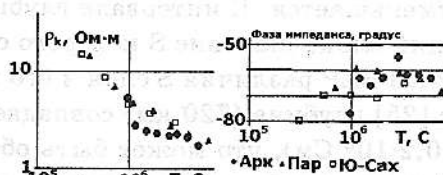


Рис. 7. Кривые МВЗ по [25, 29] на обсерваториях Арктовски, Паратунка и Южно-Сахалинск.

Между амплитудой и фазой кривых МТЗ существует однозначное соответствие, что позволяет по одной величине рассчитать другую [2]. На пунктах, где есть данные для периодов  $\geq 400$  с, вычислены фазы по кривым  $\rho_k$ . Путем совмещения полученных таким образом кривых МТЗ с опорной кривой МВЗ построены интерпретационные кривые зондирования (ИКЗ). Интерпретация зондирований в отдельных пунктах основывалась на 1-D инверсии ИКЗ с использованием инверсий Паркера [28] (D+алгоритм) и ОССАМ [20].

Наиболее достоверная инверсия может быть получена на п.ВЕР, где разрыв между данными МТЗ и МВЗ минимален. На рис.8 представлены ее результаты. Для ИКИ ВЕР140 наблюдается хорошее амплитудно-фазо-

вое соответствие. Для ИКЗ ВЕР50 видно влияние гальванического искажения на кривую  $\rho_k$  в диапазоне МТЗ (рис. 8), которое приводит к завышению амплитудной кривой. Это искажение может быть связано с сильным изменением  $\rho$  на границе море-земля. Можно предположить, что геоэлектрический разрез на глубинах, соответствующих проникновению электромагнитной волны на периодах 7200 и 11800 с (длина волны более 2000 км и глубина проникновения не менее 200 км), — единый для всей рассматриваемой площади (200x100 км). Тогда при построении ИКЗ остальных пунктов можно дополнить данные МВЗ значениями на периодах 7200 и 11800 с, взятыми из МТЗ ВЕР.

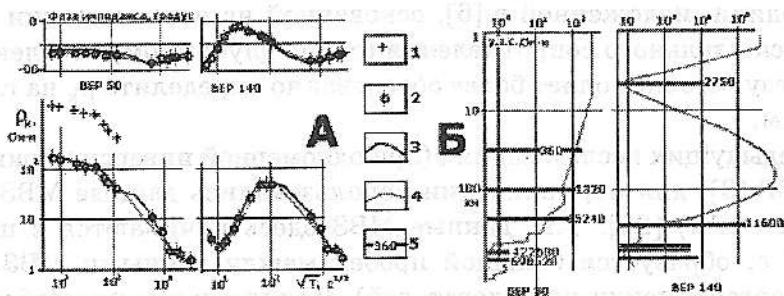


Рис. 8. Результаты одномерной инверсии ИКЗ ВЕР.

А — 1 — экспериментальные данные МТЗ, искаженные гальваническим эффектом, сопоставление экспериментальных значений (2) (вертикальный отрезок соответствует величине погрешности) с модельными кривыми по инверсиям D+ (3) и OCCAM (4) Б — геоэлектрические разрезы по OCCAM (4) и D+ (5).

По кривой ВЕР140 выделяется проводящий слой в коре, который отсутствует в разрезе, построенном по кривой ВЕР50. Далее до приблизительно 100 км разрезы по обеим кривым принципиально не отличаются (т.к. кривые МТЗ обладают плохой разрешающей способностью к высокоомным породам) — начиная с первых десятков километров  $\rho$  пород уменьшается. В интервале глубин 600-800 км четко выделяется проводящий слой, значение S которого составляет  $1,1 \cdot 10^6$  См. По двум вариантам ИКЗ ВЕР различия S слоя и его глубины не превышают 3%. В сравнении с [25] глубина (720 км) совпадает, а отличие по S составляет около 20% ( $0,2 \cdot 10^6$  См), что может быть объяснено использованием в [25] сферической инверсии, добавлением к данным МВЗ АРК глобальных данных на периодах 1 сутки и 3,7 лет.

Как видно из рис. 9, на территории шельфового ледника Ларсена выделяется проводящий слой в интервале глубин от 1 до 4 км (лишь на obs. MAP в интервале 4-9 км). В то же время величина  $\rho$  слоя на профиле VNS составляет 4-7 Ом·м, тогда как на профиле RS — 20-50 Ом·м. В связи с отсутствием фазовых кривых МТЗ трудно оценить влияние гальванических искажений, которые могут привести к таким изменениям уровня  $\rho$ . Отметим, что в пунктах на леднике  $\rho$  всей толщи до 4 км — менее 60 Ом·м (т.е. согласуется с осадочными породами на континентах), а в пунктах на островах превышает 100 Ом·м до глубин, на которых выделяется слой с  $\rho$  менее 50 Ом·м.

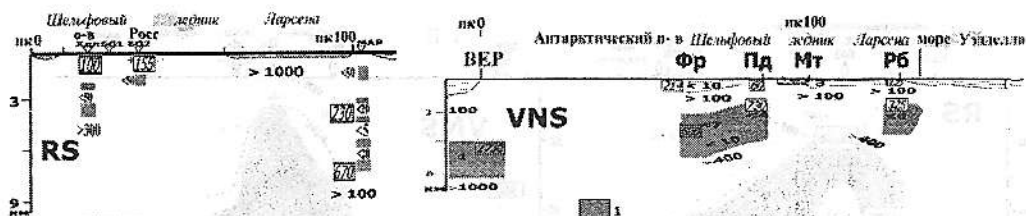


Рис. 9. Геоэлектрический разрез вдоль профилей RS и VNS для глубин менее 10 км по инверсиям OCCAM и D+. Глубина залегания (центр прямоугольников) и S (цифры внутри прямоугольников) слоя по данным D+. Цифры вне прямоугольников — значения у.э.с. в Ом·м. 1 — объекты высокой электропроводности.

Если отнести низкоомные слои к осадкам под ледником, то значения  $\rho$  более 100 Ом·м на глубинах более 4 км, видимо, соответствуют поверхности кристаллического фундамента.

На всех пунктах выделяется проводящий слой на глубинах более 20 км (см. рис. 9). Величина S (по инверсии D+) на п. Пд, Мт и Фр изменяется незначительно от 2300 до 2900 См. Глубина залегания близка на п. Фр и Мт (54 и 44 км) и резко уменьшена на Пд (22 км). Если увязывать выделенный проводящий слой с разрезом на обс. ВЕР, то на последней тоже выделяется проводник по ИКЗ ВЕР50 на глубинах 33 км ( $S = 360$  См) и 106 км ( $S = 1330$  См). Трудно обосновать изменение глубины залегания слоя (на Бб2 — 22 км, Хдл — 42 км) и его S в два раза на расстоянии около 10 км.

Т.к. МТ методы плохо разрешают высокоомные породы, точно определить их у.э.с. невозможно. Поэтому предпочтительнее оценивать геоэлектрические параметры величиной S, суммарное значение которой растет с глубиной. В этом случае легче сопоставить результаты обоих (OCCAM и D+) методов инверсии. На рис.10 представлены итоговые результаты инверсий OCCAM и D+ в виде разрезов, на которых даны определенные двумя методами основные геоэлектрические параметры — значения  $S_S$  (сумма S всей толщи пород от поверхности до принятой глубины) и глубина; распределение сопротивлений в интервале глубин от 10 до 100 км по данным OCCAM. Проводящий слой располагается в верхней мантии. По инверсии D+ глубина его залегания выдержана (40-60 км) на всех пунктах кроме п. Фр и Пд, где она уменьшается до 15-20 км. По инверсии OCCAM выделяется аномальная полоса, в которую попадают п. Фр и Пб (на профиле VNS) и п.Хдл и Бб (на профиле RS). Наибольшая аномальность наблюдается в п. Пб и Бб, на которых слой залегает на глубинах 15-40 км. К западу и востоку от указанной полосы на обоих профилях слой залегает на глубинах 50-100 км (п.ВЕР50, Мт, МАР). По поведению  $S_S$  можно предположить, что вдоль линии Пд-Бб протягивается коровый проводящий слой на глубине около 20 км. В этом случае даже если здесь есть проводящий слой в мантии с кровлей на глубине около 60 км (как это наблюдается примерно в 70 км от этой линии к западу в п.ВЕР и востоку в п.МАР), трудно увидеть его на кривых  $\rho_k$  из-за сопоставимых значений S для корового и мантийного слоев.



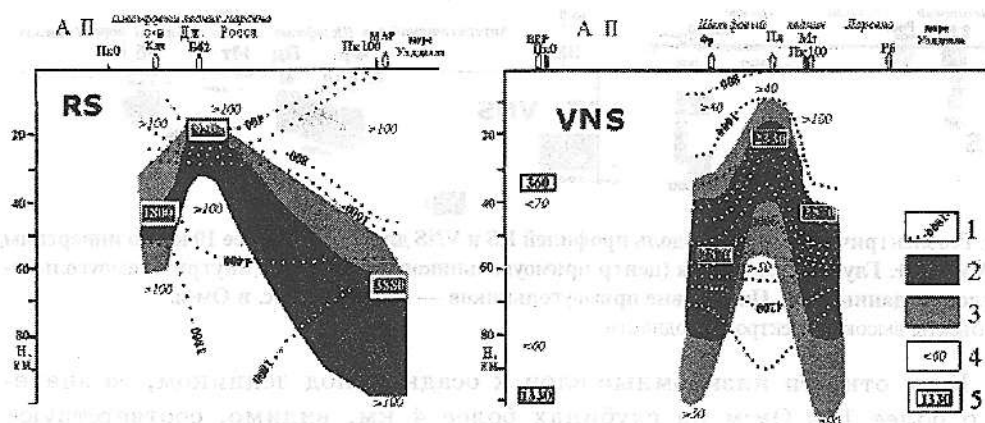


Рис. 10. Глубинные геоэлектрические модели вдоль профилей RS и VNS.

1 — изолинии  $S_0$  по данным OCCAM. Значения у.э.с. (в Ом·м) по данным OCCAM: 2 — 7-14, 3 — 14-24, 4 —  $> 40$  (от указанного значения до сотен). 5 — глубина залегания (центр прямоугольников) и  $S$  (цифры внутри прямоугольников) проводящего слоя по данным D+.

Вполне понятна условность полученных моделей в силу недостаточного качества данных МТЗ аргентинских исследователей (отсутствие фазовых кривых МТЗ и магнитовариационных параметров), удаления в пространстве совмещаемых кривых и всех неопределенностей амплитудно-фазовой коррекции данных МТЗ и МВЗ. Тем не менее, полученные результаты позволяют сделать следующие выводы о геоэлектрическом разрезе.

— Мощность ледника Ларсена изменяется вдоль профиля мыс Файервездер — о-в Робертсон от 100 м до 40 м в северной части.

— На большинстве пунктов ледник подстилается слоем с  $\rho$  менее 100 Ом·м, можно предположить, что верхняя часть слоя представляет собой смесь растаявшего льда, осадков и морской воды. Ниже 4-5 км располагается кристаллический фундамент.

— На глубинах от 20-40 до 70-80 км (местами до 100 км) залегает слой пониженного удельного электрического сопротивления ( $\rho$  менее 20 Ом·м). Если дальнейшие исследования не обнаружат геоэлектрических неоднородностей, с которыми можно связать резкое понижение уровня кривых МТЗ в полосе п.Пд (VNS)-Б6 (RS), то залегающий на указанных пунктах слой можно трактовать как коровый проводящий слой.

**Заключение.** Проведенные исследования показали, что даже в одном из наиболее изученных районов Антарктиды количество и качество геолого-геофизических данных недостаточно для достоверного суждения о глубинных процессах в тектоносфере континента. И все же, пусть в основном на качественном уровне, удалось показать, что с представлениями адвекционно-полиморфной гипотезы согласуются имеющиеся сведения о геологической истории, сейсмичности и результатах ГСЗ, магнитном и гравитационном полях и о геоэлектрической модели коры и верхних горизонтов мантии.

1. Бахмутов В.Г. Эволюция и геодинамика основных структур Западной Антарктики в мезо-кайнозой: современные представления // Бюл. УАЦ. — 2006. — Вып. 4-5. — С. 52-63.
2. Ваньян Л.Л., Кауфман А.А., Терехин Е.И. Расчет фазовых кривых частотного зондирования способом трансформации // Прикладная геофизика. М.: Гостоптехиздат. — 1961. — Вып. 30. — стр. 103-114.
3. Варенцов И.М., Голубев Н.Г., Гордиенко В.В. и др. Исследование глубинной геоэлектрической структуры вдоль линии Линкольн (эксперимент ЭМСЛАБ) // Физика Земли. — 1996. — 4. — С. 124-144.
4. Геология континентальных окраин. Т. 1, 2, 3. // Под ред. К. Берка и Ч. Дрейка. — М.: Мир. — 1978, 1979. — 356, 372, 402 с.
5. Гордиенко В.В. Адвекционно-полиморфная гипотеза глубинных процессов в тектоносфере. — Киев: Корвин пресс. — 2007. — 172 с.
6. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Ковачикова С., Логвинов И.М., Тарасов В.Н., Усенко О.В. Украинский щит (геофизика, глубинные процессы). — Киев: Корвин пресс, 2005. — 210 с.
7. Грикуров Г.Э. Геология Антарктического полуострова. — М.: Недра. — 1973. — 120 с.
8. Корепанов В., Міліневський Г., Максимчук В., Ладанівський Б., Накалов Є. Стан та перспективи дослідження глибинної будови та динаміки земної кори в районі станції Академік Вернадський геоелектромагнітними методами // УАЖ. — 2004. — 2. — С. 25-37.
9. Логвинов И.М., Тарасов В.Н., Ладанівський Б.Т. Электромагнитные исследования в районе обсерватории Акад. Вернадский (Антарктида) // Бюл. УАЦ. — 2006. — Вып. 4-5. □ С. 21-29.
10. Материалы мирового центра данных Б. Глубинное сейсмическое зондирование. Данные по Тихому океану. — М.: МЦД. — 1987. — 104 с.
11. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. — М.: Недра. — 1984. — 252 с.
12. Русаков О.М., Макаренко И.Б., Чулков С.С. Трехмерная плотностная модель земной коры западной окраины Антарктического полуострова // Геофиз. журнал. — 2007. — 6. — С. 64-74.
13. Семенова Г.И. Структура земной коры Тихого океана // Сравнительная тектоника континентов и океанов. — М.: МГК АН СССР. — 1987. — С. 85-94.
14. Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. — М.: Недра. — 1989. — 262 с.
15. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка. М.: Недра. — 1971. — 546 с.
16. Энциклопедия региональной геологии мира. Западное полушарие. Ред. Р. Фейрбридж. — Л.: Недра. — 1980. — 512 с.
17. Barker D., Austin J. Rift propagation, detachment faulting, and associated magmatism in Bransfield Strait, Antarctic Peninsula // J. Geoph. R. — 1998. — v. 103, B10, P. 24,017-24,034.
18. Borzotta E., Trombotto D. Correlation between frozen ground thickness measured in Antarctica and permafrost thickness estimated on the basis of the heat flow obtained from magnetotelluric soundings // Cold Regions Science and Technology- 2004.- 40- P. 81- 96.
19. Christenson G., Barker D., Austin J., Dalziel I. Deep crustal structure of Bransfield Strait: Initiation of a back arc basin by rift reactivation and propagation // J. G. R. — 2003. — v. 108, B10, 2492, doi:10.1029/2003JB002468.
20. Constable S.C., Parker R.L., Constable C.G. Occam's inversion: a practical algorithm for the inversion of electromagnetic data // Geophysics. — 1987. — 52. — P. 289-300.

21. *Del Valle R.A., Diaz M.T., Febrer J.M., Fourcade N., Fournier H.G., Gasco J.C., Keller M.A., Medina F., Nunez H., Pomposiello M.C.* Mid-cretaceous boundary detected below the Seymour Island and its tracing offshore along the north-eastern coast of the Antarctic Peninsula by magnetotelluric measurements//Acta Geod. Geoph. Hung. — 1988.- 23, n. 2-4. — P.265-286.

22. *Fornier H.G.* Geophysical studies of the Antarctic Peninsula//Acta Geod. Geoph. Hung. — 1994. — 29, n 1-2. — P.19-38.

23. *Grad M., Guterch A., Janik T.* Seismic structure of the lithosphere across the zone of subducted Drake plate under the Antarctic plate, West Antarctica // Geop. J. Int. — 1993. — 115. — P.586-600.

24. IRIS Earthquake Browser, [www.iris.washington.edu](http://www.iris.washington.edu).

25. *Jozwiak W., Semenov V.Y.* Deep geoelectrical structure estimation in the West Antarctic//Acta Geophys. Polonica. — 1998. — 46, N161. — P.61-67.

26. *Mamani M.J., Borzotta E., Fournier H.G., Venencia J., Castiglione B., Peretti A., Maidana N.* Magnetotelluric study in James Ross Island, Antarctic Peninsula// Acta Geod. Geophys. Hung.-1998.- 1(2-4).- p.155-166.

27. *Munoz M.A., Fornier H.G., Mamani M.J., Borzotta E.* A critical review of magnetotelluric studies in diverse tectonic areas in Argentina, Chile and Antarctica// Acta Geod. Geoph. Hung. — 1992. — 27, n 1.- P.65-86.

28. *Parker R.L., Whaler K.A.* Numerical method for establishing solution to the inverse problem of electromagnetic induction// J. Geophys. Res. — 1981. — 86. — P. 9574- 9584.

29. *Semenov V.Yu.* Regional conductivity structures of the Earth's mantle//Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. sc. — 1998. — C-65 (302). — 122 P.

30. *Sroda P., Grad M., Guterch A.* Seismic model of the Earth's crustal structure between the South Pacific and the Antarctic Peninsula // Antarcticregion: Geological Evolution and Processes. — 1997. — P.685-689.

31. U.S. Geological Survey. National Earthquake information Center. [http // www.neic.cr.usgs.gov](http://www.neic.cr.usgs.gov).

Побудовано теплові моделі верхньої мантії і густинні моделі кори з використанням геологічних даних, інформації про магнітне і гравітаційне поля, швидкісні розрізи, сейсмічність для Антарктичного півострова (АП) і територій на північ та захід від нього. Проведено одновимірну інверсію кривих МТЗ вздовж профілю від обс. Акад. Вернадський (на захід від АП) до острова Робертсон (східна межа льодовика Ларсена) та на о-вах Росс і Сеймур. На геоелектричній моделі визначено осадовий шар, в корі і верхній мантії — шар з питомим опором меншим за 20 Ом·м на глибинах від 20-40 до 70-80 км (в деяких місцях — до 100 км). Геофізичні моделі узгоджуються з уявленнями адвекційно-поліморфної гіпотези.

Thermal models of the upper mantle and density models of the crust are constructed with use of geological data, data on magnetic and gravity fields, velocity cross-sections, seismicity for Antarctic peninsula (AP) and territories to the north and to the west of it are performed. One-dimensional inversion of MTS curves along profiles from obs. Acad. Vernadsky (to the west from AP) to Robertson island (east edge of Larsen glacier) and on Ross and Seymour islands (north edge of Larsen glacier), is made. In the geoelectric model there are found the sedimentary layer and a layer with specific resistance less than 20 Ohm·m at a depth of 20-40 up to 70-80 km (100 km at most) in the crust and the upper mantle. Geophysical models are conformed to the advection-polymorphous hypothesis.