

Опыт двумерного магнитовариационного моделирования в районе УАС "Академик Вернадский" (Западно-Антарктический полуостров)

© И. М. Логвинов, В. Н. Тарасов, С. С. Чулков, 2012

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 1 марта 2011 г.

Представлено членом редколлегии В. П. Коболевым

Уперше для акваторії Антарктичного півострова наведено кількісні оцінки розподілу геоелектричних параметрів морської води у просторі і за глибиною, а також шару осадових порід імовірно кайнозойського віку, що залягають безпосередньо під водою. Цей шар за даними сейсмічного методу відбитих хвиль поширений повсюдно на шельфі акваторії. Наявність під верхнім шаром давніших осадових порід ще достатньо не вивчено. За даними сейсмічних і геоелектричних методів на сучасному рівні знань наявність таких осадових порід передбачають як у шельфовій зоні моря Беллінсгаузена, так і в осадовому басейні Ларсена. Ґрунтуючись на оцінках геоелектричних параметрів, уперше для регіону побудовано карту сумарної поздовжньої провідності осадового чохла масштабу 1 : 10 000 000. Показано, що провідні структури, які визначають магнітоваріаційні параметри на профілі, що перетинає архіпелаг Антарктичні острови, мають простягання, яке збігається із простяганням ізобат. Для визначення можливостей геоелектричних методів з вивчення глибинної будови регіону виконано розрахунки інтерпретаційних параметрів магнітотелуричного поля чисельним моделюванням двовимірної моделі вздовж профілю від улоговини моря Беллінсгаузена до улоговини моря Уедделла. В моделі з максимальною адекватністю задано розподіл геоелектричних параметрів осадового чохла. Згідно з розрахунками, спостережувані експериментальні дані не повністю задовольняють моделі. Цей факт дає підставу сподіватися, що принаймні в районах, прилеглих до Землі Грейама, геоелектричні дослідження сприятимуть дослідженням глибинної будови регіонів.

For the first time for the waters of the Antarctic Peninsula, quantitative assessment of the distribution of geoelectric parameters of sea water, both in space and depth, as well as of a layer of sediment presumably of Cenozoic era, lying directly under the water has been given. This layer according to the seismic method of reflected waves is widespread in the continental shelf waters. Availability under the top layer of the older sedimentary rocks is still quite unknown. According to seismic and geo-electric methods at the present level of knowledge the existence of such sediments is expected both in shelf zone of the Bellingshausen Sea, and in the Larsen sedimentary basin. Based on the estimates of geoelectric parameters a map of the total longitudinal conductivity of sedimentary cover of M 1 : 10 000 000 of the region has been compiled for the first time. Magnetovariational parameters on the profile, crossing the Antarctic archipelago of islands have been given, which have shown that the conductive structures, which determine their behavior have a strike, coinciding with the strike of isobaths. To determine the capacity of geoelectrical methods for studying the deep structure of the region calculations have been made of interpretational parameters of magnetotelluric field by numerical simulation of two-dimensional model along the profile of the valley of the Bellingshausen Sea to the kettle of the Weddell Sea, in which the distribution of geoelectric parameters of the sedimentary cover has been specified with the highest adequacy. Calculations have shown that the observed experimental data do not completely satisfy the model calculations. This fact gives grounds to hope that at least in the areas adjacent to Graham Land, geoelectrical investigations will facilitate studies of the deep structure of the regions.

Введение. С момента передачи Украине обсерватории в Антарктиде сотрудники Института геофизики НАН Украины и его Львовского филиала принимают активное участие в исследованиях естественного электромагнитного поля Земли [Корепанов та ін., 2004; Бахмутов, 2006; Логвинов и др., 2006 и др.]. Геоэлектрические исследования направлены на выявление аномалий проводимости, связанных с тектоническими процессами в недрах Земли и поисками месторождений полезных ископаемых (как рудных, так и нефтегазоносных). Во многих случаях геоэлектрические параметры среды определяют, какой из типов геотектонической модели развития данного региона более правомочный, тем самым способствуя разработке поисковых критериев.

За последние семь лет в течение летних антарктических сезонов были выставлены магнитовариационные станции в девяти временных пунктах в районе архипелага Аргентинские острова (рис. 1). На всех пунктах определены магнитовариационные параметры в ви-

де типперов, а на Украинской антарктической станции (УАС) "Академик Вернадский", кроме того, построена кривая магнитотеллурического зондирования.

В настоящей статье опробовано решение прямой геоэлектрической задачи для профиля от моря Беллинсгаузена до моря Уэдделла, пересекающего архипелаг Аргентинские острова (ААО), Западно-Антарктический полуостров (ЗАп) и шельфовый ледник Ларсена (ШЛЛ). Линия профиля выбрана с учетом расположения геомагнитной обсерватории УАС "Академик Вернадский" (АИА — по международной классификации), максимального количества временных пунктов магнитовариационных наблюдений в районе обсерватории; магнитотеллурических зондирований, выполненных аргентинскими геоэлектриками на ШЛЛ. Расчеты выполнялись по программе К. Новожицкого (ИГФ ПАН, Варшава) [Новожицкий, Пушкарев, 2001]. Впервые для всей акватории ЗАп выполнена оценка геоэлектрических параметров осадочного чехла, включающего ледники, водную толщу и подстилающие дно осадки. Эти параметры позволили построить адекватную модель и карту суммарной продольной проводимости осадочного чехла акватории ЗАп.

Карта суммарной продольной проводимости осадочного чехла. Для выполнения расчетов прямой геоэлектрической задачи необходимо в первую очередь знать геоэлектрические параметры осадочного чехла в полосе профиля моделирования с целью их максимального учета в расчетной модели. Так как акватория ЗАп изучена недостаточно, удобнее рассмотреть геоэлектрические параметры в виде величины суммарной продольной проводимости осадочного чехла (S_{oc}). По значениям удельного электрического сопротивления (УЭС) осадочный слой можно представить в виде двух слоев: водного и осадочного (на большей части исследуемой территории в первый слой включены льды). Для построения карты S_{oc} необходимы карты глубины акватории, мощности ледяного покрова и осадочных пород и их УЭС. Проанализируем известные нам данные о каждом слое.

Параметры водного слоя. При построении карты S_m (морской воды) всего Южного океана, омывающего ЗАп, глубины акватории были взяты из топографической карты для Тихого и Атлантического океанов (получены по спутниковым измерениям) [Holland et al., 2010]. Непосредственно в полосе профиля модели-

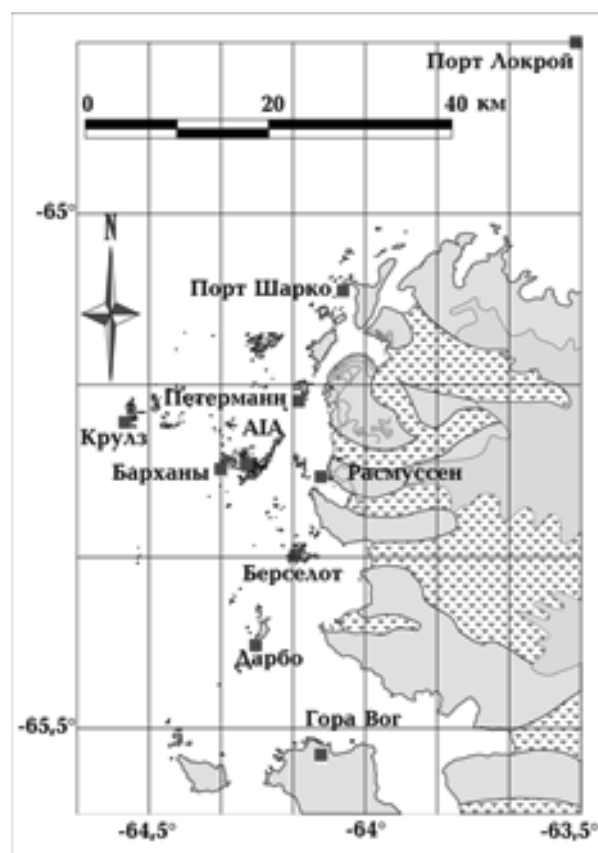


Рис. 1. Расположение пунктов магнитовариационных наблюдений.

рования для участка от ПК 200 до ПК 420 (ПК 200 находится на изобате 2000 м) были использованы более подробная карта батиметрии из работы [Rebesco et al., 1998], а для интервала ПК 500—ПК 580 — из работы [Pudsey et al., 2001] (рис. 2).

Отметим, что по морфологическим признакам шельф Антарктиды существенно отличается от шельфов других материков. Он выглядит в виде уступа дна с глубинами около 500 м и резким градиентом изменения глубины дна от шельфа к подножию континентального склона (за который условно принимается изобата 3000 м), что связывается с процессами сползания ледников в океан [Саруханян, Смирнов, 1986]. Изобата 500 м принята авторами в качестве границы шельфа Антарктического материка. Ширина шельфа в море Беллингаузена составляет порядка 200 км, а в море Уэдделла — 350 км.

Удельное электрическое сопротивление морской воды вычисляется согласно Фофонову [Fofonoff, 1985; Fofonoff, Millard, 2003] и определяется в основном соленостью и температурой. Используя данные многолетних исследований, сотрудники Британского института океанографии [Culkin, Smith, 1980] предложили принимать значение УЭС (при солености 35 ‰,

температуре 15 °С и нормальном атмосферном давлении) равным 0,25 Ом · м. Во многих работах это значение варьирует от 0,25 до 0,5 Ом · м, без учета солености и температуры водных масс (например, в работе [Everett et al., 2003] для всей толщи океанской воды УЭС = 0,3 Ом · м).

Сведения о солености и температуре морской воды в море Беллингаузена отрывочны. Согласно работе [Holland et al., 2010], в интересующих нас широтах соленость изменяется от 33,7—34 ‰ в верхних 200 м до 34,8 ‰ на глубине более 400—600 м. Круглый год море заполнено плавающими айсбергами и льдинами, таяние которых приводит к понижению температуры в верхних 100—160 м до –1,3 °С. Средняя температура на глубине более 300 м составляет 1,4 °С (с отклонением ± 0,3). Учитывая вышесказанное, значение УЭС воды в море Беллингаузена принято следующим: в слое распресненной воды мощностью 200 м — 0,4 Ом · м; нижних горизонтах моря на шельфе — 0,3 Ом · м; на глубине более 500 м — 0,25 Ом · м.

Оценим порядок величины УЭС в зависимости от реальных значений солености и температуры по данным, известным для юго-западной Атлантики [Атлас ..., 2003]. В общем,

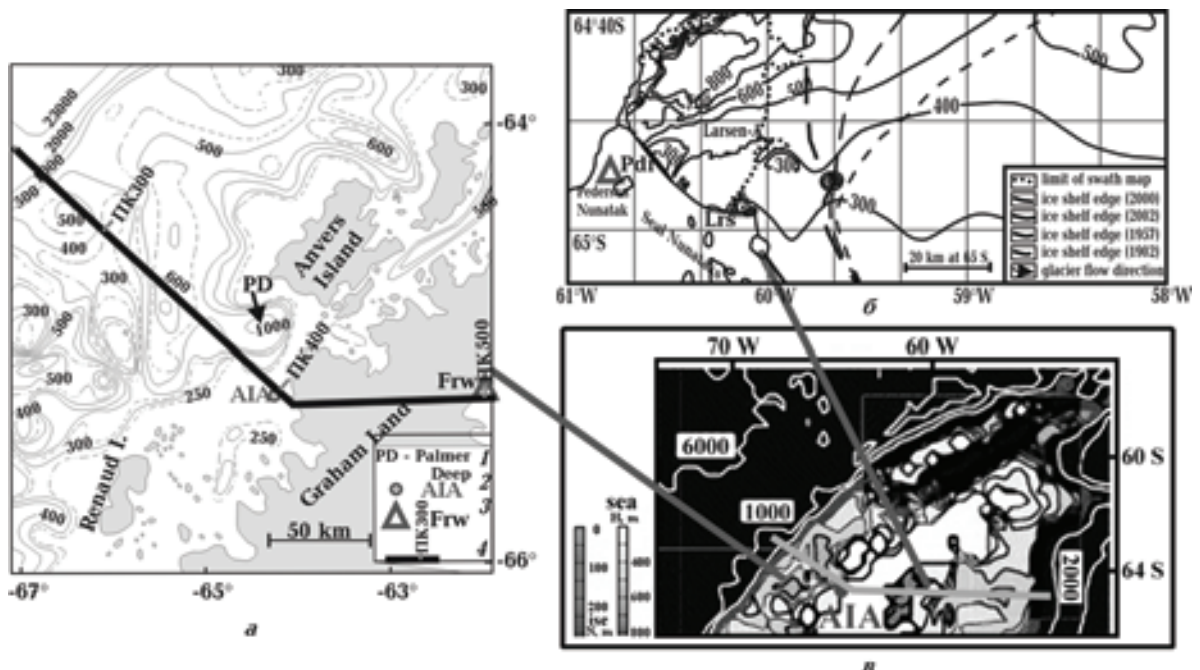


Рис. 2. Детальные карты батиметрии акваторий морей Беллингаузена [Rebesco et al., 1998] (а) и Уэдделла [Pudsey et al., 2001] (б) и обзорная карта [Holland et al., 2010] (в).

соленость всей территории изменяется в пределах от + 0,26 до – 1,2 ‰ (среднестатистическая — 1,5 ‰), а температура — от + 1 до – 16,5 °С. Кроме того, если в верхних 100—200 м соленость изменяется на 0,1—1,26 ‰ (от 33,8 до 35,06 ‰), то на глубине более 1000 м практически одинаковая для всех районов и составляет около 34,7 ‰. Сезонные колебания солености не превышают 0,1 ‰. На горизонте 500 м разница температуры воды между весенними и зимними месяцами составляет 0,5—10 °С в проливе Дрейка и практически не изменяется в море Уэдделла. На горизонте 1000 м сезонные изменения температур не превышают 0,5 ‰ (табл. 1).

В интересующем нас районе моря Уэдделла, входящего в антарктическую прибрежную зону, соленость изменяется от 33,85 ‰ (в верхних горизонтах) до 34,6 ‰ (на глубине 800 м), температура практически остается постоянной — около – 1,5 °С. Значения обоих параметров самые низкие на глубине до 200 м (за исключением зоны слияния вод морей Уэдделла и Скотта) из всей Юго-Западной Атлантики. Это, видимо, связано с влиянием распреснения морской воды тающим шельфовым ледником Ларсена. Интенсивность таяния определяется сокращением во много раз площади ледника за последние 100 лет [Pudsey et al., 2001]. Полученные оценки солености и температуры свидетельствуют, что наблюдаемые отклонения температур от фоновых приводят к полуторо-двухкратному изменению УЭС. Этот факт позволяет предположить, что для рассматриваемой акватории моря Уэдделла более приемлемо значение УЭС морской воды, по крайней мере в шельфовой зоне, равное 0,4 Ом · м.

Льды. По значениям УЭС (сотни ометров) льды сопоставимы с самыми высокоом-

ными осадочными породами. Мощность шельфовых (и надземных, расположенных на островах и ЗАп) ледников во всей Антарктике стала измеряться только в последние годы. Как уже отмечалось выше, в море Беллинсгаузена нет сплошного ледникового покрова. Поэтому нет оснований вводить их в геоэлектрическую модель первого слоя.

На территории Земли Грейама мощность ледникового покрова достигает нескольких сотен метров. Например, в работах [Levashov et al., 2004; Бахмутов и др., 2006] приводятся значения мощности от нескольких десятков метров на плато до 200 м на склоне ледника Уиггинс, расположенного на западном побережье Антарктического полуострова, в 7,5 км восточнее о-ва Галиндез (обсерватория АИА), и до 40—45 м на леднике Домашний (о-в Галиндез).

Гидрофизические исследования показали, что за последние 100 лет площадь ШЛЛ интенсивно сокращается со стороны о-ва Джеймс Росс (см., например, [Pudsey et al., 2001]). Причем открывающийся рельеф морского дна показывает наличие вдоль берега ЗАп глубоких впадин (до 1000 м), подобных впадине Палмер. Учитывая темп таяния, трудно предположить, что мощность льда шельфового ледника соответствует глубинам дна. Согласно работе [Pudsey et al., 2001], средняя глубина дна части ледника в полосе профиля моделирования взята равной 150 м (изобата 300 м уходит далеко на восток от края ледника), мощность льда — 100 м (рис. 2, в).

Прямых измерений УЭС льдов в исследуемом регионе в литературе нами не обнаружено. В первых работах аргентинских геофизиков этому вопросу уделялось большое внимание. Ими были проведены теоретические расчеты [Del Valle et al., 1988] о влиянии УЭС

Т а б л и ц а 1. Соленость, температура и сопротивление вод региона исследований

Интервал глубин, м	Море Беллинсгаузена			Море Уэдделла		
	Соленость, ‰	$T, ^\circ\text{C}$	УЭС, Ом · м	Соленость, ‰	$T, ^\circ\text{C}$	УЭС, Ом · м
0—200	33,7—34	– (0,4—1,3)	0,4	34	– 1,4	0,4
200—500	34,6	1,4	0,4	34	– 1,4	0,4
500—1600	34,8	1,6	0,3	34,6	– 1,5	0,4
1600—4000	—	—	0,25	—	—	0,25

льда на результаты МТЗ. Как и следовало ожидать, в диапазоне МТЗ, т. е. в интервале периодов > 1 с, изменение УЭС от мегаом до $50 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ слабо сказывается на результатах МТЗ. Действительно, даже при сопротивлении $50 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ глубина проникновения электромагнитной волны в среду с таким сопротивлением составит более 2 км.

Анализ результатов одномерного моделирования обобщенных кривых МТЗ и ВЭЗ (табл. 2) указывает на наличие хорошо проводящего слоя с кровлей на глубине менее 200 м. Проанализируем результаты моделирования с целью обсуждения вопроса о положении этого слоя по отношению к ледовому покрову. Мощность ШЛЛ менее 300 м. На скалах, представляющих выходы изверженных пород, слоя вечной мерзлоты практически нет. На о-вах Сеймур и Джеймс Росс обнаружены третичные (мощностью до 500 м) и четвертичные осадки. На о-ве Сеймур выделено пять четвертичных террас, расположенных на высотах с абсолютными отметками: нижняя — на 1—2 м, верхняя — на 200 м. На о-ве Джеймс

Росс выделяют семь четвертичных террас, расположенных на высотах с абсолютными отметками: нижняя — на 0,75—1 м, верхняя — на 100 м. По данным ВЭЗ на постоянном токе оценки мощности слоя вечной мерзлоты следующие: верхняя терраса — около 200 и 40 м; средняя терраса — 100—120 и 3,4 м; нижняя терраса — 35 и 5,8 м соответственно на о-вах Сеймур и Джеймс Росс (максимальное УЭС слоя вечной мерзлоты — $800 \text{ Ом} \cdot \text{м}$) [Borzotta, Trombotto, 2004].

В справочнике [Петрофизика ..., 1992] приведены значения УЭС морского льда при температуре от -2 до -8°C , которое в зависимости от строения и возраста может изменяться от 30 до $350 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, например, УЭС льда горных ледников — 10^5 — $10^7 \text{ Ом} \cdot \text{м}$. Отмечается заметное наличие летучих элементов (содержащих соединения F, Cl, Vg и др.) во льдах ААо не только за последнее столетие, но и возрастом более 3000 лет [Богилло, Базилевская, 2006]. В общем случае УЭС льда, как и морской воды, прямо пропорционально его солености и температуре (рис. 3).

Т а б л и ц а 2. Параметры геоэлектрического разреза верхних 1000 м в пределах шельфового ледника Ларсена

Пункт МТЗ	N1, м	N1, м, по [Borzotta, Trombotto, 2004]	УЭС 1 слоя, Ом · м	N2, м	УЭС 2 слоя, Ом · м	S, См	H, м	Примечание
Frw	170	—	> 200	390	1,7	234	560	Профиль Ф—Р
Pdr	120		> 200	70	0,7	105	190	
Lrs	110		> 300	240	0,3—1,6	880	350	
Rbr	110		> 300	80	1,6	48	190	
Б61-120	40	от 40 до 4	> 1000	220	0,5—10	350	260	Профиль Р—С
Б61-30	40		> 1000	190	0,5—10	390	230	
Б62-120	40		> 1000	290	0,5—10	250	330	
Б62-30	40		> 1000	170	0,5—10	250	210	
Хдл-130	40		> 1000	100	0,5—10	105	140	
Хдл-40	110		> 1000	120	0,3—10	310	330	
МАР-67	6	200	50	320	> 100	1	326	
МАР-23	6	100—120	9	130	> 100	1	136	

Примечание: N1, N2 — мощность первого и второго от поверхности слоев; S — суммарная продольная проводимость второго слоя; H — глубина залегания подошвы второго слоя.

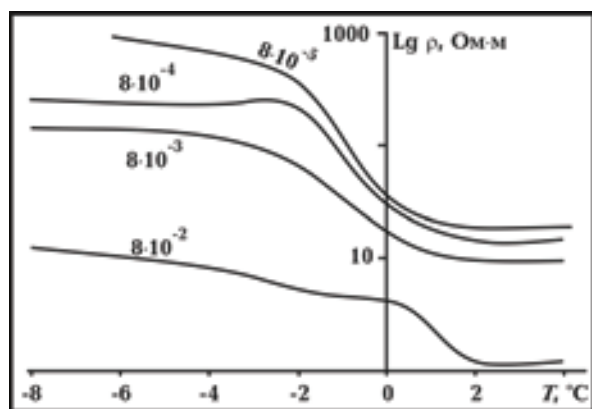


Рис. 3. Зависимость УЭС льда от концентрации КСl и температуры [Петрофизика ..., 1992]. Шифр кривых — концентрация КСl в %.

Учитывая приведенные доводы, вполне допустимо рассматривать вероятный диапазон изменений УЭС материкового и шельфового льда для концентраций КСl от 10^{-5} до 10^{-3} %, что хорошо согласуется с оценками [Borzotta, Trombotto, 2004]. Поскольку магнитотеллурическое поле слабо зависит от изменения УЭС высокоомных образований, то для наших целей достаточно принять значение УЭС для материкового льда, равным $500 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, а для шельфового — $100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$. Такие значения тем более оправданы, что вклад значений $S_{\text{льда}}$ в суммарное значение $S_{\text{ос}}$ составляет заведомо меньше 1% для территории акватории.

Параметры осадочного слоя. Охарактеризуем предварительно общую геолого-тектоническую обстановку региона исследований по Г.Э. Грикурову [Грикуров, 1973]. Ороген Зап, на территории которого располагаются пункты исследований, находится в южной части области сочленения тихоокеанского и гондванского сегментов Земли. Тихоокеанский сегмент региона исследований по Г.Э. Грикурову можно представить в виде нескольких элементов. Наиболее важная информация заключается в распределении геоэлектрических параметров как по площади, так и по глубине осадочных, метаморфических и изверженных пород на исследуемой территории. Поэтому наряду с тектонической обстановкой учитывались все известные сведения об указанных геологических и геофизических параметрах. Распределение осадочных бассейнов в северо-западном секторе Антарктиды показано на рис. 4. Вслед за [Del Valle et al., 1992] будем применять термин осадочная впадина Лар-

сена (Larsen basin) к территории, относящейся к шельфу (включая ШЛЛ) моря Уэдделла (примерно от о-ва Джонвиль на севере до прова Каньон на юге). Это согласуется с геологическими представлениями и с характером магнитного поля (цепочка магнитных аномалий [Jonson, Smith, 1992] сопровождается крупнейший в западной Антарктиде линеамент, проходящий через п-ов Каньон).

Большая часть эрозионного среза западного синклинория (рис. 4, I) сложена юрско-раннемеловыми формациями орогенного комплекса мезозой, среди которых преобладают породы дацит-липаритового состава. Осадочные формации мезозойского орогенного комплекса и позднемеловые молассы развиты слабо.

Вопрос о составе пород, залегающих под толщей кайнозойских осадков, недостаточно освещен в геофизических исследованиях. На сейсмическом разрезе через континентальный склон [Хоутц, 1978] мощность морских осадков несколько превышает 1 км (что согласуется с результатами бурения скв. 325 [Initial ..., 1976] и данными, полученными в последние годы сейс-

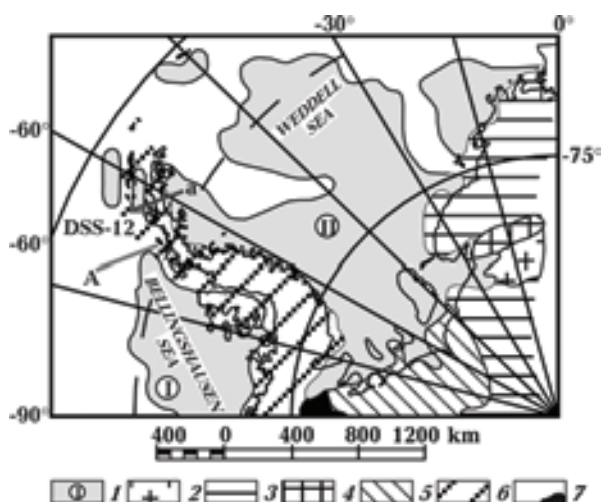


Рис. 4. Схема распределения осадочных впадин (I) в северо-западном секторе Антарктики, по [Ivanov, 1989] (I — бассейн моря Беллингаузена, II — мегабассейн моря Уэдделла), 2 — выходы докембрия, 3 — древние осадочные покровы, 4 — среднепалеозойско-ниженемезозойские платформенные покровы, 5, 6 — складчатые комплексы (5 — среднепалеозойский, 6 — верхнепалеозойско-мезозойский), 7 — кайнозойский вулканизм. Профили с интерпретацией геофизических данных: сейсмических (A — по [Хоутц, 1978], DSS-12 — по [Šroda et al., 1997]), аэромагнитных (a — по [Jonson, Smith, 1992]).

мическим методом отраженных волн [Cunningham et al., 2002]). Аналогичная мощность приводится и на карте (igpp.web.ucsd.edu/~gabi/sediment.html).

Полоса верхнепалеозойско-мезозойского комплекса занимает территорию Земли Грейама и прилегающей части шельфа моря Беллингаузена (рис. 4, II). Сведения о наличии и мощности рыхлых осадков (четвертичного возраста?) шельфа моря Беллингаузена базируются в основном на результатах сейсмических работ методом отраженных волн [Rebesco et al., 1998; Scheuer et al., 2006 и др.], которые позволили построить сейсмостратиграфические схемы осадков шельфа и прилегающей части континентального склона. Мощность рыхлых осадков достигает 250—300 м, а скорость распространения сейсмических волн в осадочных отложениях шельфа по этим данным не превышает 2000 м/с, что соответствует

осадкам от илов и супесей до суглинков (см. табл. 2).

Сведения о более глубоких осадках ограничены, поскольку, кроме побережья полуострова и островов, остальная территория покрыта ледниками. В сейсмической модели [Štoda et al., 1997] вдоль профиля, пересекающего шельф моря Беллингаузена севернее линии нашего профиля, выделен слой со скоростью $V_p = 4400 \div 5200$ м/с, отнесенный авторами к осадочным. Такие скорости соответствуют плотным породам, сопротивление которых превышает 10 Ом · м (табл. 3). Глубина залегания их подошвы изменяется от 0,2—1,5 км в районе ААо до 3 км в 100 км от берега Земли Грейама. Кроме того, на профиле выделены две впадины, пространственно совпадающие с поднятием дна до 300 м (см. рис. 2), в породах которых скорость V_p не превышает 3000 м/с.

Т а б л и ц а 3. Физические свойства пород и морского льда

Породы	W_c , %	T , °С	V_p , км/с	УЭС, Ом · м	Примечания
Ил (Черное море)	50—100	8—10	1530—1400	1—2	[Геологическая ..., 2003; Геология ..., 2004; Газовый ..., 2005]
Песок кварцевый	20 10	от -1 до -2	4200 3600	1—1000	[Петрофизика ..., 1992]
Песок с прослоями суглинка и включениями гравия (талая вода)		-0,5		100—120	То же
Песчаники (талая вода)		от 0 до -2		100—1000	»
Алеврит				1—1000	»
Глина (талая вода)		от 0 до -5	1400—800	1—50	»
Каолин	25 52	от -1 до -2	1600 2400		»
Суглинок (талая вода)		от 0 до -5	1000—2000	20—100	»
Доломиты, известняки, мергели (талая вода)		от 0 до -2		500—2000	»
Морской лед		от -2 до -8		30—350	»
Кристаллические породы, слагающие ААо				10^3 — 10^4	[Шепель, 2002]

Примечание: W_c — суммарная влажность породы (отношение массы воды и льда, содержащихся в породе, к массе сухой породы).

Юго-западнее разлома Анверс (т. е. в полосе профиля моделирования) предполагаются выходы мезозойско-раннекайнозойского габбро-гранитного интрузивного комплекса [Грикуров, 1973]. С этим предположением согласуются результаты интерпретации аэромагнитной съемки, по которым в недрах полуострова выделяется магнитный объект [Jonson, Smith, 1992] (рис. 5). Согласно этим же данным под всей площадью шельфа моря Беллингаузена от Земли Грейама до приблизительно изобаты 3000 м залегает батолит, кровля которого, как и залегающих под Землей Грейама интрузивных тел, располагается на глубине порядка 1000 м. По данным батиметрии можно оценить мощность осадочных пород вдоль всего простираения батолита в первые сотни метров.

На основании на перечисленных данных суммарная мощность осадков шельфа моря Беллингаузена вдоль профиля моделирования взята равной 1,5 км. Учитывая распределение скоростей в осадках разной мощности и оценки их УЭС, суммарная продольная про-

водимость всей толщи осадков не превышает 200 См.

Восточная синклиновая зона (рис. 4, II) оконтурена по области распространения позднемеловых моласс вдоль северо-западной и северной окраин моря Уэдделла, так как на остальной территории они скрыты от непосредственного наблюдения водами моря Уэдделла и ШЛЛ и поэтому прямых данных о них не имеется. Вдоль побережья моря Уэдделла отмечены выходы позднемелового—палеогенового молассового комплекса пород, многочисленные интрузии габбро-гранитного состава главным образом мелового возраста. Малочисленность поверхностных выходов позднемеловых моласс позволяет некоторым геологам предположить их погружение на большую глубину [Borzotta, Trombotto, 2004].

В литературе встречаются самые разные оценки мощности осадочной впадины Ларсена: по Г. Э. Грикурову мощность моласс, установленная в местах их выхода на поверхность в районе о-ва Джеймс Росс, около берега Норденшельда и на Южных Оркнейских остро-

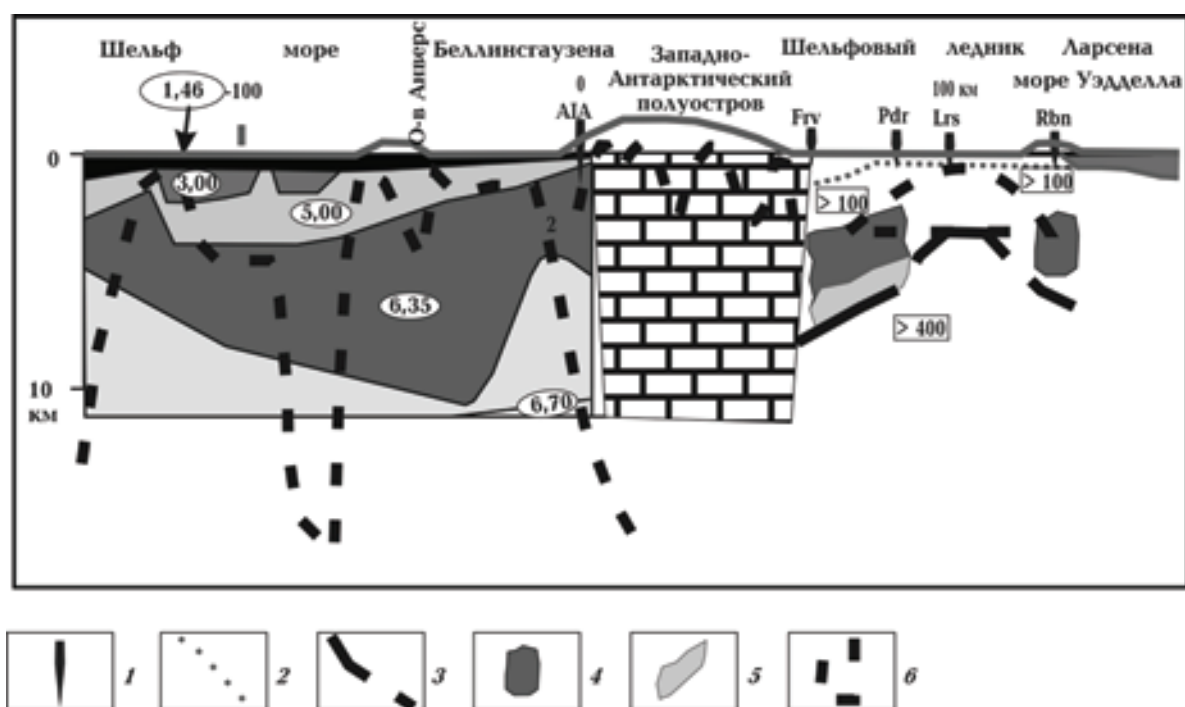


Рис. 5. Результаты интерпретации аэромагнитных [Jonson, Smith, 1992], сейсмических [Šroda et al., 1997] и геоэлектрических исследований [Логвинов и др., 2008]: 1 — пункты геоэлектрических наблюдений; 2, 3 — подошвы второго и четвертого геоэлектрических слоев соответственно; 4, 5 — значения УЭС четвертого слоя (4 — 4—7 Ом · м, 5 — 7—10 Ом · м); 6 — границы магнитоактивных объектов. Цифры в прямоугольниках — значения УЭС (Ом · м) третьего и пятого геоэлектрических слоев; цифры в овалах — значения V_p (км/с).

вах, составляет от сотен метров до 2—3 км [Грикуров, 1973; Ivanov, 1989]; по мнению аргентинских геологов мощность осадочных пород во впадине Ларсена достигает 10 000 м на широте о-ва Сеймур [Borzotta, Trombotto, 2004].

Для территории осадочной впадины Ларсена имеются данные геоэлектрических исследований (МТЗ), проведенных аргентинскими учеными в 1979—1981 и 1992 г. [Del Valle et al., 1988; Munoz et al., 1992; Fornier, 1994; Mamani et al., 1998].

В последние годы по оригинальной методике была проведена одномерная инверсия приведенных в цитируемых выше работах кривых МТЗ [Логвинов и др., 2008]. Рассмотрим более подробно полученные геоэлектрические результаты (см. табл. 2), сопоставляя их с известными из литературы сведениями об УЭС и значениями V_p различных типов осадочных пород (см. табл. 3). Первый слой с сопротивлением более 50 Ом·м может соответствовать слою вечной мерзлоты на островах и мощности льда в пунктах, установленных на поверхности ШЛ. Мощность ледника изменяется от 100 м (вдоль профиля от мыса Файерведзер до о-ва Робертсон (Ф—Р)) до 40 м и менее в его северной части (о-ва Джеймс Росс и Сеймур (Р—С)). Эти оценки согласуются с приведенными выше данными об изменении площади, занятой ледником.

Второй слой представлен породами с сопротивлением менее 10 Ом·м. Если значения УЭС слоя > 1 Ом·м можно объяснить глинистыми осадками (см. табл. 3), то УЭС < 1 Ом·м — только насыщением пород морской водой. Расчеты сопротивления в слое (состоящем из пород от песка до суглинков), исходя из формулы Шенкланда — Ваффа [Shankland, Waff, 1977], показывают, что для объяснений значений УЭС менее 1 Ом·м необходимо принять содержание в породе морской воды около 30 %.

В качестве рабочей гипотезы можно предположить, что второй слой представляет собой смесь растаявшего льда, мелкодисперсных осадков (образованных в результате трения льда о подстилающие породы) и некоторого количества морской воды. Очевидна и условность наших построений для таких малых глубин — здесь необходимы наблюдения в диапазоне АМТЗ (т. е. на периодах меньших 1 с), а также амплитудные и фазовые кривые МТЗ.

Полученные значения мощности второго геоэлектрического слоя согласуются с сейс-

мическими разрезами по данным метода отраженных волн [Cooper et al., 2009]. Сопоставление значений скорости распространения сейсмических волн и УЭС осадочных пород (см. табл. 3) подтверждает предположение о песчано-глинистом составе пород второго слоя.

Третий слой, относимый аргентинскими геофизиками к осадкам от палеогена до нижнего мела [Del Valle et al., 1988; Munoz et al., 1992; Fornier, 1994; Mamani et al., 1998], характеризуется сопротивлениями пород выше 100 Ом·м.

Следующий проводящий горизонт (четвертый слой на геоэлектрическом разрезе) выделяется на всех пунктах МТЗ в интервале глубин от 2 до 5 км. В северной части впадины (профиль Р—С) УЭС этих проводников составляет 20—50 Ом·м, а в южной (профиль Ф—Р) — 4—7 Ом·м (см. рис. 5) [Логвинов и др., 2008]. Аргентинские геофизики относят этот слой к осадочным породам нижнего мела — верхней юры. Другое представление о мощности осадков во впадине Ларсена следует из карты "A global digital map of sediment thickness", предложенной на сайте igpp.web.ucsd.edu/~gabi/sediment.html, согласно которой в обсуждаемой части впадины мощность осадков равна 500 м. В этом случае проводник, залегающий ниже 2 км, располагается в кристаллических породах.

Согласно интерпретации аэромагнитных данных [Jonson, Smith, 1992], в пределах осадочной впадины Ларсена в районе нанатека Ларсена (Lrs на рис. 5), представляющего, как и остальные нанатеки, выходы изверженных пород, находится центральная часть магнитоактивного объекта с кровлей на глубине менее 1 км. Инверсия кривых МТЗ также указывает на отсутствие здесь глубже 350 м хорошо проводящих пород, которые четко выделяются с обеих сторон магнитоактивного объекта.

На основании приведенных оценок параметров осадочного слоя была построена карта S_{oc} (рис. 6). Учитывая: а) непрерывно меняющуюся ледовую обстановку, особенно ШЛ и открывающиеся в связи с этим новые данные о батиметрии; б) скудность данных о параметрах осадочного слоя акватории, авторы статьи не стремились построить детальную карту. Видимо, масштаб представленной карты можно оценить как 1 : 10 000 000.

Даже на карте такого мелкого масштаба видны характерные геоэлектрические особенности территории. Шельфовые зоны морей

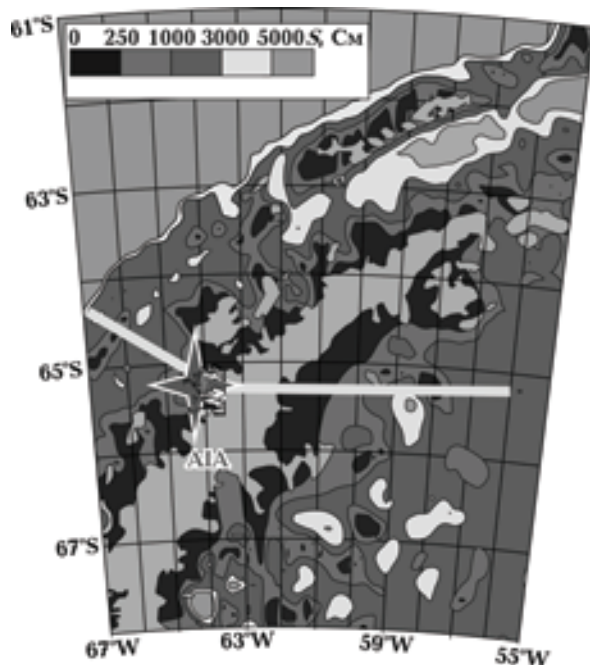


Рис. 6. Карта S_{oc} акватории Западно-Антарктического полуострова.

Беллингаузена и Уэдделла могут быть разделаны условно на две зоны. Первая зона, примыкающая к Земле Грейама, характеризуется значениями S_{oc} (от единиц сименсов до 1000 См), типичными для осадочного чехла континентов, вторая — значениями S_{oc} от 1000 до 3000 См.

Двумерное моделирование. Из-за малого количества экспериментальных данных в настоящее время невозможно осуществить поиск геоэлектрических параметров с помощью обратных задач. Большой интерес представляет и решение прямой задачи для оценки возможностей геоэлектрических методов в определении глубинного строения региона. Для этого выбран профиль, перпендикулярный изолиниям S_{oc} и проходящий через пункты, на которых есть геоэлектрические данные. Прежде чем переходить к построению модели вдоль выбранного профиля, необходимо рассмотреть экспериментальные данные с точки зрения их соответствия двумерной модели.

Экспериментальные данные. Магнитовариационные параметры определяются из магнитных компонент наблюдаемого магнитотеллурического (МТ) поля Земли — типпера и горизонтального магнитного оператора.

Определение типперов в одной точке основано на соотношении Визе — Паркинсона [Элек-

троразведка ..., 1989], связывающем спектр вертикальной ($H_{zп}$) составляющей МТ поля со спектрами его горизонтальных ($H_{хп}$, $H_{уп}$) магнитных компонент:

$$H_{zп} = W_{zx} H_{хп} + W_{zy} H_{уп}, \quad (1)$$

индекс п — означает полевой пункт наблюдений.

В выражении (1) величины спектров и искомым передаточных функций комплексные в частотной области. При этом предполагается, что вертикальная компонента наблюдаемого электромагнитного поля обусловлена индукцией в проводящих породах Земли. У. Шмукер предложил представлять передаточные функции всех магнитных компонент в следующем виде [Schmucker, 1970]:

для пары векторов индукции C_u и C_v

$$C_u = \text{Re } W_{zx} i + \text{Re } W_{zy} j,$$

$$C_v = \text{Im } W_{zx} i + \text{Im } W_{zy} j, \quad (2)$$

где орты i и j направлены по осям x и y (в данной работе на север и восток соответственно), для горизонтальных компонент

$$H_{хп} = W_{hx} H_{хб} + W_{hy} H_{yb},$$

$$H_{уп} = W_{hx} H_{хб} + W_{hy} H_{yb}, \quad (3)$$

где $H_{хп}$, $H_{уп}$ — компоненты в полевой, а $H_{хб}$, H_{yb} — в базисном пунктах.

В двумерных ситуациях векторы C_u и C_v коллинеарны. Вектор C_u достигает максимального значения на некотором периоде, а вектор C_v обращается в ноль, изменяя при этом свое направление на противоположное с возрастанием периода. Такой период называется характерным (T_x).

Кроме определенных ранее значений C_u и C_v в геомагнитной обсерватории AIA [Логвинов и др., 2006], к настоящему времени типперы (рис. 7, а) определены еще в трех пунктах — Барханы (Брх), Три Поросенка (Прс) и Расмуссен (Рсм) [Ladanivskyy et al., 2008]. На всех пунктах удалось уверенно получить типперы в диапазоне периодов от 9 до 10 800 с, погрешность определения которых не превышала в большинстве случаев 0,02 для C_u и C_v и 3—5° для их азимутов. В настоящей работе впервые для всей территории Антарктиды на профиле проведены определения передаточных функций горизонтального магнитно-

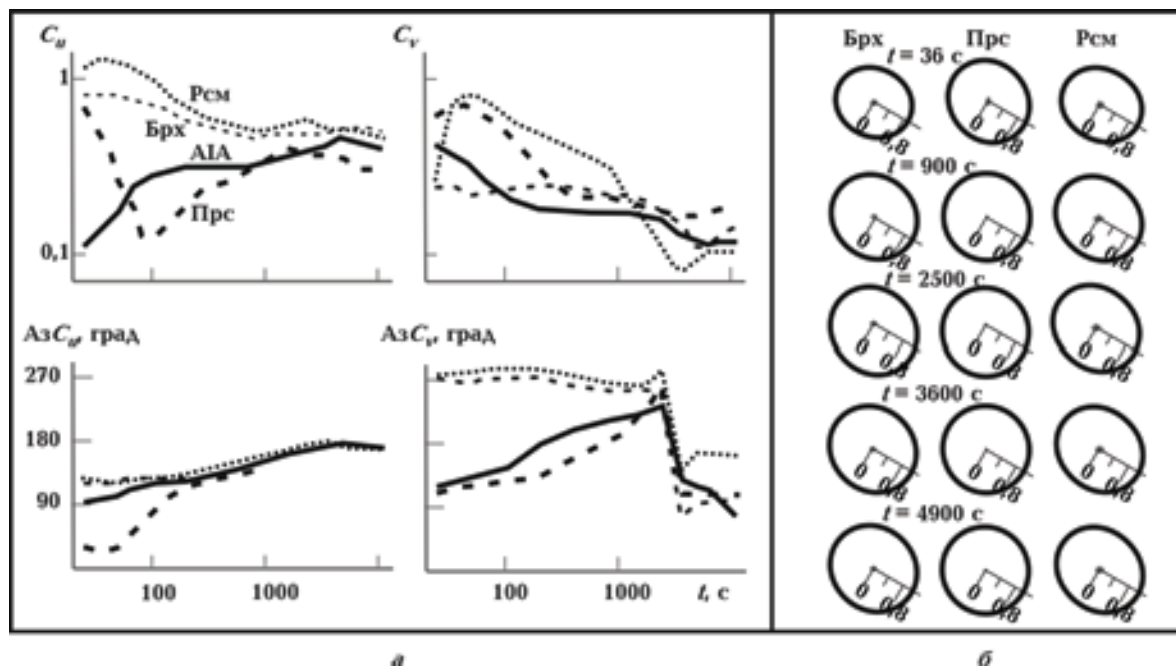


Рис. 7. Значения магнитовариационных передаточных функций на профиле Барханы — Расмуссен: а — типпера, б — горизонтального магнитного оператора.

го оператора (рис. 7, б) по методике, предложенной в работе [Varentsov, 2007]. В качестве базисных взяты магнитные компоненты в обсерватории АИА, так как здесь имеются синхронные записи со всеми полевыми пунктами, наблюдения на которых проведены в разные интервалы времени.

Анализ частотных зависимостей и азимутов типперов. На рис. 7, а видны два интервала периодов ($T_x = 30 \div 50$ с и $T_x = 1600 \div 3600$ с), для которых отмечаются повышенные значения и разная ориентация.

Поведение C_u и C_v для второго интервала периодов соответствует двумерному аномалиеобразующему объекту квазимеридионального простирания. Как видно из карты S_{oc} (см. рис. 6), основным аномалиеобразующим объектом для всей территории западнее ЗАп является море Беллингаузена. На расстоянии около 200 км от ААо значение S_{oc} достигает величины 10 000 См. Широкий шельф (160 км и более), ограниченный изобатой 500 м, характеризуется величиной S_{oc} , равной 2000 См. Все пункты наблюдений практически расположены на одинаковых расстояниях от границы шельфа.

Соотношения типперов и горизонтальных магнитных операторов на профиле в интервале до 50 с может быть качественно объяснено

наличием пролива Пенола с глубиной моря до 200—300 м, отделяющем о-в Расмуссен от о-вов Антарктического архипелага.

Методика двумерного моделирования.

Геометрические параметры. Нулевой пикет профиля моделирования располагался на изобате 3000 м (в море Беллингаузена), начиная с ПК 190 (изобата 3400 м). Шаг моделирования по оси x составлял: 4 км на шельфах морей Беллингаузена и Уэдделла, увеличивался до 8 км на Земле Грейама и 2 км от изобаты 100 м, окружающей ААо с востока, до побережья Земли Грейама. По вертикальной оси шаг моделирования составлял 50 м для верхних 650 м, 100 м — до 1000 м и 350—500 м до глубины 4500 м. Ниже шаг плавно увеличивался до 20—50 км на глубинах, превышающих 40 км. Предложенная модель позволила максимально отразить изменение глубин моря в полосе профиля (для чего использовались штурманская карта М 1 : 5000 и батиметрические карты [Rebesco et al., 1998]).

Априорная информация заключалась в строгом соответствии модели геоэлектрическим параметрам, которые были определены в предыдущих разделах. Нормальный геоэлектрический разрез, подстилающий осадочный чехол, был взят согласно одномерной инверсии [Логвинов и др., 2008] кривой глубинно-

го магнитотеллурического зондирования на УАС "Академик Вернадский" [Корепанов и др., 2004], сочлененной с кривой МВЗ на польской обсерватории "Арктический" [Jozwiak, Semenov, 1998] (расположенной на Шетландских островах).

Хотя типперы получены на более коротком профиле (17 км), чем данные МТЗ (78 км), их высокая информативность обусловлена более качественной обработкой и большим диапазоном периодов, позволяющим анализировать строение Земли с самых малых глубин (глубина проникновения электромагнитного поля в морской воде для периодов порядка 30 с составляет около 1 км). Для согласования экспериментальных и модельных данных типперы были спроектированы на линию профиля. Данные МТЗ известны только для амплитуд (фазы импеданса были нами вычислены), что резко сокращает возможность получения информации. Поэтому при составлении моделей тщательно учитывалась обстановка западнее Земли Грейама: расстояния между пунктами магнитовариационных наблюдений очень маленькие (от 1 до 2 км между Брх, Прс и АА) по сравнению с длиной всей модели; размеры большинства островов еще меньше; количество островов в ААо большое; группы островов зачастую разделяются глубокими (до 200 м) проливами. Все эти трудности не позволяют построить адекватную модель на этом участке профиля как в двумерном, так и в трехмерном приближении.

Для демонстрации возможностей учета указанных сложностей путем численного моделирования были рассчитаны две принципиальные модели. На первой цепочка островов ААо была представлена одной высокоомной вставкой на уровне о-ва Галиндез (рис. 8, а), на второй та же цепочка взята в виде двух вставок — на уровне о-вов Бархан и Галиндез (рис. 8, б). Геоэлектрические параметры осадочной впадины Ларсена оставались неизменными. Расчеты выполнялись по программам К. Новожинского [Новожинский, Пушкарев, 2001].

Рассмотрим магнитовариационные данные. На периодах меньших 100 с и больших 1600 с результаты для обеих моделей практически не отличаются. На малых периодах четко видно, что отличие экспериментальных данных от модельных связано с плохим учетом распределения геоэлектрических параметров вблизи пунктов наблюдений. Для интервала периодов 200—1600 с второй вариант модели улучшает сходимость экспериментальных и модельных данных.

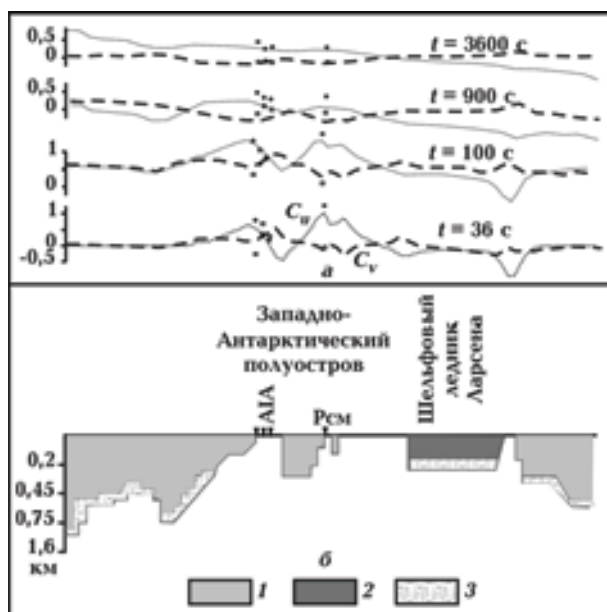


Рис. 8. Результаты двумерного моделирования (прямая задача): а — графики типперов, б — расчетная модель, 1 — морская вода, 2 — шельфовый лед, 3 — рыхлые донные осадки.

Обе модели хорошо согласуются с магнитовариационными данными по характеру затухания параметров с частотой, что указывает на адекватность моделей природному региональному строению осадочного чехла.

Из результатов моделирования следует вывод о том, что величина и направление типперов на периодах больших 900 с не соответствуют региональному распределению мощности морской воды. Можно предположить, что поведение типперов отражает суперпозицию аномальных полей, обусловленных морской водой и проводящим объектом квазиширотного простираения. В рамках двумерного моделирования решить этот вопрос не представляется возможным.

Магнитотеллурические данные (графики ρ_k и фазы импеданса) пока анализировать сложно ввиду указанных выше ограничений, но характер изменений этих параметров вдоль профиля также указывает на улучшение сходимости экспериментальных и модельных результатов с увеличением периодов от 36 до 900 с.

Выводы. 1. Впервые для акватории Антарктического полуострова приведены количественные оценки распределения геоэлектрических параметров морской воды как по латерали, так и по глубине, а также слоя осадочных пород предположительно кайнозойского воз-

раста, залегающего непосредственно под водой. Этот слой по данным сейсмического метода отраженных волн распространен повсеместно на шельфе акватории. Более древние осадочные породы под верхним слоем еще не достаточно изучены. По данным современных сейсмических и геоэлектрических исследований наличие таких осадков предполагается как в шельфовой зоне моря Беллингаузена, так и в осадочном бассейне Ларсена.

2. Основываясь на оценках геоэлектрических параметров, для региона впервые построена карта суммарной продольной проводимости осадочного чехла М 1 : 10 000 000.

3. Магнитовариационные параметры, полученные на профиле, пересекающем архипелаг Аргентинские острова, показали, что проводящие структуры имеют простирание, совпадающее с простиранием изобат.

4. Для определения возможностей геоэлектрических методов по изучению глубинного строения региона были выполнены расчеты интерпретационных параметров магнитотеллурического

поля путем численного моделирования двумерной модели вдоль профиля от котловины моря Беллингаузена до котловины моря Уэдделла, в которой с максимальной адекватностью задано распределение геоэлектрических параметров осадочного чехла. Наблюдаемые экспериментальные данные не полностью удовлетворяют модельным расчетам.

Проведенный анализ показал, что дальнейшее расширение геоэлектрических исследований приведет к углублению и расширению знаний о глубинном строении Западно-Антарктического полуострова.

Благодарности. Проведение экспериментальных магнитовариационных наблюдений на временных пунктах было осуществлено благодаря финансовой поддержке руководства Национального антарктического научного центра.

Большую помощь в проведении численного моделирования оказал руководитель Отдела геомагнетизма Института геофизики Польской АН В. Йожвик, за что авторы ему искренне благодарны.

Список литературы

- Атлас.* Циркуляция, температура, соленость, ледовые условия юго-западной части Атлантического океана и прилегающих акваторий Антарктики / Н. П. Булгаков, Ю. В. Артамонов, П. Д. Ломакин, В. Н. Белокопытов, Е. А. Скрипалева. — Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2003. — 91 с.
- Бахмутов В. Г.* Эволюция и геодинамика основных структур Западной Антарктики в мезокайнозой: современные представления // Бюл. Укр. антаркт. центра. — 2006. — Вып. 4—5. — С. 52—63.
- Богилло В. И., Базилевская М. С.* Влияние химических реакций в снежном покрове на состав атмосферы западной прибрежной Антарктики // Укр. антаркт. журн. — 2006. — № 4—5. — С. 307—312.
- Газовый вулканизм Черного моря* / Гл. ред. Е. Ф. Шнюков. — Киев: Изд. отд-ния морской геологии и осадочн. рудообразования НАН Украины, 2005. — 136 с.
- Геологическая оценка трасс линий связи Севастополь — Евпатория, Севастополь — Керчь, Севастополь — Потти* / Гл. ред. Е. Ф. Шнюков. — Киев: Изд. отд-ния морской геологии и осадочн. рудообразования НАН Украины, 2003. — 178 с.
- Геология* зоны трассы оптико-волоконной связи Севастополь — о. Змеиный — Затока. — Киев: Карбон-Лтд., 2004. — 145 с.
- Грикуров Г. Э.* Геология Антарктического полуострова. — Москва: Наука, 1973. — 214 с.
- 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 // Укр. антаркт. журн. — 2004. — № 2. — С. 25—37.
- Логвинов И. М., Гордуенко В. В., Гордуенко И. В.* Геофизические модели тектоносферы Западной Антарктиды // Геология и полезн. ископаемые Мирового океана. — 2008. — № 2. — С. 94—108.
- Логвинов И. М., Тарасов В. Н., Ладанівський Б. Т.* Электромагнитные исследования в районе обсерватории "Академик Вернадский" // Бюл. Укр. антаркт. центра. — 2006. — Вып. 4—5. — С. 21—29.
- Новожинский К., Пушкарев П. Ю.* Анализ эффективности программ для двумерной инверсии магнитотеллурических данных // Физика Земли. — 2001. — № 6. — С. 72—85.

- Петрофизика: Земная кора и мантия. Справочник / Под ред. Н.Б. Дортман. — Москва: Недра, 1992. — 286 с.*
- Саруханян Э.И., Смирнов Н.П.* Водные массы и циркуляция Южного океана. — Ленинград: Гидрометеиздат, 1986. — 288 с.
- Хоуцз Р.* Континентальная окраина Антарктиды: тихоокеанский и индоокеанский секторы // *Геология континентальных окраин. Т. 2.* — Москва: Мир, 1978. — С. 367—371.
- Шепель С.И.* Электрические свойства магматических пород района станции "Академик Вернадский" // *Бюл. Укр. антаркт. центра.* — 2002. — Вып. 4. — С. 76—82.
- Электроразведка. Справочник геофизика. Кн. 1 / Под ред. В.К. Хмелевского, В.М. Бондаренко. — Москва: Недра, 1989. — 438 с.*
- 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.
- Cooper A.K., Brancolini G., Escutia C., Kristoffersen Y., Larter R., Leitchenkov G., O'Brien P.H., Jokat W.* Cenozoic climate history from seismic reflection and drilling studies on the Antarctic continental margin // *Developments in Earth & Environmental Sciences. 8. Antarctic climate evolution.* — Siebert M, 2009. — P. 115—235.
- Culkin F., Smith N.D.* Determination of the concentration of potassium chloride solution having the same electrical conductivity at 15 °C and infinite frequency, at standard seawater of salinity 35.000 ‰ (chlorinate 19.37394 ‰) // *IEEE. J. Oceanic Engineering.* — 1980. — OE-5. — P. 22—23.
- Cunningham A.P., Larter R.D., Barker P.F., Gohl K., Nitsche F.O.* Tectonic evolution of the Pacific margin of Antarctica 2. Structure of Late Cretaceous — early Tertiary plate boundaries in the Bellingshausen Sea from seismic reflection and gravity data // *J. Geophys. Res.* — 2002. — **107**, D12. — P. 2346—2358. — DOI:10.1029/2002JB001897.
- 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. Geophys. Hung.* — 1988. — **23**, № 2—4. — P. 265 —286.
- Del Valle R. A., Elliot D. H., Macdonald D. I. M.* Sedimentary basins on the east flank of the Antarctic Peninsula: proposed nomenclature // *Antarctic Sci.* — 1992. — **4**, № 4. — P. 477—478.
- Everett M.E., Constable S., Constable C.G.* Effects of near-surface conductance on global satellite induction responses // *Geophys. J. Int.* — 2003. — **153**. — P. 277—286.
- Fofonoff N.P., Millard R.C.* Algorithms for computation of fundamental properties of seawater // *UNESCO Technical Paper in Marine Science.* — 2003. — **44**. — 54 p.
- Fofonoff N.P.* Physical properties of seawater: A new salinity scale and equation of state for sea-water // *J. Geophys. Res.* — 1985. — **90**. — P. 3332—3342.
- Fornier H. G.* Geophysical studies of the Antarctic Peninsula // *Acta Geod. Geophys. Hung.* — 1994. — **29**, № 1—2. — P. 19—38.
- Holland P.R., Jenkins A., Holland D.M.* Ice and ocean processes in the Bellingshausen Sea, Antarctica // *J. Geophys. Res.* — 2010. — **115**. — C05020. — DOI:10.1029/2008JC005219.
- Initial reports of the deep-sea drilling project.* — Washington: Government Print. Office, 1976. — **35**. — 919 p.
- Ivanov V.L.* Evolution on Antarctic prospective sedimentary basins // *Antarctic Sci.* — 1989. — **1**, № 1. — P. 51—56.
- Jonson A. C., Smith A. M.* New aeromagnetic map of West Antarctica (Weddell sea sector): introduction to important features // *Recent progress in Antarctic Earth Science.* — Tokyo: Terra Sci. Publ. Company, 1992. — P. 555—562.
- Jozwiak W., Semenov V.Y.* Deep geoelectrical structure estimation in the West Antarctic // *Acta Geophys. Polonica.* — 1998. — **46**, № 161. — P. 61—67.
- Ladanivskyy B., Logvinov I., Tarasov V.* Electromagnetic study at the Antarctic Peninsula region // *SCAR/IPY Open Science Conference "Polar Research — Arctic and Antarctic perspectives in the International Polar Year": Abstract Volume (St.-Petersburg, Russia, July 8—11, 2008).* — St.-Petersburg, 2008. — P. 422.
- 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.
- 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. Geophys. Hung.* — 1992. — **27**, № 1. — P. 65—86.
- Pudsey C.J., Evans J., Domack E.W., Morris P., Del Valle R.A.* Bathymetry and acoustic facies beneath the former Larsen-A and Prince Gustav ice shelves, north-west Weddell Sea // *Antarctic Sci.* — 2001. — **13**, № 3. — P. 312—322.
- Rebesco M., Camerlenghi A., De Santis L., Domack E., Kirby M.* Seismic stratigraphy of Palmer Deep: a fault-bounded late Quaternary sediment trap on the inner continental shelf, Antarctic peninsula Pacific margin // *Marine Geology.* — 1998. — **151**. — P. 89—110.
- Scheuer C.K., Gohl K., Eagles G.* Gridded isopach maps from the South Pacific and their use in interpreting the sedimentary history of the West Antarctic continental margin // *Geochem. Geophys. Geosyst.* — 2006. — **7**, № 11. — Q 110015. — DOI:10.1029/2006GC001315.
- Schmucker U.* Anomalies of geomagnetic variation in the south western United States // *Bull. of the Scripps Institute of Oceanography University of California.* — 1970. — **13**. — P. 13—32.
- Shankland T., Waff H.* Partial melting and electrical conductivity anomalies in the Upper Mantle // *J. Geophys. Res.* — 1977. — **82**, № 33. — P. 5409—5417.
- Šroda P., Grad M., Guterch A.* Seismic models of the Earth's crustal structure between the South Pacific and the Antarctic Peninsula / *Antarctic Region: Geological Evolution and Processes.* — Siena: Terra Antarctica Publication, 1997. — P. 685—689.
- Varentsov Iv.M.* Arrays of simultaneous EM soundings: design, data processing and analysis // *Electromagnetic sounding of the Earth's interior (Methods in geochemistry and geophysics, 40).* — Elsevier, 2007. — P. 263—277.