

УДК 550.837.2(-923.3)

ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РАЙОНЕ ОБСЕРВАТОРИИ АКАД. ВЕРНАДСКИЙ (АНТАРКТИДА)

И.М.Логвинов¹, В.Н.Тарасов¹, Б.Т.Ладановский²

¹ *Институт геофизики им.С.И.Субботина НАН Украины, пр. Паладина, 32,03680 Киев,
E-mail: tarig@igph.kiev.ua*

² *Карпатское отделение Института геофизики НАН Украины, ул.Научная, 3 Б, 79060 Львов*

Реферат. На obs.Вернадский та на островах Берселот і Піттерман за даними спостережень варіацій геомагнітного поля отримано частотні характеристики магнітоваріаційних параметрів C_u та C_v в діапазоні періодів від 36 до 10800 с. Згідно одномірної інверсії даних МТЗ, в obs.ВРН в геоелектричному розрізі регіону відсутні провідні об'єкти в земній корі та верхній мантії. Результати двовимірного моделювання вздовж профілю, що перетинає Антарктичний півострів дозволяють застосувати методику проведення експериментальних досліджень, за допомогою яких можливо виявити геоелектричні неоднорідності в будові земної кори та верхньої мантії регіону.

Electromagnetic researches in area of the observatorie Acad. Vernadsky (Antarctic Peninsula) by I. Logvinov, V. Tarasov, B. Ladanivsky

Abstract. On the data of supervision of variations of a geomagnetic field of the induction arrows C_u and C_v in in the period range 36 to 10800 s with on observatories VRN and nearby islands Berthelot, Pitterman are received. According to one-dimensional inversion of the data MTS in obs.VRN in a geoelectrical section of region there are no well conducting objects in bottoms crust and upper mantle. The results carried out 2D of modeling along a profile crossing the Antarctic peninsula allow to offer a technique of realization of experimental supervision, with which help it is possible to reveal of geoelectrical heterogeneity in a structure crust and upper mantle of the region.

Key words: electromagnetic field, tipper, magnetotelluric sounding.

1. Введение

Антарктида постоянно привлекает внимание геологов и геофизиков в связи с изучением тектонического строения территории с целью поиска полезных ископаемых, солнечно-земных связей, физики мезосферы и др. За последние годы резко возросло количество научных публикаций, в которых обобщены результаты геолого-геофизических исследований в районе архипелага Аргентинские острова (Бахмутов,1997; Бюл.УАЦ, 1998; Jozwiak et al, 1998; Корепанов и др., 2004). Благодаря указанным работам видно большое научное значение геофизических исследований на континенте. Остается много нерешенных вопросов, связанных с тектоническим строением осадочного чехла, земной коры и верхней манттии региона.

Целью данной работы является попытка обобщения первых результатов определения параметров магнитотеллурического поля (МТ-поля), полученных на основании данных многолетних наблюдений естественного электромагнитного поля Земли на обсерватории Акад. Вернадский (ВРН) и близлежащих пунктах, где такие наблюдения проведены в течение нескольких недель. В настоящей работе приведены интерпретационные параметры МТ-поля на пунктах в районе обсерватории ВРН, результаты одномерной (1D) инверсии кривых МТЗ и двумерного (2D) моделирования (прямая задача) вдоль профиля (рис.1), пересекающего архипелаг Аргентинские острова и Антарктический полуостров на широте obs. ВРН. В таком диапазоне периодов полные представления параметров МТ-поля (магнитотеллурических и магнитовариационных) для территории Антарктиды приводятся впервые.

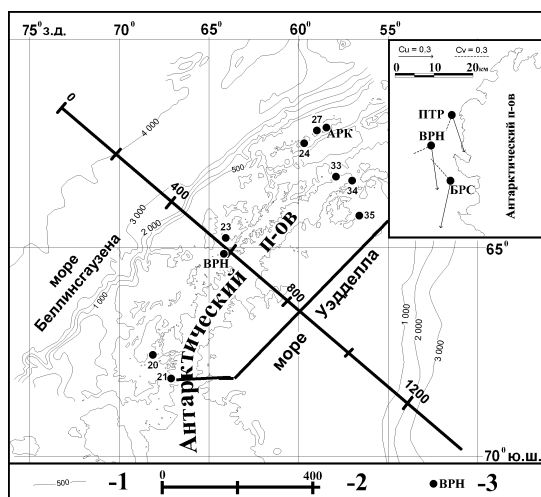


Рис. 1. Расположение пунктов наблюдений (1): ВРН – Вернадский; АРК – Арктовский; БРС – Берселот; ПТР – Питтерман; цифрами даны обсерватории, согласно [2]. 2 – изолинии мощности морской воды. 3 – линия профиля моделирования.

В нескольких работах приводятся результаты наблюдений МТ-поля, выполненных в различных частях Антарктического континента. Магнитотеллурические зондирования (МТЗ) – Земля Виктории (Beblo et al., 1990), в Западной Антарктиде (Wannamaker et al, 1996), в районе Южного географического полюса (Wannamaker et al., 2004). Магнитовариационные параметры приведены в работах (Wannamaker et al, 2004; Шотт и др., 2002).

2. Экспериментальные данные

2.1. Магнитовариационные параметры

Наблюдения магнитных компонент естественного электромагнитного поля Земли были начаты на обсерватории во второй половине XX в. (Sallino, 1985). В качестве измерительной аппаратуры использовался трехкомпонентный феррозондовый магнитометр модели FM 100В. Регистрировались абсолютные значения всех компонент. Шаг регистрации составлял 20 с. В 1998 г., через два года после передачи обсерватории в собственность Украины, на обсерватории дополнительно к прежней аппаратуре была установлена магнитовариационная станция на базе магнитометра ЛЕМИ (Berkman et al., 1997). Шаг регистрации составляет 1 с. По результатам наблюдений 2002 г. впервые для обс. ВРН были опубликованы реальные (C_u) и мнимые (C_v) индукционные стрелки в диапазоне периодов от 25 с до 86400 с (Корепанов и др., 2004).

В данной работе те же параметры были определены по данным наблюдений 1998 и 2005 г.г. на обс. ВРН (остров Галиндес), на близлежащих островах (рис.1) Берселот (2005 г.) и Питтерман (2005 г.). Пример синхронной суточной записи за 31 марта 2005 г. приведен на рис.2. Использование современных методов обработки (Ладановский, 2003; Semenov, 1998; Wieladek et al., 1977) позволили определить значения C_u и C_v с погрешностью 0.01–0.03 и $1-5^\circ$ (большие значения относятся к интервалу периодов до 60 с и больше 5000 с) для модулей и азимутов соответственно.

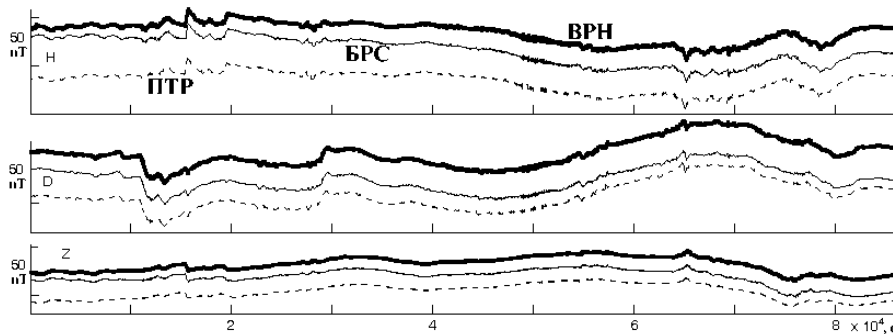


Рис. 2. Пример синхронной записи магнитных компонент на п.ВРН, БРС и ПТР.

Как видно из рис.3, наблюдается четкая частотная зависимость указанных параметров. Общим для всех трех пунктов является наличие максимума частотной характеристики C_u на периодах (T_m) 3000–4000 с, причем величины C_u на периодах T_m на всех пунктах одинаковы (около 0.4). Азимуты C_u в диапазоне частот близком к T_m на всех пунктах также близки, изменяясь от $160-170^\circ$ на ПТР до $180-190^\circ$ на БРС. Параметры C_v изменяются довольно сильно, причем наибольшие отличия от остальных пунктов наблюдаются на ПТР. Наибольшие расхождения в поведении C_u наблюдаются для периодов, меньших 100 с. Величина C_u в этом интервале периодов для п.ВРН в несколько раз меньше, чем на двух других пунктах, хотя их азимуты близки. В диапазоне периодов 60–600 с направление C_u перпендикулярно простирацию полуострова, на больших периодах отклоняясь к югу.

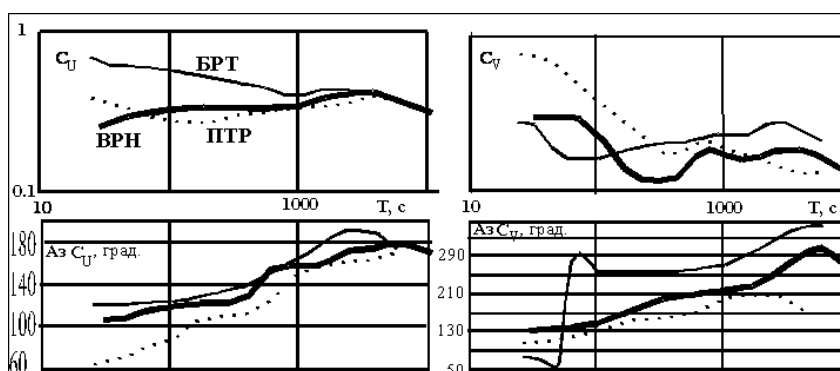


Рис. 3. Частотная зависимость C_u и C_v на пунктах ВРН, БРС и ПТР.

Наиболее близки значения C_u и C_v на пунктах ВРН и БРС – здесь на периодах T_m значениям C_u соответствует почти в 2 раза меньшие значения C_v , а различие между азимутами C_u и C_v превышает 130° . Учитывая технические условия установки аппаратуры на п.ПТР и БРС, большую величину периода максимума частотной характеристики и в связи с этим возможность влияния гармоник суточного хода на магнитовариационные параметры, можно принять поведение C_u и C_v на ВРН и БРС как отвечающее двумерной структуре.

Полученные частотные зависимости магнитовариационных параметров резко отличаются от данных для береговых обсерваторий Мирный (МИР) и Дюмонт д'Юрвиль (ДРВ) (Шотт и др., 2002) как по величине, так и по виду частотной зависимости. Величина индукционной стрелки (их азимуты авторы не дают) на указанных пунктах больше 1 для всего приведенного диапазона периодов от 30 до 2000 с. В то же время частотные характеристики C_u и C_v , как по виду, так и по величине подобные полученным нами, имеются для obs. Паратунка (Камчатка) (Мороз и др., 2006), расположенной в сходной с obs. ВРН географической обстановке – обсерватория находится на полуострове приблизительно такой же ширины, батиметрия прилегающей акватории Тихого океана также подобна ситуации вблизи obs. ВРН. Трудно сравнивать с данными в (Wannamaker et al., 2004), т.к. там приведены только модули составляющих индукционной стрелки на периодах до 900 с.

2.2. Данные магнитотеллурических зондирований (МТЗ)

На рис.4-А приведены значения ρ_k и фаз импеданса из работы (Корепанов и др., 2004), определенные в главных направлениях (Аз 50° и 140°), т.е. тех направлениях, в которых основной импеданс в несколько раз превосходит дополнительный. Погрешность определения сопротивления и фазы в большинстве случаев не превышает 10%. Четко видно отличие кривых МТЗ в разных направлениях. В рамках двумерной модели кривая МТЗ в направлении 50° должна соответствовать продольной кривой, т.к. она направлена вдоль береговой линии и перпендикулярно C_u . Оценка степени горизонтальной неоднородности среды производилась по параметру "skew". Считается, что значения $skew > 0.3$ свидетельствуют о трехмерности среды. Полученные частотные зависимости этого параметра дают значения skew от 0.1 до 0.6 во всем исследованном диапазоне периодов.

Метод МТЗ основан на представлении внешнего источника МТ-поля плоской волной, падающей на горизонтально-слоистую Землю. Горизонтально-слоистая модель часто не соответствует реальному геоэлектрическому строению среды. В результате взаимодействия неоднородностей с МТ-полем возникают эффекты, которые по-разному отражаются на магнитных и электрических компонентах поля. Наиболее значительными являются индукционный и гальванический.

Индукционный эффект связан с перераспределением теллурических токов между вмещающей средой и аномалиями электропроводности. На кривых МТЗ он проявляется в виде слоев. Индукционный эффект зависит от частоты и исчезает с увеличением периода. Для его учета требуются площадные наблюдения и применение программ трехмерного моделирования, которые могут частично решить эту проблему.

Гальваническое искажение МТ-поля приводит к статическому смещению амплитудных кривых МТЗ. Для исключения этого эффекта кривые МТЗ нуждаются в нормализации, которая в настоящее время заключается в восстановлении нормального положения низкочастотных ветвей, отражающих электропроводность нижних частей тектоносферы. Предполагается, что на глубинах, превышающих 400 км, горизонтальные изменения электропроводности малы и кривые МТЗ, полученные в областях, по размерам соизмеримых с глубиной залегания подошвы тектоносферы, должны сливаться на периодах, больших 3 часов. Практически обычно нормализация кривых заключается в смещении низкочастотных частей по вертикали до совмещения с кривой ρ_k , соответствующей региональному геоэлектрическому строению региона исследований (в случае согласия фазовых кривых МТЗ с опорной кривой).

3. Моделирование

3.1. Одномерная (1-D) инверсия данных МТЗ

На рис.4 представлены результаты подбора параметров глубинного геоэлектрического разреза с помощью одномерной инверсии обобщенной кривой зондирования, построенной путем сочленения кривой МТЗ на obs. ВРН и опорной кривой зондирования. Для изучаемой территории в качестве последней были взяты результаты магнитовариационного зондирования (МВЗ), полученные по геомагнитным данным на польской obs. Арктический (рис.1) с использованием поля Dst-вариаций в диапазоне периодов от 967680 до 5693760с (Jozwiak et al., 1998). Как видно из рис.4-А, существует большой разрыв между диапазоном периодов данных МТЗ и МВЗ, что позволяет более-менее уверенно рассматривать лишь геоэлектрический разрез земной коры и части верхней мантии.

Для инверсии использовались метод Паркера (Parker et al., 1981) (D^+ алгоритм) и метод OCCAM (Constable et al., 1987). Первый метод основан на представлении разреза в виде слоев нулевой мощности, но конечной проводимости. Им может быть оценено значение суммарной продольной проводимости (S) проводников, выделяемых в разрезе, причем для построения разреза используется кривая ρ_k во всем наблюдаемом диапазоне периодов одновременно. Второй метод заключается в подборе плавно изменяющихся по проводимости конечного числа слоев, аппроксимирующих экспериментальные данные. Инверсия OCCAM больший вес придает значениям фаз импеданса.

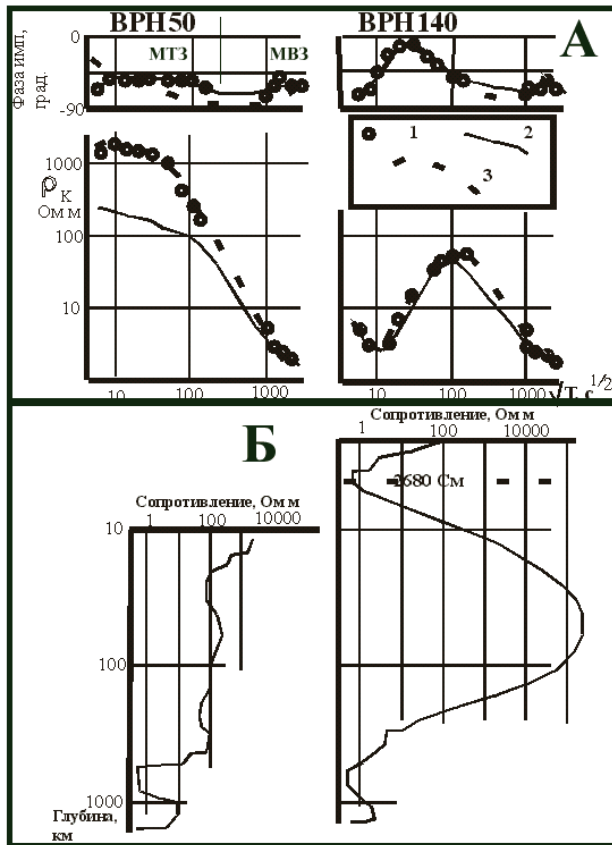


Рис. 4. Сопоставление результатов 1D инверсии и интерпретационной кривой на obs. Вернадский – А.

1 – экспериментальные данные; результаты инверсии: 2 – OCCAM, 3 – D^+ . Геоэлектрический разрез в районе obs. ВРН по данным 1D инверсии – Б.

Как показали результаты инверсии (рис.4-А), амплитудно-фазовое согласие для кривой MT3 в $Az50^0$ (MT350) плохое, а для кривой MT3 в $Az140^0$

(MT3140) – хорошее. В рамках двумерных моделей геоэлектрической среды MT350 является продольной, а MT3140 – поперечной кривыми. На геоэлектрическом разрезе MT3140 выделяется проводник на глубине менее 400 м с S порядка 2700 См, что согласуется с геоэлектрическими параметрами для морской воды шельфа вблизи остова Галиндес. Учитывая, что проводящими породами на глубинах до 200 км принято считать породы с сопротивлением не более 100 Ом·м, общим для результатов инверсий обеих кривых является факт отсутствия хорошо проводящих образований в земной коре и верхней мантии (рис.4-Б).

Сравнение с результатами MT3 в других частях Антарктиды показывает следующее. Для двух пунктов (Veblo et al., 1990), расположенных вне ледника Пристли (береговая окраина Земли Виктории), продольные кривые MT3 в приведенном диапазоне периодов по форме и уровню практически совпадают с MT350. Результат одномерной инверсии, приведенный в (Veblo et al., 1990), не может быть использован для сопоставления, т.к. наши подходы к интерпретации принципиально отличаются. Еще ближе к Антарктическому полуострову имеются данные интерпретации кривых MT3 через ледник Бэрт (Wannamaker et al., 1996) и в районе Южного географического полюса (Wannamaker et al., 2004). К сожалению, в указанных работах не приводятся наблюдаемые кривые MT3 на всех пунктах. Одна из приведенных в (Wannamaker et al., 1996) кривых MT3 (в пункте, где отсутствуют геоэлектрические неоднородности в разрезе земной коры) совпадает по виду и уровню с MT350 на obs. ВРН в перекрывающемся диапазоне периодов.

3.2. Двумерное моделирование

В работе применен метод моделирования MT-данных, разработанный в ИГФПАН К. Новожиным (Новожиный и др., 2001). Т.к. практически профильные наблюдения компонент MT-поля отсутствуют, была просчитана прямая задача, результаты которой помогут сориентировать дальнейшие геоэлектрические наблюдения в регионе. Основной целью на данном этапе моделирования является исследование влияния морской воды, окружающей полуостров, на MT-поле.

По оси x шаг моделирования менялся от 7–10 км (на участках профиля, где имелись экспериментальные данные, и в районах сочленения воды с континентом) до 20 км для остального профиля. По вертикальной оси шаг моделирования составлял 50–100 м для верхних 500 м, 150–500 м до глубины 6 км и 1–6 км до глубины 50 км.

При моделировании была учтена следующая априорная информация: батиметрия прилегающих акваторий; геолого-тектонические данные; геоэлектрические параметры земной коры и верхней мантии. Основной вклад в формирование берегового эффекта оказывает толща морской воды (сопротивление которой в модели M_0 принято равным $0.25 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) в глубоководном желобе. Исходя из этого расчетный профиль под прямым углом (азимут 130°) пересекал акваторию Тихого океана от глубины 4500 м (котловина Беллинсгаузена) на северо-западе до глубины 4000 м в акватории моря Уэдделла. Территория Антарктического полуострова и прилегающего архипелага Аргентинские острова относится к западноантарктической раннемезозойской складчатой системе (Грикуров, 1973). Четко известно, что полуостров слагают изверженные породы, сопротивление которых составляет тысячи омметров (Шепель, 2002). С востока и запада полуостров окаймляется синклиниями, заполненными осадочными и вулканогенными отложениями позднемезозойско-кайнозойского возраста. Мощность осадочных пород неизвестна, но ее литологический состав позволяет предположить слабый вклад в образование аномальных геоэлектрических полей по сравнению с морской водой (даже при мощности осадков до 3 км и их сопротивлении около $10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, получаемая величина S на порядок меньше таковой для шельфа). Исходя из этих представлений о геологическом строении были приняты следующие геоэлектрические параметры: для региона о.Галиндес они взяты согласно приведенной выше одномерной инверсии кривой МТЗ в ВРН, пород земной коры и верхней мантии вдоль всего профиля – согласно “нормальному разрезу” Восточно-Европейской платформы (Semenov et al., 2004), нижней мантии – согласно данным одномерной инверсии кривой МВЗ в obs. APK (Jozwiak et al., 1998). Аналогичный геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии был принят для 2D моделирования в (Wannamaker et al., 1996).

Полученные результаты показывают (рис.5-А), что на контактах западных побережий острова Галиндес и Антарктического полуострова с морем наблюдаются максимумы пространственной характеристики модельных магнитовариационных параметров (C_{um} и C_{vm}). На периодах, меньших 100 с, в этих же местах отмечаются и максимумы частотных характеристик C_{um} и C_{vm} . На периодах, больших 2000 с, значения C_{um} и C_{vm} для полосы, включающей архипелаг Аргентинские острова и до берега Антарктического полуострова, практически одинаковы. Четко видно, что приблизительно в центре полуострова C_{um} и C_{vm} (для принятой нами геоэлектрической модели строения полуострова) практически равны нулю в результате суперпозиции аномальных полей, обусловленных распределением морской воды к востоку и западу от полуострова. Т.к. изобаты идут параллельно берегу полуострова на протяжении сотен километров, указанный феномен должен наблюдаться на значительном расстоянии вдоль полуострова (возможно, от 64° до 68° ю.ш.). Следовательно, если в результате проведения экспериментальных наблюдений в этой зоне будут получены индукционные стрелки, отличные от нуля, это будет свидетельствовать о наличии проводящих объектов в недрах полуострова.

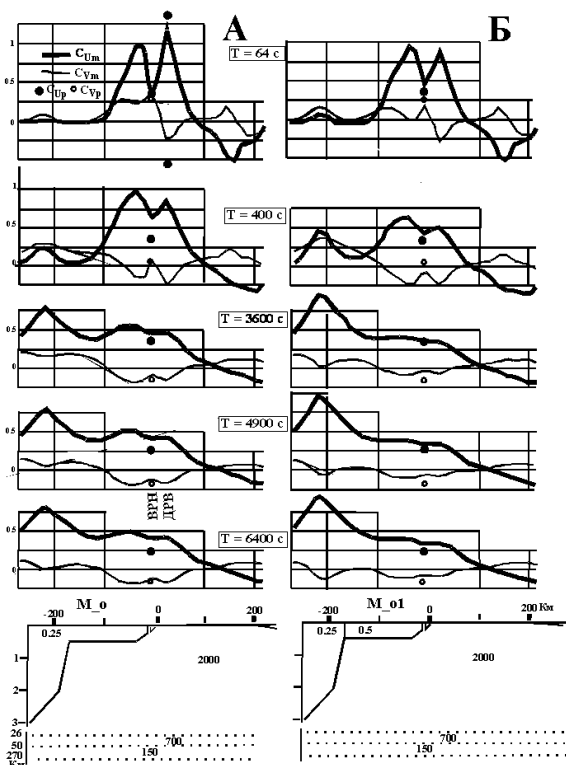


Рис.5. Графики C_u и C_v вдоль профиля двумерного моделирования для моделей: А – M_0 , Б – M_{01} . Цифрами на моделях даны значения сопротивлений в $\text{Ом}\cdot\text{м}$.

На рис.5 в качестве экспериментальных данных на obs. ВРН даны проекции C_u и C_v (C_{up} и C_{vp}) на линию профиля, кроме того, здесь же даны значения индукционной стрелки на береговой obs. ДРВ (Шотт и ДР., 2002). Ширина шельфовой зоны для obs. ДРВ сопоставима с ситуацией в районе obs. ВРН, и при подобии геоэлектрических разрезов вблизи обоих пунктов такое использование данных в ДРВ правомочно. Только для периода меньше 100 с экспериментальные значения для obs. ДРВ согласуются с модельными, причем согласие улучшается, если в модели убрать наличие в прибрежной полосе островов. В большем диапазоне периодов для obs. ВРН, при согласии C_{vp} и C_{vm} в пределах погрешности измерений, значения C_{up} более чем в 1.2 раза меньше

S_{um} . По величине модельные данные для периодов, больших 100 с, почти в 2 раза меньше, чем значения индукционной стрелки для береговой обсерватории ДРВ.

Для того чтобы согласовать модельные и экспериментальные (для обс.ВНР) данные, можно предположить, что сопротивление морской воды на шельфе моря Беллинсгаузена в два раза выше принятого в модели M_o . В этом случае, как видно из рис.5-Б, модельные и экспериментальные значения C_u и C_v хорошо согласуются в рамках погрешности измерений на периодах, больших 400 с.

Результаты моделирования показали, что наряду с зоной в центре полуострова сведения о геоэлектрическом строении региона можно получить и из наблюдений, выполненных в различных частях архипелага Аргентинские острова, расположенных в шельфовой зоне на различном удалении от берега полуострова.

Выводы

1. По данным многолетних наблюдений вариаций геомагнитного поля получена частотная характеристика магнитовариационных параметров C_u и C_v на обс. ВНР в диапазоне периодов от 36 с до 10800 с. В этом же диапазоне периодов определены C_u и C_v на близлежащих островах Берселот и Питтерман. Период максимума значения C_u (3000–4000 с) и его величина на всех пунктах согласуются с распределением слоя морской воды в окружающих Антарктический полуостров акваториях.

2. Согласно одномерной инверсии данных МТЗ, в районе ВНР отсутствуют хорошо проводящие объекты в низах земной коры и верхней мантии.

3. Результаты проведенного двумерного моделирования позволяют предложить методику проведения экспериментальных наблюдений, с помощью которой можно выявить геоэлектрические неоднородности в строении земной коры и верхней мантии Антарктического полуострова.

Благодарность

Работа не могла бы быть выполнена без доброжелательного отношения дирекции Антарктического центра Украины, которая дала возможность ознакомиться и использовать материалы долголетних наблюдений на обсерватории Ак.Вернадский.

Литература

- Бахмутов В.Г.** Магнитная обсерватория Аргентинские острова. Станция Академик Вернадский//Бюл.УАЦ. – 1997. – Вып.1. – С. 20–26.
- Бюлетень** Українського Антарктичного центру//Ред. П.Ф.Гожик. —Киев: Укр. антаркт. центр Миннауки України. – 1998. – Вып.2.– 300 с.
- Грикуров Г.Э.** Геология Антарктического полуострова. М.: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//УАЖ. – 2004. – № 2.– С. 25–37.
- Ладанівський Б.Т.** Алгоритм обработки данных МТЗ //Тезисы докладов Пярых геофизических чтений им. В.В. Федынского. – М. – 2003.– С.134 –135.
- Мороз Ю.Ф., Смирнов С.Э., Мороз Т.А.** Результаты мониторинга вариаций геомагнитного поля на Камчатке//Физика Земли. – 2006. – №3. – С.49–56.
- Новожинский К., Пушкарев П.Ю.** Анализ эффективности программ для двумерной инверсии магнитотеллурических данных//Физика Земли. – 2001. – 6. – С. 72–85.
- Шепель С.И.** Электрические свойства магматических пород района станции Академик Вернадский//Київ:Бюл.УАЦ. – 2002. – Вып.4. – С. 76–82.
- Шотт Ж.Ж., Клейменова Н.Г., Козырева О.В.** Временные вариации магнитного отношения в диапазоне геомагнитных пульсаций и магнитовариационные исследования в Антарктиде//Физика Земли. – 2002. – 11. – С. 86–93.
- Beblo M., Liebig V.** Magnetotelluric measurements in Antarctica//Phys. Earth Planet. Inter. – 1990. – v.60.– P. 89–99.
- Berkman R., Korepanov V., Bondaruk B.** Advanced flux-gate magnetometers with low drift//Proceedings of XIV IMEKO World Congress, Tampere, Finland. V.IVA. – 1997. – P.121–126.
- 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.
- Jozwiak W., Semenov V.Y.** Deep geoelectrical structure estimation in the West Antarctic//Acta Geophys. Polonica. – 1998. – 46, N161. – P.61–67.
- 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.
- Preliminary** analysis of long-period induction across the Trans-European suture zone: CEMES project (2001–2004)//Semenov V.Yu., Pek J., Adama A., Ernst T., Jozwiak W., Kowachikova S., Ladanivskyy B., Logvinov I., Nowozynski K., Tarasov V., Vozar J. and Experimental Team of CEMES//Reports of 17th International Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth. - 2004.
- Sallino P.A.** Geomagnetic measurements at Argentine Islands 1957–82//British Antarctic Survey. – 1985. – 76 p.

Semenov V.Yu. Regional conductivity structures of the Earth's mantle//Publish. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc. – 1998. – С-65(302). – 122 P.

Wannamaker Ph.E., Stodt J.A., Olsen S.L. Dormant state of rifting below the Byrd Subglacial Basin, West Antarctica, implied by magnetotelluric (MT) profiling//Geophys. Res. Lett. – 1996. – v.23, N21.– P.2983–2986.

Wannamaker Ph.E., Stodt J.A., Pellerin L., Olsen S.L., Hall D.B. Structure and thermal regime beneath the South Pole region, East Antarctica, from magnetotelluric measurements//Geophys. J. Int. – 2004. – v.157. – P.36–54.

Wieladek R., Ernst T. Application of the method of least squares to determining impulse responses and transfer functions//Publish. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc. – 1977. – G-1(110). – P. 3–12.