



Материалы VIII Всероссийской школы-семинара  
по электромагнитным зондированиям Земли  
имени М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна  
(ЭМЗ-2021)

ИО РАН, 4 – 7 октября 2021 г.

МОСКВА – 2021

УДК 550.3

ББК 26.2

М34

М34 Материалы VIII Всероссийской школы-семинара по электромагнитным зондированиям Земли имени М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна (ЭМЗ-2021). Москва, ИО РАН, 4–7 октября 2021 г. – Москва: ИФЗ РАН, 2021. – 352 с.

ISBN 978-591682-067-6

<https://doi.org/10.21455/ems2021>

В сборнике представлены материалы докладов VIII Всероссийской школы-семинара по электромагнитным зондированиям Земли имени М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна (ЭМЗ-2021, г. Москва, 4–7 октября 2021 года). Материалы школы-семинара отражают современное состояние методов электромагнитной (ЭМ) геофизики. Сборник включает 7 тематических разделов, соответствующих научным сессиям школы-семинара: (1) технологии измерений ЭМ полей, аппаратура и обработка данных; (2) методы моделирования, анализа, коррекции и инверсии ЭМ данных; (3) изучение строения коры и мантии Земли; (4) поиск и разведка месторождений полезных ископаемых, геотермальные и гидрогеологические исследования; (5) малоглубинные методы геоэлектрики для решения задач инженерной, экологической и археологической геофизики; (6) электромагнитные методы на мерзлоте; (7) исследования и мониторинг геодинамически активных зон. Сборник предназначен для широкого круга специалистов в области ЭМ геофизики, для студентов и аспирантов профильных вузов. Материалы опубликованы в авторском варианте с незначительными правками.

This issue contains abstracts of the VIII All-Russian Workshop on Electromagnetic Soundings of the Earth named after M.N. Berdichevsky and L.L. Vanyan (EMS-2021, Moscow, October 4–7, 2021). The abstracts reflect the current state of electromagnetic methods (EM) in geophysics. The issue includes 7 chapters corresponding to the EMS-2021 sessions: (1) technologies for measuring EM fields, instrumentation, and data processing; (2) methods of modeling, analysis, correction, and inversion of EM data; (3) the Earth's crust and mantle studies; (4) prospecting and exploration of hydrocarbon and mineral deposits, geothermal and hydrogeological studies; (5) near-surface methods for solving engineering, environmental and archaeological tasks; (6) EM methods for permafrost studies; (7) studies and monitoring of geodynamically active areas. The issue is aimed at a broad audience of professionals in EM geophysics, for undergraduate and graduate students of related universities. The abstracts are published in the author's version with minor changes.

Редакционная группа:  
Лозовский И.Н., Васильева Т.А.

УДК 550.3

ББК 26.2

ISBN 978-591682-067-6

<https://doi.org/10.21455/ems2021>

© Авторы, ИФЗ РАН, 2021

## Организаторы



Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН



МГУ им. М.В. Ломоносова



ИФЗ РАН

### **Оргкомитет Конференции:**

Председатель Организационного комитета:

Н. А. ПАЛЬШИН, к.г.-м.н. (ИО РАН)

Заместитель председателя Организационного комитета:

П. Ю. ПУШКАРЕВ, д.г.-м.н. (МГУ им. М.В. Ломоносова)

Члены Организационного комитета:

А. Г. ЯКОВЛЕВ, к.ф.-м.н. (МГУ им. М.В. Ломоносова, ООО «Северо-запад»)

Д. А. АЛЕКСЕЕВ, к.ф.-м.н. (МФТИ)

И. Н. ЛОЗОВСКИЙ (ЦГЭМИ ИФЗ РАН)

М. И. МЕЛЬНИКОВА (ИО РАН) – казначей

П. В. ИВАНОВ, к.ф.-м.н. (ЦГЭМИ ИФЗ РАН) – секретарь школы-семинара

### **Программный комитет Конференции:**

Почетный председатель:

В. И. ДМИТРИЕВ, д.ф.-м.н. (МГУ им. М.В. Ломоносова)

Председатель Программного комитета:

П. Ю. ПУШКАРЕВ, д.г.-м.н. (МГУ им. М.В. Ломоносова)

Заместитель председателя Программного комитета:

Н. А. ПАЛЬШИН, к.г.-м.н. (ИО РАН)

Члены Программного комитета:

И. М. ВАРЕНЦОВ, к.ф.-м.н. (ЦГЭМИ ИФЗ РАН)

В. В. ОЛЕНЧЕНКО, к.г.-м.н. (ИНГГ СО РАН)

М. Ю. СМИРНОВ, к.ф.-м.н. (Lulea University of Technology)

М. И. ШИМЕЛЕВИЧ, к.ф.-м.н. (МГРИ)

## *Генеральный партнер*

**ООО «Северо-Запад»**



**ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ КОМПАНИЯ  
«СЕВЕРО-ЗАПАД»**

ООО «Северо-Запад» – сервисная геофизическая компания, активно работающая на рынке геофизических услуг с 1995 года. Приоритетным направлением являются электроразведочные исследования. Компания является одной из крупнейших в мире по объему выполняемых работ методом магнитотеллурических зондирований.

Компания также разрабатывает, производит и продает оборудование для электромагнитных методов.

Большое внимание уделяется созданию и внедрению новых технологий, разработке программного обеспечения, обучению студентов, проведению учебных и производственных практик для студентов МГУ и других вузов.

Веб-сайт: <http://nw-geo.ru/>

## *Партнер*

**Консорциум «SiberGeo»**



**конструкторское бюро  
ЭЛЕКТРОМЕТРИИ**

**TerraZond**



Консорциум «SiberGeo» – объединяет российских производителей («КБ Электromетрии» и НПО «Терразонд») геофизической аппаратуры методов электроразведки и индукционного профилирования, а также аппаратурно-программного комплекса многопозиционного георадиолокационного зондирования (георадиотомограф).

Компания осуществляет внедрение применяемых геофизических методов в различные сферы народного хозяйства, обеспечение информационной, методической и сервисной поддержкой по продукции; участвует в научно-исследовательской деятельности в области геофизики; проводит работы с применением различных геофизических методов, а также организует разработку и внедрение методик комплексирования данных.

Основная линейка поставляемой продукции:

- аппаратура электротомографии серии «Скала» (Скала 32К4, Скала 48К12, Скала 64К15Е);
- многочастотные электромагнитные профайлеры «АЭМП-14» и «Геовизер»;
- система многоракурсного георадиолокационного зондирования «ГРТ-ХХ».

Веб-сайт: <http://sibergeo.com>

## Оглавление

<b>Обзорные доклады.....</b>	<b>12</b>
<b>Электромагнитные зондирования в радиоволновом диапазоне</b> А.А. Шлыков, А.К. Сараев .....	13
<b>Применение методов искусственного интеллекта (нейронных сетей) в обратных нелинейных задачах геофизики с приложением к геоэлектрике</b> М.И. Шимелевич .....	20
<b>Global EM induction studies of deep Earth from ground and space. Progress status</b> А. Kuvshinov .....	27
<b>Природа глубинной электропроводности и связь коровых аномалий с месторождениями полезных ископаемых</b> Е.В. Поспеева.....	35
<b>Современные методы аэроэлектроразведки</b> Е.В. Мойланен.....	42
<b>Криолитозона: характеристики, задачи и методы исследования</b> В.В. Агеев.....	49
Сессия 1 «Технологии измерений ЭМ полей, аппаратура и обработка данных» памяти И.А. Безрука ..	51
<b>Первые результаты тестирования технологии БПЛА-МПП на Байкале</b> Ю.А. Давыденко, А.С. Башкеев, С.В. Яковлев и др .....	52
<b>Новый аппаратно-программный комплекс НОРД для проведения работ методами АМТЗ / МТЗ / ЧЗ. Опыт разработки и тестирования</b> Д.В. Епишкин, А.Г. Яковлев, Н.И. Зорин, Д.В. Яковлев, С.Н. Курочкин .....	59
<b>Дисперсионные соотношения в магнитотеллурических функциях</b> Н.И. Зорин, Е.Д. Алексанова, Д.В. Епишкин, Д.В. Яковлев.....	60
<b>Программный комплекс для первичной обработки данных частотных зондирований серии экспериментов FENICS 2007–2019</b> А.Е. Ганнибал.....	61
<b>Анализ возможностей применения псевдослучайных последовательностей импульсов тока с целью повышения эффективности морской технологии электромагнитного зондирования в условиях шельфа Арктики</b> А.А. Гончаров, А.В. Кошурников, П.Ю. Пушкарев, А.Ю. Гунар, Д.А. Алексеев .....	62
<b>Оценка эффективности различных методов обработки сигналов в низкочастотной электроразведке с искусственным источником</b> Д.В. Епишкин, А.Г. Яковлев, Н.И. Зорин.....	63
<b>Гибридная приемная линия для измерения электрического поля в широкой полосе частот</b> Н.И. Зорин, А.Г. Яковлев .....	64
<b>Контактный импеданс емкостных электродов и незаземленных электрических линий</b> Н.И. Зорин .....	65

<b>Поляризация высокочастотного электромагнитного поля в тензорном варианте метода PMT-K</b> А.А. Шлыков, А.К. Сараев .....	66
<b>Оценка качества МТЗ</b> Д.В. Яковлев, Р.В. Зальцман, Н.В. Нарский, Д.В. Епишкин, М.А. Андреев .....	72
<b>Учет влияния плохого заземления электродов на высокочастотные измерения электрического поля</b> Н.И. Зорин, Д.В. Епишкин, А.Г. Яковлев.....	73
<b>Морские донные электроразведочные аппаратурные комплексы и технологии для поисков углеводородов</b> А.Б. Кочеров, В.Э. Кяспер, Е.Д. Лисицын, А.А. Петров.....	74
<b>Повышение эффективности измерительной системы для малоглубинных зондирований методом переходных процессов</b> М.В. Шарлов, Н.О. Кожевников, Т.Н. Пестюрин .....	78
<b>К вопросу о правомерности использования модели плоской волны и двухканальных измерительных систем при выполнении МТЗ в полярных широтах</b> Д.В. Яковлев, Е.О. Погребных, Д.В. Епишкин, А.Г. Яковлев .....	83
<b>Калибровка индукционных датчиков в экранированных системах</b> Е.А. Копытенко, С.В. Поляков, А.В. Щенников, А.С. Скрябин, А.Л. Котиков, М.Б. Самсонов .....	84
Сессия 2 «Методы моделирования, анализа, коррекции и инверсии электромагнитных данных» памяти В.И. Дмитриева .....	85
<b>Разделение магнитотеллурического поля по положению источников</b> П.Н. Александров .....	86
<b>Массив синхронных МТ/МВ зондирований EarthScope: многоточечное оценивание и анализ передаточных операторов в активном регионе северо-запада США</b> Д.А. Грачева, Ив.М. Варенцов, И.Н. Лозовский .....	91
<b>Моделирование МТ/МВ данных в средах с неоднородной магнитной проницаемостью</b> И.Н. Лозовский, Ив.М. Варенцов .....	96
<b>Обратная задача метода естественного поля</b> М.С. Маловичко, К.В. Титов .....	97
<b>Оценка возможностей определения механических и фильтрационных свойств геосреды по сейсмoeлектрическим полям электрокинетической природы</b> А.О. Плисс, М.Б. Гохберг, Д.А. Алексеев .....	102
<b>Решения обратных задач геофизики на основе интегральных уравнений</b> П.Н. Александров, В.Н. Кризский.....	103
<b>Совместная 2D+ инверсия МТ/МВ данных на широтных профилях массивов зондирований KIROVOGRAD и SMOLENSK</b> Н.В. Баглаенко, Ив.М. Варенцов, И.Н. Лозовский .....	108
<b>Квази-3D моделирование электромагнитных откликов приповерхностных геоэлектрических структур в пределах Воронежского массива и прилегающих осадочных бассейнов</b> Ив.М. Варенцов, И.Н. Лозовский, Э.Б. Файнберг .....	109
<b>Владимир Иванович Дмитриев – выдающийся советский и российский учёный</b> И.С. Барашков .....	110

<b>Моделирование на супер ЭВМ морских мобильных зондирований с движущимся приёмником и с донными станциями</b> И.С. Барашков .....	113
<b>Обратная задача частотного зондирования градиентно-слоистых сред</b> Ж.Г. Ингтем .....	114
<b>Влияние расположенного в трёхслойной модели среды приповерхностного локального объекта на результаты МТЗ; опыт математического моделирования</b> А.Д. Каринский, Д.С. Даев.....	116
<b>Математическое моделирование двумерных сред, представленных проводящими пластинами, полуплоскостями и вставками</b> В. Ю. Хальбауэр-Задорожная, Е. Стеттлер .....	120
<b>Нейросетевая 3D инверсия полевых данных геоэлектрики</b> Е.А. Родионов, М.И. Шимелевич, И.Е. Оборнев, Е.А. Оборнев, И.С. Фельдман .....	127
<b>Технология интерпретации магнитотеллурических данных</b> И.С. Фельдман .....	130
<b>Снижение влияния магнитной вязкости на результаты метода глубинных нестационарных электромагнитных зондирований</b> М.В. Шарлов, Н.О. Кожевников, Е.Ю. Антонов .....	134
<b>Статический сдвиг магнитотеллурических кривых в осадочных бассейнах</b> Д.В. Яковлев, А.Г. Яковлев, О.А. Валясина.....	140
<b>Унифицированный алгоритм инверсии данных азимутального индукционного каротажа в процессе бурения для повышения эффективности проводки скважин в коллекторах углеводородов</b> М.В. Свиридов, А.П. Мосин .....	148
<b>Повышение эффективности нейросетевой интерпретации данных геоэлектрики на основе петрофизических исследований</b> М.И. Шимелевич, Е.А. Оборнев, И.Е. Оборнев, Е.А. Родионов .....	149
<b>Инверсио – программный комплекс анализа и инверсии данных МТЗ</b> Д.В. Яковлев, М.А. Андреев, К.А. Корягин, А.С. Панин .....	151
Сессия 3 «Изучение строения коры и мантии Земли» памяти А.А. Жамалетдинова .....	152
<b>Результаты магнитотеллурических исследований на опорном геолого-геофизическом профиле 8-ДВ (Дальний Восток)</b> Е.Д. Алексанова, Е.П. Широкова, А.Г. Яковлев, Д.В. Яковлев .....	153
<b>Результаты магнитотеллурических исследований на региональном профиле вдоль р. Лена</b> Е.Д. Алексанова, В.С. Андреев, И.А. Савельев, А.Г. Яковлев .....	154
<b>Геоэлектрические модели Евразийского складчатого пояса (трехмерная интерпретация)</b> В.В. Белявский.....	155
<b>Проект SMOLENSK – северо-западное продолжение массива синхронных МТ/МВ зондирований KIROVOGRAD</b> Ив.М. Варенцов, Е.И. Гамза, П.В. Иванов, И.Н. Лозовский, Т.А. Родина и др .....	162

<b>Исследование методики последовательной 2D инверсии имитационных и реальных МТ/МВ данных на сводных профилях массивов зондирований SMOLENSK и KIROVOGRAD</b> П.В. Иванов, Ив.М. Варенцов, С.Ю. Колодяжный, И.Н. Лозовский .....	163
<b>Опыт переобработки и переинтерпретации данных МТЗ, полученных в начале 2000-х годов на примере опорного профиля 2-ДВ</b> Е.Д. Алексанова, Г.А. Гридин, А.Г. Яковлев, Д.В. Яковлев .....	164
<b>Построение и анализ массива МВ откликов EHS3D в активных областях Индокитая</b> Ив.М. Варенцов, И.Н. Лозовский, Д.А. Грачева, П.В. Иванов, Т.А. Родина и др .....	165
<b>Результаты работ методом МТЗ по профилю Себеж-Ржев</b> В.А. Куликов, А.П. Ионичева, А.Г. Яковлев .....	171
<b>О возможности выбора между конкурирующими моделями Байкальского рифта по магнитовариационным наблюдениям в районе глубоководного мониторинга Ez</b> Д.А. Орехова, М.С. Кругляков, С.М. Коротаев, Н.М. Буднев, В.Х. Кириаков, Р.Р. Миргазов .....	175
<b>Береговой эффект в Приморье, юг Дальнего Востока России</b> В.Б. Каплун, А.К. Бронников .....	180
<b>On the study of the lithosphere temperature in Kola-Karelian region from the data of deep electromagnetic sounding</b> A.N. Shevtsov .....	187
<b>Многопараметрический подход в глубинной геоэлектрике</b> И.И. Рокитянский .....	192
<b>Результаты аудиоманнитотеллурических зондирований на геотраверсе Умба</b> А.А. Скороходов .....	199
<b>Результаты площадных работ методом МТЗ в Южном Приладожье</b> В.А. Куликов, А.П. Ионичева, П.Ю. Пушкарев, Е.Ю. Соколова, А.Г. Яковлев .....	200
<b>О роли Марка Наумовича Бердичевского в геоэлектрических исследованиях коры и мантии Земли</b> П.Ю. Пушкарев, Н.С. Голубцова .....	205
<b>Геоэлектрическая модель глубинного строения Енисей-Хатангского регионального прогиба</b> Г.Е. Слинчук, Д.В. Яковлев, А.Г. Яковлев, М.А. Андреев, Е.П. Широкова .....	212
<b>Комплексное геофизическое изучение глубинного строения Енисей-Хатангской НГО: новые результаты и вклад МТЗ</b> Е.Ю. Соколова, В.С. Андреев, И.А. Бисеркин, Е.М. Большаков, Г.М. Довыденко и др .....	214
<b>Результаты электроразведочных исследований на опорном геофизическом профиле 1-СБ (Забайкалье)</b> Д.В. Яковлев, Е.Д. Алексанова, Е.П. Широкова, С.А. Окулов, А.Г. Яковлев .....	215
<b>Вариации вектора индукции</b> И.И. Рокитянский .....	216
<b>Изменчивость теллурических полей в высокоширотных регионах со сложным геоэлектрическим строением при аномалиях космической погоды (по данным поисковых МТ зондирований на площадях Енисей-Хатангской и соседних НГО)</b> Д.В. Епишкин, И.И. Куприянов, О.В. Козырева, Е.Е. Маршалко, В.А. Пилипенко и др .....	224

<b>2ДВ 0–2110 км – уникальный объект глубинных исследований земной коры</b> И.С. Фельдман, А.С. Сальников, В.Л. Кузнецов, А.А. Чернов .....	228
Сессия 4 «Поиск и разведка месторождений полезных ископаемых, геотермальные и гидрогеологические исследования» .....	233
<b>Возможности аэрогеофизики при поисках месторождений цветных и благородных металлов</b> Е.В. Каршаков, В.М. Керцман, Е.В. Мойланен, Ю.Г. Подмогов .....	234
<b>Опыт изучения складчатых поясов методом МТЗ</b> Н.А. Пальшин, К.О. Соборнов, Е.Д. Алексанова, Д.В. Яковлев, А.Г. Яковлев .....	241
<b>Изучение перекрывающих кимберлитовые трубки пород Якутской провинции по данным радиоманнителлурических зондирований с контролируемым источником</b> А.К. Сараев, А.А. Шлыков, Б. Тезкан .....	242
<b>От региональной до локальной геофизической модели. Проект D-Rex в Фенноскандии</b> М.Ю. Смирнов и D-Rex WG.....	243
<b>Применение электроразведки в поисково-оценочных работах для обеспечения водоснабжения объектов Озерного ГОКа</b> М.С. Шкиря, Ю.А. Давыденко, П.С. Бадминов, С.А. Терешкин, А.С. Башкеев.....	244
<b>Возможности аэроэлектроразведки при детальном поисках кимберлитов</b> Е.В. Каршаков, В.М. Керцман, Е.В. Мойланен, Ю.Г. Подмогов .....	251
<b>О необходимости высокоточного мониторинга геомагнитного поля при наклонно-направленном бурении в азрф</b> А.А. Соловьев, Р.В. Сидоров, А.А. Ощенко, А.Н. Зайцев, В.Е. Чинкин, Д.В. Кудин .....	257
<b>Применение электромагнитных зондирований для выделения минерализованной зоны надвига на участке Кызыл-Сор (северный Казахстан)</b> М.С. Шкиря, Ю.А. Давыденко, М.Г. Персова, А.С. Башкеев, Т.С. Шойхонова .....	264
<b>Опыт применения беспилотных ЭМ зондирований при проведении геолого-съёмочных работ</b> К.М. Антащук, А.И. Атаков, А.Б. Кочеров, А.В. Теремков .....	270
<b>Опыт интерпретации данных аэроэлектроразведки ЗСБ с использованием S-плоскости</b> В.Ю. Хальбауэр-Задорожная, Е. Стеттлер.....	273
Сессия 5 «Малоглубинные методы геоэлектрики для решения задач инженерной, экологической и археологической геофизики» .....	278
<b>Бесконтактные измерения в электроразведке методом сопротивлений; опыт математического моделирования</b> А.Д. Каринский, В.А. Шевнин, А.А. Иванов .....	279
<b>Электротомография с погруженными установками</b> А.А. Бобачев.....	284
Сессия 6 «Электромагнитные методы на мерзлоте» .....	290
<b>Modelling techniques for studying ice wedges with ground-penetrating radar</b> S.S. Bricheva, S. Schennen, I.I. Khristoforov.....	291
<b>Применение аэроэлектроразведки для решения гидрогеологических задач</b> В.В. Агеев, Е.В. Каршаков, Е.В. Мойланен.....	292

<b>Особенности методики исследования многолетнемерзлых пород электромагнитными методами на полуострове Ямал</b> В.А. Селяев, И.В. Буддо, Н.В. Мисюркеева, М.В. Шарлов, Ю.А. Агафонов.....	297
<b>Определение строения кровли коренного основания под толщей многолетнемерзлых пород на участке между г. Америка-Хая и Орто-Хая в дельте р. Лена методом электротомографии</b> А.Н. Фаге, И.Н. Ельцов.....	301
<b>Опыт применения метода ЗСБ для изучения криолитозоны на суше и акватории в Арктике</b> Д.В. Яковлев, А.В. Соловьева, С.А. Аношина, М.О. Щербатых, А.Г. Яковлев.....	305
<b>Исследование гидрогенных таликов методами электроразведки</b> Н.Ю. Бобров .....	306
<b>Опыт применения георадара для обследования горнолыжных трасс на леднике</b> Д.М. Фролов, Г.А. Ржаницын, А.В. Кошурников, А.А. Прошин, В.Е. Гагарин.....	307
<b>Изучение криолитозоны на Таймыре на основе региональных электроразведочных работ</b> Д.В. Яковлев, О.А. Валясина, Е.П. Широкова, Р.П. Волков, А.Г. Яковлев .....	309
Сессия 7 «Исследования и мониторинг геодинамически активных зон» .....	310
<b>Геоэлектрическая модель и мониторинговые исследования миниполигона Кентор (Северный Тянь-Шань)</b> Е.А. Баталева, А.К. Рыбин, К.С. Непеина, В.Е. Матюков .....	311
<b>Байкальский глубоководный мониторинг – новые результаты</b> С.М. Коротаев, Н.М. Буднев, В.О. Сердюк, Е.О. Киктенко, Д.А. Орехова.....	318
<b>Электромагнитные исследования современных геодинамических процессов литосферы областей внутриконтинентальной орогении, на примере Тянь-Шаня</b> А.К. Рыбин, Е.А. Баталева, П.Н. Александров, К.С. Непеина.....	325
<b>Отражение Кударинского землетрясения в данных магнитотеллурического мониторинга на Байкальском рифте</b> И.К. Семинский, А.В. Поспеев, М.В. Шарлов, Ю.А. Агафонов .....	326
<b>Геоэлектрическое строение сейсмоактивных внутриконтинентальных территорий и физическая природа формирования очага землетрясения</b> И.С. Фельдман .....	327
<b>Феномен поля источников электромагнитной эмиссии в земле – эффект Доплера в проводящей среде</b> П.Н. Александров, А.К. Рыбин .....	331
<b>Результаты изучения геофизических полей эндогенного происхождения на северном Тянь-Шане</b> К.С. Непеина, А.К. Рыбин, П.Н. Александров, П.А. Казначеев.....	337
<b>Методика многооконного синхронного мониторинга временной изменчивости МТ/МВ передаточных операторов с учетом погрешностей их определения</b> Т.А. Родина, И.М. Варенцов, И.Н. Лозовский.....	343
<b>Изучение внутренних напряжений горных массивов в рамках упругих слоисто-блоковых моделей с включениями иерархического строения L-го ранга</b> О.А. Хачай, А.Ю. Хачай.....	349

## Обзорные доклады

### **Евгений Викторович Мойланен**

Современные методы аэроэлектроразведки

### **Арсений Андреевич Шлыков**

Электромагнитные зондирования в радиоволновом диапазоне

### **Михаил Ильич Шимелевич**

Применение методов искусственного интеллекта (нейронных сетей) в обратных нелинейных задачах геофизики с применением к геоэлектрике

### **Алексей Вадимович Кувшинов**

Глубинные магнитовариационные зондирования с использованием приливного, ионосферного и магнитосферного источников

### **Елена Валентиновна Поспеева**

Природа глубинной электропроводности и связь коровых аномалий с месторождениями полезных ископаемых

### **Владимир Викторович Агеев**

Криолитозона: характеристики, задачи и методы исследования

## Электромагнитные зондирования в радиоволновом диапазоне

А.А. Шлыков<sup>1</sup>, А.К. Сараев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>СПбГУ, Институт наук о Земле, a.shlykov@spbu.ru

<sup>2</sup>СПбГУ, Институт наук о Земле, a.saraev@spbu.ru

---

### АННОТАЦИЯ

В докладе представлен обзор использования электромагнитных полей радиочастотного диапазона в геоэлектрике. Кратко изложена более чем столетняя история развития этого направления, как в нашей стране, так и за рубежом. Описывается развитие методики и аппаратуры. Обсуждаются некоторые специфические для радиочастот особенности электромагнитного поля и приведен пример использования полей радиочастотного диапазона для решения инженерно-геологической задачи задач.

**Ключевые слова:** Электромагнитные зондирования; радиоволновой диапазон; поле радиостанции; контролируемый источник; ток смещения

---

### ВВЕДЕНИЕ

Идея использования радиоволн в геоэлектрике возникла практически сразу вслед за изобретением А.С. Попова, а именно с появлением первых технических средств, передающих и принимающих радиоволны. В настоящее время электромагнитное поле радиочастотного диапазона используется в электроразведке для решения широкого круга задач от поиска и разведки полезных ископаемых до решения инженерно-геологических и экологических задач. Цель настоящего доклада – обзор основных этапов истории развития методов электромагнитных зондирований, основанных на использовании полей радиочастотного диапазона.

### Исторический обзор

Одна из первых попыток использовать радиоволны при решении геологических задач была осуществлена в 1901 году немецким инженером Трүстедтом (Trüstedt, 1912), который в г. Питкяранте (Карелия) применил так называемый лучевой метод. В этом опыте по обе стороны от предполагаемого места расположения рудного тела располагались передающая и приемная антенны, подключенные к зеркалам с совмещенными фокальными плоскостями. Поворотом зеркал в вертикальной плоскости определялся такой угол, при котором преломленная электромагнитная (ЭМ) волна от источника активирует регистратор. При этом между приемной и передающей антеннами располагался экран, препятствующий

прохождению прямой ЭМ волны. По углу наклона зеркал и расстоянию между ними определялась глубина залегания верхней кромки рудного тела.

Уже в 1925 году профессором А.А. Петровским в работе (Петровский, 1925) дано описание пяти различных методов изучения геоэлектрических свойств горных пород с помощью радиоволн. Среди них лучевой метод, теневой метод (прообраз метода радиоволнового просвечивания), интерференционный, возвратный и волномерный методы. Все эти методы подразумевали использование управляемых портативных радиогенераторов и приемных антенн.

Одной из первых публикаций на тему количественной оценки удельного электрического сопротивления ( $\rho$ ) и относительной диэлектрической проницаемости ( $\epsilon^{\text{отн}}$ ) горных пород в их естественном залегании являлась статья А.А. Петровского (Петровский, 1930). В этой работе было дано теоретическое обоснование интерференционного метода определения длины ЭМ волны в горной породе. Также описан способ измерения  $\rho$  и  $\epsilon^{\text{отн}}$ , основанный на регистрации картины интерференции прямой ЭМ волны, проходящей от источника, помещенного в горной выработке, к приемнику на дневной поверхности, и «обходной» волны, скользящей от источника до приемника через ствол шахты вдоль границы земля-воздух.

Несколькими годами позже результаты работ подобной направленности публикуются в западных журналах (Feldman, 1933; Smith-Rose, 1933; Barfield, 1934; Cloos, 1934).

В указанных работах рассматриваются вопросы изучения электрических свойств почвы и верхних горизонтов земной коры как для геологических целей, так и для задач радиосвязи.

В 50-х годах 20-го века исследования Петровского А.А. по развитию теневого метода или метода радиопросвечивания были продолжены в МГУ В.К. Хмелевским (Хмелевской, 1959) и в МГРИ Д.С. Даевым (Даев, 1959), М.И. Плюсиным и А.Д. Петровским (Плюсин, Петровский, 1959). Обобщение накопленного к концу 60-х годов опыта по развитию метода радиопросвечивания было выполнено А.Д. Петровским в монографии (Петровский, 1971). Одним из методов геоэлектрики, основанных на регистрации ЭМ полей широкоэмиттерных радиостанций, является метод радиокомпарирования и пеленгации (сокращенно радиокип), авторское свидетельство на который было получено в 1948 году А.Г. Тарховым (Способ геофизической..., 1959). Метод радиокип основан на изучении ЭМ поля радиостанций, работающих в диапазоне длинных волн (30–300 кГц). В отличие от использовавшихся в то время методов высокочастотного переменного тока, таких как метод индукции и метод радиоволнового просвечивания, измерения в методе радиокип ведутся в дальней зоне источника. Это позволяет использовать простую модель первичного поля в виде плоской волны.

В 1961 году была опубликована монография А.Г. Тархова, посвященная методу радиокип (Тархов, 1961). В ней рассматриваются вопросы распространения радиоволн вдоль земной поверхности, особенности аномального ЭМ поля, связанного с телами простой формы, методика измерений и обработки данных метода радиокип. В предложенном варианте метода радиокип использовались отдельные составляющие магнитного поля (преимущественно вертикальная составляющая  $H_z$ ) и отношение вертикальной и горизонтальной составляющих  $H_z/H_h$ . Кроме того, в указанной работе рассмотрены методика и результаты полевых экспериментов с использованием составляющих электрического поля и отношений горизонтальной и вертикальной составляющих электрического поля  $E_h/E_z$ .

В конце 50-х и в 60-х годах прошлого столетия исследования в этой области были продолжены В.К. Хмелевским и А.Д. Фроловым (Хмелевской, Фролов, 1958; Фролов, 1961), А.В. Вешевым и В.А. Егоровым

(Вешев, Егоров, 1966), О.М. Мясницким и В.М. Тимофеевым (Мясницкий, Тимофеев, 1971) и рядом других геофизиков. Описание разработанной аппаратуры метода радиокип «Руда» и ПИНП-1 (полевой измеритель напряженности поля) приведено в работе (Тархов, 1961). В это же время в СССР под руководством Б.В. Рогачева был разработан сверхдлинноволновый вариант метода радиокип – СДВР (Рогачев и др., 1965).

Подобные исследования по разработке метода VLF (Very Low Frequency) проводились за рубежом начиная с 1963 года Г. Паалом и В. Ронка (Paal, 1965; Paal, 1968; Ronka, 1970). В частности, в 1964 г. В. Ронка разработал регистратор VLF-EM.

В 60-х годах прошлого столетия в СССР и в зарубежных странах проводятся работы по развитию подходов к измерению и интерпретации данных метода СДВР (VLF), аналогично тому, как это делается в методе магнитотеллурических зондирований – измерение горизонтальных компонент электрического и магнитного поля с последующей оценкой поверхностного импеданса, его фазы и кажущегося сопротивления (Вешев, Егоров, 1966; Collett, Beker, 1967). В СССР этот метод получил название РЭМП (радиоэлектромагнитное профилирование), в зарубежных странах – Radiohm или VLF-R (Very Low Frequency – Resistivity).

В 1981 году вышла книга С.Г. Гордеева, Е.С. Седельникова и А.Г. Тархова (Гордеев и др., 1981), обобщающая предшествующий опыт исследований по разработке и практическому применению метода радиокип как в наземном, так в аэровариантах. Затем были опубликованы разработанные в НПО «Рудеогофизика» (Ленинград) методические рекомендации по применению аэроэлектроразведки методом СДВР (Методические..., 1984). В 1989 году американским обществом геофизиков-исследователей SEG (Society of Exploration Geophysics) был опубликован сборник по электромагнитным методам в прикладной геофизике с разделом (McNeill, Labson, 1989), с изложением основ и обобщения опыта применения методов VLF и VLF-R при решении задач геологического картирования.

На протяжении 70-90-х годов прошлого столетия методы VLF и VLF-R интенсивно развивались в наземном и аэровариантах. При этом реализовывались измерения различных характеристик поля, от угла наклона эллипса поляризации магнитного поля до тензорных

VLF съемок (Pedersen et al, 1994). В это время появились такие измерительные приборы, как Радиофаза и Е-фаза EM-16 канадской фирмы Geonix, ориентированные на работы методом VLF-R, прибор EM-16R, предназначенный для работ методом VLF-R и др.

С 80-х годов XX века начинает развиваться направление электромагнитных зондирований с измерением поверхностного импеданса в диапазоне частот от 10 до 250–1000 кГц (Пертель, Круль, 1983; Muller, 1983; Парфентьев, Пертель, 1991; Turberg et al., 1994). В настоящее время наиболее часто употребляемым названием таких зондирований является термин «метод радиоманнитотеллурических (PMT) зондирований» (Turberg et al., 1994; Tezkan, 2008). Аппаратура метода PMT для диапазона частот 10-1000 кГц была разработана в 2000-х годах (Tezkan, Saraev, 2008).

В начале 2000-х годов появилась более широкополосная модификация метода PMT, в которой частотный диапазон был расширен вниз за счет использования контролируемого источника в виде вертикальной петли (Bastani, 2001) и заземленного провода (Simakov et al., 2010) – метод радиоманнитотеллурических зондирований с контролируемым источником (PMT-K). Глубина исследования методом PMT-K составляет 70–100 м (Shlykov et al., 2020), а в случае достаточно высокого удельного сопротивления изучаемых горных пород может достигать нескольких сотен метров (Linde, Pedersen, 2004). Особенности аппаратуры PMT-K, разработанной в 2010-х годах, рассмотрены в статье (Saraev et al., 2017). В последние десятилетия накоплен значительный опыт по применению методов PMT и PMT-K для решения самого широкого круга малоглубинных задач от экологических и инженерно-геологических до рудных.

### Особенности ЭМ поля радиодиапазона

Диапазон радиочастот, наиболее часто используемых в геоэлектрике (10–1000 кГц), во многих геоэлектрических обстановках является пограничным между диффузионным и волновым распространением ЭМ поля. Поэтому, в общем случае, при анализе ЭМ поля в этом диапазоне частот следует учитывать как токи проводимости, так и токи смещения.

При анализе задач геоэлектрики имеет смысл разделять эффекты от токов смещения в проводящей земле и токов смещения в воздухе. При анализе токов смещения в земле, оценивая отношение плотности токов проводимости и

смещения, говорят о низкочастотном и высокочастотном поле. Для низкочастотного поля пренебрегают токами смещения в проводящей земле. Для высокочастотного поля такая аппроксимация неприменима. При анализе токов смещения в воздухе или эффектов запаздывания ЭМ поля (propagation effects) рассматриваются квазистационарное и волновое поля (Шлыков, Сараев, 2014). В случае квазистационарного поля предполагают, что электромагнитное поле распространяется мгновенно от источника до приемника. Для волнового поля необходим учет вклада токов смещения в воздухе в процесс распространения электромагнитного поля.

Одни из первых работ по исследованию высокочастотного волнового поля дипольных источников были выполнены в 70–80-х годах XX века (Dey, Ward, 1970; Ryu et al., 1970; Вешев и др., 1971; Егорова, Сапожников, 1983; Вешев и др., 1983). В этих работах отмечается значительное увеличение амплитуды и запаздывание фазы компонент ЭМ поля при существенном влиянии токов смещения относительно квазистационарного случая. В работах (Алексев и др., 1978; Егорова, Сапожников, 1983) обсуждались вопросы распределения волн силы тока и напряжения в проводе питающей линии для случаев, когда длина ЭМ волны в проводе сравнима с длиной самого провода применительно к методу длинного кабеля (ДК) и методу бесконтактного измерения электрического поля (БИЭП). Очевидно, это в значительной степени имеет место и в случае использования контролируемых источников в радиочастотном диапазоне. В этом случае амплитуда и фаза компонент ЭМ поля значительно зависят от волнового сопротивления провода, высоты его укладки над землей, сопротивлений заземлений и может существенно отличаться от модельных значений, рассчитанных в традиционном предположении о мгновенном распространении тока вдоль провода.

В работах (Linde, Pedersen, 2004; Kalscheuer et al., 2008) обсуждается вопрос учета токов смещения в земле (высокочастотное поле) для решения практической задачи инверсии данных PMT зондирований для 1D и 2D случая соответственно. В обеих работах отмечается, что при достаточно высоких удельных сопротивлениях изучаемых горных пород в тысячи и десятки тысяч омметров на частотах порядка десятков и сотен килогерц влияние токов смещения в земле сказывается достаточно существенно. Проявляется такое влияние в уменьшении амплитуды и фазы

поверхностного импеданса относительно низкочастотного эквивалента и появления дополнительных аномалий в реальной части типпера вокруг главной аномалии, создаваемой неоднородностью геоэлектрического разреза.

В работе (Шлыков, Сараев, 2014) выполнен анализ нормального поля горизонтального электрического диполя применительно к методу РМТ-К с учетом токов смещения в земле и воздухе. Было показано, что при переходе из квазистационарной зоны в волновую зону, в которой влияние токов смещения в воздухе не может быть проигнорировано, скорость убывания поля источника замедляется, существенно меняется диаграмма направленности источника и поле имеет эллиптическую поляризацию в горизонтальной плоскости. Кроме этого показано, что при измерении на поверхности земли токи смещения в воздухе не оказывают влияния на величину поверхностного импеданса. Это позволяет использовать более эффективные численные методы, разработанные для квазистационарных полей, для инверсии поверхностного импеданса, в том числе для высокочастотных полей.

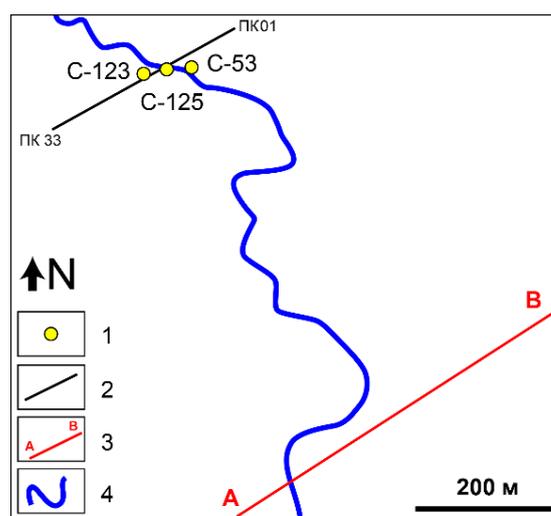
В работе (Хмелевской и др., 2010) рассматриваются интерференционные электромагнитные зондирования на частотах 100 кГц–100 МГц. Авторами показано, что в случае контрастного по удельному сопротивлению геоэлектрического разреза для этих частот характерно интерференционное осциллирующее поведение частотных кривых поверхностного импеданса, по характеру которых можно оценивать как удельное сопротивление, так и диэлектрическую проницаемость разреза.

### Пример применения методов РМТ-К

Рассмотрим пример применения метода РМТ-К для изучения геологического разреза в условиях развития многолетнемерзлых пород на участке строительства ж/д моста через реку недалеко от пос. Лабитнанги, Ямало-Ненецкий АО (Shlykov et al., 2020). В данном случае задачей являлось получение достоверного разреза для выбора длины свай, которые должны достигать в разрезе слоев плотных песков. Предварительный анализ типичных разрезов показал, что наряду с песками в них имеются слои тиксотропных глин с выраженной анизотропией и слабой несущей способностью.

Ввиду сложных логистических условий метод РМТ-К был применен в зимнее время года в скалярном варианте с одним источником в виде заземленной линии. При этом работы проводились с использованием незаземленных электрических приемных линий. Схема взаимного расположения генераторной линии и профиля наблюдений приведены на рисунке 1. Измерения методом РМТ-К были выполнены в диапазоне частот 1.5–950 кГц.

Геоэлектрический разрез, полученный в результате 2D инверсии данных РМТ-К, показан на Рисунке 2. По данным РМТ-К выделяется верхний относительно проводящий горизонт и подстилающие относительно высокоомные породы. Приповерхностное тело, сложенное гравийно-щебенистым грунтом **А** мощностью порядка 3 м, четко выделяется по данным РМТ-К. Также прослеживается изменчивость его мощности. Это тело вскрыто скважиной С-125.



**Рисунок 1.** Схема измерений методом РМТ-К. 1 – скважины, 2 – профиль РМТ-К, 3 – генераторная линия, 4 – река. ПК01, ПК33 – точки измерения РМТ-К и их номера.

Высокоомное тело **В** также хорошо выделяется по данным РМТ-К. Эти данные подтверждаются скважинами С-125 и С-123. Колонка по скважине С-123 смещена вниз относительно уровня рельефа, так как положение скважины смещено от линии профиля к берегу ручья, находящегося примерно на 5 м ниже по высоте. Наличие проводящего слоя суглинков под телом **В** по данным РМТ-К подтверждается скважинами С-125, С-123 и С-53.

Также можно выделить проводящий блок **С** в приповерхностном высокоомном слое и отметить хорошее разрешение верхней границы высокоомного слоя **Е**. В левой части профиля геоэлектрический разрез имеет горизонтально-слоистое строение. Данные РМТ-К хорошо согласуются с данными бурения.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке Российского Научного Фонда (номер проекта 21-47-04401).

#### ЛИТЕРАТУРА

Алексеев ЕП, Вешев АВ, Яковлев АВ, 1978 Экспериментальное определение электрических параметров и оптимальный режим работы питающих линий. Геофизическая аппаратура, №66, с. 49–59

Вешев АВ, Ладатко ОН, Морозова ОМ, 1983 Нормальное поле вертикального магнитного диполя. Вопросы геофизики. Вып. 30. с. 159–204

Вешев АВ, Редько ГВ, Пертель МИ, 1971 Нормальное поле вертикального электрического диполя. Вопросы геофизики, №361, с. 26–42

Вешев АВ, Егоров ВА, 1966 О методе наблюдений и интерпретации результатов изучения полей радиовещательных станций. Вопросы геофизики, 329, с. 172–189

Гордеев СГ, Седельников ЕС, Тархов АГ, 1981 Электроразведка методом радиокип. М. Недрa, – с. 132

Даев ДС, 1959 Об обработке и истолковании данных радиоволнового просвечивания. Изв. вузов «Геология и разведка», №6

Егорова ЛВ, Сапожников БГ, 1983 Оценка границ квазистационарного приближения для низкочастотного нормального электрического поля. Методы разведочной геофизики. НПО «Рудгеофизика», сборник научных трудов, с. 85–97

Методические рекомендации по применению аэроэлектроразведки методом СДВР, 1984, Л.: Рудгеофизика, с. 108

Мясницкий ОМ, Тимофеев ВМ, 1971 Радиоволновые методы геологического картирования. – Образ. Сер. геофиз. М., изд. ВИЭМС

Парфентьев ПА, Пертель МИ, 1991 Измеритель поверхностного импеданса на СВ-СДВ диапазоне. Низкочастотный волновод земля – ионосфера. Тезисы докладов на XV межведомственном семинаре по распространению километровых и более длинных радиоволн, Алма-Ата, с. 17-21

Пертель МИ, Круль ЭЛ, 1984 Применение метода РЭМП при проверке результатов дешифрирования аэро- и космоснимков. Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. 7: Геология, география. Вып. №6, с. 85–89

Петровский АА, 1925 Радио в горной разведке. Известия ИПГ, вып. 1, с. 135–152

Петровский АА, 1930 О непосредственном измерении длины электромагнитных волн и их поглощения в горных породах. Вестник электротехники, №11-12, с. 329–339

Петровский АД, 1971 Радиоволновые методы в подземной геофизике. М., Недрa, с. 224

Плюснин МИ, Петровский АД, 1959 Радиоволновое просвечивание из разведочных скважин на поверхность. Тр. МГРИ, с. 36

Рогачев БВ, Седельников ЭС, Тархов АГ, 1965 Использование полей сверхдлинноволновых радиостанций при геофизической съемке методом радиокип. Изв. вузов. Сер. геология и разведка, №6, с. 104–114

Способ геофизической разведки с помощью электромагнитных волн: а.с. 81529 СССР. № 374517/26-25; заявл. 31.03.48; опубл. в «Бюллетень изобретений» №1 за 1959 г.

Тархов АГ, 1961 Основы геофизической разведки методом радиокип. М., Госгеолтехиздат, с. 215

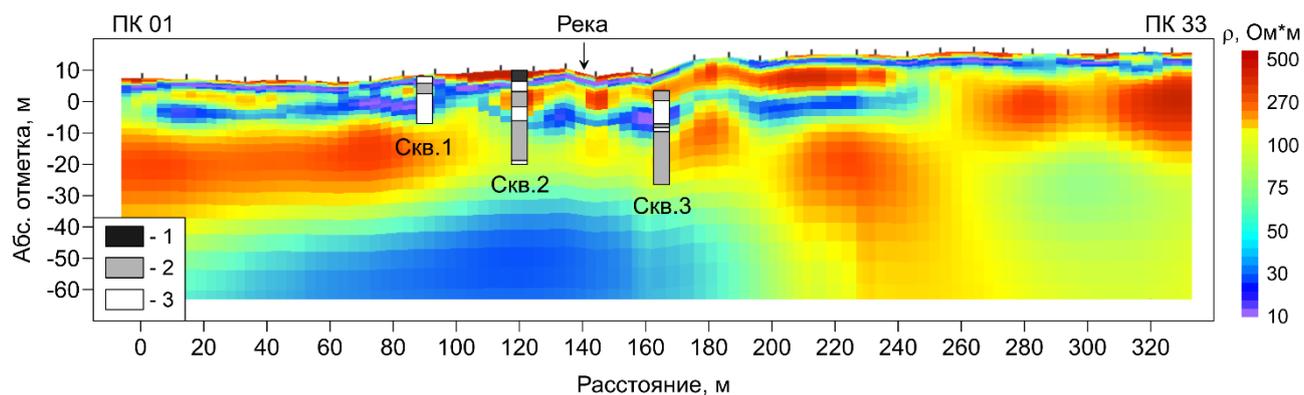
- Фролов АД, 1961 Об использовании полей ширококвещательных радиостанций при картировании контактов многолетнемерзлых толщ. Мерзлотные исследования, вып. 1. изд. МГУ, с. 227–235
- Хмелевской ВК, Фролов АД, 1958 Измерения напряженности радиоволнового поля ширококвещательных станций для геологического картирования. Разведка и охрана недр, №5, с. 38–44
- Хмелевской ВК, 1959 Радиоволновое просвечивание пород, расположенных между горными выработками. Вестн. МГУ, №3
- Хмелевской ВК, Петрухин БП, Пушкарев ПЮ, 2010 Магнитотеллурика и радиоволновые интерференционные зондирования. Физика Земли, №9, с. 11–14
- Шлыков АА, Сараев АК, 2014 Волновые эффекты в поле высокочастотного горизонтального электрического диполя. Физика Земли, №2, с. 100–113
- Barfield RH, 1934 Some measurements of the electrical constants of the ground at short wavelength by the wave tilt method. Proc Inst. Electr. Electron. Eng., 75. P. 214–220
- Bastani M, 2001 EnviroMT – a new Controlled Source/ Radio Magnetotelluric System. ACTA Universitatis Upsaliensis, Uppsala, p.179
- Cloos E, 1934 Auto radio; an aid in geologic mapping. American Journal of. Science, №28(5), p. 255–268
- Collett LS, Becker A, 1967 Radiohm method for earth resistivity surveying: Canada Patent 795919
- Dey A, Ward SH, 1970 Inductive sounding of a layered earth with a horizontal magnetic dipole. Geophysics, Vol. 35(4), p. 660–703
- Feldman CB, 1933 The optical behavior of the ground for short radio waves. Proc. Inst. Electr. Electron. Eng., №21, p. 764–801
- Kalscheuer T, Pedersen LB, Siripunvaraporn W, 2008 Radiomagnetotelluric two-dimensional forward and inverse modelling accounting for displacement currents. Geophys. J. Int, №175, p. 486–514
- Linde N, Pedersen LB, 2004 Characterization of a fractured granite using radio magnetotelluric (RMT) data. Geophysics, Vol. 69(5), p. 1155–1165
- McNeill, JD, Labson VF, 1989 Geological mapping using VLF radio fields, in Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, Vol. 2, 521 – 640, edited by M. N. Nabighian, SEG
- Müller I, 1983 Anisotropic properties of rocks detected with electromagnetic VLF: Int. symp. Field Measurements in Geomechanics
- Paal G, 1965 Ore prospecting based on VLF-radio signals, Geoexploration, №3, p. 139–147
- Paal G, 1968 Very low frequency measurements in northern Sweden. Geoexploration, №6, p. 141–149
- Pederson L, Oian W, Dynesius L, Zhang P, 1994 An airborne tensor VLF system. From concept to realization. Geophysical Prospecting, №42, p. 863–883
- Ronka V, 1970 Electromagnetic prospecting apparatus utilizing VLF radio fields. United States Patent 3.500.175
- Ryu J, Morrison HF, Ward SH, 1970 Electromagnetic fields about a loop source of current. Geophysics, Vol. 35(5), p. 862–896
- Saraev, A., Simakov, A., Shlykov, A., Tezkan, B., 2017 Controlled-source radiomagnetotellurics: a tool for near surface investigations in remote regions. Journal of Applied Geophysics, №146, p. 228–237
- Shlykov A, Saraev A, Tezkan B, 2020 Study of a permafrost area in the Northern part of Siberia using controlled source radiomagnetotellurics. Pure and applied geophysics, №177, p. 5845–5859
- Simakov A, Saraev A, Antonov N, Shlykov A, Tezkan B, 2010 Mobile and controlled source modifications of the radio magnetotelluric method and prospects of their applications in the near-surface geophysics. IAGA WG 1.2 on Electromagnetic Induction in the Earth. 20th Workshop, Giza, Egypt, September 18–24
- Smith-Rose RL, 1933 The electrical properties of soil for alternating currents at radio frequencies. Proc. Roy. Soc. London, №140, p. 359–377

Tezkan B, 2008 Radiomagnetotellurics. Groundwater geophysics: a tool for hydrogeology. Reinhard Kirsch (ed.), Berlin, Heidelberg: Springer, p. 295–318

Tezkan B, Saraev A, 2008 A new broadband radiomagnetotelluric instrument: application to near surface investigations. Near Surface Geophysics, p. 245–252

Trüstedt, 1912 Ueber ersuchen mittels elektrizität. Zs. F. prakt. Geologie, №20, p. 159–162

Turberg P, Müller I, Flury F, 1994 Hydrogeological investigation of porous environments by radiomagnetotelluric resistivity. Journal of Applied Geophysics, №31, p. 133–143



**Рисунок 2.** Геоэлектрический разрез, полученный по результатам 2D инверсии данных метода РМТ-К. 1 – гравийно-щебенистый грунт с песчаным заполнителем, 2 – мерзлый песок, 3 – суглинок с видимой льдистостью 2–10%.

## Применение методов искусственного интеллекта (нейронных сетей) в обратных нелинейных задачах геофизики с приложением к геоэлектрике

М.И. Шимелевич  
МГРИ, shimelevich-m@yandex.ru

---

### АННОТАЦИЯ

Рассматриваются вопросы применения аппроксимационного нейросетевого (АНС) метода для решения условно-корректных нелинейных обратных задач геофизики, которые сводятся к операторному уравнению 1 рода. АНС метод заключается в построении приближенного обратного оператора задачи с помощью нейросетевых аппроксимационных конструкций (MLP сетей) на основе заранее построенного множества опорных решений прямых и обратных задач (Data set). Приводится обзор применения АНС метода в нашей стране и за рубежом при решении задач геофизики и, в частности, геоэлектрики.

**Ключевые слова:** обратная задача, аппроксимация, нейронные сети, большая размерность, геоэлектрика.

---

### ВВЕДЕНИЕ

Одно из важнейших практических приложений нейронных сетей связано с их аппроксимационными и интерполяционными свойствами, что делает их эффективным инструментом задач вычислительной математики. Начиная с 90-х годов прошлого столетия, нейронные сети начинают применяться при решении обратных коэффициентных задач математической физики и, в частности, задач геофизики. В этих методах неизвестный обратный оператор задачи представляется в виде аппроксимационной конструкции (нейронной сети) с неопределёнными коэффициентами, которые вычисляются в процессе обучения нейросети на предварительно построенном обучающем множестве опорных решений прямых (а значит и обратных) задач (так называемом, «банке решений»). С помощью построенного таким образом обратного нейросетевого оператора (НС аппроксиматора) может быть получено интерполяционное решение обратной задачи для произвольных входных данных, не принадлежащих обучающему множеству, сравнительно быстро (обычно за первые секунды).

Данный метод называют аппроксимационным нейросетевым (АНС) методом. Здесь уместна аналогия АНС метода инверсии на множестве опорных решений с механизмами обработки изображений головным мозгом человека: считается, что полученное за единицу времени на сетчатке неполное изображение

окружающей среды, состоящее из конечного числа элементов (в рассматриваемом случае – известных решений обратной задачи), мозг обрабатывает (нейросеть интерполирует и экстраполирует) и выдаёт некоторое «полное» изображение (ответ нейросети).

Нейронные сети широко используются при решении различного рода задач интерпретации и обработки геофизических данных. В настоящей работе мы ограничиваемся рассмотрением НС методов применительно к проблеме решения нелинейных обратных задач геофизики, в том числе многокритериальных, которые сводятся к нелинейному операторному уравнению 1 рода (соответственно к системе операторных уравнений). Дается краткое описание НС методов поиска приближенных решений операторных уравнений с оценкой практической неоднозначности (погрешности) получаемых решений; приводится обзор применения НС методов в литературе.

### НЕЛИНЕЙНЫЕ ОБРАТНЫЕ ЗАДАЧИ ГЕОФИЗИКИ

Многие обратные задачи геофизики сводятся к решению *нелинейного* операторного уравнения 1 рода вида (Тихонов, Арсенин, 1979; Лаврентьев и др., 1980):

$$Ag = f, \quad g \in G_1 \subset G, \quad f \in F, \quad (1)$$

где  $G[\Omega]$  – нормированное пространство искомым характеристик среды  $g$ ,

определённых в исследуемой области  $\Omega$ ,  $F[\Omega_1]$  – нормированное пространство данных (характеристик  $f$  геофизического поля), определённых на границе  $\Omega_1$  области  $\Omega$ ;  $A$  – заданный непрерывный оператор прямой задачи, действующий из  $G$  в  $F$ ;  $G_1[\Omega]$  – множество допустимых решений обратной задачи, определяемое с учётом естественных априорных ограничений. При условии непрерывной взаимно-однозначности оператора  $A$  (т.е., когда доказана единственность обратной задачи (1) при точных данных) и компактности множества  $G_1$  задача решения уравнения (1) относится к классу условно-корректных обратных задач, которые являются реальной математической моделью для большинства задач геофизики. К нелинейному уравнению вида (1) сводятся следующие основные обратные задачи геофизики:

- структурные обратные задачи потенциальных полей гравиметрии и магнитометрии, в которых требуется определить геометрию поверхности рудных тел или границ пластов при известных фиксированных значениях плотности и намагниченности (Страхов, 1976) на основе характеристик соответствующего поля, заданных в области  $\Omega_1$ ;
- коэффициентные обратные задачи электромагнитных полей, используемых в электроразведке, где искомой величиной является уд. электропроводность среды (в более общих случаях – магнитная и диэлектрическая проницаемости) (Дмитриев, 2012; Жданов, 2007) при заданных в области  $\Omega_1$  характеристиках электромагнитного поля;
- коэффициентные обратные задачи сейсмических упругих полей и их различных приближений, используемых в сейсморазведке (Гурвич, Боганик, 1980), в которых искомыми являются скоростные характеристики сред при заданных в области  $\Omega_1$  характеристиках сейсмического поля.

Операторами прямых задач являются дифференциальные операторы решения соответствующих краевых (начально-краевых) задач, или эквивалентные им интегральные операторы, рассмотренные в указанных выше работах.

В конечно-параметрических классах сред

обратная задача (1) сводится к решению операторного уравнения на компактном множестве  $S_N \subset R^N$ :

$$A_1 s = e, \quad s \in S_N \subset R^N, \quad e \in F, \quad (2)$$

где  $A_1: R^N \rightarrow F$  – непрерывный оператор прямой задачи в заданном конечно-параметрическом классе сред;  $S_N$  – ограниченное замкнутое множество конечномерного пространства, например, замкнутый куб:  $[s_{\min} \leq s^n \leq s_{\min} + D_s], \quad n = 1, \dots, N$ ;  $e \equiv e(\tilde{e}^1, \dots, \tilde{e}^M)$  – элемент пространства данных  $F$ , построенный с помощью аппроксимационно-интерполяционных процедур, применённых к конечному набору входных (измеренных) данных  $\tilde{e}^1, \dots, \tilde{e}^M$ ,  $M \geq N$ , определённых на некоторой сетке в области  $\Omega_1$ . Погрешность построенного таким способом элемента данных рассматривается, как составная часть суммарной погрешности правой части.

#### АППРОКСИМАЦИОННЫЙ МЕТОД РЕШЕНИЯ НЕЛИНЕЙНЫХ ОПЕРАТОРНЫХ УРАВНЕНИЙ

Каким бы численным методом не решалась обратная задача (2), её приближенное решение  $\tilde{s} = (\tilde{s}^1, \dots, \tilde{s}^N)$  является некоторой векторной функцией  $M$  переменных от измеренных данных  $\tilde{e}^1, \dots, \tilde{e}^M$ :

$$\tilde{s}^n = \psi^n(\tilde{e}^1, \dots, \tilde{e}^M), \quad n = 1, \dots, N.$$

Векторная функция  $\Psi = (\psi^1, \dots, \psi^N)$  от  $N$  переменных представляет собой последовательность вычислительных процедур решения задачи инверсии (каким-либо из существующих методов) и любому заданному набору входных данных  $\tilde{e} = (\tilde{e}^1, \dots, \tilde{e}^M)$  ставит в соответствие искомым приближенный вектор  $\tilde{s} = (\tilde{s}^1, \dots, \tilde{s}^N)$  параметров, выполняя, таким образом, роль приближенного обратного оператора для уравнения (2).

При аппроксимационно-интерполяционном подходе решение уравнения (2) ищется с помощью некоторой, заданной в аналитическом виде, векторной функции  $\Psi_a = (\psi_a^1, \dots, \psi_a^N)$  (называемой аппроксиматором) от  $N$  переменных, координатными функциями  $\psi_a^i$  которой являются интерполяционные многочлены, зависящие от свободных коэффициентов. Для определения коэффициентов строится

опорное множество решений прямых (а значит и обратных) задач для уравнения (2). Функция  $\Psi_a$  должна играть роль приближенного обратного оператора для уравнения (2), поэтому коэффициенты подбираются так, чтобы значения функции наилучшим образом совпадали с известными значениями опорного множества.

В *аппроксимационном нейросетевом* (АНС) методе в качестве координатных функций  $\psi_a^i$  аппроксиматора  $\Psi_a$  используются аппроксимационные конструкции, называемые *нейронными сетями* типа *многослойного персептрона* (MLP сети) (Хайкин, 2006; Галушкин, 1974). Использование многослойного персептрона в задачах общей теории аппроксимации функций в своей основе опирается на известные теоремы Колмогорова, Вейерштрасса-Стоуна, Цыбенко. Эффективность применения MLP сетей на практике при решении нелинейных операторных уравнений обусловлена тем, что они являются мощным инструментом аппроксимации (а также интерполяции и экстраполяции) сложных нелинейных многомерных зависимостей (Хайкин, 2006), которыми определяются обратные операторы для задач типа (2). Алгоритмы обучения MLP сетей подробно рассмотрены в работе (Хайкин, 2006). Целевой функционал задачи обучения задан в аналитическом виде и легко дифференцируется, поэтому для решения задачи минимизации функционала применяется, наиболее распространённый на практике метод стохастического градиента (Хайкин, 2006; Галушкин, 1974), который является модификацией классического градиентного метода. Производные функционала рассчитываются на основе алгоритма обратного распространения ошибки (BPE – *Back Propagation Error*) (Хайкин, 2006; Галушкин, 1974). Целевой функционал обучения в общем случае является многоэкстремальным. Строгое обоснование методов решения многоэкстремальных задач в большинстве случаев затруднительно, поэтому стандартные методы оптимизации для решения задачи обучения комбинируют с неформальными, эвристическими подходами (Хайкин, 2006). Алгоритм обучения НС аппроксиматора с использованием MLP сетей применительно к обратным задачам геофизики рассмотрен в работе (Шимелевич и др. 2018). Резюмируя вышеизложенное, отмечаем, что аппроксимационный нейросетевой метод обращения нелинейных операторных уравнений вида (2) в заданном классе

решений включает в себя следующие основные этапы:

- построение множества опорных решений прямых и обратных задач (обучающего множества) с помощью прямого оператора задачи;
- построение приближённого обратного оператора задачи (НС аппроксиматора инверсии) с помощью нейросетевых аппроксимационно-интерполяционных конструкций на основе имеющегося множества опорных решений (обучение НС аппроксиматора);
- тестирование НС аппроксиматора инверсии на независимом множестве известных решений обратной задачи и определение собственной ошибки аппроксиматора;
- инверсия предложенных входных данных с помощью НС аппроксиматора и при необходимости проведение уточняющих итераций;
- расчёт оценок степени неоднозначности (погрешности) получаемых приближенных решений, не зависящих от применяемого метода инверсии.

#### **Применение нейросетевых методов при решении обратных задач геофизики**

Общая концепция возможности применения НС технологий в задачах обработки и интерпретации геофизических данных изложена в пионерской работе А. Райча (Raiche, 1991). В работе рассмотрены основные виды нейросетевой архитектуры: персептрон (Роземблатта), самоорганизующиеся сети (Кохонена), сети ассоциативной памяти (Хопфилда) и др. Рассматривается теория основных алгоритмов обучения данных видов сетей.

В последующие годы появилось много примеров применения НС технологий для решения различных задач обработки геофизической информации: распознавания образов, классификации, построения различного рода зависимостей и др. Мы остановимся более подробно на работах, в которых применяются нейронные сети для решения нелинейных обратных задач геофизики в *классической постановке*, сводящихся к решению операторного уравнения вида (2) с известным обратимым оператором прямой задачи. Это в основном аппроксимационные MLP сети и некоторые сверточные сети. Наиболее широко такие работы представлены в задачах геоэлектрики,

гравиметрии, магнитометрии и сейсморазведки.

### Геоэлектрика

Обратные задачи геоэлектрики относятся к типу коэффициентных обратных задач для системы уравнений Максвелла. Примеры решения обратной коэффициентной 1D задачи геоэлектрики с использованием нейросетей представлены в работах (Hidalgo et al., 1994; Poulton et al., 1992). В этих работах нейронные MLP сети используются для решения малопараметрических обратных задач геоэлектрики в рамках слоистой модели. Первые результаты применения нейронных сетей для решения обратных задач геоэлектрики в горизонтально-неоднородных средах были представлены в работах (Спичак, Попова 1998; Shimelevich, Osborne, 1998). В этих работах было показано, что с помощью нейронных сетей могут быть получены приближенные решения обратных задач геоэлектрики в горизонтально-неоднородных средах с числом искоемых параметров порядка  $N \sim 10 \div 15$ .

Адаптация общих методов построения НС аппроксиматоров инверсии к особенностям решаемой задачи и разработка усовершенствованных модификаций АНС метода с использованием алгоритмов Монте-Карло позволили авторам настоящей работы обобщить АНС метод на случай 2D, 3D сред, геоэлектрические свойства которых определяются числом параметров  $N \sim 10^2 \div 10^3$  (Шимелевич и др., 2017). При этом вычисляются априорные и апостериорные оценки степени практической неоднозначности решений обратных задач, не зависящие от численного метода инверсии (Шимелевич и др., 2017, Шимелевич и др., 2018). В работах (Шимелевич и др., 2013) представлен аппроксимационно-итерационный нейросетевой метод решения обратной задачи, который позволяет проводить дополнительные итерации решения обратной задачи с помощью АНС метода после найденного первого приближения. Для уменьшения размерности задачи обучения сети производится предварительное сжатие данных и определение оптимальных размерностей входного и выходного векторов нейросети с учётом специфики решаемой задачи. Принципиальная возможность использования сжатых данных для решения обратной задачи геоэлектрики, как задача частичной инверсии на основе неполных данных с помощью

локальных НС аппроксиматоров инверсии, была рассмотрена в работе (Шимелевич, Оборнев, 2009) и численно реализована в работе (Шимелевич и др., 2018). Полученные в этих работах результаты позволили существенно понизить размерность задачи обучения (на 2 порядка и более) и одновременно уменьшить собственную ошибку получаемых НС-аппроксиматоров инверсии, что в целом повышает эффективность АНС-метода.

В работе (Liu B. et al., 2020) для решения коэффициентной обратной 2D задачи геоэлектрики используются свёрточные нейронные сети с распространённой архитектурой U-Net и построенная на их основе программа инверсии ERSInvNet. Обучающая выборка состоит из 36 тысяч пар. Модели представляют собой различные аномальные тела, находящиеся в полупространстве (500 Ом м): одиночное прямоугольное тело; два прямоугольных тела; три прямоугольных тела; одиночные наклоняющиеся тела; два падающих тела. Аномальные тела могут иметь два варианта сопротивления: низкое (10, 20, 50 Ом м), или высокое (1000, 1500, 2000 Ом м). Сравнительные эксперименты показывают, что включение многоуровневой карты функций инверсии и подавить ложные аномалии. Более того, по сравнению с традиционными методами, ERSInvNet может достичь очень высокой скорости вывода во время тестирования и более точных результатов инверсии.

Глубокие нейронные сети, основанные на свёрточной архитектуре, применяются для оценки положения и поперечных размеров, а также их удельного сопротивления объектов, расположенных в фиксированной 18-ти слойной среде модели хранилища CO<sub>2</sub> в Хонтомине (Puzyrev, 2019). Качество инверсии существенно не ухудшается при добавлении к данным случайного шума. Сеть, обученная на данных из одной съёмки, также может успешно обрабатывать данные из аналогичной, даже при изменении положения приемников и плотности.

При использовании технологий глубоких нейронных сетей в упомянутых работах обратная задача решается в предположении, что решение принадлежит одному из нескольких гипотетических классов сред. В процессе инверсии на основе имеющихся наблюдаемых данных определяется класс сред (т.е. решается задача классификации) и уточняются параметры модели из найденного класса. На данной стадии развития технологии глубоких сетей пока удаётся решать

*достаточно простые задачи геофизики*, однако, по мнению упомянутых авторов, следует ожидать значительного прогресса в применении этих методов.

### **Гравиметрия, магнитометрия**

Основной класс обратных нелинейных задач гравиметрии и магнитометрии связан со структурными задачами, которые заключаются в определении границ звёздного тела с известной избыточной плотностью на основе измеренных характеристик соответствующих потенциальных полей.

В статье (Osman et al., 2009) используется АНС метод решения задачи определения геометрических параметров подземной структуры. В ядре алгоритма решается нелинейная структурная задача гравиметрии определения формы 2D звёздного тела при различных задаваемых значениях избыточной плотности. Метод использовался при построении карты гравитационных аномалий в Мексиканском заливе, которая имеет форму антиклинальной структуры. В работе (Adebi et al., 2010) с помощью АНС метода решается обратная структурная 3D задача гравиметрии для простых тел: сфера, бесконечно протяжённый горизонтальный цилиндр и полубесконечный вертикальный цилиндр. Искомыми являются два геометрических параметра: радиус тела и глубина залегания центра с известными значениями избыточной плотности. В качестве обучающей выборки используются модельные данные решения прямой задачи гравиметрии. Строится НС аппроксиматор инверсии с параметрами MLP сети: 20 нейронов, три входных и два выходных параметра. Метод апробирован на нефтяном битуме Dehloran, Иран.

В статье (Chen et al., 2018) решается обратная структурная 3D задача гравиметрии определения геометрии границ трёхслойной среды с известными значениями избыточной плотности слоёв. Представлен НС метод, в котором универсальный аппроксиматор инверсии в заданном классе сред не конструируется. Для решения обратной задачи строится «псевдонейросеть», которая заново обучается на каждом шаге итерации с учётом приближения, полученного на предыдущем шаге. Для каждой новой модели из рассматриваемого класса сред строится своя последовательность нейросетей. Используется трёхслойная MLP сеть, у которой число нейронов во входном слое равно числу нейронов в выходном слое и равно числу измерений гравитационного поля. Число

определяемых параметров: 50 в случае одной границы, 20 в случае двух, или трёх границ. Нейросетевая 3D инверсия выполнена на данных наблюдений гравитационной аномалии Окинавской впадины.

### **Сейсморазведка**

Определение скоростных характеристик среды в общем случае является коэффициентной обратной задачей для уравнения упругих полей. На практике используются различные приближения этой задачи: акустическое, геометрической сейсмоки и некоторые другие (Жданов, 2007). С помощью нейронных сетей в сейсмоки в основном решаются задачи классификации, распознавания образов, построения нелинейных зависимостей и обработки данных, нелинейные классические обратные задачи решаются редко. В ранних работах (Roth, Tarantola, 1994) АНС метод применялся для решения обратной коэффициентной 1D задачи для волнового уравнения, которая заключается в определении скоростных характеристик слоистой среды (8 слоёв). Для обучения использовалось 450 модельных примеров. Удовлетворительный результат инверсии получается в 80% случаев. В работе (Alfarraj, AlRegib, 2019) АНС метод применяется для решения обратной 1D задачи сейсмоки в акустическом приближении. Искомой величиной является упругий импеданс, который зависит от скоростей волн, плотности среды, являясь обобщением акустического импеданса для ненулевых углов падения, эффективно используется в задачах интерпретации сейсмических данных. Прямая задача решается на основе приближенных формул для упругого импеданса. Сейсмические трассы и трассы упругого импеданса моделируются как временные ряды. Инверсия сейсмических данных проводится на основе нейронной сети, содержащей свёрточный и рекуррентный слои. В работе (Kailai Xu, Eric Darve, 2019) приводится пример решения АНС методом обратной коэффициентной 1D задачи определения скоростей среды для волнового уравнения.

## Выводы

Приведённые в работе результаты позволяют сделать вывод о том, что за последние годы наблюдается заметный прогресс в области применения нейросетевых технологий при решении классических, в том числе многокритериальных, обратных задач геофизики. Накопленный опыт позволяет:

- строить универсальные НС аппроксиматоры инверсии на основе MLP сетей, способные устойчиво решать нелинейные обратные задачи в конечно-параметрических классах сред с числом искомым параметров 2D, 3D сред порядка  $10^3$  за первые секунды – фактически в режиме реального времени, с приемлемой для практики точностью;
- вычислять оценки практической неоднозначности (погрешности) решений, получаемых с помощью нейросетевых технологий, присущие самому НС методу инверсии, а также универсальные оценки, не зависящие от применяемого метода;
- При использовании технологий глубоких нейронных сетей на данной стадии развития пока удаётся решать достаточно простые задачи геофизики, однако, по мнению упомянутых авторов, следует ожидать значительного прогресса в применении этих методов.

## Благодарности

Работа выполнена с использованием вычислительных ресурсов Межведомственного суперкомпьютерного центра Российской академии наук (МСЦ РАН) и с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова.

## ЛИТЕРАТУРА

- Abedi M, Afshar A, Ardostaii VE, Norouzi GH, Lucas C. Application of various methods for 2D inverse modeling of residual gravity anomalies // *Acta Geophys*, 2010. 58,2. P. 317–336
- Alfarraj M., AlRegib G Semisupervised sequence modeling for elastic impedance inversion // *Interpretation*, 2019. Vol. 7, I. 3. P. SE237-SE249

- B. Liu et al., "Deep Learning Inversion of Electrical Resistivity Data," in *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 58, no. 8, pp. 5715-5728, Aug. 2020
- Chen X, Du Y, Liu Z. et al. Inversion of Density Interfaces Using the Pseudo-Backpropagation Neural Network Method. *Pure Appl. Geophys.* 175, 4427–4447 (2018) Roth G., Tarantola A. Neural networks and inversion of seismic data // *Journal of Geophysical Research*, 1994. 99. P. 6753–6768
- Hidalgo H, Gómez-Treviño E, Swiniarski R Neural network approximation of a inverse functional // *Proc. IEEE International Conference on Neural Networks*, 1994. Vol. 5. P. 3387–3392
- Kailai Xu, Eric Darve The neural network approach to inverse problems in differential equations // 2019. arXiv:1901.07758 [math.NA]. 2019
- Osman O, Albora AM, Ucan ON Forward modeling with forced neural networks for gravity anomaly profile // *Math Geol*, 2007. Vol. 39. P. 593–605
- Poulton M, Sternberg B, Glass C Neural network pattern recognition of subsurface EM images // *J. of Applied Geophysics*, 1992. Vol. 29, №1. P. 21–36
- Puzyrev V Deep learning electromagnetic inversion with convolutional neural networks. *Geophys. J. Int.* (2019) 218, 817–832
- Raiche AA pattern recognition approach to geophysical inversion using neural nets // *Geophysics J. Int.* 1991. Vol. 105. P. 629–648
- Shimelevitch M, Osborne E The method of neuron network in inverse problems MTZ // *Abstracts of the 14-th workshop on Electromagnetic Induction in the Earth*, Sinaia. Romania, 1998, pp. 159
- Shucal Li, Bin Liu, Yuxiao Ren, Yangkang Chen, Senlin Yang, Yunhai Wang, Peng Jiang Deep learning Inversion of Seismic Data // *IEEE TRANSACTIONS ON IMAGE PROCESSING*. JANUARY 2019. P. 1–15
- Zhenlin Hu, Shuang Liu, Xiangyun Hu, Lihua Fu, Jie Qu, Huaijiang Wang, Qihua Chen, Inversion of magnetic data using deep neural networks, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Volume 311, 2021, 106653

- Галушкин АИ Синтез многослойных систем распознавания образов. М.: Энергия, 1974. 368 с.
- Гурвич ИИ, Боганик ГН Сейсмическая разведка. М.: Недра, 1980. 551 с.
- Дмитриев ВИ Обратные задачи геофизики. Монография. М.: МАКС Пресс. 2012. 340 с.
- Жданов МС Теория обратных задач и регуляризации в геофизики. Научный мир, Москва, 2007. 712 с.
- Лаврентьев ММ, Романов ВГ, Шишатский СП Некорректные задачи математической физики и анализа. М.: Наука, 1980. 286 с.
- Спичак ВВ, Попова ИВ Применение нейросетевого подхода для реконструкции параметров трехмерной геоэлектрической структуры // Изв. РАН, Сер. Физика Земли, 1998. №1. С. 39–45
- Страхов ВН Об интегральных и функциональных уравнениях некоторых обратных задач теории логарифмического потенциала и их значения для интерпретации гравитационных и магнитных аномалий // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1976. №3. С. 54–66
- Тихонов АН, Арсенин ВЯ Методы решения некорректных задач. М.: Наука, 1979. 288 с.
- Хайкин С. Нейронные сети. Полный курс. Изд.: Вильямс, 2006. 1104 с.
- Шимелевич МИ, Оборнев ЕА Аппроксимационный метод решения обратной задачи МТЗ с использованием нейронных сетей // Физика Земли, 2009. № 12. С. 22–38
- Шимелевич МИ, Оборнев ЕА, Оборнев ИЕ, Родионов ЕА Алгоритм решения обратной задачи геоэлектрики на основе нейросетевой аппроксимации // Сиб. журн. вычисл. матем., 2018. 21:4. С. 451–468; Num. Anal. Appl., 2018. 11:4. P. 359–371
- Шимелевич МИ, Оборнев ЕА, Оборнев ИЕ, Родионов ЕА Аппроксимационный нейросетевой метод решения многомерных нелинейных обратных задач геофизики // Физика земли, 2017. №4. С. 100–109
- Шимелевич МИ, Оборнев ЕА, Оборнев ИЕ, Родионов ЕА Модифицированный нейросетевой метод решения обратной задачи МТЗ // Изв. вузов, Геология и разведка, 2013. №3. С. 46–52

## Global EM induction studies of deep Earth from ground and space. Progress status

A. Kuvshinov

Institute of Geophysics, ETH Zurich, Switzerland, kuvshinov@erdw.ethz.ch

### SUMMARY

In the last decade, global electromagnetic (EM) induction studies of the Earth have found a new breath, particularly due to a growth in the amount and variety of data available, especially from recent geomagnetic satellite missions, like CHAMP and *Swarm*. The increased interest in such studies is also due to the development of new approaches for analyzing long-period (LP) EM data, including joint inversion of the signals of different (tidal, ionospheric, and magnetospheric) origins. Such interest has also resulted from the significant methodological progress made during the last few years that enabled accurate and efficient modelling of the LP EM responses in spherical Earth models with a three-dimensional distribution of electrical conductivity. In this abstract the current state of global EM induction studies is overviewed and possible directions for future work are outlined.

**Ключевые слова:** global EM induction, satellite and ground-based data, electrical conductivity of deep Earth

### INTRODUCTION

Understanding 3-D physical properties of the Earth's mantle on a global scale is outstanding problem of modern geophysics. There exist only two direct methods that can deliver depth-dependent information about the structure of the Earth's mantle: seismic and electromagnetic (EM) sounding methods. Global seismic tomography provides today a variety of three-dimensional (3-D) velocity models that can be interpreted in terms of cratonic roots, mantle plumes and slab graveyards. While substantial progress in seismology models has been achieved, the interpretation of the seismic velocity anomalies in terms of thermo-dynamical and compositional parameters is often uncertain especially when it comes to constraints on hydrogen content.

The goal of EM sounding methods is to identify spatial variations of the electrical conductivity in the Earth's interior. Since the conductivity is sensitive to the temperature, chemical composition and hydrogen content, it helps understand the Earth's origin, past evolution and modern dynamics.

In this abstract I will overview EM methods/transfer functions used to probe deep Earth, discuss the recent results, and outline possible directions for future work.

#### Transfer functions used for deep EM sounding and the results based on their analysis

In the following three subsections, I will discuss

TFs coming from the analysis of magnetic field variations – the main data source for the EM probing of the deep Earth.

#### Periods between a few days and a few months

At these periods magnetic field variations mostly originate from the magnetospheric ring current, which is usually described by a first zonal spherical harmonic (SH)  $Y_1^0 = \cos \vartheta$ . In this case, the conductivity can be obtained by inverting *local C-responses* (Banks 1969) that relate local radial and tangential magnetic fields

$$C_1(\bar{r}_a, \omega) = \frac{a}{2} \tan \vartheta \frac{B_r(\bar{r}_a, \omega)}{B_\vartheta(\bar{r}_a, \omega)}, \quad (1)$$

where  $\omega$  is the angular frequency,  $\bar{r}_a = (a, \vartheta, \varphi)$ ,  $a = 6371.2$  km is a mean Earth's radius,  $\vartheta$  and  $\varphi$  are geomagnetic colatitude and longitude, respectively. There are numerous studies (Munch et al, 2018; Zhang et al., 2020; Yuan et al, 2020; among others) that perform site-by-site 1-D inversions of local C-responses estimated at mid-latitude geomagnetic observatories in an attempt to detect lateral variations in mantle conductivity. Moreover, a few semi-global (Utada et al., 2009; Shimizu et al, 2010; Koyama et al, 2014) and global (Kelbert et al, 2009; Semenov and Kuvshinov, 2012; Sun et al, 2015; Li et al., 2020) 3-D mantle conductivity models were published based on the inversion of these responses.

A few comments on the recovered 3-D models are relevant at this point. First, due to their frequency content, local C-responses, and thus models based on them have limited sensitivity in the crust and upper mantle. Second, spatial sparsity and irregularity of observatories' distribution (with high- and low-latitude observatories eliminated) precludes obtaining a truly global 3-D conductivity model of the Earth's deep interior. Note that the usage of solely mid-latitude observatories is dictated by the fact that variations due to large-scale magnetospheric source (ring current) are analysed. This, on the one hand, allows researchers to use local C-response concept, but on the other hand, impedes the usage of polar data where another (ionospheric) source dominates, as well as equatorial data where signal-to-noise ratio in radial magnetic field component is prohibitively low. Third, the family of 3-D models produced to date is yet to reach a consensus. The present discrepancy is mostly due to: (a) inherent strong non-uniqueness of the inverse problem arising from spatial sparsity and irregularity of data distribution and limited period range; b) inconsistency of external (magnetospheric) field model, which ignores the more complex spatial structure of ring current. Indeed, there has long been evidence for a more complex structure and asymmetry of the magnetospheric ring current (cf. Balasis and Egbert, 2006).

To overcome the latter problem, Püthe et al (2015a) introduced arrays of new transfer functions (TFs) that are capable of handling sources of arbitrary complexity. These TFs relate the expansion coefficients describing the source globally with a locally measured vertical magnetic field, hence these TFs are referred to as global-to-local (G2L) TFs. Assuming that the magnetic field (above the Earth,  $r \geq a$ , and below the source) is described as a gradient of the scalar potential, i.e.  $\vec{B} = -\text{grad } V$  and  $V$  is represented via SH expansion

$$V = \sum_{n,m} \left[ \varepsilon_n^m(\omega) \left( \frac{r}{a} \right)^n + t_n^m(\omega) \left( \frac{a}{r} \right)^{n+1} \right] Y_n^m(\vartheta, \varphi), \quad (2)$$

these G2L TFs,  $T_n^m(\bar{r}_a, \omega)$ , are given as

$$Z(\bar{r}_a, \omega) = - \sum_{n,m} \varepsilon_n^m(\omega) T_n^m(\bar{r}_a, \omega). \quad (3)$$

Here  $\sum_{n,m} = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=-n}^n$ ,  $Z = -B_r$ , and  $\varepsilon_n^m$  and  $t_n^m$  are external and induced (due to EM induction in

conducting Earth) coefficients. The determination of these TFs includes two steps: first, time series of external coefficients are determined from observatory data, and, second, TFs are estimated using relation described by equation (3). Munch et al (2020) estimated and inverted G2L TFs at several continental geomagnetic observatories in terms of local 1-D conductivity distributions and revealed lateral variations in mantle water content. Despite continuing efforts, spatial irregularity of observatories with only a few in oceanic regions precludes obtaining the cogent global 3-D model of mantle conductivity of uniform lateral resolution from observatory data. In contrast to ground-based data, satellite-borne measurements provide better spatio-temporal data coverage. With the *Swarm* satellite constellation mission, the possibility of obtaining global images of 3-D mantle heterogeneities, especially in oceanic regions, comes into reach. Bearing this in mind, mapping 3-D electrical conductivity of the Earth's mantle has been identified as one of the main scientific objectives of *Swarm*. The challenge here is that one cannot use – because satellites move in space – local or/and global-to-local transfer functions concepts described above. As part of the *Swarm* mission preparation, Püthe and Kuvshinov (2014) have developed a formalism that allows us to interpret the satellite magnetic data in terms of 3-D mantle conductivity distribution. It relies on an estimation and 3-D inversion of *matrix Q-responses* that relate external and induced coefficients

$$t_k^l(\omega) = \sum_{n,m} Q_{kn}^{lm}(\omega) \varepsilon_n^m(\omega). \quad (4)$$

Matrix Q-responses are global TFs, meaning that they do not depend on  $\bar{r}$ . We also note that if the Earth's conductivity model is assumed to be 1-D, equation (4) degenerates to

$$t_n^m(\omega) = Q_n(\omega) \varepsilon_n^m(\omega). \quad (5)$$

Taking in account that dominant term in the spatial representation of the signals of magnetospheric origin is  $Y_1^0$ , the best resolvable response is  $Q_1$ , which can be further converted into *global C-response* as (cf. Kuvshinov et al, 2021, Appendix A)

$$C_1(a, \omega) = \frac{a}{2} \frac{1 - 2Q_1(\omega)}{1 + Q_1(\omega)}. \quad (6)$$

Püthe et al (2015b) estimated global C-responses from satellite and observatory data and obtained

from them a global 1-D conductivity profile, which, however, poorly constrains conductivity in the crust and upper mantle (depths: 0 – 400 km). Grayver et al (2017) performed joint 1-D inversion of global C-responses and tidal signals and showed that joint inversion allows one to constrain conductivity in the whole depth column (0–1500 km).

Kuvshinov et al (2021) implemented matrix Q-responses concept to obtain global 3-D conductivity distribution in the mid mantle (depths: 400 – 1200 km) using as an input time series of external and induced SH coefficients of magnetospheric origin estimated from 6 years of *Swarm*, *Cryosat-2* and observatory data. Time series of external and induced coefficients are estimated up to degrees 2 and 3, respectively, implying one can obtain only a low-resolution 3-D conductivity model.

### Periods between four hours and one day

Tighter constraints on the electrical structure in the upper mantle (depths down to 400 km) would require considering magnetic field variations in a period range between a few hours and one day. At these periods the dominating source of the magnetic field variations is an ionospheric current system (Yamazaki and Maute 2017), which has a much more complex spatio-temporal structure than the magnetospheric ring current. Despite this, several studies analysed daily magnetic variations and utilized a variant of local C-response concept, which represents the source by using a single SH (cf. Simpson et al., 2000). However, presently there exists a consensus that the description of the ionospheric source by a single SH is too simplistic. Alternatively, local C-responses can be estimated without prior assumptions about the source geometry (cf. Olsen, 1998). Such estimation requires local tangential gradients of the tangential magnetic field. Since direct measurement of the gradients is extremely challenging in practice, they are commonly computed with the use of tangential magnetic field measured at an array of observation sites located nearby. The prerequisite for the successful implementation of this approach is a relatively dense regional grid of observations in the region of interest. This significantly limits its wide practical adoption.

To overcome the discussed difficulties, Koch and Kuvshinov (2013) explored the approach proposed by Fainberg et al. (1990) for analysing daily magnetic variations. Rather than working with the responses, they work with field spectra directly. Despite promising results (Koch and Kuvshinov 2015), the analysis of spectra has one significant shortcoming: it requires an actual description of the

source. In practice, however, one determines the source with an inevitable error, and this injects an undesired and uncontrolled uncertainty into the recovered conductivity models.

As was discussed earlier, Püthe et al (2015a) introduced a new type of transfer functions (TFs) that relate expansion coefficients describing the source globally with a locally measured vertical magnetic field. With the new TFs, one avoids complications of finding the actual description of the source. The approach only requires to specify a set of basis functions (in this work SH) which adequately describes the source geometry. Additionally, this approach enables us to estimate the statistical uncertainties of the TFs. Guzavina et al (2019) discussed the applicability of this approach to the solar quiet (Sq) variations, estimated Sq G2L TFs at a global net of observatories, and inverted estimated TFs at a few locations around the world in terms of 1-D mantle conductivity. Zehnhausern et al (2021) explore an alternative parametrization of the ionospheric source based on a principal component analysis (PCA) of the Fourier transformed output from the physics-based Thermosphere Ionosphere Electroynamics General Circulation Model (TIE-GCM; Qian et al., 2014).

### Periods between a few minutes and 3 hours

The structures at depths 0 – 200 km can be imaged using magnetic field variations with periods shorter than 3 hours. The source of these variations is approximated by a vertically incident plane wave. The plane wave assumption allows one to relate the vertical component with the horizontal components via magnetic MT responses - tippers (Berdichevsky and Dmitriev, 2008)

$$B_z = T_{zx} B_x + T_{zy} B_y, \quad (7)$$

where all quantities depend on frequency and location. Because of the plane-wave excitation, vertical component, and thus tippers, are nonzero only above non-1-D conductivity structures. Wang et al (2014) performed the first 3-D inversion of tippers using AWAGS data (Chamalaun & Barton, 1993) to image the conductivity beneath the whole Australia. Morschhauser et al (2019) carried out quasi 1-D inversion of tippers to constrain the conductivity beneath two island observatories: TDC and GAN. Here the term “quasi” is used to stress the fact that during 1-D inversion the 3-D forward modeling operator is exploited to account for the ocean induction effect (cf. Parkinson and Jones, 1979).

## OUTLOOK

### Alternative approaches to estimate time series of inducing and induced coefficients

As shown by Kuvshinov et al (2021) many elements of the Q-matrix are poorly resolved. The most probable reason for this is an imperfect estimation of the inducing and induced coefficients. Note again that the induced coefficients are responsible for 3-D conductivity effects, and one 3-D effect that strongly influences the results but cannot be properly addressed by the Gauss method is the so-called ocean induction effect (Kuvshinov, 2008). Recall that the Gauss method is based on a simultaneous analysis of radial and horizontal magnetic field components. Given deficient spatio-temporal distribution of observatory and *Swarm* data, with Gauss method one is able to recover only low SH coefficients both in the inducing and induced parts. But induced radial magnetic field requires higher SH degrees for its proper description, since this component is strongly affected by the (localized) ocean effect.

There exists an alternative approach to isolate the inducing part of the signals from the induced part. It exploits the precomputed EM fields/responses induced by “elementary” extraneous currents in an a priori model of known conductivity; commonly this model includes oceans and continents of laterally variable conductance underlain by a layered (1-D) medium. This approach has been routinely used for the last two decades to retrieve the inducing part of the signals *in the frequency domain*. In particular, the concept was used in analyses of ground based (cf. Kuvshinov et al., 2007) and satellite (cf. Sabaka et al., 2015) magnetic data of ionospheric origin (assumed to be mostly periodic). It was also used for analysis of aperiodic ground-based data of magnetospheric origin (cf. Honkonen et al., 2018). Note that the latter studies aimed to explore the spatio-temporal evolution of the induced EM field, and time-domain results in these studies were obtained by converting the frequency-domain results into the time domain by means of a Fourier transform (FT).

Working with satellite data we are interested in isolating inducing (external) and induced parts of (aperiodic) signals of magnetospheric origin. This prompts a two-step procedure for retrieving time series of the corresponding SH coefficients. The procedure is based on the fact that the magnetic tangential components are much less influenced by 3-D effects compared to the radial component (Kuvshinov, 2008). Thereby, by analysing the tangential magnetic components and assuming an a priori Earth’s conductivity model, one determines time series of inducing coefficients. Note, that to account for time-domain induction effects in satellite

data the FT approach hardly works, since satellites move in space. But retrieving the inducing coefficients can be done directly in the time domain using a concept of impulse responses (Svetov, 1991). With the retrieved time series of inducing SH coefficients, one determines in a second step the induced coefficients by analysing the magnetic radial component only. An implementation of this two-step approach is discussed in Grayver et al (2021).

### Exploiting data from non-dedicated satellite missions

In the context of 3-D EM induction studies we strive for a precise and detailed description of the spatiotemporal structure of inducing and induced signals. From this perspective, the ideal geomagnetic satellite mission would consist of a large number of low Earth orbiting (LEO) satellites (in polar, circular orbits) uniformly separated in local time (that is, in longitude). This configuration allows for detecting both latitudinal and longitudinal variability of the signals. The more satellites, the higher the resolution of the recovered inducing and induced signals, both in time and space. The existing *Swarm* constellation mission comprises two satellites with varying local time separation between zero and six hours, thus limiting detection of longitudinal variability of the signals. Olsen et al. (2020) and Stolle et al. (2020) used data collected by the CryoSat-2 and GRACE-FO satellites, and demonstrated that platform magnetometers do provide valuable geomagnetic field measurements, given that vector magnetic field can be properly calibrated. These platform magnetometers are present onboard many LEO satellites, as a part of their attitude control system. In (Kuvshinov et al., 2021) authors used calibrated CryoSat-2 data in addition to *Swarm* and observatory data, and observed that these data indeed improve the recovery of the aforementioned signals. However, improvement by adding data from one single satellite is limited. Obviously, more data from LEO satellites in orbits with different local times are necessary for a substantial improvement; for instance, usage of duly calibrated data from satellites like the Iridium-Next and Spire constellation could be promising.

Another opportunity are dedicated satellite constellations with low-inclined satellites (Hulot et al., 2021) which will enable researchers to better characterize the complex spatio-temporal nature of the ionospheric and magnetospheric signals.

### Multi-response, multi-source and multi-resolution global 3-D imaging

Most of the results discussed above rely on an analysis of magnetic field variations in each period range separately. Joint analysis of variations in a period range as wide as practicable would provide an opportunity for imaging the 3-D conductivity structures of the Earth throughout its full depth range – from the crust down to the lower mantle. However, this is a challenging task, because it requires combining transfer functions from sources of different morphology, specifically, matrix Q-responses, G2L TFs and tippers. The latter two (local) responses are estimated from ground-based data, whereas the (global) matrix Q-responses are estimated from satellite (and observatory) data. As discussed above, the satellite-based matrix Q-responses allow for a global 3-D imaging of mid-mantle conductivity but at rather low (continental-scale) lateral resolution. Ground-based data allow for higher resolution 3-D imaging of the Earth's mantle in regions with a dense net of continuous observations (like in Europe and China), or temporary long-term (like in Australia, AWAGS) observations. However, bearing in mind an overall very irregular spatial distribution of the ground-based magnetic sites (with substantial gaps in oceanic regions), a proper determination of a global 3-D mantle conductivity model of (uniform) high-resolution is hardly feasible. The above considerations suggest a multi-resolution approach to global 3-D imaging. Specifically, at a first step a low-resolution baseline global 3-D conductivity model at mid-mantle depths is obtained by inverting matrix Q-responses. Wherever possible, large scale regional 3-D conductivity models in the full depth range are obtained by joint inversion of tippers and global-to-local transfer functions. As for oceanic regions, one can decipher local one-dimensional (1-D) conductivity profiles beneath island observatories. The final step of the discussed approach is a compilation of the retrieved global, regional and local models in a global multi-resolution model, for instance, as done by (Alekseev et al., 2015).

So far, we discussed the works utilizing magnetic field data, and confined to onshore observations as ground-based data. However, as discussed earlier, there is an overall deficiency of geomagnetic data in oceanic regions. Data from sea-bottom long-term (with measurement period from a few months to a few years), large-scale MT surveys (Baba et al., 2017; Suetsugu et al., 2012, among others) can fill, at least partly, this spatial gap. A rather exhaustive summary of available sea-bottom MT data sets is presented in (Guzavina, 2020). From these data

one can estimate and invert both MT responses (impedances and tippers) and “daily band” global-to-local TFs. It is noteworthy that with sea-bottom long-term MT data it is possible to estimate not only “vertical magnetic” global-to-local TFs, but also TFs relating SH expansion coefficients with local horizontal electric and magnetic fields (Guzavina, 2020).

Besides, sea-bottom MT data generally comprise detectable tidal signals which also can be used for constraining conductivity distribution in the lithosphere and upper mantle beneath oceans (Zhang et al., 2019).

In addition, one can expand the database for EM sounding of the deep Earth with long-period MT data from a few continental-scale MT projects, such as EarthScope, AusLAMP and SinoProbe.

Note that MT data interpretation is routinely done by assuming Earth is flat, which may become unjustified for large-scale MT surveys. Grayver et al (2019) presented a methodology for calculating the MT impedance tensor in spherical Earth with a 3-D conductivity distribution; the authors show how the MT impedances in spherical coordinates can be modeled using three polarizations of a uniform external magnetic field.

As for modelling in spherical geometry magnetic MT responses – tippers, one needs another type of excitation because the uniform external magnetic field of any polarization contains a non-zero radial component. Kruglyakov and Kuvshinov (2021) elaborated a source model, which leads to valid tippers on a whole sphere or a part thereof. This opens an avenue for obtaining global/semi-global 3-D conductivity models at depths < 200 km. It is important to stress that in contrast to local C-responses or/and G2L TFs, tippers can be estimated in equatorial regions. Moreover, to obtain reliable estimates for tippers one can use data with rather short (a few weeks or so) measurement periods. This enables exploiting not only observatory data but an immense amount of magnetic data from numerous projects around the globe (Shimizu & Utada 1999; Gjerloev 2012; Denardini et al. 2018, among others).

Finally, multi-year observations of electric field (Fujii et al., 2015; Wang et al., 2020, among others) is another promising source of data to probe deep structures of the Earth.

### ACKNOWLEDGEMENTS

This work has been supported in the framework of Swarm DISC activities, funded by ESA contract no. 4000109587, with support from EO Science for Society.

## REFERENCES

- Alekseev D., A. Kuvshinov, N. Palshin, 2015 Compilation of 3-D global conductivity model of the Earth for space weather applications, *Earth Planets Space*, **67**,108–118
- Baba K, Chen J, Sommer M, Utada H, Geissler WH, Jokat W, Jegen M, 2017 Marine magnetotellurics imaged no distinct plume beneath the Tristan da Cunha hotspot in the southern Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, **716**:52–63
- Balasis, G. and Egbert, G., 2006 Empirical orthogonal function analysis of magnetic observatory data: Further evidence for non-axisymmetric magnetospheric sources for satellite induction studies. *Geophys Res Lett*, doi:10.1029/2006GL025721
- Banks, R., 1969 Geomagnetic variations and the electrical conductivity of the upper mantle, *Geophys. J. Int.*, **17**, 457–487
- Berdichevsky M. and Dmitriev VI, 2008 *Models and methods of magnetotellurics*. Springer, Berlin
- Chamalaun, F. & Barton, C., 1993 Electromagnetic induction in the Australian crust: results from the Australia-Wide Array of Geomagnetic Stations, *Explor. Geophys.*, **24**, 179–186
- Denardini, C. M. et al., 2018 The EMBRACE magnetometer network for South America: Network description and its qualification, *Radio Science*, **53**(3), 288–302
- Gjerloev, J.W., 2012 The SuperMAG data processing technique, *J. Geophys. Res.: Space Physics*, **117**(A9).
- Grayver A., F. Munch, A. Kuvshinov, A. Khan, T. Sabaka, L. Toffner-Clausen, 2017 Joint inversion of satellite detected tidal and magnetospheric signals constrains electrical conductivity and water content of the upper mantle and transition zone, *Geophys. Res. Lett.*, **44**, 6074–6081, doi: 10.1002/2017GL073446
- Grayver, A. V., M. van Driel, A. Kuvshinov, 2019 Three-dimensional magnetotelluric modeling in spherical Earth, *Geophys. J. Int.*, **217**, 532–557, doi: 10.1093/gji/ggz030
- Grayver, A., A. Kuvshinov, D. Werthmüller, 2021 Efficient modelling of time-domain 3-D Earth's and planetary induction effects due to ionospheric and magnetospheric sources in ground and satellite observations, *J. Geophys. Res.*, *J Geophys Res*, **126**. doi:10.1029/2020J
- Guzavina M., A. Grayver and A. Kuvshinov, 2019 Probing upper mantle electrical conductivity with daily magnetic variations using global-to-local transfer functions, *Geophys. J. Int.*, **219**, 2125–2147, doi: 10.1093/gji/ggz412
- Guzavina M (2020) Novel approaches for probing upper mantle electrical conductivity using solar quiet variations: Improved data processing and transfer functions, PhD thesis; ETH Zürich
- Fainberg, E., Kuvshinov, A., Mishina, L., Singer, B., 1990 The new approach to global deep soundings. *Pure and Applied Geophysics* **134**, 527–531
- Fujii I, Ookawa T, Nagamachi S, Owada T, 2015 The characteristics of geoelectric fields at Kakioka, Kanoya, and Memambetsu inferred from voltage measurements during 2000 to 2011. *Earth Planets Space* **67**(1):62–79. doi: 10.1093/gji/ggw063
- Honkonen I, Kuvshinov A, Rastätter L, Pulkkinen A, 2018 Predicting global ground geoelectric field with coupled geospace and three-dimensional geomagnetic induction models. *Space Weather*. doi:10.1029/2018S W0018 59
- Hulot G et al, 2020 NanoMagSat, a 16U nanosatellite constellation high precision magnetic project to monitor the Earth's magnetic field and ionospheric environment, *AGU Abstract, D1001-08*
- Kelbert, A., Schultz, A. and Egbert, G., 2009 Global electromagnetic induction constraints on transition-zone water content variations, *Nature*, **460**, 1003–1007.
- Koch, S. and Kuvshinov, A, 2013 Global 3-D EM inversion of Sq variations based on simultaneous source and conductivity determination: concept validation and resolution studies, *Geophys. J. Int.*, **195**(1), 98–116
- Koch S., and A. Kuvshinov A., 2015 3-D EM inversion of ground-based geomagnetic Sq data. Results from the analysis of the Australian array (AWAGS) data. *Geophys. J. Int.*, **200**, 1284–1296
- Koyama T, Khan A. and Kuvshinov A., 2014 Three-dimensional electrical conductivity structure beneath Australia from inversion of geomagnetic observatory data: evidence for lateral variations in transition-zone temperature, water content and melt, *Geophys. J. Int.*, **196**, 1330–1350, doi: 10.1093/gji/ggt455

- Kruglyakov M. and A. Kuvshinov, 2021 Modeling magnetotelluric tippers on a sphere with particular emphasis on ocean induction effect and effect from oceanic sediments. Research Square. doi: 10.21203/rs.3.rs-248453/v1
- Kuvshinov, A., C. Manoj, N. Olsen, and T. Sabaka, 2007 On induction effects of geomagnetic daily variations from equatorial electrojet and solar quiet sources at low and middle latitudes, *J. Geophys. Res.*, 112, B10102, doi:10.1029/2007JB004955
- Kuvshinov, A. 2008 3-D global induction in the oceans and solid Earth: Recent progress in modeling magnetic and electric fields from sources of magnetospheric, ionospheric, and oceanic origin, *Surveys in Geophysics*, doi: 10.1007/s10712-008-9045-z, 1–49
- Kuvshinov A., A. Grayver, L. Toffner-Clausen, N. Olsen, 2021 Mapping 3-D mantle electrical conductivity using 6 years of Swarm, Cryosat and observatory data and exploiting matrix Q-responses approach, *Earth Planets Space*, 73:67. doi: 10.1186/s40623-020-01341-9.
- Li S, Weng A, Zhang Y, Schultz A, Li Y, Tang Y, Zou Z, Zhou Z, 2020 Evidence of Bermuda hot and wet upwelling from novel three-dimensional global mantle electrical conductivity image, *Geochemistry, Geophysics. Geosystems*, 21:6. doi: 10.1029/2020G C009016
- Morschhauser, A, A Grayver, A Kuvshinov, F Samrock and J. Matzka, 2019 Tippers at island geomagnetic observatories constrain electrical conductivity of oceanic lithosphere and upper mantle, *Earth, Planets, Space*, doi: 10.1186/s40623-018-0972-8
- Munch F, A. Grayver, A. Kuvshinov, and A. Khan, 2018 Stochastic inversion of geomagnetic observatory data including rigorous treatment of the ocean induction effect with implications for transition zone water content and thermal structure, *J. Geophys. Res.*, 123, 31–51
- Munch, F, A Grayver, M Guzavina, A Kuvshinov, A Khan, 2020 Joint inversion of daily and long-period transfer functions reveals lateral variations in mantle water content, *Geophys. Res. Lett.*, 47(10). doi:10.1029/2020G L0872 22
- Olsen, N., 1998. The electrical conductivity of the mantle beneath Europe derived from C-responses from 3 to 720 hr, *Geophys. J. Int.*, 133, 298–308
- Olsen N, Albin G, Bouffard J, Parrinello T, Tøffner-Clausen L, 2020. Magnetic observations from CryoSat-2: calibration and processing of satellite platform magnetometer data. *Earth Planets Space* 72:48. doi:10.1186/s40623-020-01171-9
- Parkinson W and Jones, F, 1979 The geomagnetic coast effect. *Rev. Geophys.* 17(8), 1999–2015.
- Püthe C, A Kuvshinov, 2014 Mapping 3-D mantle electrical conductivity from space: a new 3-D inversion scheme based on analysis of matrix Q-responses, *Geophys. J. Int.*, 197, 768–784, doi: 10.1093/gji/ggu027
- Püthe C, A, Kuvshinov, N Olsen, 2015a Handling complex source structures in global EM induction studies: From C-responses to new arrays of transfer functions. *Geophys. J. Int.*, 201, 318–328
- Püthe C, A, Kuvshinov, A Khan, N. Olsen, 2015b, A new model of Earth's radial conductivity structure derived from over 10 years of satellite and observatory magnetic data, *Geophys. J. Int.*, 203, 1864–1872
- Qian L, Burns A, Emery B., Foster B, Lu G, Maute A, Richmond A, Roble R, Solomon S, Wang W, 2014 The NCAR TIE-GCM, AGU, Chap 7, 73–83. doi: 10.1002/9781118704417.
- Sabaka T, Olsen N, Tyler R, Kuvshinov A 2015 CM5, a pre-Swarm comprehensive geomagnetic field model derived from over 12 yr of CHAMP, Ørsted, SAC-C and observatory data. *Geophys J Int* 200,1596–1626
- Semenov A and Kuvshinov A, 2012 Global 3-D imaging of mantle electrical conductivity based on inversion of observatory C-responses – II. Data analysis and results. *Geophys. J. Int.*, 191, 965–992
- Shimizu, H. & Utada, H., 1999 Ocean hemisphere geomagnetic network: its instrumental design and perspective for long-term geomagnetic observations in the Pacific, *Earth Planets Space*, 51, 917–932
- Shimizu, H, Utada, H, Baba, K, Koyama, T, Obayashi, M. and Fukao, Y., 2010. Three-dimensional imaging of electrical conductivity in the mantle transition zone beneath the North Pacific Ocean by a semi-global induction study. *Phys Earth Planet Int*, doi:10.1016/j.pepi

- Simpson, F, Steveling, E & Leven, M., 2000. The effect of the Hawaiian plume on the magnetic daily variation, *Geophys. Res. Lett.*, 27(12), 1775–1778
- Stolle C, Michaelis I, Xiong C, Rother M, Usbeck T, Yamazaki Y, Rauberg J, Styp-Rekowski K, 2020. Observing Earth's magnetic environment with the GRACE-FO mission. *Earth Planets Space* 72:48. doi:10.1186/s40623-020-01274-3
- Suetsugu D et al. 2012 TIARES Project: Tomographic investigation by seafloor array experiment for the Society hotspot. *Earth Planets Space*, 64:4. doi:10.5047/eps.2011.11.002
- Sun, J, Kelbert, A. & Egbert, G.D., 2015 Ionospheric current source modeling and global geomagnetic induction using ground geomagnetic observatory data, *J. geophys. Res.: Solid Earth*, 120(10), 6771–6796
- Svetov BS (1991) Transfer functions of the electromagnetic field (in Russian). *Fizika Zemli* 1:119–128
- Utada, H, Koyama, T, Obayashi, M and Fukao, Y, 2009 A joint interpretation of electromagnetic and seismic tomography models suggests the mantle transition zone below Europe is dry. *Earth Planet. Sci. Lett.* 281, 249–257
- Wang, L, A Hitchman, Y Ogawa, W Siripunvaraporn, M. Ichiki, K. Fujita, 2014. 3-D conductivity model of the Australian continent using observatory and magnetometer array data, *Geophys. J. Int.*, 198, 1143–1158
- Wang H, Egbert G, Yao Y, Cheng J, 2020 Array analysis of magnetic and electric field observatories in China: estimation of magnetotelluric impedances at very long periods. *Geophys J Int* 222(1):305–326. doi: 10.1093/gji/ggaa169
- Yamazaki, Y & Maute, A, 2017 Sq and EEJ – a review on the daily variation of the geomagnetic field caused by ionospheric dynamo currents, *Space Sci. Rev.*, 206, 299–405
- Yuan, Y, M Uyeshima, Q Huang, J Tang, Y Teng, 2020 Continental-scale deep electrical resistivity structure beneath China, *Tectonophysics*, under revision.
- Zenhausem G, Kuvshinov A, Guzavina M, Maute A 2020. Probing Earth's upper mantle with daily magnetic variations. Exploring a physics-based parametrization of the source, *Earth Planets Space*, 73:136. doi:10.1186/s40623-021-01455-8
- Zhang H, Egbert GD, Chave AD, Huang Q, Kelbert A, Erofeeva SY, 2019 Constraints on the resistivity of the oceanic lithosphere and asthenosphere from seafloor ocean tidal electromagnetic measurements. *Geophys J Int* 219(1):464–478. doi: 10.1093/gji/ggz315

## Природа глубинной электропроводности и связь коровых аномалий с месторождениями полезных ископаемых

Е.В. Поспеева

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук (ИНГГ СО РАН), [PospeevaEV@ipgg.sbras.ru](mailto:PospeevaEV@ipgg.sbras.ru)

---

### АННОТАЦИЯ

Рассмотрены результаты изучения методом магнитотеллурического зондирования внутренней структуры литосферы в связи с тектоникой, магматизмом и размещением полезных ископаемых эндогенного генезиса. Показано, что основными элементами глубинной электропроводности Земли являются коровый и мантийный (астеносфера) проводящие слои. Параметры этих слоев (глубина залегания верхней кромки, мощность и удельное сопротивление) напрямую связаны с геотермическим режимом региона, в котором они выделяются. Обсуждаются основные гипотезы формирования корового проводящего слоя и локализованных геоэлектрических неоднородностей с аномальными значениями удельного сопротивления, выявленные в разрезе консолидированной земной коры на различных глубинных уровнях. Приведен анализ результатов магнитотеллурических исследований, выполненных в пределах известных рудных провинций как у нас в стране, так и за ее пределами. Согласно этому анализу, рудные районы, крупные узлы и поля закономерно сопряжены с литосферными геоэлектрическими неоднородностями различного класса и ранга в определенных сочетаниях для различных полезных ископаемых.

**Ключевые слова:** магнитотеллурическое зондирование, литосфера, проводящие слои, геоэлектрические неоднородности, рудные районы

---

### ВВЕДЕНИЕ

Основной задачей наук о Земле является изучение процессов внутреннего развития и формирования отдельных геологических структур, а также причин тектонической активности. Одним из основных путей понимания этих процессов является изучение внутренней структуры литосферы, отражающей результаты и возможные пути развития этих процессов. Проблемы геологической природы геофизической неоднородности литосферы и вытекающие из этого возможности геофизических методов для изучения глубинных процессов, являются актуальными. Региональные исследования имеют как глубоко теоретическое, так и важное практическое значение. С одной стороны они необходимы для развития фундаментальных представлений о строении и эволюции Земли, а с другой, на их основании можно наметить главные направления поисков и разведки месторождений полезных ископаемых эндогенного генезиса. В общем комплексе региональных геолого-геофизических методов одно из ведущих мест занимает метод магнитотеллурического зондирования, как наиболее глубокий среди электроразведочных методов.

Природа проводящих слоев в земной коре и верхней мантии Земли

Опыт работ по магнитотеллурическим и магнитовариационным зондированиям, выполненным как у нас в стране, так и за ее пределами показал, что в земной коре и верхней мантии наблюдается дифференциация электрических свойств и выделяются два слоя повышенной электропроводности. В то время, как ожидалось, что постепенное увеличение температуры с глубиной должно привести к градиентному уменьшению сопротивления. Нижний проводящий слой со значениями удельного сопротивления в первые единицы Ом·м находится в верхней мантии и совпадает со слоем пониженных сейсмических скоростей – астеносферой. Верхний, расположенный в разрезе средней-нижней коры, установлен собственно магнитотеллурическими зондированиями, благодаря его относительно неглубокому залеганию и значительному увеличению электропроводности в его пределах. При объяснении природы проводимости проводящих слоев, как правило, начинают с нижнего, поскольку он отождествляется с астеносферой.

### Мантийный проводящий слой

Существование пластичной (менее вязкой) оболочки Земли – астеносферы, предсказанной Д. Баррелом в 1914 году, было подтверждено в 50-е годы Б. Гутенбергом. Тогда было обнаружено, что на некоторой глубине уже внутри мантии происходит либо замедление, либо снижение скорости прохождения сейсмических волн вопреки росту давления. Объясняется это еще большим нарастанием температуры до 1200–1300 °С, приводящей к частичному плавлению вещества мантии. Кровля и подошва астеносферы являются геотермическими поверхностями. Их положение в разрезе верхней мантии Земли определяется пересечением кривой изменения температуры мантии с кривой изменения температуры солидуса мантийного вещества. Согласно А.Е. Рингвуду (Рингвуд, 1981) в пределах астеносферы происходит частичное – от 1 до 5 % плавление базальтовых легкоплавких составляющих. Базальтовые жидкости заполняют межгранулярные пространства между более тугоплавкими кристаллами перидотита, образующими упругий каркас «ослабленного» слоя. Иными словами, в астеносфере образуется двухфазная система кристалл + расплав. Этим объясняется резкое возрастание в ее пределах электропроводности, фиксируемое магнитотеллурическим зондированием.

Длительное время считалось, что под океанами астеносфера располагается на глубинах 50–60 км, а под континентами – 80–100 км. Широкие всесторонние исследования последних десятилетий показывают более сложную картину распространения астеносферы. Обнаружено, что под рифтами срединно-океанических хребтов она местами находится на глубине 2-3 км от поверхности. Примером может служить Восточно-Тихоокеанское поднятие. В пределах кристаллических щитов астеносфера не обнаруживается на глубинах 200–250 км, а на Канадском – до 400 км. Этот факт породил сомнения в непрерывности ее распространения, т.е. в том, что она может рассматриваться как непрерывная оболочка Земли. Существует мнение, что более корректно говорить не об астеносфере, а о наличии отдельных «астенолинз». Вывод о прерывистости астеносферы имел бы большое негативное значение по отношению к гипотезе тектоники плит и вызывает серьезные сомнения. Причина «кажущегося» отсутствия астеносферы заключается в следующем: 1)

глубине ее залегания свыше 250 км; 2) увеличением в этих структурах ее вязкости против характерной для океанов и орогенов и как следствие – большей трудности обнаружения существующими методами. По мнению Е.В. Артюшкова (Артюшков, 1979) вязкость астеносферы может изменяться в пределах  $10^{16}$ - $10^{19}$  Пуаз, т.е. на три порядка. Близость температуры к температуре солидуса обеспечивает веществу относительно пониженную вязкость, поэтому слой пониженной вязкости будет существовать и между астенолинзами. Вязкость, глубина залегания и мощность астеносферы – это, в основном, функция величины теплового потока. При его средней величине, равной 1.4-1.5 мккал/см<sup>2</sup>, наблюдаются значительные локальные колебания этих величин. Установлена связь между тектонической активностью, интенсивностью теплового потока и степенью выраженности астеносферы. Наиболее активные эндогенные процессы сопровождаются наиболее интенсивным тепловым потоком, наиболее мощной и наименее глубоко залегающей астеносферой, которая в наибольшей степени влияет на распределение скоростных и электрических характеристик (Жарков, 1983). Такая активная астеносфера наблюдается сейчас в рифтовых зонах и областях современного вулканизма. Наиболее спокойные режимы, в особенности режимы кристаллических щитов древних платформ, сопровождаются значительно меньшим тепловым потоком и слабо выраженной астеносферой, либо ее отсутствием.

### Коровый проводящий слой

Впервые проводящий слой в разрезе средней-нижней коры был выделен В.И. Поспеевым в Байкальском регионе в начале 60-х годов прошлого века. И если природа проводимости мантийного проводящего слоя, не вызвала не каких сомнений, то природа проводимости корового слоя, да и сам факт его существования, обсуждались со дня его обнаружения. В настоящее время существуют две основные гипотезы, объясняющие значительное увеличение электропроводности пород консолидированной коры в пределах слоя: – электронно-проводящая, основанная на связи проводящего слоя с графитистыми и сульфидно-графитистыми породами (Семенов, 1970; Семенов и др., 1981; Жамалетдинов, 1996);

– флюидная (водно-метаморфическая), основанная на присутствии флюида, генерирующегося непосредственно в земной коре под воздействием процессов метаморфической дегидратации (Поспеев, 1966; Adam, 1987; Hyndman et al, 1989; Ваньян и др., 1996).

Дискуссии по поводу природы проводимости корового слоя велись бы до сих пор, если бы этим вопросом не заинтересовались петрологии и геохимии. Действительно, графитовые пленки на кристаллах пород могут увеличить их электропроводность на порядок. Такие пленки обнаружены в породах, и они вполне могут быть причиной высокой проводимости земной коры – эта природа проводимости выглядит убедительно и используется многими исследователями. При этом возникает вопрос: могут ли насыщенные графитом породы образовывать региональные слои в земной коре? Ответ на этот вопрос зависит от того, возможно ли формирование в коре таких пленок в большом масштабе, и какова их сохранность в течение длительного времени. Анализ лабораторных исследований (Киссин, 2009) показал:

– возможность образования графитовых пленок зависит от глубины и температурного режима региона. На глубинах, где температура больше температуры кристаллизации пород углекислота (CO<sub>2</sub>) исключается из этого процесса. То есть, породы, кристаллизующиеся на малых глубинах, не могут быть насыщены графитом;

– проводимость породы зависит от размеров зерен. Мелкозернистые породы (зерна меньше 1 см) имеют удельное электрическое сопротивление меньше 100 Ом·м, в то время как крупнозернистые (зерна больше 10 см) имеют сопротивление более 1000 Ом·м. В пластичной нижней коре – крупнозернистая структура среды, поэтому объяснение ее высокой проводимости за счет графита выглядит малообоснованным;

– проводимость графитосодержащих пород резко меняется при изменении P-T-условий, и вряд ли они могут образовывать стабильные зоны с высокой проводимостью в течение длительного времени;

– графит не обладает достаточной подвижностью, чтобы распространяться в процессе диффузии на большие расстояния от первоначального источника. Поэтому для объяснения возможной насыщенности графитом пород всей нижней коры, нужно предположить ее предварительную пропитку флюидами, насыщенными углекислотой (CO<sub>2</sub>)

или оксидом углерода (CO).

В пользу водно-метаморфической гипотезы свидетельствуют следующие факты:

– в большинстве случаев наблюдается совпадение положения электропроводящего слоя и сейсмического волновода в разрезе средней-нижней коры. Последний выделяется в виде зоны пониженных сейсмических скоростей и повышенных поглощений сейсмических волн, а также расслоенности коры – наличием серии отражающих площадок. Связь с флюидами коровых сейсмических волноводов подтверждается результатами многолетних экспериментальных работ, выполненных Е.Б. Лебедевым с соавторами (Лебедев и др., 1989; Lebedev, et al, 1999). Поглощение упругих волн связывают с наличием флюида в трещинах и порах и его реакцией при прохождении упругих волн в среде (Кобранова, 1986; Невский, 1994; Копничев и др., 2003);

– локализация волновода и электропроводящего слоя зависит от геотермических условий, а их кровля в структурах различного возраста находится на глубинах, соответствующих изотермам 350–400 °С;

– установлена хорошая корреляция между глубинами кровли проводящего слоя и волновода с интенсивностью теплового потока, которые уменьшаются по мере его роста.

Сейчас уже не подвергается сомнению тесная связь обоих слоев с флюидами. Температурные условия обеспечивают развитие метаморфических процессов и выделение флюидов в соответствующих горизонтах земной коры. В реальных условиях земной коры, состоящей из разных минералов, в процессе прогрессивного метаморфизма происходит более или менее непрерывное высвобождение воды. При этом непрерывность метаморфической дегидратации в отличие от дегидратации чистых фаз обусловлена минеральными реакциями с участием твердых растворов (Файф и др., 1981). По мнению И.Г. Киссина (Киссин, 2009) такая непрерывная дегидратация является одним из факторов, определяющих длительность существования флюидонасыщенных горизонтов, индикаторами которых служат проводящие слои и волноводы. Их формирование и сохранность происходит при участии процессов самоорганизации, которые создают определенный баланс между уплотнением – разуплотнением пород. Что и является условием длительного сохранения флюидных систем (Киссин, 2009).

Для понимания процессов, формирующих в разрезе консолидированной коры проводящие слои и волноводы, необходимо остановиться на термине «флюид». Насколько это важно, вытекает из цитаты, приведенной в книге «Экспериментальная и техническая петрология» (2000): «Содержание терминов «флюиды», «растворы» и т.д. физико-химически очень неопределенное, хотя для геологов привычное и интуитивно понятное. Как и всегда в таких случаях свободное применение терминов может привести к путанице и, даже существенным ошибкам». Флюид (от лат. «fluidus», т.е. текучий) – термин свободного пользования, обозначающий любые текущие вещества. Согласно А.И. Кудряшову (Кудряшов, 1991) любое природное вещество, поведение которого при деформации может быть описано законами механики жидкости, является флюидом. Поскольку все реальные тела, какими бы твердыми они не казались, под действием тангенциальных напряжений приобретают свойства текучести, особенно при длительных геологических процессах, то в качестве флюида могут выступать не только воздух атмосферы, воды Мирового океана, поверхностные воды суши и т.д., но и пласты глин, солей, гипса, известняка. Поэтому при использовании термина «флюид» необходимо указывать его установленные или предполагаемые свойства и состав. В классической геохимии и петрологии флюид – это прежде всего надкритическая гидротермальная фаза, наиболее важным компонентом которой является вода ( $H_2O$ ) и углекислота ( $CO_2$ ), при подчиненном количестве сероводорода, соединений хлора, фтора, бора, гидроксидов калия, натрия, кальция. По данным В.С. Соболева состав метаморфизирующего порового флюида характеризуется следующим соотношением молекулярных долей:  $H_2O$  – 84;  $CO_2$  – 10;  $H_2S$  – 2;  $HF$  – 2;  $HCl$  – 1,5;  $N_2$  – 0,5. Термин «флюид» был введен именно потому, что это вещество промежуточного состояния между газом и жидкостью и он существует только при температуре выше  $+374$  °С (критическая точка воды). Флюиды в средней и нижней коре по своему химическому составу и физическим свойствам (надкритические флюиды) существенно отличаются от воды, циркулирующей в верхних горизонтах земной коры. Процессы миграции флюидов при высоких термодинамических параметрах протекают иначе, чем в зоне умеренных температур и давлений. Эти процессы в

значительной мере определяются воздействием минеральных преобразований (прежде всего метаморфических реакций), магматических очагов, тектонических деформаций. В глубинных условиях существенная роль в миграции флюидов принадлежит межзерновой проницаемости (Зарайский и др., 1983; Киссин, 2009).

Метаморфогенные водные растворы и надкритические флюиды составляют открытую вверх гидрофизическую систему в земной коре и прилегающей части верхней мантии, которую А.В. Покровский подразделяет на четыре гидрофизические зоны (Покровский, 2006).

В настоящее время коровый проводящий слой рассматривается не как геофизическая аномалия, а как элемент внутренней гидросферы Земли (Дерпгольц, 1963; Киссин, 2009; Зверев, 1982, 2011). Он располагается в пределах третьей высокотемпературной гидрофизической зоны, охватывающей породы от зеленосланцевой до амфиболитовой фации включительно. Таким образом, кровля и подошва корового слоя находятся на глубинах, соответствующих изотермам  $350$ – $400$  °С –  $750$ – $800$  °С. По мере повышения температуры и давления здесь происходят реакции метаморфической дегидратации с высвобождением большей части связанной воды и образованием метаморфогенных растворов и надкритических флюидов, разделенных критической точкой воды (Покровский, 2006; Киссин, 2009). Источниками генерации воды являются также процессы окисления восстановленных мантийных флюидов (Маракушев и др., 1971; Перчук, 2000; Летников, 2000). Скачок электропроводности при процессе метаморфической дегидратации вызван большой подвижностью или диффузией гидроксидов  $OH^-$  и некоторых катионов из кристаллической решетки минералов (Бондаренко, 1974). Таким образом, как и в астеносфере в коровом проводящем слое образуется двухфазная система «кристалл + раствор».

Суммируя имеющиеся данные, характеризующие сейсмические волноводы и электропроводящие слои, можно сделать вывод, что основная масса приуроченных к ним флюидов генерировалась непосредственно в пределах земной коры под действием процессов метаморфической дегидратации.

### **Литосферные геоэлектрические неоднородности и их связь с месторождениями полезных ископаемых эндогенного генезиса**

Мантийный и коровый проводящие слои не исчерпывают всего многообразия ситуаций, наблюдаемых в условиях консолидированной коры и верхней мантии. В регионах, достаточно плотно изученных магнитотеллурическим зондированием, выявлены геоэлектрические неоднородности, которые размещаются в литосфере на различных глубинных уровнях, имеют различную форму и удельное сопротивление. По проводимости литосферные неоднородности можно разделить на два класса: проводящие и непроводящие, а по площади, заключенной в их контурах на ранги - региональные ( $30-100 \cdot 10^3 \text{ км}^2$ ); I ( $5-30 \cdot 10^3 \text{ км}^2$ ), II ( $0.5-3 \cdot 10^3 \text{ км}^2$ ), III (единицы и десятки  $\text{км}^2$ ) порядков. Образование неоднородностей связано с процессами перераспределения вещества в эпохи предшествующих фаз активизации. Анализ петрофизических данных показал, что наиболее вероятным источником аномалий высокого сопротивления являются продукты кристаллизации магматических расплавов. В пределах проводящих неоднородностей породы насыщены минералами-проводниками с хорошими электрическими связями, привнос которых осуществлялся по ряду тектонически ослабленных зон и дизъюнктивным нарушениям. Причины, приводящие к существованию в литосфере Земли неоднородностей, фиксируемых геофизическими методами весьма разнообразны. К ним можно отнести различия в вещественном составе и физических свойствах различных структурно-петрофизических комплексов тектоносферы, возникающих в ходе эволюции, а также сформировавшихся в результате последующих термодинамических воздействий. Неоднородности могут быть связаны с изменением физических свойств отдельных участков тектоносферы вследствие воздействия на них или протекания в них процессов сейсмических напряжений, поступлением флюидов и рудных компонентов. Процессы, предшествующие, сопровождающиеся или являющиеся следствием становления и развития эндогенной рудной системы могут фиксироваться электромагнитными зондированиями и проявляться в геоэлектрическом разрезе в виде геоэлектрических неоднородностей. Таким образом, дифференциация земных недр по

электропроводности и связь эндогенного оруденения с определенным сочетанием литосферных геоэлектрических неоднородностей составляет основу для осуществления структурного контроля оруденения электромагнитными методами. Эндогенные рудогенерирующие системы построены по единой схеме, включающей три уровня (Виноградов, 1987):

- зону генерации или глубинный источник мобильной фазы (магм или флюидов) с растворенными в ней рудными компонентами;
- транспортную зону или дренажную сеть, выводящую мобильную фазу в верхние горизонты земной коры;
- зону консолидации, где мобильная фаза кристаллизуется (в случае магматических расплавов) или сбрасывает рудную нагрузку и рассеивается (в случае флюидных потоков). Исходя из этого можно предположить, что проводящие зоны могут представлять собой транспортную зону магматических расплавов в верхние горизонты земной коры и связаны с верхним уровнем эндогенной рудообразующей системы. Многочисленные данные о строении рудных районов свидетельствуют об их очаговой природе, причем в большинстве случаев под ними устанавливаются очаги разуплотнения (в верхней мантии и земной коре), а также пологие зоны волноводов. Все это позволяет рассматривать рудные районы как многоэтажные очаговые постройки, отличающиеся повышенной проницаемостью. Рассматривая проводящие неоднородности, выявленные во многих регионах как у нас в стране, так и за ее пределами, можно отметить, что они имеют определенную рудную специализацию. Характерным примером являются металлогенические провинции Восточной Сибири. Здесь в контурах Бодайбинской аномалии электропроводности располагаются рудные районы и узлы Саяно-Байкальской металлогенической провинции, проводящие зоны Якутии сопряжены с полями и кустами кимберлитовых трубок, Ангаро-Тунгусская аномалия электропроводности с Ангаро-Илимской железорудной провинцией. Подобная ситуация отмечается практически во всех рудных районах мира. Так, например, в контурах проводящих неоднородностей располагаются известные месторождения и рудопроявления Ларамийского Чилийского медного и Боливийского вольфрамо-оловянного поясов, золоторудные месторождения Украинского щита и Донбасса, группа эндогенных месторождений Аргентины.

Таким образом, анализ закономерностей размещения полезных ископаемых в основных рудных провинциях показал, что провинции, районы, крупные узлы и поля месторождений эндогенного генезиса закономерно сопряжены с геоэлектрическими неоднородностями различного класса и ранга в определенных сочетаниях для различных полезных ископаемых. При этом эти соотношения сохраняются в масштабах металлогенических провинций, металлогенических зон, рудных районов и отдельных крупных рудных узлов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Артюшков ЕВ, 1979 Геодинамика. М: Наука
- Бондаренко АЕ, 1974 Влияние процессов дегидратации на электропроводность горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. Тезисы конференции «Физические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах». Тбилиси, с 110–112
- Ваньян ЛЛ, Хайндман РД, 1996 О природе электропроводности консолидированной коры. Физика Земли, №4, с 5–11
- Виноградов АН, 1987 Эволюция металлогенической специализации и зональности Кольско-Беломорской системы. В книге: Бельков И.В. (ред.) Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита. Л: Наука, с 78–94
- Дерпгольц ВФ, 1963 Принципы укрупненной естественной классификации природных вод Земли. Советская геология, №5, с 7–18
- Жамалетдинов АА, 1996 Графит в земной коре и аномалии электропроводности. Физика Земли, №4, с 12–29
- Жарков ВН, 1983 Внутренне строение Земли и планет. М: Наука
- Зарайский ГП, Балашов ВН, 1983 Механизм транспорта гидротермальных растворов. Геологический журнал, №2, с 235–239
- Зверев ВП, 1982 Роль подземных вод в миграции химических элементов. М: Недра
- Зверев ВП, 2011 Подземная гидросфера. Проблемы фундаментальной гидрогеологии. М: Научный мир
- Киссин ИГ, 2009 Флюиды в земной коре геофизические и тектонические аспекты. М: Наука
- Кобранова ВН, 1986 Петрофизика. М: Недра
- Копничев ЮФ, Соколова ИН, 2000 Пространственно-временные вариации поглощения S-волн в очаговых зонах сильных землетрясений. Физика Земли, №7, с 35–47
- Кудряшов ЛИ, 1991 Флюидогеодинамика. Свердловск: УрО АН СССР
- Лебедев ЕБ, Кадик АА, Зебрин СР, Дорфман АМ, 1989 Экспериментальное изучение влияния воды на скорости упругих волн глубинных пород. Доклады АСССР, т 309, № 5, с 1090–1093
- Летников ФА, 2000 Глубинные флюиды Земли. В книге: Бялко А.В. (ред.) Грани творчества на грани веков. М: Научный мир, с 333–340
- Маракушев АА, Перчук ЛП, 1971 Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. Тезисы международного геохимического конгресса «Международная ассоциация геохимии и космохимии». Москва: АН СССР, с 513–514
- Невский МВ, Фомин ОС, Ризниченко ОЮ, 1994 Затухание Р-волн в земной коре и деформационный процесс. В книге: Николаев А.В. (ред.) Динамические процессы в геофизической среде. М: Наука, с 185–209
- Перчук ЛП, 2000 Флюиды в земной коре и верхней мантии Земли. Вестник Московского университета, серия 4 Геология, №4, с 25–39
- Покровский АВ, 2006 Об эндогенной составляющей круговорота воды на Земле. Вестник Балтийского федерального университета, №7, с 46–56
- Поспеев ВИ, 1966 Методы и результаты региональных электроразведочных работ в Иркутском амфитеатре. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Иркутск: Институт Земной коры

- Рингвуд АЕ, 1981 Состав и петрология мантии Земли. М: Мир
- Семенов АС, 1970 Природа электрической проводимости кристаллического фундамента. Вестник ЛГУ, №12, с 19–26
- Семенов АС, Жамалетдинов АА, 1981 Глубинные электрические зондирования. Вестник ЛГУ, Серия Геология и География, в 3, №18, с 5–11.
- Файф У, Прайс Н, Томпсон А, 1981 Флюиды в земной коре. М: Мир
- Adam A, 1987 Are the two types of conductivity anomaly (CA) caused by fluid in the crust? Phys. Earth and Planet, Inter, pp 209–215
- Hyndman RD, Shearer PM, 1989 Water in the low continental crust: Modeling magnetotelluric and seismic reflection results. Geophysics J. Inter, v 98, pp 343–365
- Lebedev EB, Kern H, 1999 The effect of hydration and dehydration reactions on wave velocities in basalts. Tectonophysics, v 308, pp 331–340

## Современные методы аэроэлектроразведки

Е.В. Мойланен  
ИПУ РАН, moilanen@mail.ru

### АННОТАЦИЯ

Подробно описаны особенности аэроэлектроразведочных методов. Приведена классификация аэроэлектроразведочных систем. Рассмотрены современные активные системы с частотным, импульсным и комбинированным возбуждением сигнала, а также пассивные системы. Показаны особенности, с которыми сталкиваются при разработке и эксплуатации аэроэлектроразведочных систем. Обсуждаются особенности обработки измеряемых на борту летательного аппарата сигналов, способы повышения чувствительности, мобильности, надежности систем. Приводятся результаты съемок. Показано, какие задачи аэроэлектроразведка на сегодня успешно решает.

**Ключевые слова:** аэроэлектроразведка, МПП, frequency domain, time-domain

### ВВЕДЕНИЕ

Первая аэроэлектроразведочная система возникла в середине прошлого столетия (рисунок 1). За последующие годы было разработано огромное количество аэроэлектроразведочных комплексов, которые устанавливаются на фюзеляже или внешней подвеске летательного аппарата (Fountain, 1998; Sorensen et al., 2013; Kaufman et al., 2014; Smith, 2014; Legault, 2015; Sorensen, 2018).



**Рисунок 1.** Частотная система INCO во время съемки, 1950 г.

Системы классифицируются на активные, которые включают в себя передатчик и приемник, и пассивные, включающие только приемник (рисунок 15). Вне зависимости от типа, все аэроэлектроразведочные системы измеряют переменную составляющую электромагнитного поля. Наибольшее распространение получили индукционные

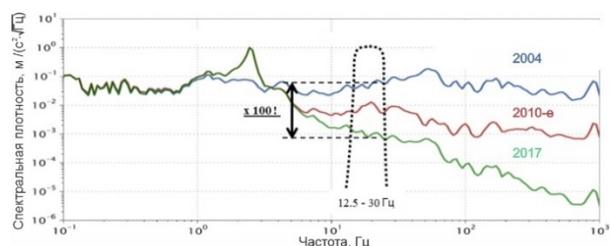
датчики, измеряющие компоненты вектора переменного электромагнитного поля.

За последнее десятилетие уровень шумов измерителя значительно снизился (рисунок 2).

### Пассивная аэроэлектроразведка

Пассивные электроразведочные системы измеряют гармонические составляющие компонент вектора переменного магнитного поля Земли и, в некоторых случаях, компоненты вектора переменного электрического поля. Источники электромагнитного поля могут быть как естественного происхождения: близкие или удаленные грозы, возмущения в ионосфере, вызванные солнечным излучением и т. п., так и техногенные – поле низкочастотных радиопередатчиков, применяемых для связи с морскими судами, в том числе подводными, на больших расстояниях (Palacky and West, 2008) (СДВР – сверхдлинноволновые радиостанции).

Пассивные системы с естественными источниками работают на достаточно низких частотах и имеют наибольшую глубинность исследований (рисунок 3) (Lo and Kuzmin, 2008).



**Рисунок 2.** Спектральная плотность измерений шумов текущего и предыдущих поколений приемников (Sorensen, 2018).

Между активной и пассивной аэроэлектроразведкой находятся системы, источники возбуждения для которых специально располагаются на земле: аэроэлектроразведка методом длинного кабеля (БДК), методом незаземленной петли (НП) и методом заряда (Человечков и др., 2012).



**Рисунок 3.** Пассивная система AirMT (Prikhodko et al., 2020).

### Активная аэроэлектроразведка

В активной аэроэлектроразведке для создания зондирующего поля принято пользоваться либо непрерывным гармоническим, либо импульсным методом возбуждения. В первом случае сигнал представляет собой суперпозицию нескольких синусоидальных колебаний с фиксированными частотами, во втором – регулярную последовательность импульсов с паузой между ними. Соответственно принципы интерпретации сигналов, а вместе с ними и сами системы, разделяются на метод дипольного индукционного профилирования в аэроварианте, в англоязычной терминологии «Frequency- Domain» (FD) – частотные системы (рисунок 4) и метод переходных процессов в аэроварианте, «Time-Domain» (TD) – временные системы (рисунок 5).



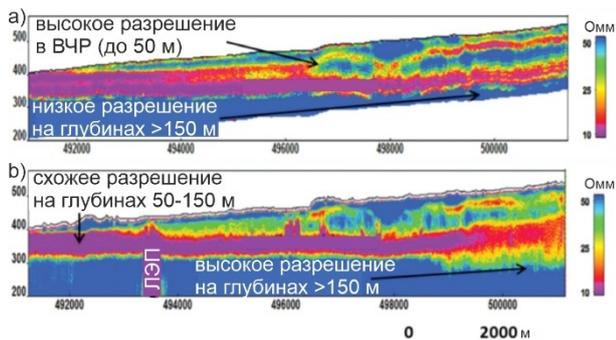
**Рисунок 4.** Частотная система с жестким креплением передатчика относительно приемника Texas Gulf Sulphur, 1964 г.

В классической парадигме «Time-Domain» систем сигнал отклика следует за спадающим фронтом зондирующего импульса. Приемник непосредственно измеряет переходную характеристику геоэлектрического разреза при полном отсутствии влияния первичного поля. Отклики от объектов различной проводимости разделяются по скорости спада напряжения на клеммах выводов приемных рамок. Кажущаяся простота интерпретации для «Time-Domain» систем и предопределила их популярность.



**Рисунок 5.** Активная система, реализующая аэрометод переходных процессов АМПП-2, 1970-е.

Мощные временные системы эффективно работают на обнаружение хорошего проводника в относительном изоляторе на больших глубинах даже в присутствии проводящего перекрывающего слоя (Kaufman, 1989). Верхняя часть разреза (ВЧР) в таком случае остается слабоизученной (рисунок 6).



**Рисунок 6.** Псевдоразрезы кажущихся сопротивлений, построенные для (а) частотной системы и (б) временной системы, иллюстрирующие преимущества и недостатки каждого метода (Chen et al., 2014).

Частотные системы позволяют определять удельные сопротивления в значительно более широком диапазоне, чем time-domain данные (Hodges, 2013) (рисунки 7, 8), что обеспечивается расширением частотного диапазона в сигнале возбуждения в область высоких частот. Благодаря этому можно выявить неоднородности в высокоомных областях и в приповерхностных слоях. Как следствие, при поисках слабо проводящих объектов гораздо эффективнее оказываются существенно менее мощные, но более высокочастотные «Frequency-Domain» системы.



**Рисунок 7.** Частотная система с жестким креплением передатчика относительно приемника DIGHEM.

Вследствие того, что приемно-усилительная электроника любой временной аэроэлектроразведочной системы обладает ограниченным частотным диапазоном, спектр реально измеренного сигнала представлен дискретным набором гармоник базовой частоты возбуждения. Определив классическим «Frequency-Domain» способом

амплитуды и фазы соответствующих гармоник, и применив к полученному набору обратное преобразование Фурье, получаем тот самый измеренный сигнал со всеми его искажениями. На возможность такой частотной обработки и интерпретации указывали авторы Becker et al. (1990), когда оценивали преимущества системы COTRAN.



**Рисунок 8.** Частотная система с нежестким креплением передатчика относительно приемника EM-4H во время съемки, 2014 г. В устройстве системы были применены совершенно революционные для того времени идеи. Двухкомпонентный (XZ) приемник регистрировал сигнал отклика не только во время паузы, но и во время действия возбуждающего импульса.

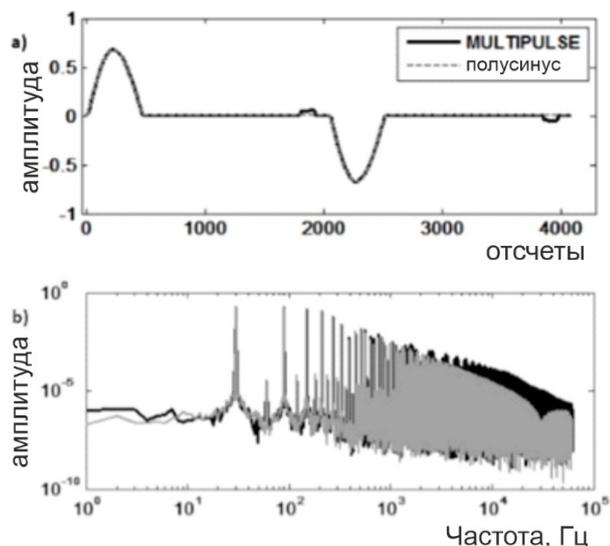
### Комбинированные системы

Для изучения верхней части разреза одновременно с традиционным TD на данный момент предложены два решения:

- наряду с длинным и мощным основным импульсом добавляется короткий малоамплитудный дополнительный импульс (SkyTEM, MultiPulse) (рисунки 9, 10);
- наряду с длинным и мощным основным импульсом добавляются высокочастотные сигналы (ЭКВАТОР) (рисунки 11, 12).



**Рисунок 9.** Комбинированная система SkyTEM.



**Рисунок 10.** (а) форма сигнала для системы MULTIPULSE и полусинуса, (б) их спектры. Длительность полусинуса составляет 4 мс, пиковый момент 700 000 Ам<sup>2</sup>.

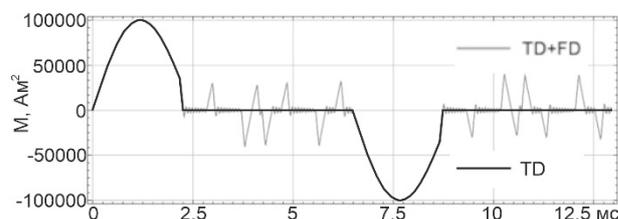
Смешанная форма первичного сигнала, который изображен на рисунке 11, и непрерывные измерения позволили эффективно обрабатывать данные в частотной области (Volkovitsky and Karshakov, 2013).

### Особенности обработки сигналов

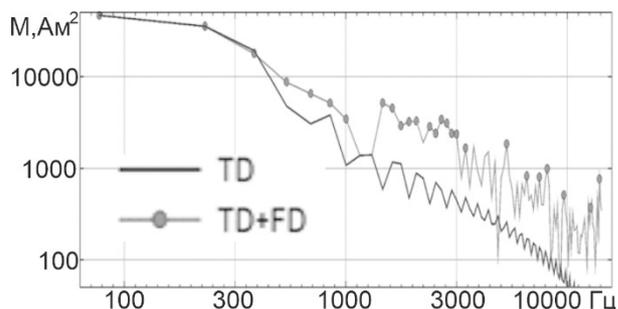
Для корректной обработки вторичного поля на фоне изменяющегося первичного необходимо с очень высокой точностью (уровня 1 ppm) контролировать взаимное расположение передатчика и приемника. Это можно пытаться достичь физически, создавая жесткие конструкции систем. Есть также вариант алгоритмического контроля. В этом случае используются дополнительные источники, которые излучают сигналы собственных фиксированных частот (Pavlov et al., 2010). Измерения этих сигналов используются и для определения геометрических параметров системы передатчик-приемник, и для моделирования поля носителя в случае установки передатчика на фюзеляже.

Дело в том, что даже прецизионные вычисления в дифференциальном режиме спутниковой навигационной системы не могут обеспечить необходимой точности взаимного позиционирования передатчика и приемника. Помимо задач компенсации влияния первичного поля определение взаимного расположения передающей и измерительной систем полезно при интерпретации. Так,

методики обработки данных до недавних пор не учитывали изменений в координатах приемника (Collet, 1986; Green and Lane, 2003). Повышение уровня чувствительности аппаратуры потребовало решения данной проблемы. Этим во многом определяется большая популярность систем совмещенной геометрии передатчика и приемника. Альтернатива же фиксированной геометрии – определение координат приемника по показаниям самой электроразведочной системы, т.е. по измерениям поля передатчика (Smith, 2001, Волковицкий, 2012).



**Рисунок 11.** форма сигнала для системы ЭКВАТОР (TD+FD) и обрезанного полусинуса (TD).



**Рисунок 12.** Спектры для системы ЭКВАТОР и обрезанного полусинуса.

### Обработка в частотной и временной области

В девяностых годах двадцатого века предприняты первые попытки по использованию обработки данных в частотной области для исключения влияния различных аппаратурных шумов (Lane et al., 1998). Схожие графы обработки используются в некоторых современных системах для получения высококачественных данных на ранних временах (Masnae and Baron-Nau, 2010).

В «Frequency-Domain» системах требуется узкополосная фильтрация и синхронное детектирование для каждой из рабочих частот. Взаимное же преобразование значений комплексных амплитуд сигналов В и

$dB/dt$  в частотной системе не сопровождается увеличением шума. Эти величины на каждой из частот связаны выражением (Парселл, 1983):

$$dB/dt = -i\omega B.$$

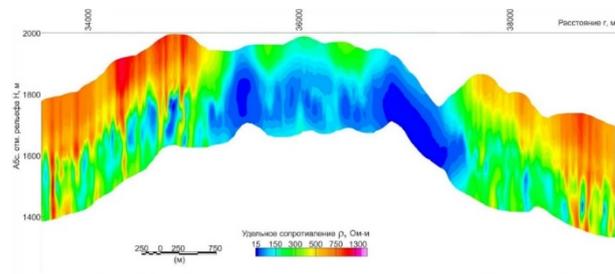
### Интерпретация данных аэроэлектроразведки

Методы решения обратных задач геофизики, основанные на детерминированном подходе, изложены, в книгах М.Н. Бердичевского, А.А. Кауфмана, М.С. Жданова (Zhdanov, 2002; Бердичевский и Дмитриев, 2009; Kaufman et al., 2014). Основы стохастического подхода к их решению содержатся в труде А. Тарантолы (Tarantola, 2005). Теория решения линейных задач оценивания методами калмановской фильтрации и сглаживания изложена, например, в книгах В.В. Александрова и др. (2005) и Д. Саймона (Simon, 2006). Применение итерационного обобщенного фильтра Калмана для решения нелинейных задач описан в статьях (Havlik and Straka, 2015; Karshakov, 2018).

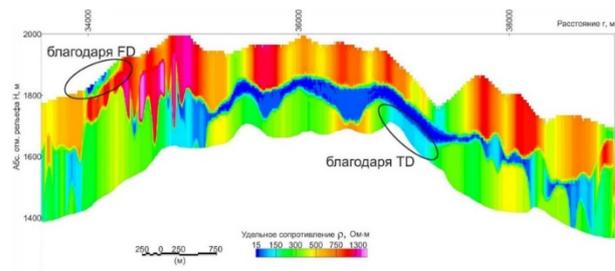
В аэроэлектроразведке даже при небольшом объеме исследований необходимо решить обратную задачу на значительном множестве зондирований. Например, при исследовании небольшой площади (5 000 пог. км) получение данных занимает несколько недель. По результатам обработки необходимо найти решение для примерно одного миллиона зондирований. Можно использовать традиционные методы Гаусса-Ньютона, однако они могут занять достаточно много времени. На этапе предварительной интерпретации применяются скоростные автоматизированные решения обратной задачи аэроэлектроразведки, такой как итерационный обобщенный фильтр Калмана. Интерпретация может выполняться как для данных во временной области, так и для данных в частотной области. В случае, когда данные получены в обеих формах представления, появляется возможность комбинировать обработку. Это позволяет объединить преимущества двух методов, получая высокую чувствительность к глубинным проводникам при сохранении детальности в верхней части разреза и высокого разрешения в высокоомных областях.

На рисунке 13 представлен разрез кажущихся сопротивлений, построенный только по временным данным аэроэлектроразведочной съемки Руанды в 2017 г. На рисунке 14 представлен результат 1D комбинированной

инверсии данных. В приповерхностной области в левой части разреза был пропущен проводник. В то же время глубинный проводник справа хорошо виден даже на разрезе кажущихся сопротивлений.



**Рисунок 13.** Разрез кажущихся сопротивлений, построенный только по временным данным.



**Рисунок 14.** Результат комбинированной (и временной, и частотной) инверсии данных.

### Выводы

Основным инструментом современной аэроэлектроразведки являются системы МПП, в подавляющем большинстве которых никак не используется информация об откликах, приходящих прямо во время импульса возбуждения. Это позволяет исключить из рассмотрения вопрос о поле наведенных в фюзеляже и в других элементах конструкции токов. Однако в большинстве случаев ВЧР остается слабоизученной.

Комбинированные системы позволяют изучать глубинные проводники, а также выявлять цели в верхней части разреза.

### Благодарности

Автор выражает глубокую признательность: Е.В. Каршакову, А.К. Волковицкому, Б.В. Павлову за постоянное внимание к работе; В.М. Керцману, Ю.Г. Подмогову, М.В. Корбакову за ценные советы и замечания.

## ЛИТЕРАТУРА

- Александров ВВ, Болтянский ВГ, Лемак СС, Парусников НА, Тихомиров ВМ, 2005 Оптимальное управление движением: М.: ФИЗМАТЛИТ, 376 с.
- Бердичевский МН, Дмитриев ВИ, 2009 Модели и методы магнитотеллурики: Научный мир, М., 680 стр.
- Волковицкий АК, 2012 Структура и алгоритмы бортовых электромагнитных систем относительного позиционирования: диссертация на соискание ученой степени к.т.н. по специальности 05.13.01, 115 с.
- Парселл Э, 1983 Электричество и магнетизм: учебное руководство: пер. с англ. под ред. А.И. Шальникова и А.О. Вайсенберга, М.: Наука, 415 с.
- Человечков АИ, Ратушняк АН, Байдилов СВ, Астафьев ПФ, 2012 Аэроэлектроразведка при поисках месторождений проводящих руд: Екатеринбург: РИО УрО РАН, 72 с.
- Becker A, Barringer AR, Annan AP, 1990 Airborne electromagnetics 1978–1988: in *Developments and Application of Modern Airborne Electromagnetic Surveys*, D.V. Fitterman (ed.). United States Geological Survey Bulletin, Vol. 1925, pp. 9–20.
- Chen T, Hodges G, Christensen AN, Lemieux J, 2014 Multipulse Airborne TEM Technology and Test Results Over Oil-sands: 76th EAGE Conference, Amsterdam, 2014, 4. pp., DOI: 10.3997/2214-4609.20140607.
- Collett LS, 1986 Development of the airborne electromagnetic techniques, in *Airborne Resistivity Mapping*. Geological Survey of Canada Paper, Vol. 86, pp. 9–18
- Fountain D, 1998 Airborne electromagnetic systems -- 50 years of development. *Exploration Geophysics*, Vol. 29, No. 1–2, pp. 1–11
- Prikhodko A, Bagrianski A, Kuzmin P, 2020 Capabilities of the Airborne MobileMT for the Expansion of Active and Historical Mines: *FastTIMES EEGS*, Vol. 25, 4, pp. 107–113
- Green A, Lane R, 2003 Estimating Noise Levels in AEM Data: in: 16<sup>th</sup> Geophysical Conference and Exhibition, Adelaide, Australia, 5 p.
- Havlik J, Straka O, 2015 Performance evaluation of iterated extended Kalman filter with variable step-length. *Journal of Physics, Conference Series*, Vol. 659, pp. 012–022
- Hodges G, 2013 The power of frequency domain: When you should be using it. *Extended Abstracts of the 6th International AEM Conference*, Kruger Park, South Africa, p. 5
- Karshakov EV, 2018 Iterated extended Kalman filter for airborne electromagnetic data inversion. *Extended Abstracts of the 7th International Workshop on Airborne Electromagnetics AEM*, Kolding, Denmark, p. 4
- Kaufman AA, 1989 A paradox in geoelectromagnetism, and its resolution, demonstrating the equivalence of frequency and transient domain methods. *Geoexploration*, pp. 287–317
- Kaufman AA, Alekseev DA, Oristaglio M, 2014 *Principles of Electromagnetic Methods in Surface Geophysics. Methods in Geochemistry and Geophysics*, Vol. 45, Elsevier
- Lane R, Plunkett C, Price A, Green A, Hu Y, 1998 Streamed data, A source of insight and improvement for time domain airborne EM. *Exploration Geophysics*, Vol. 29, pp. 16–23
- Legault J, 2015 Airborne Electromagnetic Systems – State of the Art and Future Directions: *CSEG Recorder*, 40(6), P. 38–49
- Lo B, and P Kuzmin, 2008 Z-TEM (airborne AFMAG) as applied to hydrocarbon prospecting: Presented at the 5th International Conference on Airborne Electromagnetics, AEM, p. 4.
- Macnae J, Baron-Hay S, 2010 Reprocessing strategy to obtain quantitative early time data from historic VTEM surveys. *Proceedings of ASEG*, p. 4
- Palacky GJ, West GF, 2008 *Airborne Electromagnetic Methods: Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, Vol. 2, Applications. Ed. M.N. Nabighian, P. 811–880
- Pavlov BV, Volkovitsky AK, Karshakov EV, 2010 Low Frequency Electromagnetic System of Relative Navigation and Orientation. *Gyroscopy and Navigation*, Vol. 1, No. 3, pp. 201–208

Simon D, 2006 Optimal State Estimation. Kalman, H and Nonlinear Approaches. John Wiley and Sons, Hoboken, New Jersey

Smith RS, 2001 On removing the primary field from fixed-wing time-domain airborne electromagnetic data: some consequences for quantitative modelling, estimating bird position and detecting perfect conductors. Geophysical Prospecting, Vol. 49, pp. 405–416

Smith R, 2014 Electromagnetic Induction Methods in Mining Geophysics from 2008 to 2012: Survey Geophysics, 35, P. 123–156

Sorensen KI, Mai S, Mohr KR and Nyboe NS, 2013 Development of High Dipole TDEM Systems: in: Proceedings of AEM, Mpumalanga, South Africa, 2 p.

Sorensen KI, 2018 The Developments in Helicopter TEM: in: proceedings of AEM, Kolding, Denmark, 2018, 2 p.

Tarantola A, 2005 Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation: SIAM, 358 p.

Volkovitsky A, Karshakov E, 2013 Airborne EM systems variety: What is the difference? Extended Abstracts of the 6th International AEM Conference, Kruger Park, South Africa, p. 4

Zhdanov MS, 2002 Geophysical Inverse Theory and Regularization Problems: Elsevier Science B.V., 635 p.

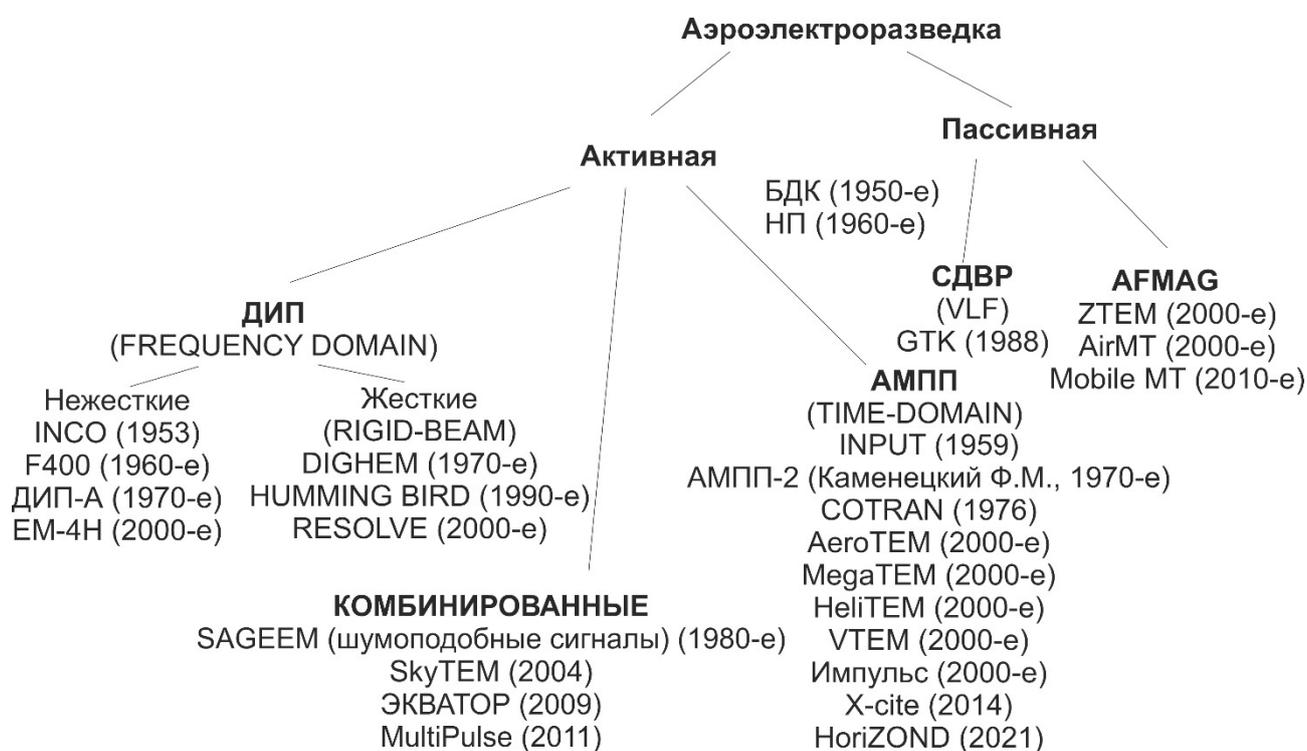


Рисунок 15. Классификация основных типов аэроэлектроразведочных систем.

## Криолитозона: характеристики, задачи и методы исследования

В.В. Агеев  
ЦГЭМИ ИФЗ РАН, ageevvv@yandex.ru

---

### Аннотация

Сообщение носит обзорный характер и имеет своей целью всесторонне осветить проблемы, связанные с деятельностью в арктическом регионе и задачи, решаемые электроразведкой. Дается краткая характеристика многолетне мерзлых пород (ММП) и криогенных процессов. Рассматриваются физические свойства мерзлых пород и их зависимости от таких криологических характеристик, как температура, льдистость, минерализация, литология. Отмечается, что изучение явления частотной дисперсии электрических свойств позволяет существенно повысить информативность электроразведки. Рассматриваются различные методы электроразведки, их преимущества, недостатки, области применения и комплексирование. Отдельно рассматривается мало изученная мерзлота на шельфе северных морей. Ее исследование становится все более актуальным при освоении морских месторождений углеводородов. Сопоставление данных электроразведки с результатами бурения на шельфе позволяет оценить характерные значения электрических свойств мерзлых субаквальных пород и их отличие от наземных. Все актуальней становится задача изучения и выявления в разрезе газогидратов как для снижения рисков при бурении, так и их разведки, как сырьевого источника. В этой связи приводятся их основные характеристики, условия образования и свойства.

**Ключевые слова:** многолетнемерзлые породы, льдистость, частотная дисперсия проводимости, талики

---

В сообщении будут даны основные характеристики криолитозоны и описаны процессы, происходящие в ней. Рассмотрены проблемы, с которыми сталкиваются специалисты в различных областях деятельности в арктических регионах и в решении которых может помочь электроразведка.

1. Традиционная задача связана с аварийностью хозяйственных объектов из-за динамики криологических характеристик и изменением механических свойств грунтов. Поэтому важным становится вопрос мониторинга за мерзлым состоянием. Как правило, при этом ограничиваются наблюдением за температурой грунта. Однако есть данные, показывающие, что изменение электрических свойств пород более чувствительно к процессам деградации мерзлоты, чем температура (Черепанов, 2014). В частности, приводится пример, как межскважинное радиопросвечивание вблизи нагнетательной скважины позволяет отслеживать процессы растепления грунтов.

2. Физические свойства пород и, в частности, электрические зависят от криологических параметров разреза, что сильно усложняет интерпретацию геофизических данных. Помимо литологии, обводненности и других традиционных характеристик среды добавляются специфические, такие как льдистость, температура. Различные методы по-разному реагируют на разные свойства. В частности, частотная дисперсия электрических свойств определяется льдистостью и может использоваться для ее характеристики (Агеев, 2017). Комплексирование разных методов позволяет более однозначно решать задачи.

3. К проблемам изучения мерзлоты тесно примыкает изучение газогидратов. Это важно как с точки зрения безопасного бурения, так и с позиций поиска месторождений газогидратов, как перспективного сырья. Если подмерзлотные скопления газогидратов еще можно выделить по сейсмическим данным (и есть основания полагать, что и по электроразведочным данным (Яковлев, 2018)), то проблема выделения межмерзлотных залежей не решена.

4. Отдельная задача – картирование ММП на шельфе северных морей. Задача крайне важна из-за интенсивного освоения морских месторождений углеводородов и строительства буровых платформ. Свойства мерзлых пород на шельфе сильно отличаются от свойств наземной мерзлоты и недостаточно изучены.

В сообщении сделана попытка осветить эти проблемы и рассмотреть специфические электрические свойства мерзлых пород.

Традиционно для решения разных по глубинности и целям задач на мерзлоте используются различные методы электроразведки – георадары, ВЭЗ, ЗСБ в наземном и аэро вариантах, ВЭЗ-БВП (изучение быстрых процессов ВП, характерных для льдистых пород). РМТ-К, МТЗ, ЯМР томография, межскважинное радио просвечивание, резистивиметрия на водоемах и более частные модификации. На шельфе применяются зондирования в частотной и временной модификациях с различными конфигурациями установок. Есть опыт применения МТЗ с регистрацией электрических компонент на дне и магнитных данных на берегу.

В сообщении приводятся примеры решения криологических задач и гидрогеологических задач разными методами электроразведки и их комплексом, внесение поправок в сейсморазведку по электроразведочным данным, результаты мониторинга за динамикой мерзлоты и другие примеры.

#### ЛИТЕРАТУРА

Агеев ВВ, Агеев ДВ, 2017 Изучение мерзлых разрезов Якутии с помощью методов ЗСБ и ВЭЗ-ВП. Инженерная геология, №2, с 64–69

Черепанов АО, 2017 Пространственный геоэлектрический мониторинг состояния многолетнемерзлых пород вблизи нагнетательных скважин на промере одного из нефтяных месторождений Западной Сибири. Инженерные изыскания, №12, с.105–112

Яковлев ДВ, Яковлев АГ, Валясина ОА, 2018 Изучение криолитозоны северного обрамления Сибирской платформы по данным региональных электроразведочных работ. Криосфера Земли, №5, с.77–95

## Сессия 1

«Технологии измерений ЭМ полей, аппаратура и обработка данных» памяти И.А. Безрука

Конвинеры:

Ю.А. Давыденко, Д.В. Епишкин

## Первые результаты тестирования технологии БПЛА-МПП на Байкале

Ю.А. Давыденко<sup>1</sup>, А.С. Башкеев<sup>2</sup>, С.В. Яковлев<sup>3</sup>, М.С. Шкиря<sup>4</sup>, С.В. Бухалов<sup>5</sup>, Е.А. Крайнова<sup>6</sup>,  
М.В. Шарлов<sup>7</sup>, А.В. Паршин<sup>8</sup>, М.Г. Персова<sup>9</sup>

<sup>1</sup> ИРНТУ, ООО «Гелиос», ИЗК СО РАН, [dya@geo.istu.edu](mailto:dya@geo.istu.edu)

<sup>2</sup> ИРНТУ, [abashkeev@geo.istu.edu](mailto:abashkeev@geo.istu.edu)

<sup>3</sup> ИРНТУ, ООО «Гелиос», [isv@geo.istu.edu](mailto:isv@geo.istu.edu)

<sup>4</sup> ИРНТУ, [mshkiria@geo.istu.edu](mailto:mshkiria@geo.istu.edu)

<sup>5</sup> ИРНТУ, [sbukhalov@geo.istu.edu](mailto:sbukhalov@geo.istu.edu)

<sup>6</sup> ИРНТУ, [krajnova\\_k94@mail.ru](mailto:krajnova_k94@mail.ru)

<sup>7</sup> ООО «Сигма-geo», ИЗК СО РАН, [sharlov@sigma-geo.ru](mailto:sharlov@sigma-geo.ru)

<sup>8</sup> ИРНТУ, ИГХ СО РАН, [sarhin@geo.istu.edu](mailto:sarhin@geo.istu.edu)

<sup>9</sup> НГТУ, [persova@ami.nstu.ru](mailto:persova@ami.nstu.ru)

---

### АННОТАЦИЯ

Целью опытно-методических работ на льду озера Байкал было тестирование обновленной модификации системы БПЛА-МПП – индукционного датчика на БПЛА-носителе, регистрирующего переходные процессы, возбуждаемые в среде последовательностью разнополярных импульсов тока, проходящих через заземленную линию. В качестве репера использовалась граница пресной воды с относительно высоким сопротивлением с проводящим слоем донных отложений. В результате трехмерного моделирования и сравнения с результатами других электромагнитных зондирований (ЗСБ, МТЗ и ЭМЗ-ВП) показано, что чувствительности технологии достаточно не только для выделения проводящего горизонта донных осадков под водной толщей в 200-300 м, но и обнаружения в нем высокоомных объектов, вероятно связанных с наличием в разрезе газогидратов.

**Ключевые слова:** БПЛА, электромагнитные зондирования, геоэлектрический разрез, магнитотеллурические зондирования, ЗСБ, МПП, газогидраты

---

### ВВЕДЕНИЕ

Байкал для электроразведки является уникальным полигоном с достаточно понятными и условно изотропными свойствами среды. УЭС воды Байкала составляет около 160–200 Ом·м. Под водой находятся проводящие донные отложения с сопротивлением в десятки Ом·м, залегающие на высокоомном гранитном основании. Эту трехслойную, условно изотропную, модель могут осложнять различные геологические факторы, в том числе – наличие линз высокоомных газогидратов, находящихся на глубине более 360 м (Хлыстов и др., 2011). Таким образом, оз. Байкал является отличным местом для тестирования электроразведочных систем. Вблизи поселка Большое Голоустное на льду Байкала в марте 2017 г. проводился комплекс опытно-методических работ технологиями электромагнитного зондирования и вызванной поляризации (ЭМЗ-ВП), магнитотеллурические зондирования (МТЗ) станциями «Вега» и вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ); ранее ОМР также проводились

М.В. Шарловым методом зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ-М) (Sharlov et al, 2017). На этом хорошо изученном полигоне в марте 2020 года проводилось тестирование модернизированной (по сравнению с вариантом 2020 г. (Parshin et al, 2021)) системы регистрации электромагнитных зондирований на беспилотном летательном аппарате БПЛА-МПП, что позволяет сделать обоснованные выводы о эффективности этого нового метода.

### МЕТОДЫ И ТЕОРИЯ

Технология БПЛА-МПП подразумевает использование горизонтальной электрической линии (ГЭЛ) в качестве питающей установки и незаземленную рамку (петлю) в качестве приемной (Parshin et al, 2021). Данную конфигурацию принято называть установкой «линия-петля». Генераторный диполь АВ заземлялся стальными тросами через пробуренные во льду лунки. Толщина льда составляла около одного метра. Гексакоптер буксирует измерительную систему, состоящую из 4-х канального

регистратора (Mars 4), датчика-аналога петли 50 или 20 метров, и микрокомпьютера для управления измерительным модулем и сохранения данных (рисунок 1а), оснащенный системой GNSS-привязки данных измерений. В данной статье представлены результаты обработки данных, полученных с датчика ПДИ-50. В регистраторе использовались АЦП последовательного приближения с частотой 100 кГц. С целью увеличения динамического диапазона регистрация переходных процессов велась на двух коэффициентах усиления. Конструкция измерительной системы была собрана из модуля, предназначенной для пешеходной съемки и отличалась значительной массой. Масса буксируемой части в данном варианте достигает почти 8 кг, однако в дальнейшем будет существенно снижена.

Конструкция подвеса обеспечила стабилизацию измерительной системы по горизонту в условия среднегорного рельефа при крейсерской скорости полета 8 м/с при базе осреднения около 1 с., что позволило произвести кондиционную съемку переходных процессов.

Среда возбуждалась прямоугольными разнополярными импульсами с паузой длительностью по 10 мс и силой тока 4,5 А. Источником тока служил 5кВт трехфазный дизель-генератор и коммутатор ЭГИ-5000.

Особенности регистратора для пешеходной съемки наложили ограничения на БПЛА съемку, не позволив вести регистрацию максимально эффективно, поэтому регистрировалось 25 кривых зондирования в секунду, вместо 50.

Граф обработки данных БПЛА-МПП основан на графе обработки данных ЭМ-зондирования морской буксируемой системы (Davydenko et al, 2019), который в свою очередь базируется на графе обработки ЭМЗ-ВП (Veeken et al, 2009) и включает: накопление и осреднение записей переходных процессов на заданные пространственные или временные интервалы; подавление промышленных помех (50 Гц) от используемого электрогенератора; выделение спадов; устранение тренда, вызванного движением приемной петли в пространстве; робастное сглаживание в скользящем окне, где длина окна – отсчеты АЦП по спаду, а ширина окна – накопления; интегрирование в кривую зондирования; привязка кривых зондирования к координатам (Parshin, 2021).

Технологией БПЛА-МПП за два неполных рабочих дня было записано 15 профилей (рисунок 2б) общей протяженностью 14,5

пог.км. Часть полетов была выполнена в районе заземления генераторного диполя для оценки областей, в которых индукционный датчик позволяет, либо не позволяет получить адекватные геологические модели – аналогичные исследования были проведены и для установки «линия-линия» (Ageenkov et al, 2012).

Представление о геоэлектрическом строении прибрежной зоны Байкала в районе пос. Большое Голоустное было получено в 2017 г. по результатам опытно-методических работ комплексом методов ЭМЗ-ВП, МТЗ, ЗСБ-М, ВЭЗ (Шкиря и др, 2018, Sharlov et al, 2017).

Технологией ЭМЗ-ВП было записано четыре профиля, два из которых располагались ортогонально относительно питающего диполя А17В17 (рисунок 1б). Длина генераторного диполя составила 1 км, для возбуждения разнополярных импульсов тока использовался генератор ВП-1000м. Для заземления приемных линий использовались свинцовые электроды, которые опускались в лунки, пробуренные с шагом 50 м.

Сопоставление результатов ЭМЗ-ВП, полученных от параллельной (генераторный и приемные диполи параллельны) и ортогональной (генераторный и приемные диполи перпендикулярны) установок, показало, что имеется существенное трехмерное влияние байкальской впадины на результаты одномерной инверсии, и следует применить аппарат трехмерного моделирования.

Кроме того, был измерен сигнал от вертикального электрического диполя – провод ГПМП длиной около 100 м заводнили в лунку на точке В17 (рисунок 1б), привязав к его концу кусок торса. Регистрировалась радиальная компоненты  $E_r$ . Результаты моделирования, выполненные М.Г. Персовой показали, что горизонтально-слоистая модель, полученная для классической (параллельной) установки, хорошо описывает данные вертикального электрического диполя.

Две станции МТЗ «ВЕГА» были установлены примерно в 500 м и 1 км от полигона ЭМЗ-ВП 2017 года. Длины диполей для измерения  $E_x$  и  $E_y$  компоненты составляла по 25 м от центрального электрода и ориентированы по сторонам света. Заземление осуществлялось свинцовыми неполяризующимися электродами. Магнитный датчик  $H_z$  был ориентирован вертикально в высверленной во льду лунке. К сожалению, уверенный сигнал на низких частотах получить не удалось из-за сильного ветра. При следующих экспериментах планируется строить укрытие для

электродов из льда.

Вертикальные электрические зондирования установкой «диполь-диполь» проводились в 2017 и в 2021 гг. с целью определения УЭС воды и верхней части донных отложений. В 2017 г. длина АВ составила 100 м. Расстояние до ближнего приемного электрода 10 м и далее регистрировалось 4 разноса с шагом 50 м. В 2021 г. фактически использовалась установка «поль-диполь» при длине АВ 2,1 км. Расстояние до ближайшего – 50 м и далее 12 разносов с шагом 25 м.

ЗСБ-М проводились в 2017 г. М.В. Шарловым (Sharlov et al, 2017) с целью исследования влияния геометрии установки на переходные процессы. В данной работе использовались соосные и разнесенные установки от двух генераторных петель со стороной 100 м и приемной петлей со стороной 18 м. Расстояние от центра генераторной петли до разнесенных установок составляла 100 м. Зондирования 108 и 109 оказались наиболее близки к точкам МТЗ, что позволило использовать эти данные для введения уточнения строения верхней части разреза при инверсии данных МТЗ.

Совокупность использованных технологий позволило получить представление о геоэлектрическом строении среды в области проведения испытаний БПЛА-МПП с целью верификации получаемых данных.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты интерпретации данных, полученных различными электроразведочными системами 2017 и 2021 гг., были обобщены и использованы при моделировании.

Первоначальное представление о трехслойной изотропной среде «вода – донные осадки – гранитное основание» претерпело существенное изменение при анализе результатов, полученных различными электроразведочными системами.

Генеральная модель среды была получена по данным МТЗ по результатам 1D-инверсии, выполненной М.С. Петрищевым (Шкиря и др, 2018). Так как МТЗ при частоте регистрации 1 кГц и используемых датчиков не обладает высокой чувствительностью к верхней части разреза, то полученное сопротивление воды в 270 Ом·м можно не принимать во внимание. Под слоем воды донные осадки до глубины около 3-х км с сопротивлением от 10 до 200–300 Ом·м. Гранитное основание имеет сопротивление первые тысячи Ом·м, под которым находятся низкоомные породы.

Полученные данные не противоречат результатам экспериментов, представленных в статье Ю.Ф. Мороза (Мороз и др, 2012).

Более точное определение УЭС воды было получено по результатам интерпретации кривых ВЭЗ. В рамках двухслойной 1D-модели невозможно подобрать кривую ВЭЗ в то время, как трехслойная модель, когда слой воды делится на два слоя: относительно низкоомный верхний слой и относительно высокоомный нижний (Табл. 1). Сопротивление верхней части донных осадков более уверенно было определено в 2021 г за счет большего разноса установки – 27 Ом·м.

Для дальнейших инверсий ЭМЗ было взято сопротивление воды в 180 Ом·м.

О наличии локальных высокоомных включений в донных осадках было выяснено при инверсии данных съемок ЭМЗ-ВП (ортогональная установка) и ЗСБ-М на точках 105, 106, 107 (рисунок 2б) за 2017 г. Без высокоомного слоя на глубине 300–400 м. подобрать кривую ЗСБ не удалось (рисунок 2в). В данных ЭМЗ-ВП (параллельная установка) за 2017 и 2021 г. (рисунок 2а) и на точках ЗСБ-М 108, 109 (рисунок 2б) высокоомных объектов не обнаружено. Так же данные объекты не видны в результатах МТЗ, что говорит о локальности включений. Такими объектами могут являться линзы газогидратов, которые неоднократно фиксировались на Байкале в том числе и на глубине 400 м во время экспедиций Лимнологического института СО РАН (Хлыстов и др., 2011).

После изучения среды Байкала различными электроразведочными системами можно было приступить к инверсии данных БПЛА-МПП со знанием того, что в разрезе могут встречаться высокоомные объекты.

Переходные процессы, зарегистрированные с более высокими коэффициентами усиления, не использовались в связи с высоким уровнем шумов. Кривые зондирования БПЛА-МПП устойчиво регистрируются на диапазоне до 0,7–0,8 мс, (рисунок 3а), что обеспечивает теоретическую глубинность исследований до 300 м. При интерпретации данных БПЛА-МПП мы столкнулись с проблемами обработки Аэро-МПП – высокой плотностью данных съемки и их значительного количества. За два неполных дня было получено более 2100 точек зондирования с шагом в среднем 7 м, что заставило внедрить многопоточные алгоритмы инверсии в Mars1D. По результатам 1D-инверсии были получены непротиворечащие априорным данным разрезы по профилям, которые тем не менее

слабо увязывались друг с другом. Например, сопротивление донных осадков могло существенно изменяться от профиля к профилю. Адекватную картину удалось получить при использовании 3D-инверсии в программном комплексе М.Г. Персовой (Persova et al, 2021), хорошая сходимость модельных и наблюдаемых кривых так же показана на рисунке 3а.

Как наиболее характерный взят разрез по профилю 8 (линия 1–2), который выходит на береговую линию (рисунок 3б). По результатам БПЛА-МПП донные осадки имеют низкие значения УЭС около 30–120 Ом·м, в которых имеются высокоомные включения с сопротивлением от 400 до 1200 Ом·м (возможно линзы газогидратов). Уверенности в определении их мощности нет, однако их положение в плане уверенно прослеживается на соседних профилях. Коренные породы, выходящие на берег (на рисунке слева), имеют сопротивление более 1000 Ом·м. По данным БПЛА-МПП возможно предположить наличие надвиговой структуры.

При 3D и 1D моделировании мощность водного слоя задавалась по логии, что в целом позволило достичь хорошей сходимости наблюдаемых и модельных кривых. Таким образом, относительно проводящий слой на глубине от 10 до 200 м. под водным слоем с УЭС 180 Ом·м уверенно определяется, что позволяет оценить глубинность данной съемки в минимум 200 м.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №20-67-47037 «Методологическое и программное обеспечение обработки больших объемов данных электромагнитных зондирований, гравиразведки и БПЛА-магниторазведки на основе комплексного решения трехмерных обратных задач рудной геофизики».

#### Выводы

По результатам работ были сделаны следующие выводы о конструкции измерительной системы: необходимо существенно облегчить датчик и блок регистрации. В полете датчик ПДИ-20 уступает по помехозащищенности и чувствительности датчику ПДИ-50, в то время как при статических измерениях кривые переходных процессов от обоих датчиков практически идентичны. Можно сделать вывод, что для

БПЛА-МПП следует использовать датчик с большим моментом, чтобы регистрировать слабые сигналы и фильтровать на входе регистратора высокочастотную помеху.

Летом 2021 были использованы новые технологические решения, разработанные с учетом проведенных на Байкале испытаний – успешно прошел испытание комплекс с облегченным круглым датчиком ПДИ-50А и с 2-канальным блоком регистрации Mars 2/2.

Качество полученных данных позволяет выполнять трехмерное моделирование, при этом глубинность исследования оценивается около 300 м при устойчивом времени регистрации переходного процесса в 0,7–0,8 мс.

Разработанная технология БПЛА-МПП, имеет большой потенциал в усовершенствовании, но уже в текущем состоянии позволяет получать результаты, имеющие геологическую ценность, что позволяет использовать в научно-исследовательских проектах и производственных работах.

#### ЛИТЕРАТУРА

Давыденко ЮА, Попков ПА, Новопашина АВ.

Перспективы использования индукционной составляющей переходного процесса в традиционных методах постоянного тока // Геофизические исследования. 2015. Т. 16, №4. С. 73–84.

Мороз ЮФ, Мороз ТА. Глубинный

геоэлектрический разрез Байкальского рифта // Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Науки о Земле. 2012. №20. С. 114–126.

Патент на изобретение №2574861, RU

2012134345/28 Способ измерения и обработки переходных процессов с заземлённой линией при импульсном возбуждении электрическом диполем с целью построения геоэлектрических разрезов и устройство для осуществления этого способа с помощью аппаратно-программного электроразведочного комплекса (АПЭК "МАРС").

Авторы изобретения: Давыденко ЮА, Давыденко АЮ, Пестерев ИЮ, Яковлев СВ, Давыденко МА, Комягин АВ, Шимьянский ДМ. Приоритет изобретения от 1 августа 2012 г., Зарегистрировано в Государственном реестре изобретений Российской Федерации 10 февраля 2016 г.,

- Правообладатель: Общество с ограниченной ответственностью «Гелиос».
- Хлыстов ОМ, Кононов ЕЕ, Хабуев АВ  
Газогидратные скопления в донных осадках озера Байкал // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. №2(39). 2011. С. 247–252.
- Шкиря МС, Терёшкин СА, Давыденко ЮА, Петрищев МС. Применение комплекса электромагнитных зондирований изучения электропроводности донных отложений озера Байкал// Геобайкал 2018
- Ageenkov EV, Davydenko YuA, Fomitskii VA.  
Influence of the off-axis position of the transmitter and receiver circuits on the results of differentially normalized electromagnetic sounding // Russian Geology and Geophysics. 2012. V. 53. P. 116–121.
- Davydenko, Y., Bashkeev, A., Iakovlev, S., Pesterev, I., Roginsky, K. System of electromagnetic sounding intended for a high resolution engineering site surveying on the shallow water // 81st EAGE Conference and Exhibition 2019. 2019. DOI: 10.3997/2214-4609.201901128
- Parshin, A., Bashkeev, A., Davydenko, Y., Persova, M., Iakovlev S., Bukhalov S., Grebenkin N., Tokareva M. Lightweight Unmanned Aerial System for Time-Domain Electromagnetic Prospecting – The Next Stage in Applied UAV Geophysics. Appl. Sci. 2021, 11, 2060. <https://doi.org/10.3390/app11052060>
- Persova MG, Soloveichik YuG, Vagin DV, Sivenkova AP, Kiseleva AS and Tokareva MG. The possibilities of geometric 3-D inversion for processing the UAV-TDEM data // Conference Proceedings, Engineering and Mining Geophysics 2021, Apr 2021, Volume 2021, p.1–7
- Sharlov MV, Kozhevnikov NO, Sharlov RV. Lake Baikal-A Unique Site for testing and calibration of near-surface TEM systems // 23rd European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics. 2017. DOI: 10.3997/2214-4609.201702038
- Veeken PCH, Legeydo PY, Davydenko YuA., Ivanov SA, Kudryavceva EO, Chuvaev AA. Benefits of the induced polarization geoelectric method to hydrocarbon exploration // Geophysics. 2009. V. 74, №2. P. 47–58

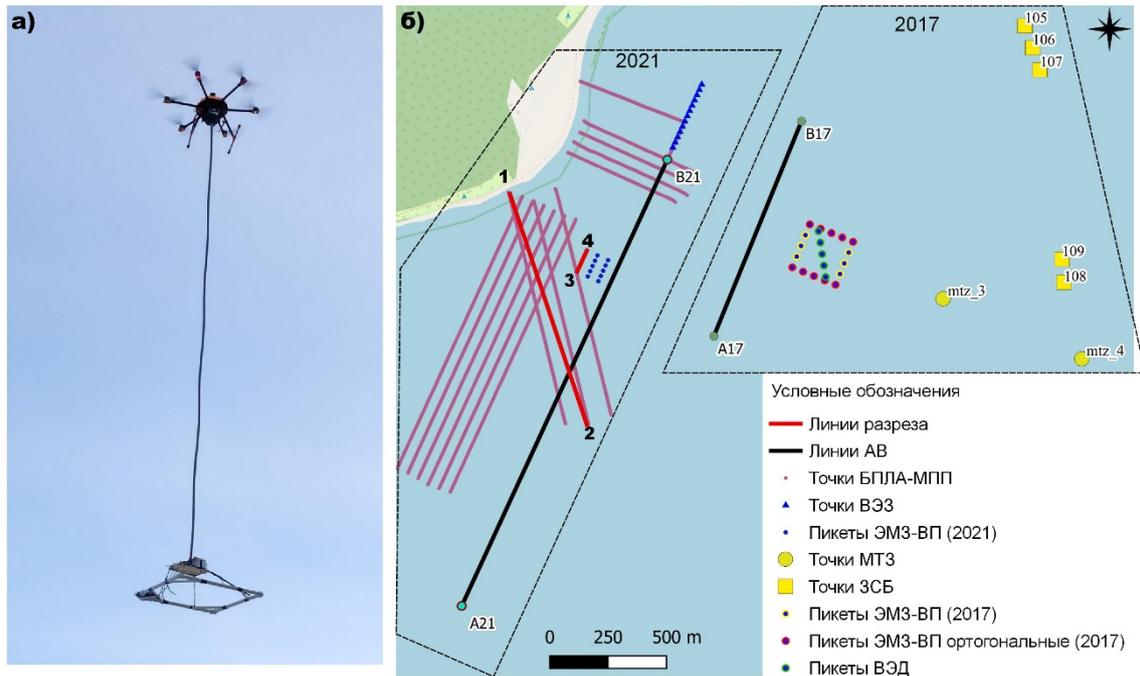
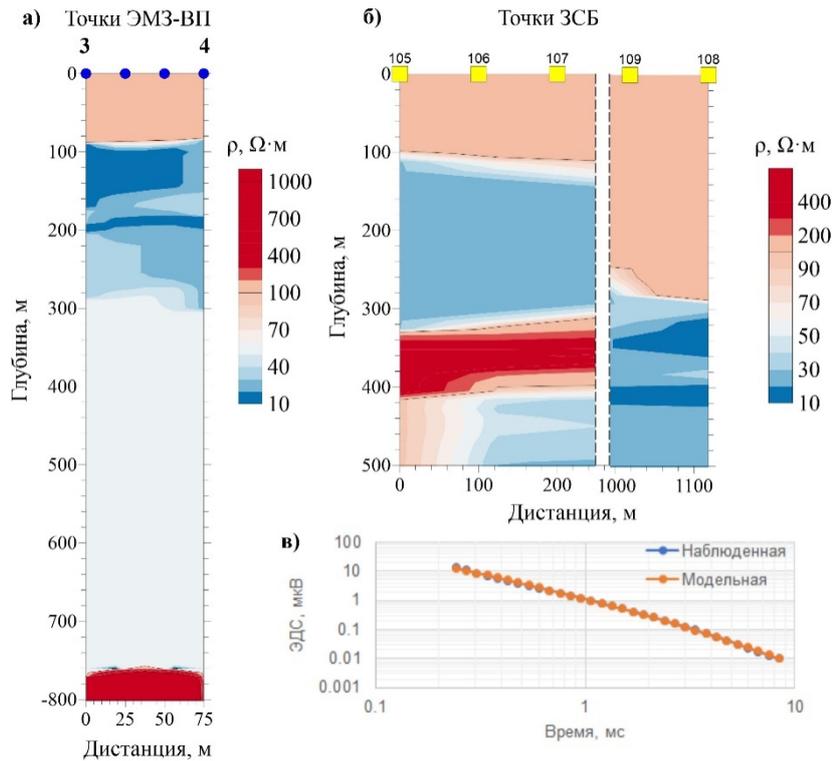


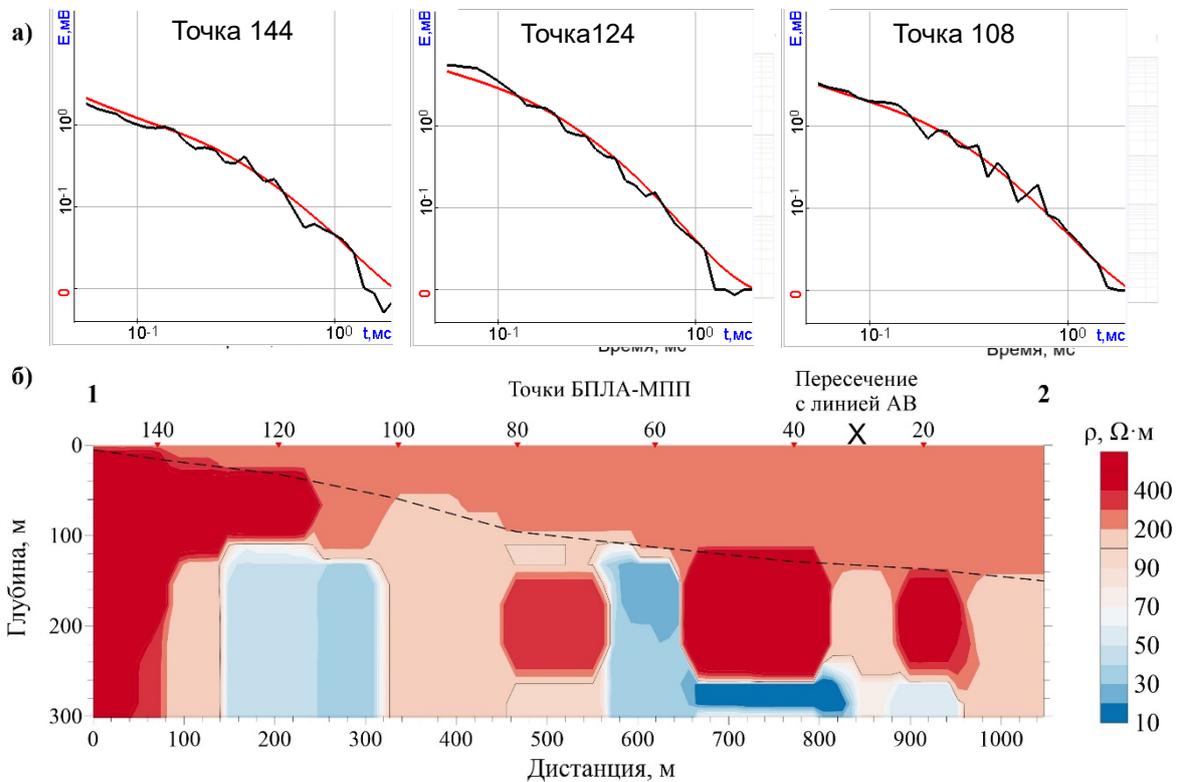
Рисунок 1. а) Общий вид измерительной системы БПЛА-МПП; б) схема проведенных работ.

Слой	ВЭЗ 2017		ВЭЗ 2021	
	Мощность, м	УЭС, $\Omega \cdot \text{м}$	Мощность, м	УЭС, $\Omega \cdot \text{м}$
1	35	170	28	183
2	85	236	50	202
3	$\infty$	74	$\infty$	27

Таблица 1. Удельные электрические сопротивления воды и верхней части донных отложений по данным ВЭЗ



**Рисунок 2.** Разрезы сопротивлений, полученные по результатам 1D-инверсии: а) по линии 3-4 по данным ЭМЗ-ВП; б) по данным ЗСБ; в) сходимость наблюдаемой и модельной кривых для точки ЗСБ 106.



**Рисунок 3.** а) Наблюдаемые кривые (черной линией) и рассчитанные 3D моделированием (красной линией) БПЛА-МПП для точек 144, 124 и 108; б) Разрез сопротивлений, полученный по результатам 3D-инверсии по данным БПЛА-МПП. Пунктиром отмечена глубина оз. Байкал.

## **Новый аппаратно-программный комплекс НОРД для проведения работ методами АМТЗ / МТЗ / ЧЗ. Опыт разработки и тестирования**

Д.В. Епишкин<sup>1</sup>, А.Г. Яковлев<sup>1,2</sup>, Н.И. Зорин<sup>1,2</sup>, Д.В. Яковлев<sup>1</sup>, С.Н. Курочкин<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ООО «Северо-Запад»

<sup>2</sup>МГУ, Геологический факультет

---

### **АННОТАЦИЯ**

Одной из важных составляющих успешного проведения электроразведочных работ является использование высокоточной, надежной аппаратуры. Компанией «Северо-Запад» разработан и опробован на практике новый аппаратно-программный комплекс Норд, который может применяться для проведения работ методами АМТЗ / МТЗ / ЧЗ. Комплекс включает в себя пятиканальный регистратор, датчики электрического и магнитного поля, а также программы для управления станцией и обработки получаемых данных. Особенности комплекса являются низкий уровень шумов, компактность, умеренное энергопотребление, удобное управление станцией, развитый аппарат анализа и обработки временных рядов.

Ключевым моментом в разработке геофизической аппаратуры является её тщательное тестирование. Нами была выработана методика тестирования различных компонентов системы. Ключевыми моментами, на которые стоит обращать внимание при тестировании, являются низкий уровень собственных шумов регистратора и датчиков, точность синхронизации станций по времени, способность работать при низких и высоких температурах, устойчивость и предсказуемость результатов при плохом заземлении, стабильность частотных характеристик, автономность.

В данном докладе приводится обзор разработанной системы, наш опыт её использования, а также освещаются выработанные нами методики тестирования и сравнения аппаратуры, применяемой в магнитотеллурических методах.

**Ключевые слова:** магнитотеллурические зондирования

---

## Дисперсионные соотношения в магнитотеллурических функциях

Н.И. Зорин, Е.Д. Алексанова, Д.В. Епишкин, Д.В. Яковлев  
ООО «Северо-Запад»  
E-mail: nikita.zorin.geophys@gmail.com

---

### АННОТАЦИЯ

Дисперсионные соотношения между амплитудой и фазой (ДС-1) или вещественной и мнимой (ДС-2) частями спектра передаточной функции являются эффективным инструментом контроля и повышения качества данных электроразведки. К сожалению, в магнитотеллурических (МТ) методах их практическое применение оказывается ограничено тем, что в общем случае они справедливы лишь для главных компонент тензора импеданса в одномерных средах, тогда как для других передаточных МТ функций и в горизонтально-неоднородных разрезах некоторые дисперсионные соотношения могут и не выполняться.

С точки зрения теории дисперсионных соотношений важнейшей характеристикой МТ тензора является его причинность, поскольку в компонентах любого причинного МТ тензора ДС-2 может нарушаться только строго определенным образом, характеризующимся обязательным выходом фазы соответствующей компоненты из «своей» четверти, а ДС-1 выполняется всегда. Исследование полного архива данных ООО «Северо-Запад», включающего в себя более 60 000 широкополосных МТ записей показало, что практическая вероятность встретить не причинный тензор в результатах наземной МТ съемки исчезающе мала. В то же время, при донных морских измерениях такие данные встречаются достаточно часто, что вызвано особенностями аномального магнитного поля под толщей воды.

**Ключевые слова:** магнитотеллурическое зондирование; дисперсионные соотношения; причинность

## Программный комплекс для первичной обработки данных частотных зондирований серии экспериментов FENICS 2007–2019

А.Е. Ганнибал  
ГИ КНЦ РАН, han\_a\_e@mail.ru

---

### Аннотация

В рамках проекта FENICS в период с 2007 по 2019 г. была проведена серия экспериментов по глубинному зондированию литосферы Финноскандинавского щита с применением промышленных ЛЭП. В рамках гранта РФФИ 18-05-00528 была поставлена задача по комплексной обработке данных, полученных в этих экспериментах. Для приведения данных в общий вид и выполнения первичной обработки был разработан программный комплекс, включающий, выполняющий работу в четыре этапа. На первом этапе все данные приводятся к единому виду, для чего был разработан унифицированный формат данных, вместе с программным интерфейсом для чтения и записи. На втором этапе проводится автоматический поиск в записях питающей линии активных частот и интервалов их работы. Для поиска частот был разработан алгоритм на базе метода оптимизации Ньютона и дискретного преобразования Фурье. На третьем этапе временные ряды разбиваются на окна с последующим определением в них амплитуды искомым частот с использованием Фурье-анализа. Ширина окон выбирается в зависимости от частоты, а перекрытие и оконная функция указываются в настройках программы. На заключительном этапе проводится статистическая обработка, на основании которой оцениваются величины и доверительные интервалы искомым параметров, включающих кажущееся сопротивление, рассчитанное по электрическому, магнитному полям и по импедансу. Результаты обработки были далее использованы в существующих алгоритмах 1D и 2D-инверсии для решения обратной задачи и построения квази-двумерных и трехмерных моделей исследуемого региона. Работа была поддержана темой НИР 0226-2019-0052.

**Ключевые слова:** частотные зондирования, контролируемый источник, первичная обработка, Фурье анализ

---

## **Анализ возможностей применения псевдослучайных последовательностей импульсов тока с целью повышения эффективности морской технологии электромагнитного зондирования в условиях шельфа Арктики**

А.А. Гончаров<sup>1</sup>, А.В. Кошурников<sup>2,3</sup>, П.Ю. Пушкарев<sup>2</sup>, А.Ю. Гунар<sup>2,3</sup>, Д.А. Алексеев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Московский физико-технический институт (МФТИ), alexeevgeo@gmail.com

<sup>2</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический ф-т, pavel\_pushkarev@list.ru

<sup>3</sup>ООО «МГУ-Геофизика», koshurnikov@msu-geophysics.ru

---

### **АННОТАЦИЯ**

Выполнено численное моделирование, направленное на оценку эффективности применения псевдослучайных последовательностей импульсов тока (шумоподобных сигналов, ШПС) в системах морской импульсной электроразведки с установкой типа «диполь-диполь» и разработку специализированных методов обработки/интерпретации данных, получаемых в рамках такого подхода. На основе анализа типичных геоэлектрических моделей арктического шельфа (с учетом различных глубин акватории и солености воды) выполнялось 1-D моделирование переходных характеристик ЭМ-поля для установки АВ-Ех с погружным приемным диполем. С использованием алгоритма генерации псевдослучайных кодовых импульсных М-последовательностей и синтетических записей шума имитированы сигналы ШПС-зондирования, соответствующие условиям акваторной съемки на арктическом шельфе. Для имитации электромагнитного шума использовалась случайная выборка с гауссовским распределением и среднеквадратичным значением 1 мВ, что соответствует параметрам измерительной системы и моделируемым условиям измерений. Обработка зашумленных синтетических записей и реконструкция импульсной переходной характеристики (кривой становления поля) выполнялась на основе регуляризованного решения уравнения свертки. По результатам сравнения полученных переходных характеристик, реконструированных по зашумленным синтетическим данным в режиме накопления и ШПС установлено, что в режиме ШПС относительная погрешность оценки отклика с увеличением времени нарастает медленнее, чем при накоплении, и остается в пределах разумных величин (2%) до более поздних времен. Показано, что реализация режима ШПС в морских системах электромагнитного зондирования существенно улучшает характеристики системы в терминах соотношения сигнал/шум и расширяет диапазон применимости электромагнитного зондирования в условиях Арктического шельфа. Новизна проведенных исследований состоит в применении принципов ШПС-зондирования в рамках системы морской электроразведки МПП с учетом специфики измерительных установок, используемых в морской геофизике, характерных помех и геоэлектрических моделей, типичных для Арктического шельфа и решаемых на данной территории геолого-геофизических задач. Использование ШПС дает возможность существенно расширить неискаженный шумами диапазон времен регистрации, а значит – увеличить глубинность исследований. При оптимальном выборе параметров ШПС можно рассчитывать на создание морской системы с помехоустойчивостью, обеспечивающей глубинность исследований порядка 1-2 км и детальность, не уступающую наземным системам. На основании полученных результатов планируется проектирование усовершенствованной аппаратуры и внедрение технологии ШПС-зондирования в практику морских электроразведочных работ.

**Ключевые слова:** морская электроразведка, переходная характеристика, арктический шельф, псевдослучайные последовательности, шумоподобные сигналы

---

## Оценка эффективности различных методов обработки сигналов в низкочастотной электроразведке с искусственным источником

Д.В. Епишкин<sup>1</sup>, А.Г. Яковлев<sup>1,2</sup>, Н.И. Зорин<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>ООО «Северо-Запад»

<sup>2</sup>МГУ, Геологический факультет

---

### АННОТАЦИЯ

При проведении электроразведочных полевых работ в сильно зашумленных районах важно использовать устойчивый к шумам граф обработки. Необходимо понимать, какие процедуры обработки будут уместны в каждом конкретном случае.

В ходе создания систем обработки данных для электроразведочных измерителей НОРД, МЭРИ СМАРТ и ИМВП была изучена эффективность отдельных процедур обработки. В данном докладе приводятся результаты тестирования различных процедур обработки и систем обработки в целом. Тестирование было проведено как на синтетических сигналах, так и на полевых экспериментальных данных.

В ходе работы над системами обработки электроразведочных сигналов была выработана следующая концепция. При создании системы обработки сигналов мы должны стараться использовать всю доступную нам априорную информацию. Например, в случае обработки квази-прямоугольных импульсов можно выделить следующие основные особенности сигнала:

- 1) Частотный состав сигнала заранее известен. В сигнале должны присутствовать только основная частота меандра и её нечетные гармоники. Таким образом, для улучшения качества спектрального анализа мы должны предварительно применять фильтрацию сигнала. Целесообразно использовать фильтр промышленных частот (50/60 Гц и кратные частоты), низкочастотный и высокочастотный фильтры
- 2) Антипериодичность сигнала. Данный факт позволяет использовать дифференциальное накопление в классическом или робастном варианте
- 3) В сигнале не должно присутствовать сильных импульсных явлений. Поэтому, для борьбы с импульсными помехами должна применяться робастная модификация дифференциального накопления, а также в отдельных случаях медианный фильтр
- 4) Форму сигнала можно с хорошей степенью точности описать аналитической формулой, зависящей от небольшого числа параметров. Таким образом, для лучшего шумоподавления можно подбирать эти параметры, и всё, что не укладывается в модель считать шумом и вычитать из наблюдаемого сигнала

В докладе показано, что учет данных особенностей сигнала позволяет сделать эффективную систему обработки.

**Ключевые слова:** электроразведка, обработка сигналов

---

## **Гибридная приемная линия для измерения электрического поля в широкой полосе частот**

Н.И. Зорин<sup>1</sup>, А.Г. Яковлев<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> ООО «Северо-Запад»

<sup>2</sup> МГУ им. М.В. Ломоносова

E-mail: nikita.zorin.geophys@gmail.com

---

### **Аннотация**

При плохих условиях заземления электродов возможность измерения высокочастотного электрического поля с помощью обыкновенной приемной линии сильно ограничена искажающим влиянием емкостных утечек в разложенных на земле проводах. С другой стороны, не требующие заземления бесконтактные приемные линии принципиально неприменимы для измерения низкочастотного электрического поля.

В настоящей работе предложено устройство гибридной гальванико-емкостной приемной линии, которая может быть использована для широкополосных измерений электрического поля, как при хороших, так и при плохих условиях заземления.

**Ключевые слова:** электрическое поле; многочастотные измерения; плохое заземление электродов

---

## **Контактный импеданс емкостных электродов и незаземленных электрических линий**

Н.И. Зорин  
ООО «Северо-Запад», E-mail: nikita.zorin.geophys@gmail.com

---

### **Аннотация**

Влияние удельного сопротивления земли на контактный импеданс емкостных электродов и незаземленных электрических линий принято считать пренебрежимо малым. В то же время это влияние существует и теоретически способно приводить к заметному отклонению частотной зависимости контактного импеданса электрода от обычной формулы конденсатора ( $Z = 1/i\omega C$ ).

Для более корректной оценки значения контактного импеданса некоторых элементарных емкостных систем предложены уточненные выражения, учитывающие удельное сопротивление подстилающей среды. Показано, что контактный импеданс реальных незаземленных линий в широком частотном диапазоне достаточно хорошо описывается импедансом элемента Коул-Коул с показателем степени  $S$  от 0,9 до 1.

**Ключевые слова:** емкостные электроды; незаземленные электрические линии

---

## Поляризация высокочастотного электромагнитного поля в тензорном варианте метода РМТ-К

А.А. Шлыков<sup>1</sup>, А.К. Сараев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>СПбГУ, Институт наук о Земле, a.shlykov@spbu.ru

<sup>2</sup>СПбГУ, Институт наук о Земле, a.saraev@spbu.ru

---

### АННОТАЦИЯ

В настоящей работе рассматриваются различные варианты создания «вращающегося» поля для реализации тензорного варианта метода РМТ-К. Рассмотрены особенности изменения направления поляризации высокочастотного электромагнитного поля заземленного провода, используемого в качестве источника в методе РМТ-К, в зависимости от частоты и параметров провода. Результаты моделирования и полевого эксперимента показывают, что даже для случая одной генераторной линии направление горизонтальной поляризации электромагнитного поля существенно меняется на частотах выше 100 кГц. Система из двух взаимно ортогональных генераторных линий, подключенных к разным генераторам с идентичной частотой выходного тока, создает «вращающееся» поле на частотах десятки-сотни килогерц. Для создания «вращающегося» поля на частотах ниже 10 кГц более целесообразно использовать два одновременно работающих генератора с несколько различной частотой выходного тока.

**Ключевые слова:** радиоманнитотеллурические зондирования с контролируемым источником, высокочастотное электромагнитное поле

---

### ВВЕДЕНИЕ

Метод радиоманнитотеллурических зондирований с контролируемым источником (РМТ-К) является относительно новым методом электроразведки (Bastani, 2001; Сараев и др., 2014). Частотный диапазон метода 1–1000 кГц позволяет изучать геоэлектрический разрез на глубину от первых метров до 100–150 м. В методе РМТ-К используются источники двух типов: магнитного типа – горизонтальный магнитный диполь (вертикальная петля) (Bastani, 2001) или электрического типа – горизонтальный электрический диполь (заземленный на концах провод – генераторная линия) (Сараев и др., 2014).

Работы методом РМТ-К чаще проводятся в скалярном варианте. Однако, для достоверной интерпретации данных метода РМТ-К в горизонтально неоднородных средах и получения полной информации о геоэлектрическом разрезе необходимо проведение тензорных измерений.

Расчет тензорной передаточной функции, например импеданса, возможен с использованием данных измерений электромагнитного поля с переменным направлением поляризации (Семенов, 1980). Единичный источники электромагнитного поля,

такой как петля или заземленный провод, имеют стационарную поляризацию первичного электромагнитного поля. Для создания поля с переменной во времени поляризацией («вращающегося» поля) обычно применяют два разнонаправленных источника (Wannamaker, 1997, Bastani 2001). В этом случае каждый из генераторов, подключенных к соответствующей нагрузке, включается последовательно при выключенном другом генераторе и таким образом поле, регистрируемое на приемнике, имеет различную ориентацию в различные моменты времени. На этапе обработки данные измерений, выполненных на одной и той же частоте, но с разнонаправленными генераторными линиями, обрабатываются как единое измерение.

В случае использовании высоких частот, как в методе РМТ-К, и генераторной линии длиной в сотни метров – километры длины волн тока и напряжения в проводе становятся сопоставимы или меньше длины самого провода. В этом случае на амплитуду и фазу регистрируемого поля будут существенно влиять распределенные параметры провода, такие как погонное сопротивление, емкость и индуктивность. Применение двух разнонаправленных генераторных линий возможно в рассмотренном выше варианте с последовательным включением двух источников, а также при одновременном

включении двух источников на одинаковой или незначительно различающейся частоте. Рассмотрению особенностей поляризации различных вариантов высокочастотных источников электрического типа посвящена данная работа.

### ТЕОРИЯ

Основываясь на теории длинных линий (Егорова, Сапожников, 1981), можно записать выражения для какой-либо компоненты электромагнитного поля, создаваемого заземленным проводом:

$$M = \int_a^b I(x)m(x)dx. \quad (1)$$

Здесь  $M$  – компонента электрического или магнитного поля генераторной линии в точке измерения,  $I(x)$  – комплексная сила тока в точке провода с координатой  $x$ ,  $m(x)$  – значение той же компоненты электрического или магнитного поля, рассчитанное для точечного горизонтального электрического диполя, помещенного в точку  $x$  на проводе. Комплексное значение силы тока в любой точке провода может быть рассчитано по следующей формуле:

$$I(x) = I_{out} \left( \cosh(\gamma x) - \sinh(\gamma x) \frac{Z_{in}}{Z_w} \right). \quad (2)$$

Здесь  $I_{out}$  – выходная сила тока генератора (А),  $Z_w$  – волновой импеданс провода (Ом),  $Z_{in}$  – входной импеданс провода (Ом),  $\gamma$  – постоянная распространения в проводе (1/км), И

$$Z_{in} = Z_w \frac{R_g + Z_w \tanh(\gamma l)}{Z_w + R_g \tanh(\gamma l)}, \quad (3)$$

$$Z_w = \sqrt{Z/Y}; \quad \gamma = \sqrt{ZY}$$

где  $Z = R + i\omega L$  – полное погонное сопротивление провода (Ом),  $Y = G + i\omega C$  – полная погонная проводимость провода (См),  $l$  (км) – длина соответствующего плеча генераторной линии между генератором и заземлением с сопротивлением  $R_g$  (Ом). Погонные емкость  $C$ , проводимость изоляции  $G$  и индуктивность  $L$  рассчитываются по следующим формулам (Вешев, 1980):

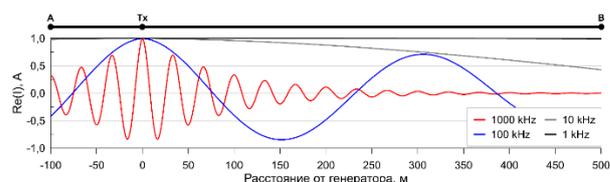
$$C = \frac{\varepsilon \cdot 24.13 \cdot 10^{-9}}{\log_{10}(hr + \sqrt{hr^2 - 1})} \quad (4)$$

$$G = \omega \cdot C \cdot \operatorname{tg}(\delta) + G_0$$

$$L = \left[ 1 - i1.57 + 2lg \left( \frac{1.12}{|k_1|r} \right) - i2.67|k_1|h \right] \cdot 10^{-4}$$

где  $R$  – погонное сопротивление металлической части провода (Ом/км),  $G$  – погонная проводимость изоляции провода (См/км),  $G_0$  – погонная проводимость изоляции провода на постоянном токе (См/км),  $C$  – погонная емкость провода, лежащего на земле (Ф/км),  $L$  – погонная индуктивность (Гн/км),  $\varepsilon$  – относительная диэлектрическая проницаемость материала изоляции,  $\operatorname{tg}(\delta)$  – тангенс угла диэлектрических потерь,  $h$  – высота провода над землей (мм),  $r$  – радиус металлической части провода (мм),  $k_1$  – волновое число земли,  $\omega$  – круговая частота. Рассмотрим простой пример провода длиной 600 м, лежащего на поверхности однородного полупространства с удельным сопротивлением 50 Ом\*м и относительной диэлектрической проницаемостью 4. Генератор подключен асимметрично и сопротивление каждого из заземлений равно 50 Ом. Выходной ток примем за 1 А. Рисунок 1 иллюстрирует распределение реальной части комплексной силы тока вдоль провода на различных частотах.

Моделирование поля провода выполнено для 1D случая с учетом токов смещения в земле и воздухе по алгоритму, описанному в (Шлыков, Сараев, 2014).



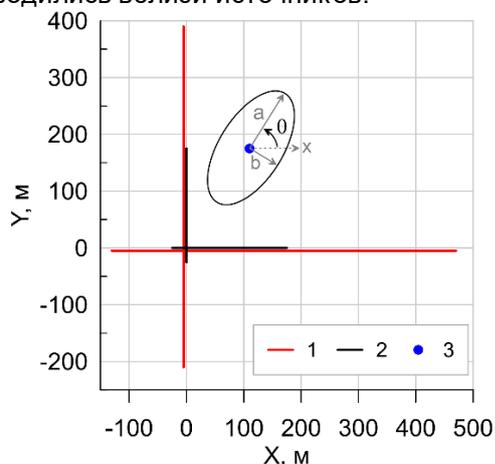
**Рисунок 1.** Распределение реальной части комплексной силы тока вдоль провода длиной 600 м с асимметричным включением генератора на различных частотах.

Как видно на рисунке 1, амплитуда тока на частоте 1 кГц идентична для каждой точки на проводе. На частоте 10 кГц реальная часть силы тока уменьшается до половины выходной силы тока генератора. На частоте 100 кГц отчетливо видны осцилляции длиной волны порядка 300 м, а на частоте 1 МГц мы видим сильно затухающие от по направлению к заземлениям осцилляции с длиной волны около 33 м. Изменение мнимой части силы тока имеет схожий характер. Для тензорных измерений наиболее важным параметром является угол поворота горизонтального

эллипса поляризации электромагнитного поля  $\theta$ . В дальнейшем мы будем анализировать только этот параметр.

### Полевой эксперимент

Для анализа изменения поляризации поля высокочастотного поля, создаваемого заземленным проводом, мы использовали аппаратуру, описанную в (Сараев и др., 2014), два генератора и две пары взаимно ортогональных заземленных генераторных линий. В первой паре каждая линия имела длину 200 м, во второй – 600 м. Для минимизации влияния помех измерения проводились вблизи источников.



**Рисунок 2.** Схема полевого эксперимента: 1 – генераторные линии длиной 600 м, 2 – генераторные линии длиной 200 м, 3 – точка измерения. Вокруг точки измерения схематически показаны элементы эллипса поляризации:  $a$  – большая полуось,  $b$  – малая полуось,  $\theta$  – угол поворота большой полуоси.

Схема измерения показана на рисунке 2. Ввиду того, что генератор создает ток в форме прямоугольного меандра, мы использовали только три основные частоты генератора: 0,5, 5 и 50 кГц. Результирующий спектр имеет 9 нечетных гармоник на декаду. Мы сравнивали три различных подхода к генерации тока. Первый – последовательное включение каждого из двух генераторов. Второй – одновременное включение обоих генераторов на идентичной частоте. Третий – одновременное включение обоих генераторов с небольшим сдвигом основной частоты на втором генераторе относительно первого. Для последнего варианта мы использовали частоты 0,5 и 0,5001 кГц или 0,02% разницу в частоте. Мы не использовали этот вариант на более высоких

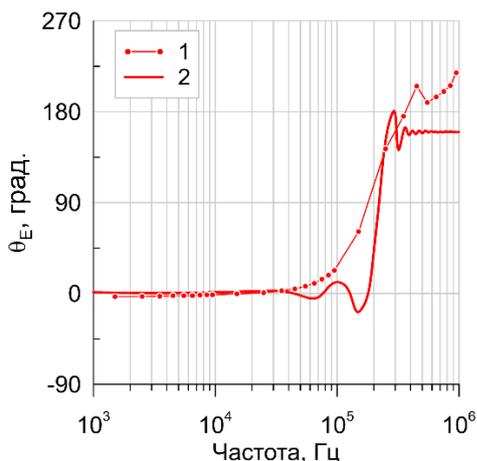
частотах из-за аппаратных ограничений применяемого генератора и невозможности задания настолько близких значений на более высоких частотах.

Прежде всего оценим измерения и синтетические данные для единичной генераторной линии. Рисунок 3 иллюстрирует сопоставление измеренного угла поворота горизонтального эллипса поляризации электрического поля и синтетического аналога, рассчитанного с учетом распределенных параметров генераторной линии и токов смещения в земле и воздухе для генераторной линии длиной 600 м.

Как видно из рисунка 3, измеренные и синтетические результаты согласуются довольно хорошо. Начиная с частоты около 70 кГц эллипс поляризации горизонтального электрического поля начинает существенно отклоняться от направления, параллельного проводу генераторной линии. При этом в диапазоне частот 100–300 кГц направление его главной полуоси меняется на 180 градусов и более. В данном случае точное моделирование вряд ли возможно, например, из-за сильного влияния высоты укладки провода над землей на емкость и индуктивность провода, что практически невозможно точно учесть при длине провода в сотни метров.

При использовании двух генераторных линий первоначально полевым эксперимент был выполнен для последовательного включения двух источников и обработки данных как единого измерения.

Затем были выполнены эксперименты по одновременному включению двух генераторных линий. Для анализа измерения ориентации горизонтального электрического поля во времени при использовании двух генераторных линий рассмотрим параметр  $\Delta\theta_E$ , показывающий отклонение направления поляризации электрического поля в конкретный момент времени от среднего направления поляризации за все время измерений. Рисунок 4 иллюстрирует вариации этого параметра в зависимости от частоты и времени измерения для случая одновременно включенных генераторов с идентичной частотой. На частотах 1–10 кГц осцилляции направления поляризации горизонтального электрического поля лежат в пределах  $\pm 15$ – $20^\circ$ , однако период этих осцилляций довольно большой: около 50 с для частоты 9,5 кГц и более 100 с для 1,5 кГц, что вряд ли пригодно на практике.



**Рисунок 3.** Частотные зависимости угла поворота горизонтального эллипса поляризации электрического поля для единичной генераторной линии: 1 – наблюдаемые данные, 2 – синтетические данные.

На частотах 10-100 кГц осцилляции лежат в пределах  $\pm 10$ – $20^\circ$  с периодом 6 с и менее. На частотах 100-1000 кГц амплитуда осцилляций около  $\pm 90^\circ$  и скорость вращения очень велика. Для каждой частоты более длинный источник дает большую амплитуду осцилляций и меньший период вращения поля.

Незначительный сдвиг частоты двух генераторов на 0.02% на частоте 0,5 кГц (0,5 и 0,5001 кГц) приводит к осцилляциям ориентации горизонтального электрического поля в диапазоне частот 1–10 кГц с амплитудой  $\pm 15$ – $20^\circ$  и периодом около 10 с для генераторных линий длиной 200 м и 2–3 с для генераторных линий длиной 600 м (рисунок 5). Этого вполне достаточно для практического применения указанного феномена для проведения тензорных измерений.

В обоих случаях из-за наличия разницы в частотах или при одинаковых частотах из-за неидентичности генераторных линий и заземлений суммарное поле меняет направление своей поляризации.

При сравнении результатов экспериментов для разных вариантов генерации тока (последовательное включение генератора к двум линиям, одновременная работа двух генераторов на одинаковой частоте, одновременная работа двух генераторов на различающихся частотах) были выполнены расчеты компонент тензора импеданса. Установлено, что результаты расчетов практически не зависят от способа генерации тока.

## Выводы

Мы рассмотрели вращение высокочастотного электромагнитного поля заземленного провода применительно к тензорному варианту метода РМТ-К. На основе численного анализа и натурального эксперимента показано, что направление поляризации высокочастотного поля заземленного провода существенно зависит от частоты и длины провода. Для единичного провода на частотах более 100 кГц поле вращается на десятки-сотни градусов. Полевые эксперимент показывают, что одновременная работа двух генераторов с перпендикулярными антеннами и идентичными частотами создает самовращающееся поле. На частотах ниже 10 кГц более практично использовать небольшой сдвиг по частоте между генераторами порядка 0,02%, что приводит к значительному ускорению вращения поля. Такой подход снижает время измерения в тензорном варианте метода РМТ-К как минимум вдвое. Рассмотренные варианты создания «вращающегося» поля (использование одной генераторной линии и двух генераторных линий, работающих на одинаковой частоте или с небольшим сдвигом по частоте) позволяют получать результаты, аналогичные результатам, получаемым в подходе к измерениям в тензорном варианте на основе последовательного включения двух источников и обработки данных как единого измерения.

## Благодарности

Работа выполнена при поддержке Российского Научного Фонда (номер проекта 21-47-04401).

## ЛИТЕРАТУРА

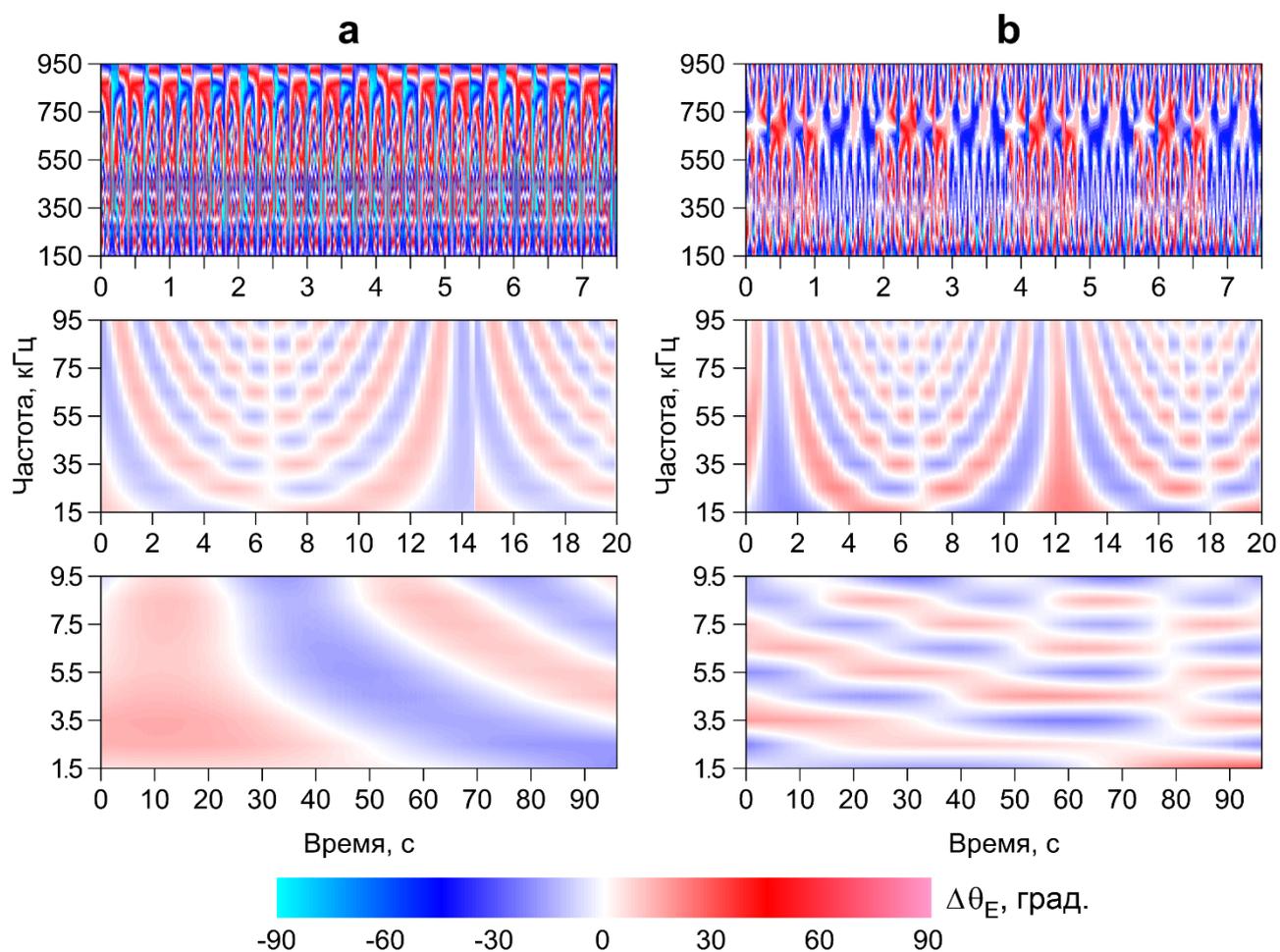
- Вешев АВ, 1980 Электропрофилирование на постоянном и переменном токе. 2-е изд., Л: Недра
- Егорова ЛВ, Сапожников БГ, 1981 Алгоритм расчета поля заземленного и незаземленного кабеля, расположенного на поверхности двуслойной среды. Методы разведочной геофизика. Теория и практика интерпретации в рудной геофизике. с 18–28
- Сараев АК, Симаков АЕ, Шлыков АА, 2014 Метод радиоманнитотеллурических зондирований с контролируемым источником. Геофизика, № 1, с 18–25

Семенов ВЮ, 1985 Обработки данных магнитотеллурического зондирования. М: Недра.

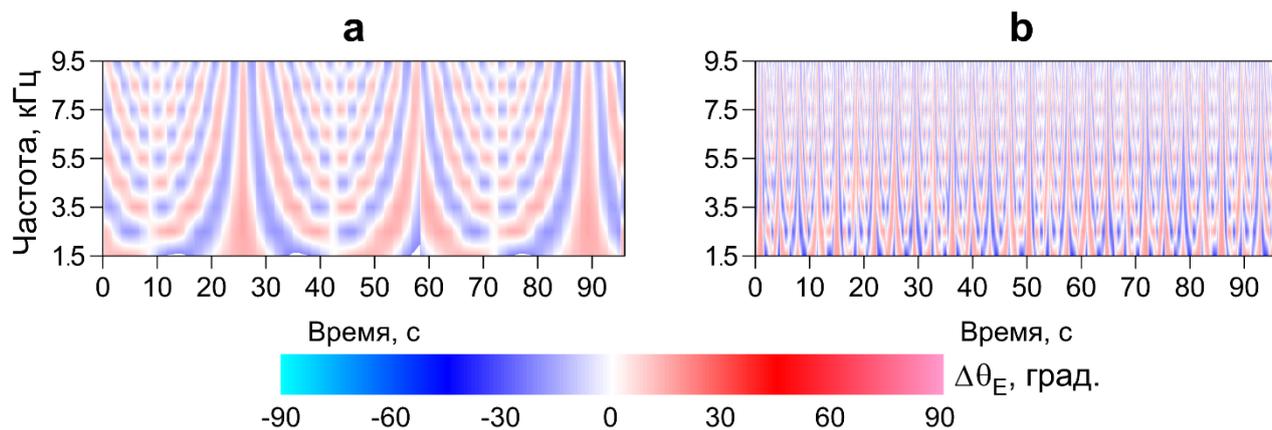
Шлыков АА, Сараев АК. 2014, Волновые эффекты в поле высокочастотного горизонтального электрического диполя. Физика Земли, №2, с 100–113

Bastani V, 2001 EnvoriMT – a new controlled-source / radiomagnetotelluric system. PhD thesis, University of Uppsala, Uppsala

Wannamaker PhE, 1997. Tensor CSAMT survey over the Sulphur Sprins thermal area, Valles Caldera, New Mexico, U.S.A., Part I: Implications for structure of the western caldera. Geophysics, №2, p 451–465



**Рисунок 4.** Измеренный динамический спектр угла ориентации эллипса поляризации горизонтального электрического поля относительно среднего его направления на конкретной частоте для одинаковых частот в генераторных линиях. **a** – генераторные линии длиной 200 м, **b** – генераторные линии длиной 600 м. На каждом из двух генераторов заданы идентичные частоты.



**Рисунок 5.** Измеренный динамический спектр угла ориентации эллипса поляризации горизонтального электрического поля относительно среднего его направления на конкретной частоте для частот с незначительным сдвигом частот в разных генераторных линиях. **a** – генераторные линии длиной 200 м, **b** – генераторные линии длиной 600 м. На первом генераторе задана частота 0,5 кГц, на втором 0.5001 кГц.

## Оценка качества МТЗ

Д.В. Яковлев<sup>1</sup>, Р.В. Зальцман<sup>1</sup>, Н.В. Нарский<sup>2</sup>, Д.В. Епишкин<sup>1</sup>, М.А. Андреев<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ООО «Северо-запад», mail@nw-geophysics.com

<sup>2</sup> Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ»

---

### АННОТАЦИЯ

С каждым годом объем выполняемых магнитотеллурических зондирований растёт. Это связано с совершенствованием аппаратуры и программного обеспечения, совершенствованием техники, снижением себестоимости работ. Во вводной части доклада приведена сравнительная статистика объемов МТЗ в нашей стране с 1950-х годов по настоящее время, изменение производительности работ и стоимости одного МТЗ за последние годы.

При выполнении производственных работ методом МТЗ и их приёмке остро стоит вопрос оценки качества МТЗ. В докладе рассмотрены подходы к оценке качества исходных данных МТЗ; оценки качества МТЗ по передаточным функциям, полученным в результате обработки; предложен набор формальных критериев, позволяющих в большинстве случаев объективно ценить качество МТЗ. Также в докладе представлен ряд примеров, где формальные критерии оценки качества не позволяют объективно провести оценку.

В докладе для обсуждения представлен перечень изменений, связанных с оценкой качества и контролем точности проведения МТЗ, который предлагается внести в инструкцию по электроразведке. Также к обсуждению предложен типовой шаблон той части технического задания на проведение МТЗ, которая касается оценки качества и приёмки полученного материала.

**Ключевые слова:** магнитотеллурические зондирования, оценка качества, контрольные наблюдения

---

## Учет влияния плохого заземления электродов на высокочастотные измерения электрического поля

Н.И. Зорин<sup>1</sup>, Д.В. Епишкин<sup>1</sup>, А.Г. Яковлев<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> ООО «Северо-Запад»

<sup>2</sup> МГУ им. М.В. Ломоносова

E-mail: nikita.zorin.geophys@gmail.com

---

### АННОТАЦИЯ

В большинстве методов электроразведки, использующих заземленные линии для измерения переменного электрического поля, рекомендуется добиваться такого качества заземления, чтобы контактное сопротивление электродов не превышало 2–5 кОм. К сожалению, во многих случаях (сухие песчанистые или каменистые грунты, мерзлые породы и т. п.) организация высококачественных заземлений оказывается невозможной, и приходится работать с приемными линиями, сопротивление заземления которых достигает десятков или даже сотен кОм. Помимо того, что использование таких приемных линий уменьшает соотношение сигнал/шум, с ростом рабочей частоты оно также может приводить к значительному смещению оценок амплитуды и фазы электрического поля, что чревато серьезными ошибками в интерпретации полученных данных.

В настоящей работе рассмотрены основные причины указанных искажений и предложен способ коррекции данных с помощью функции измерения фактической величины комплексного контактного импеданса заземленных линий, реализованной в регистраторе Nord (ООО «Северо-Запад»).

**Ключевые слова:** электрическое поле; многочастотные измерения; плохое заземление электродов

---

## Морские донные электроразведочные аппаратурные комплексы и технологии для поисков углеводородов

А.Б. Кочеров, В.Э. Кяспер, Е.Д. Лисицын, А.А. Петров  
ООО «МЕМ», geo@marineem

---

### АННОТАЦИЯ

В докладе представлены электроразведочные аппаратурно-методические комплексы, разработанные для поисков УВ при разных глубинах моря: в транзитной зоне при глубинах до 10-20 м, для средних глубин до 200-300 м и для глубоководных районов.

**Ключевые слова:** морская электроразведка, донные аппаратурные комплексы

---

### ВВЕДЕНИЕ

Интерес к электромагнитным методам исследований при проведении морских работ на нефть и газ, несмотря на некоторое ослабление после бума в начале первой декады этого столетия, остаётся весьма высоким. Это обусловлено высокой геологической эффективностью комплексирования результатов электроразведочных работ с сейсмическими результатами. Так, согласно статье (Ridyard D., Hesthammer J., 2011), коэффициент успешности бурения при комплексировании возрастает в два раза с 25–35% без электроразведки до 50–70% при её применении.

Основные объёмы работ за рубежом проводятся методом, получившим название CSEM (Controlled Source ElectroMagnetic). При проведении работ по данной методике по профилю измерений расставляются самовсплывающие донные станции, обеспечивающие измерение двух ортогональных горизонтальных компонент электрического и трёх компонент магнитного поля. Возбуждение электромагнитного поля производится буксируемым вблизи дна диполем длиной около 300 метров, в котором формируются импульсы тока силой до 2500 А, обеспечивающие измерения компонент поля на нескольких частотах в диапазоне от десятых долей Герца до нескольких Герц. Аномальный эффект от залежи определяется по изменению её удельного электрического сопротивления (УЭС) по сравнению с вмещающими породами. Глубинность исследований обеспечивается расстоянием между источником и приёмником и при разносах 12–15 км составляет 4–5 км. Работы методом CSEM

проводятся при глубинах моря 300–4000 метров.

Российские исследователи в число поисковых электроразведочных признаков, кроме увеличения УЭС в районе залежи, зачастую включают рост аномального отклика вызванной поляризации (ВП) в геоэлектрических слоях, приуроченных, в первую очередь, к верхней части разреза.

Рассматриваемые нами технологии предполагают проведение профильных исследований методом электромагнитных дистанционных многочастотных зондирований с контролируемым источником и получение данных становления поля во временной области (зондирований становлением поля) с изучением эффекта вызванной поляризации. Можно условно выделить три интервала глубин, на которых должны использоваться различные электроразведочные комплексы:

0–10 (20) метров. Транзитная зона.

10 (20)–200 (300) метров. Шельфовая зона.

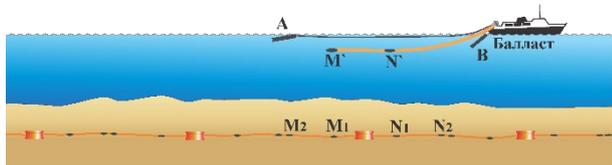
> 200 метров. Глубоководная зона.

В первых двух случаях предполагается проводить зондирования с донными кабельными системами с шагом расстановки донных приёмных станций по профилям исследований 0,5–1 км. В третьем – с применением автономных самовсплывающих донных станций. В рамках данной работы мы оставляем в стороне вопросы профилирования с буксируемой электроразведочной косой (электроразведочным стримером).

### Комплекс для работ в транзитных зонах

Для работ на предельно малых глубинах предполагается размещение вдоль профиля донной системы, состоящей из измерительных станций, соединённых в единую косу

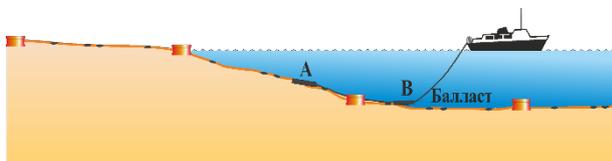
посредством кабелей с измерительными электродами. Возбуждение осуществляется токовыми разнополярными прямоугольными импульсами, создаваемыми буксируемой генераторной линией. Общая схема измерений приведена на рисунке 1.



**Рисунок 1.** Технологическая схема проведения работ в мелководных районах.

Буксируемая приёмная линия  $M'N'$  на рисунке 1 служит для непрерывного контроля за уровнем теллурических помех. При обработке сигналов, измеренных станциями, попикетно формируются данные зондирования в частотной и временной областях. Дистанционные многочастотные зондирования ориентированы, в первую очередь, на изучение УЭС разреза. Измерения в частотной области более помехоустойчивы, обладают большей глубиной исследований. Измерения во временной области менее помехоустойчивы и менее глубокие по сравнению с дистанционными частотными зондированиями. Однако измерения во временной области позволяют эффективно изучать ВП.

При работах непосредственно в зоне перехода суша-море возможно проведение работ в старт-стопном режиме с последующим группированием сигналов, аналогично традиционной методике ВЭЗ (рисунок 2).



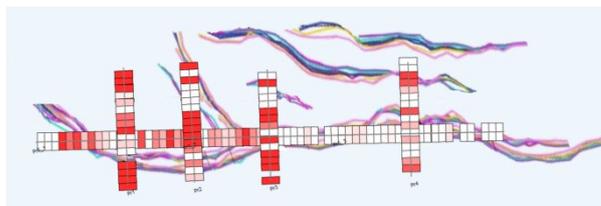
**Рисунок 2.** Схема работ в зоне перехода суша-море.

Опытно-методические работы по данной технологии проводились на одном из лицензионных участков Арктического шельфа. Работы подтвердили правильность выбранных технических решений. В результате интерпретации получены данные о распределении УЭС и выделены аномальные зоны ВП. На рисунке 3 приведён

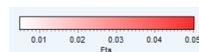
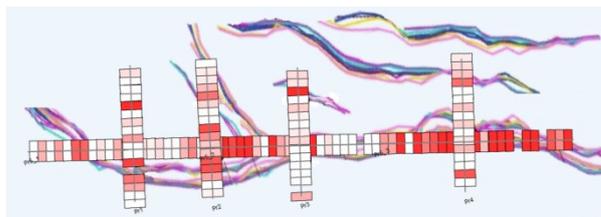
фрагмент аппаратурного отсека со стойкой для обмена информацией со станциями, а на рисунках 4 и 5 – выделенные аномальные зоны.



**Рисунок 3.** Стойка для обслуживания станций.



**Рисунок 4.** Карта УЭС целевого горизонта ( $P_1 - C_2$ ).



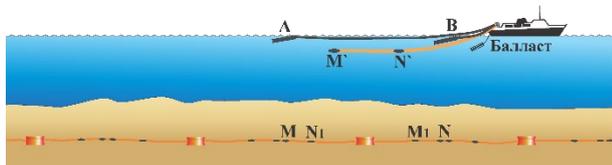
**Рисунок 5.** Карта поляризуемости  $\eta$ .

### Комплекс для работ в шельфовых зонах

В целом, технология работ при глубинах моря 20–200 м аналогична описанной выше. Требуется усилить корпуса станций и измерительные линии на разрыв. Основная проблема – определение точного положения приёмных электродов. Дело в том, что за время после вывода участка косы с электродом за корму и до его спуска на дно, которое может составлять несколько минут, за счёт подводных течений возможен его снос от

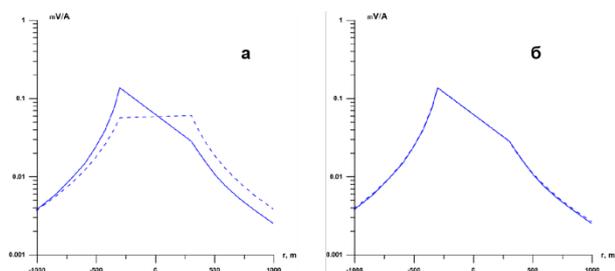
места сброса на десятки, а иногда и до сотен метров.

Таким образом, значимой дополнительной проблемой становится необходимость определения координат каждого электрода. Акустическое позиционирование в данном случае привело бы к существенным материальным и временным затратам. Для решения этой задачи предлагается уточнять координаты электродов непосредственно по измеряемому электрическому полю. Технология заключается в следующем: вблизи от основных измерительных электродов  $MN$  располагаются вспомогательные  $M_1$  и  $N_1$  (рисунок 6) и измеряются сигналы между парами  $MN_1$  и  $M_1N$ .



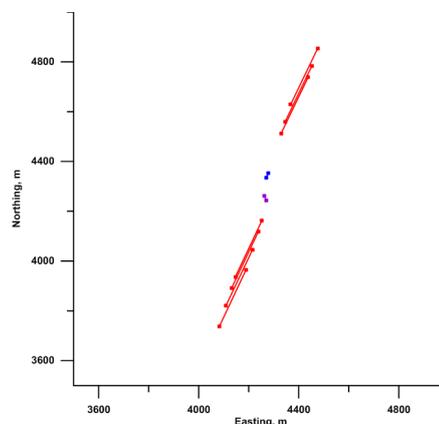
**Рисунок 6.** Схема расположения основных и дополнительных электродов.

Во время обработки получается зависимость сигнала на основной частоте от разноса в диапазоне около 300–1000 м по обе стороны от предполагаемого места измерений. Далее варьируется положение измерительных электродов, для каждого положения рассчитывается теоретический сигнал от двухслойной модели, примерно соответствующей обобщённому разрезу на данном участке работ, и рассчитывается корреляционная функция, определяющая близость измеренной и теоретической кривых. В результате находится положение наилучшего совпадения, что даёт истинное положение электродов. На рисунке 7 показано соответствие измеренных и расчётных сигналов до и после уточнения координат электродов. А на рисунке 8 – предполагаемое и найденное положение электродов измерительной линии.



**Рисунок 7.** Сигналы до (а) и после (б)

уточнения координат электродов. Сплошная – результат измерения, пунктир – расчёт для обобщенной модели.



**Рисунок 8.** Уточнение положения измерительных линий. Синий – исходное предполагаемое положение приёмной линии по координатам сброса, фиолетовый – уточненное положение, красный – положения генераторной линии, для которых производились расчеты.

#### Комплекс для работ в глубоководных зонах

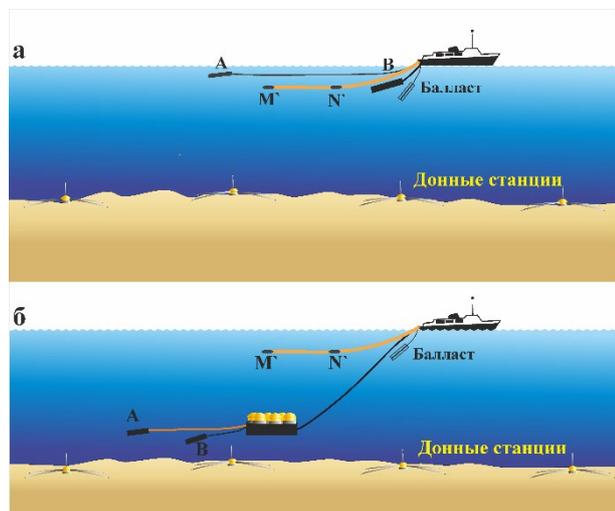
Большие глубины моря предполагают применение традиционной для CSEM технологии работ с автономными донными самовсплывающими станциями (рисунок 9).



**Рисунок 9.** Автономная донная самовсплывающая станция.

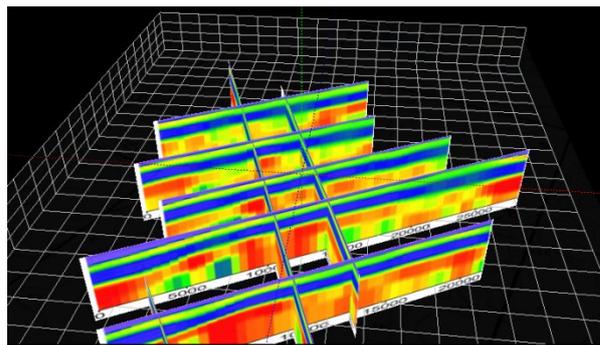
Каждая станция состоит из корпуса с электронной начинкой, бетонного якоря и трёх ортогональных измерительных диполей для компонент электрического поля.

Позиционирование станций осуществляется по акустическому каналу. В качестве источника, как правило, служит горизонтальный, либо поверхностный, либо заглубленный электрический диполь (рисунок 10).



**Рисунок 10.** Технологическая схема проведения работ в глубоководных районах.

Попытки использовать в качестве источника вертикальный или наклонный диполь на данном этапе признаны малоэффективными из-за трудностей со стабилизацией и/или позиционированием нижнего электрода. На рисунке 11 приведены результаты инверсии профильных данных, измеренных по данной технологии на одном из участков в Черном море.



**Рисунок 11.** Разрезы по УЭС на глубоководном участке. Черное море.

### Выводы

Рассмотренные аппаратурные комплексы и технологии обеспечивают исследования при различных глубинах моря и включают дистанционные многочастотные зондирования, направленные, в первую очередь, на выявление аномалий по сопротивлению, и зондирования становлением электрического поля, позволяющие в определенных случаях выявлять аномалии вызванной поляризации.

### ЛИТЕРАТУРА

Ridyard D, Hesthammer J. Value creation using electromagnetic imaging. World Oil, March, p. 51–54, 2011

## Повышение эффективности измерительной системы для малоглубинных зондирований методом переходных процессов

М.В. Шарлов<sup>1</sup>, Н.О. Кожевников<sup>2</sup>, Т.Н. Пестюрин<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ООО «СИГМА-ГЕО», sharlov@sigma-geo.ru

<sup>2</sup>ИНГГ СО РАН, kozhevnikovno@ipgg.sbras.ru

### АННОТАЦИЯ

Рассматриваются вопросы снижения стартовой глубины зондирований в методах импульсной индуктивной электроразведки с установками малых размеров. Обсуждаются факторы, осложняющие получение достоверных результатов измерений. На примере измерителя аппаратуры FastSnap оценивается вклад собственного отклика измерительной системы в результирующую переходную характеристику. Приводится пример возможного технического решения, снижающего влияние собственного отклика входного тракта на измеряемую ЭДС, оцениваются результаты полевых измерений.

**Ключевые слова:** переходная характеристика, измерительный тракт, собственный отклик, метод переходных процессов

### ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия в импульсной индуктивной электроразведке (ЗСБ/МПП) наблюдается устойчивая тенденция к применению установок все меньшего размера с целью снижения стартовой глубины зондирований, особенно при изучении верхней части разреза (ВЧР). Однако при использовании таких установок возникают особые требования к измерительной системе и методике съемок.

Для изучения малых глубин необходимо начинать регистрацию переходного процесса на ранних – порядка микросекунды или долей микросекунды – временах (Kozhevnikov and Sharlov, 2019). Измерительный тракт аппаратуры должен обеспечивать соответствующий частотный и динамический диапазоны, что достигается применением быстродействующих АЦП и широкополосных инструментальных усилителей.

Измеряемый в результате возбуждения нестационарного электромагнитного поля спад ЭДС представляет свертку переходной характеристики геологической среды и собственного отклика измерительной системы (Foged et al., 2013). При этом режимы и параметры измерений, такие как ток в генераторной петле, коэффициент усиления измерительного канала и т. п. влияют на раннюю и/или позднюю стадии результирующей переходной характеристики.

Ранее в работах (Шарлов и др., 2018; Шарлов и Кожевников, 2019; Sharlov and Kozhevnikov,

2018) нами исследовались особенности измерений на поздних временах, связанные с аномальным замедлением спада результирующей ЭДС.

Измерения на ранних временах при изучении малых глубин связаны с собственными техническими проблемами. Прежде всего, необходимо располагать оценкой собственного отклика измерительной системы на ранних временах и способами снижения или учета его влияния на результирующую переходную характеристику. В настоящей работе мы рассмотрим данный вопрос на основе результатов лабораторного и полевого экспериментов.

Экспериментальная часть работы выполнена с цифровой аппаратурой FastSnap. Обработка данных проведена с помощью программного пакета TEM-Processing (Sharlov et al., 2017).

### Особенности измерения переходных характеристик на ранних временах

Рассматривая вопрос измерения откликов на ранних временах, можно выделить несколько осложняющих факторов, затрудняющих получение достоверного результата.

Как известно (Meju, 1995), стартовую глубину зондирования удобно оценивать по формуле:

$$h = k\sqrt{\rho t}, \quad (1)$$

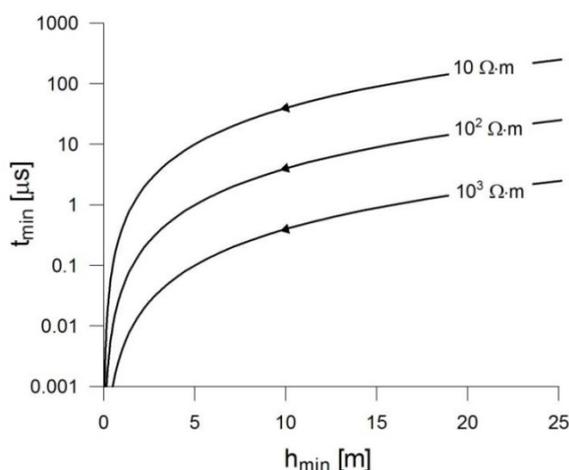
где  $\rho$  – удельное электрическое сопротивление земли (Ом·м);  $t$  – время, прошедшее с момента выключения тока в

генераторной петле (сек);  $k$  – масштабный коэффициент (обычно в диапазоне от 400 до 700).

Задавшись минимальной, или стартовой, глубиной зондирования  $h_{min}$ , из формулы 1, можно найти выражение для начального (минимального, стартового) времени измерений  $t_{min}$ :

$$t_{min} = \frac{h_{min}^2}{k^2 \rho} \quad (2)$$

Эта формула показывает, что уменьшение стартовой глубины зондирования приводит к необходимости измерений на все более ранних временах, особенно при изучении слабо проводящих пород (Кожевников и Плотников, 2004; Kozhevnikov and Sharlov, 2019).



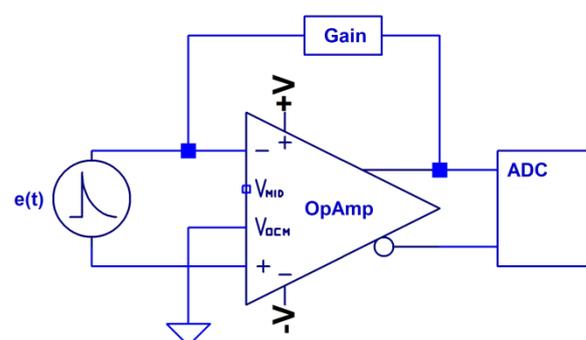
**Рисунок 1.** Графики зависимости  $t_{min}$  от минимальной глубины зондирования  $h_{min}$ . Шифр графиков – удельное электрическое сопротивление полупространства;  $k = 500$ .

Для измерений в микросекундном диапазоне необходимо работать генераторными петлями малых размеров, так как именно генераторная петля является наиболее инерционным элементом измерительной системы. Наряду со специфическими проблемами, связанными с необходимостью быстрого выключения тока в генераторной петле (Kozhevnikov et al., 2020; Шарлов и др., 2021), уменьшение ее размера сопровождается резким падением уровня полезного сигнала (Кожевников и Плотников, 2004; Kozhevnikov and Sharlov, 2019).

Для решения указанной проблемы необходимо использовать измерительный тракт, включающий, помимо быстродействующего АЦП, высокочастотный широкополосный операционный усилитель (ОУ) с

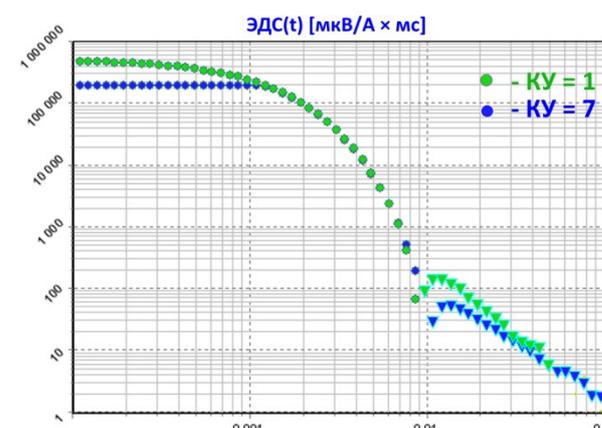
контролируемым коэффициентом усиления (КУ). Это позволяет повысить измеряемый сигнал до необходимого уровня. На рисунке 2 показана упрощенная схема измерительного тракта, содержащего широкополосный ОУ и быстродействующий АЦП.

Вместе с тем, работая с аппаратурой FastSnap, структура измерителя которой аналогична показанной на рисунке 2, мы неоднократно сталкивались с ситуацией, когда при изучении слабо проводящих сред результаты измерений на ранних временах с генераторными петлями малых ( $25 \times 25$  м и менее) размеров не находили разумного геологического объяснения.



**Рисунок 2.** Источник сигнала (приёмная петля), широкополосный операционный усилитель с задаваемым коэффициентом усиления и быстродействующий АЦП.

На рисунке 3 приведены осложненные переходные характеристики, измеренные в западном Прибайкалье соосной установкой с генераторной петлей  $25 \times 25$  м. В месте проведения измерений разрез сложен метаморфическими породами с высоким (400 – 500 Ом) удельным сопротивлением. На времени 8–10 мкс наблюдается смена знака полярности ЭДС.



**Рисунок 3.** Переходные характеристики, измеренные с генераторной петлей размером

25 × 25 м при разном КУ измерительного тракта: зеленый график КУ = 1; красный график КУ = 7. Маленькими треугольниками показана ЭДС отрицательной полярности.

Переходные процессы, измеренные при токе в генераторной петле 0,7 А с коэффициентами усиления 1 (зеленый график) и 7 (синий график) совпадают до времени порядка 6–7 мкс. Однако на более поздних временах между переходными характеристиками наблюдается расхождение.

### Изучение собственного отклика измерительного тракта аппаратуры FastSnap

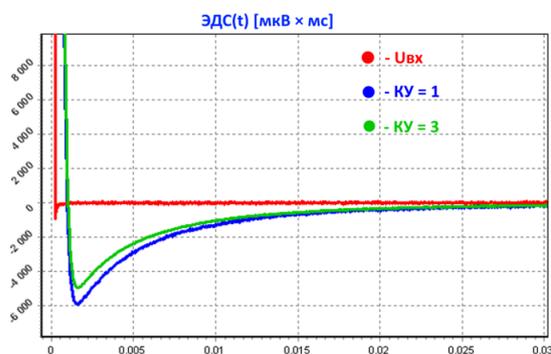
Зависимость результатов измерений от коэффициента усиления свидетельствует о том, что собственный отклик измерительного тракта вносит существенный вклад в результирующую переходную характеристику. Как отмечалось выше (см. рисунок 2), основными элементами измерительного тракта являются операционный усилитель и АЦП. Для изучения собственной переходной характеристики входного тракта мы провели лабораторные измерения с источником сигнала в виде генератора напряжения прямоугольной формы с коротким (менее 100 нс) срезом. Генератор подключался непосредственно к входу измерителя. Амплитуда прямоугольного импульса напряжения составляла 0,7 В, длительность – 32 мкс. Запись собственного отклика измерителя производилась с частотой дискретизации 40 МГц при различных значениях КУ. Лабораторные измерения подтвердили наблюдающуюся в поле зависимость регистрируемой ЭДС от КУ (см. рисунок 4).

Как видно на рисунке 4, на ранних временах наблюдается смена полярности ЭДС с последующим асимптотическим приближением к нулю. Аналогичные переходные процессы наблюдаются в поле при изучении слабо проводящих пород, когда полезный сигнал быстро спадает до уровня шумов.

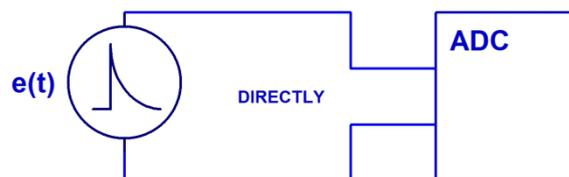
### Оптимизация измерительного тракта для измерения на ранних временах

Для измерения на ранних временах измерительный тракт аппаратуры FastSnap был модифицирован в соответствии со схемой, представленной на рисунке 5.

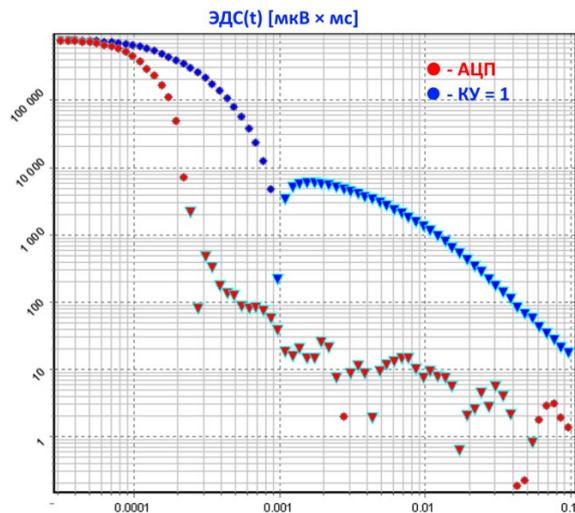
Как показано на рисунке 5, из схемы, приведенной на рисунке 2, исключен ОУ, а источник ЭДС через согласующие резисторы подключен непосредственно к АЦП. Для новой схемы, также как и в предыдущем случае, мы измерили отклик на воздействие прямоугольным импульсом напряжения. На рисунке 6 приведены графики переходных характеристик новой и предыдущей (при КУ=1) схем.



**Рисунок 4.** Переходные характеристики измерительного тракта в зависимости от КУ: красный график – входное ступенчатое напряжение; синий график при КУ = 1; зеленый график при КУ = 3.



**Рисунок 5.** Модифицированная схема входного тракта измерителя FastSnap с прямым подключением источника сигнала к АЦП.



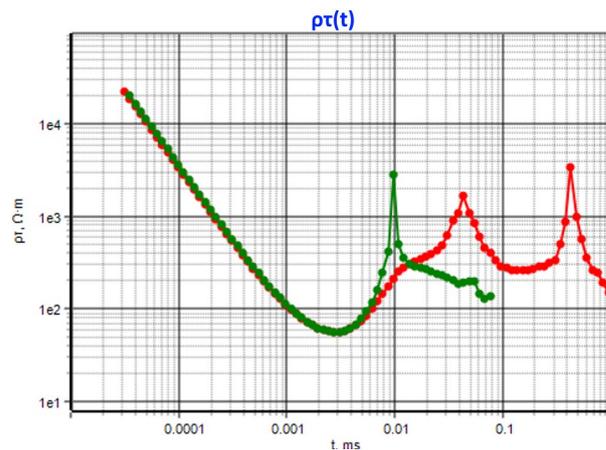
**Рисунок 6.** Собственные отклики входных трактов: синий график – с операционным усилителем ( $KU=1$ ), красный график – с непосредственным подключением источника сигнала к АЦП. Маленькими треугольниками показано выходное напряжение отрицательной полярности.

#### Сопоставление результатов измерений

По сравнению традиционной схемой входного тракта схема с прямым подключением источника сигнала к АЦП имеет более короткий (менее 1 мкс) собственный отклик. Благодаря этому на ранних временах снижается влияние собственной переходной характеристики входного тракта на результирующую переходную характеристику. Разумеется, при этом снижается чувствительность и, соответственно, возрастает уровень шумов. Однако, комбинация измерений на ранних временах в режиме прямого включения АЦП и измерений на поздних временах с традиционной схемой с ОУ позволяет измерить переходную характеристику в широком временном диапазоне.

На рисунке 7 приведены кривые кажущегося удельного сопротивления  $\rho_T(t)$ , измеренные с помощью как традиционного, так и основанного на прямом включении АЦП входных трактов.

Как видно из рисунка 7, измерения с прямым включением АЦП позволили получить кривую  $\rho_T(t)$ , интерпретируемую в широком временном диапазоне (красный график). Нарушение монотонности кривой (острые пики на временах 40 и 400 мкс) связаны с проявлением быстропротекающей вызванной поляризации мерзлых пород.



**Рисунок 7.** Кривые  $\rho_T(t)$ , измеренные с генераторной петлей размером  $25 \times 25$  м с традиционным входным трактом (зеленая кривая) и при прямом включении АЦП (красная кривая).

#### Выводы

Снижение начальной глубины зондирования при работе с установками малых размеров сопряжено с необходимостью выполнять измерения на временах порядка 1 мкс и менее.

Основным осложняющим фактором, особенно при изучении слабо проводящих геологических сред установками малого размера, является драматическое снижение уровня полезного сигнала. Это приводит к тому, что определяющий вклад в результирующую переходную характеристику вносит не отклик от геологической среды, а собственная переходная характеристика измерительной системы.

Одним из способов решения этой проблемы является модификация традиционной схемы измерительного тракта, позволяющая снизить собственный отклик измерительной системы. Модификация входного тракта измерителя аппаратуры FastSnap заключалась в исключении ОУ из цепочки «Источник сигнала – АЦП». Благодаря этому удалось при изучении слабо проводящих мерзлых пород установкой с генераторной петлей малого размера измерить переходные характеристики, свободные от влияния собственного отклика измерительной системы на ранних временах.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Кожевников НО, Плотников АЕ, 2004 Оценка возможностей метода переходных процессов при изучении верхней части геологического разреза. Геофизика, №6, с 33–38
- Шарлов МВ, Кожевников НО, Шелохов ИА 2018 Аномальное замедление спада ЭДС индукционного переходного процесса при работе соосными установками с небольшими генераторными петлями. Тезисы конференции «Инженерная и рудная геофизика 2018». Алматы, Казахстан
- Шарлов МВ, Кожевников НО 2019 Влияние собственного отклика измерительной системы на результаты измерений в методе переходных процессов. Тезисы конференции «Инженерная и рудная геофизика 2019». Геленджик, Россия
- Шарлов МВ, Кожевников НО, Пестюрин ТН 2021 Влияние эффектов запаздывания при выключении тока в генераторной петле на индукционные переходные характеристики. Тезисы конференции «Инженерная и рудная геофизика 2021». Геленджик, Россия
- Foged N, Auken E, Christiansen AV and Sørensen KI 2013 Test-site calibration and validation of airborne and ground-based TEM systems. Geophysics, VOL. 78, NO. 2, P. E95–E106
- Kozhevnikov N, Sharlov M 2019 Early-Time and Late-Time Limitations on the Performance of Near-Surface TEM Measuring Systems. Extended abstr “Near Surface Geoscience Conference & Exhibition 2019”, The Hague, Netherlands. doi: 10.3997/2214-4609.201902382
- Kozhevnikov NO, Sharlov MV, Stefanenko SM, 2020 Turning off low and high currents in a transmitter loop used in the transient electromagnetic method. Geophysical Prospecting, 68, p. 1676–1688
- Meju MA, 1995 Simple effective resistivity-depth transformations for infield and real-time data processing. Computers & Geosciences, 21(8), p. 985–992
- Sharlov MV, Buddo IV, Misyurkeeva NV, Shelokhov IA, Agafonov YuA. 2017 Transient electromagnetic surveys for high-resolution near-surface exploration: basics and case studies. First Break 35, p. 63–71
- Sharlov M, Kozhevnikov N, 2018 Intrinsic response of a TEM measuring unit as cause of slowly decaying anomalous transients. Abstracts “24th EM Induction Workshop”, Helsingør, Denmark

## **К вопросу о правомерности использования модели плоской волны и двухканальных измерительных систем при выполнении МТЗ в полярных широтах**

Д.В. Яковлев, Е.О. Погребных, Д.В. Епишкин, А.Г. Яковлев  
ООО «Северо-запад», mail@nw-geophysics.com

---

### **Аннотация**

При проведении работ методом МТЗ в полярных широтах, расположенных близко от источников низкочастотных вариаций естественного электромагнитного поля Земли, у исследователей возникает вопрос, насколько правомерно применение модели плоской волны в этих условиях. Кроме того, некоторые исследователи сомневаются в правомерности использования в полярных широтах двухканальных станций, ссылаясь на существенную неоднородность магнитного поля.

В докладе показана правомерность применения модели плоской волны и двухканальных измерительных систем при выполнении МТЗ в полярных широтах. Для этого использовались площадные данные 4000 точек МТЗ, выполненных за один полевой сезон на участке размером 120x80 км, расположенном на севере Якутии. Все измерения выполнены с равномерным шагом по площади синхронно с единой базовой станцией, расположенной в центре участка (примерно 72° с.ш.).

Поскольку станция на базовой точке писала на протяжении трёх месяцев в широком диапазоне частот, то эти данные позволяют понять, насколько стабильны были результаты обработки базовой точки во времени, зависят ли они от изменений в источнике поля. Проанализировав все полученные частотно-временные разрезы за 3 месяца, графики изменения модуля и фазы импеданса на разных частотах, графики спектральной плотности, изменение уровня кривых за 3 месяца для характерных дней, можем сделать вывод, что в полярных широтах никаких значимых эффектов, связанных с неоднородностью источника поля не наблюдается. Основываясь на классической модели Тихонова-Каньяра, мы получаем стабильные значения компонент тензора импеданса.

Полученные площадные данные с использованием базовой станции позволяют построить карты горизонтального магнитного тензора для всей площади. Можно считать, что при значении модуля магнитного тензора равном 1, магнитное поле не меняется. Соответственно, результаты позволяют определить, на каком расстоянии от базовой точки можно использовать её магнитное поле, т.е. понять на какой максимальной дистанции от 5-канальных станций можно использовать 2-канальные.

Рассмотрев все карты горизонтального магнитного тензора для характерных частот, можно сделать вывод, что максимальное расстояние, на котором возможно использование магнитного поля с базовой точки для обработки данных двухканальных станций, равно около 20 км. В пределах этого расстояния отличия в магнитном поле не будут превышать 5% по модулю, 3° по фазе. Чтобы гарантированно оставаться в указанных пределах, для всей площади предельное расстояние равно 10 км.

**Ключевые слова:** магнитотеллурические зондирования, полярные широты, модель плоской волны, горизонтальный магнитный тензор

---

## Калибровка индукционных датчиков в экранированных системах

Е.А. Копытенко<sup>1,3</sup>, С.В. Поляков<sup>2,3</sup>, А.В. Щенников<sup>2,3</sup>, А.С. Скрябин<sup>3</sup>, А.Л. Котиков<sup>1</sup>, М.Б. Самсонов<sup>3</sup>

<sup>1</sup>СПбФ ИЗМИРАН им. Н.В. Пушкова, Санкт-Петербург, eugenekopytenko@mail.ru

<sup>2</sup>НИРФИ ННГУ им. Н.И. Лобачевского, Н-Новгород, svp@nirfi.sci-nnov.ru

<sup>3</sup>ООО «ВЕГА», Санкт-Петербург, office@vega-geophysics.com

---

### Аннотация

В работе рассматривается возможность использования установок для калибровки индукционных магнитных датчиков в условиях наличия промышленных помех, в конструкции которых применяется многослойное магнитное экранирование с помощью длинных концентрических цилиндров из сплава с высокой магнитной проницаемостью. Описана конструкция такой установки, разработанной и изготовленной в компании ВЕГА, и особенности её применения. Выполнен теоретический расчёт экранирующих свойств установки. Проведены лабораторные измерения параметров экранирования. Проведены сравнительные испытания калибровочных установок с магнитным экранированием (КУМЭ) и традиционных установок для воспроизведения однородного магнитного поля с использованием колечной системы Гельмгольца (КГ). Показано, что для частот менее 10 кГц расхождение в оценках амплитудно-частотных и фазовых характеристик, испытываемых в КУМЭ и КГ образцов индукционных датчиков, находятся в пределах погрешностей измерения. Проведена оценка шумовых параметров магнитных индукционных датчиков с использованием КУМЭ.

**Ключевые слова:** индукционные магнитные датчики, магнитное экранирование, калибровка магнитных датчиков, МТ зондирование

---

## Сессия 2

«Методы моделирования, анализа, коррекции и инверсии электромагнитных данных» памяти В.И. Дмитриева

Конвинеры:

Е.А. Оборнев, Н.И. Зорин, М.С. Кругляков

## Разделение магнитотеллурического поля по положению источников

П.Н. Александров  
ЦГЭМИ ИФЗ РАН, alexandr@geo.igemi.troitsk.ru

---

### АННОТАЦИЯ

Рассматриваются теоретические вопросы использования метода магнитотеллурического зондирования (МТЗ) для целей пассивного электромагнитного мониторинга современных геодинамических процессов.

Поставлена задача выделения из электромагнитного поля, зарегистрированного на дневной поверхности, составляющей, связанной с экзогенными источниками (ионосферные токи, грозовые разряды и т.п.), и поля, связанного с эндогенными источниками, которые могут генерироваться необратимыми геодинамическими процессами в напряженно-деформированной литосфере, например, процессами трещинообразования.

На основе введения функции объема получено устойчивое в вычислительном плане решение прямой задачи МТЗ для слоистой, горизонтально-однородной произвольно анизотропной модели геоэлектрической среды с распределенными в ней источниками электромагнитного поля. При этом источники могут располагаться в произвольном месте слоистого полупространства со случайной амплитудой и временем появления. Это решение позволяет эффективно проводить прямое математическое моделирование электромагнитного поля, тем самым обеспечивая необходимую теоретико-вычислительную базу для постановки и решения обратной задачи пассивного электромагнитного мониторинга.

Показано, что электромагнитное поле, связанное с эндогенными источниками электромагнитного поля, в случае горизонтально слоистой модели среды входит аддитивным образом в импедансные соотношения, связывающие тангенциальные компоненты электрического поля и тангенциальные компоненты магнитного поля на дневной поверхности.

**Ключевые слова:** пассивный электромагнитный мониторинг, магнитотеллурическое зондирование

---

### ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия наблюдается повышение интереса к изучению сейсмоэлектромагнитных явлений, связанных с подготовкой землетрясений (Соболев, Пономарев, 2003). Предполагается, что в процессе разрушения горной породы формируется наиболее мощный источник электромагнитного поля, связанный с трещинообразованием. Эти эндогенные источники носят случайный характер как по ориентации, амплитуде, так и по времени появления и местоположению. В совокупности они могут создавать электромагнитное поле, которое может регистрироваться на дневной поверхности (Александров, 2009). Одним из методов исследования геоэлектрической среды является метод магнитотеллурических зондирований, в котором в качестве источника рассматривают теллурическое поле экзогенного происхождения. Однако при полевых измерениях регистрируются электромагнитные поля как экзогенного, так и эндогенного происхождения. Таким образом,

появляется задача, связанная с теоретическим обоснованием использования данных МТЗ для изучения современных геодинамических процессов. Прежде всего, данное обоснование связано с возможностью разделения электромагнитного поля, измеренного на дневной поверхности, на поля эндогенного и экзогенного происхождения. Соответственно, основной задачей обработки данных МТЗ с целью изучения источников эндогенного происхождения является задача разделения поля по положению источников (Александров, 2015). Помимо этих источников, являющихся предметом изучения пассивного электромагнитного мониторинга современных геодинамических процессов (Александров, 1994), существенную роль играют ионосферные токи, которые являются основой метода магнитотеллурического зондирования для решения электроразведочных задач.

**Вывод импедансных соотношений для горизонтально-слоистой модели с распределенными в ней источниками**

Рассмотрим в терминах импедансов прямую задачу МТЗ, которая в свою очередь является обратной задачей электродинамики по определению краевых условий (Ахтямов, 2009).

Электромагнитное поле, в общем случае линейной неоднородной среды, подчиняется системе уравнений Максвелла, которая в частотной области имеет вид

$$\begin{aligned} \operatorname{rot} \mathbf{H} &= \sigma \mathbf{E} + \alpha \mathbf{H} + \mathbf{J}^{ext}, \\ \operatorname{rot} \mathbf{E} &= -i\omega \mu \mathbf{H} + \beta \mathbf{E} + \mathbf{B}^{ext}. \end{aligned} \quad (1)$$

где  $\mathbf{H} = [H_x, H_y, H_z]^T$  – вектор напряженности магнитного поля,  $\mathbf{E} = [E_x, E_y, E_z]^T$  – вектор напряженности электрического поля;  $\mathbf{J}^{ext}$ ,  $\mathbf{B}^{ext}$  – вектора плотности стороннего электрического тока и сторонней индукции магнитного поля, соответственно, которые являются источниками электромагнитного поля;  $\omega$  – частота;  $i = \sqrt{-1}$  – мнимая единица;  $T$  – знак транспонирования. Электромагнитными параметрами неоднородной среды являются:  $\mu$  – магнитная проницаемость,  $\sigma$  – удельная электропроводность,  $\alpha, \beta$  – бианизотропные параметры (Александров, 2000). Эти параметры описывают наиболее общие линейные электромагнитные свойства среды и являются матрицами размерности  $3 \times 3$ . Они необходимы для максимально полного описания линейных электромагнитных свойств геоэлектрической среды. Наличие источников электромагнитного поля в геологической среде интерпретируется как характеристика геодинамической активности геологической среды (Соболев, 1973). Рассмотрим горизонтально-однородную модель геоэлектрической среды. Введем декартовую систему координат  $XyZ$ . Ось  $z$  направим вглубь земли. Для такой среды достаточно переформулировать систему уравнений Максвелла (1): исключая компоненты  $H_z$  и  $E_z$ , воспользоваться преобразованием Фурье по горизонтальным координатам относительно 4-х компонентного вектора  $\mathbf{X} = [H_x, H_y, E_x, E_y]^T$ , содержащего

только тангенциальные компоненты электромагнитного поля (Александров, 2001), и, следовательно, непрерывного на границе раздела сред. В этом случае, уравнения Максвелла будут иметь вид системы обыкновенных дифференциальных уравнений первого порядка

$$\frac{\partial}{\partial z} \mathbf{X} = A \mathbf{X} + \mathbf{J} \delta(z - z_j), \quad (2)$$

где  $A$  – матрица, включающая параметры среды, пространственные ( $k_x, k_y$ ) и временную  $\omega$  частоты;  $\mathbf{J} = \mathbf{I}_j e^{i(k_x x_j + k_y y_j + \omega t_j)}$  – вектор сторонних источников электромагнитного поля с номером  $j$ , амплитудой  $\mathbf{I}_j$ , сосредоточенный в точке с координатами  $x_j, y_j, z_j$ ;  $\delta$  – дельта-функция Дирака (Кеч, Теодореску, 1978). Источник появляется в момент времени  $t_j$ . Решение системы уравнений (2) в однородной среде выражается через экспоненту от матрицы (Гантмахер, 2004) и в данном случае имеет следующий вид:

$$\begin{aligned} \mathbf{X} &= e^{Az} \mathbf{C} + \\ &\int_{-\infty}^{\infty} [S e^{\lambda+(z-z')} U(z-z') S^{-1} - S e^{\lambda-(z-z')} U(z'-z) S^{-1}] \mathbf{J}(z') dz' = \\ &e^{Az} \mathbf{C} + \mathbf{X}^f(z), \end{aligned}$$

где  $\mathbf{C}$  – постоянный вектор;  $S$  – матрица, составленная из собственных векторов матрицы  $A = S \lambda S^{-1}$ ,  $\lambda = \begin{pmatrix} e^{\lambda_- z} & 0 \\ 0 & e^{\lambda_+ z} \end{pmatrix}$ ;  $\lambda_-, \lambda_+$  – диагональные матрицы собственных значений матрицы  $A$  с действительными частями меньшими и большими нуля, соответственно,  $0$  – нулевые матрицы размерностью  $2 \times 2$ ;  $\mathbf{X}^f$  – вектор первичного поля. Продолжение поля  $\mathbf{X}$  с кровли слоя с координатой  $z_l$  на подошву с координатой  $z_{l+1} = z_l + h_l$  имеет вид

$$\begin{aligned} \mathbf{X}(z_{l+1}) &= \\ e^{A_l h_l} \mathbf{X}(z_l) - e^{A_l h_l} \mathbf{X}^p(z_l) + \mathbf{X}^f(z_{l+1}) &= \\ e^{A_l h_l} \mathbf{X}(z_l) + \mathbf{Y}_l \end{aligned}$$

Используя это выражение, найдем продолжение поля через слоистую среду с количеством слоев, равное  $n$

$$\mathbf{X}(z_n) = \mathbf{X}_n = \prod_{l=1}^{n-1} e^{A_l h_l} \mathbf{X}_0 + \sum_{l=1}^{n-1} \prod_{k=1}^l e^{A_k h_k} \mathbf{Y}_l, \quad (3)$$

где  $\mathbf{X}_0$  – поле на кровле слоистого разреза.

Представим общее решение для поля в слое бесконечной толщины с номером  $n$  в виде суммы убывающего  $\mathbf{X}^-$  и возрастающего  $\mathbf{X}^+$  полей при  $z \rightarrow +\infty$ :  $\mathbf{X}^n(z) = \mathbf{X}^- + \mathbf{X}^+$ . Исходя из условий на бесконечности, необходимо положить  $\mathbf{X}^+ = 0$ , откуда следует  $S \begin{pmatrix} [0] & [0] \\ [0] & e^{\lambda_n z} \end{pmatrix} S^{-1} \mathbf{X}^n(z) = 0$ ,  $[0]$  – нулевая матрица. Отсюда, при  $z \rightarrow z_n + 0$ , получим

$$\begin{aligned} SBS^{-1} \mathbf{X}^n(z_n) &= SBS^{-1} \left[ \prod_{l=1}^{n-1} e^{A_l h_l} \mathbf{X}_0 + \sum_{l=1}^{n-1} \prod_{k=1}^l e^{A_k h_k} \mathbf{Y}_l \right] = \\ &= D \mathbf{X}_0 + \mathbf{Y}_0 = \begin{pmatrix} d_{11} & d_{12} \\ d_{21} & d_{22} \end{pmatrix} \mathbf{X}_0 + \begin{pmatrix} \mathbf{Y}_1 \\ \mathbf{Y}_2 \end{pmatrix} = 0, \end{aligned}$$

где  $B$  – диагональная матрица, с диагональными элементами, равными единице для собственных значений, больших нуля, и с диагональными элементами, равными нулю для собственных значений, меньших нуля.

Из этого выражения получим связь между тангенциальными компонентами электрического  $\mathbf{E}_0$  и магнитного  $\mathbf{H}_0$  полей на поверхности слоистого разреза

$$\begin{aligned} \mathbf{E}_0 &= -d_{11}^{-1} d_{12} \mathbf{H}_0 + d_{11}^{-1} \mathbf{Y}_1 = \\ -d_{21}^{-1} d_{22} \mathbf{H}_0 + d_{21}^{-1} \mathbf{Y}_2 &= Z \mathbf{H}_0 + \mathbf{Y}. \end{aligned} \quad (4)$$

Таким образом, из условия убывания электромагнитного поля на бесконечности получена линейная связь между тангенциальными компонентами электромагнитного поля, зарегистрированными на поверхности нижнего слоистого полупространства с распределенными в нем источниками электромагнитного поля вне зависимости от электромагнитных свойств верхнего полупространства и источников, расположенных там же. Выражение (4) противоречит теории Тихонова-Каньяра (Бердичевский, Дмитриев, 1992) в точности до наоборот, в том смысле, что магнитотеллурический импеданс зависит только от параметров верхнего полупространства в случае наличия источников в нижнем полупространстве.

Рассмотрим этот парадокс более подробно. Для этого предположим, что верхнее полупространство является горизонтально слоистым и в нем также находятся источники электромагнитного поля, которые создают поле  $\mathbf{Y}^v$ . Тогда горизонтальные компоненты будут связаны соотношениями, аналогичными (4):

$$\mathbf{E}_0 = Z^v \mathbf{H}_0 + \mathbf{Y}^v, \quad (5)$$

где  $Z^v$  – импеданс верхнего полупространства. Найдём решение прямой задачи для всего слоистого пространства. Учитывая непрерывность полей  $\mathbf{E}_0$  и  $\mathbf{H}_0$  на границе двух полупространств, вычитая из равенства (4) выражение (5), получим

$$0 = (Z - Z^v) \mathbf{H}_0 + (\mathbf{Y} - \mathbf{Y}^v),$$

откуда

$$\begin{aligned} \mathbf{H}_0 &= -(Z - Z^v)^{-1} (\mathbf{Y} - \mathbf{Y}^v) = \\ ([1] - Z^{v-1} Z)^{-1} Z^{v-1} (\mathbf{Y} - \mathbf{Y}^v). \end{aligned} \quad (6)$$

Для электрического поля аналогично получим

$$\begin{aligned} \mathbf{E}_0 &= (Z^{-1} - Z^{v-1})^{-1} (Z^{-1} \mathbf{Y} - Z^{v-1} \mathbf{Y}^v) = \\ ([1] - Z Z^{v-1})^{-1} (\mathbf{Y} - Z Z^{v-1} \mathbf{Y}^v). \end{aligned} \quad (7)$$

Таким образом, решена прямая задача геоэлектрики для слоистого пространства с находящимися в нем источниками электромагнитного поля в терминах импедансов верхнего и нижнего полупространств.

Рассмотрим задачу разделения поля по положению источников при магнитотеллурических исследованиях в случае горизонтально слоистой модели среды. В практике МТЗ находят линейную связь между тангенциальными компонентами электромагнитного поля, зарегистрированными на дневной поверхности через кажущийся импеданс  $Z_0$ .

При нахождении кажущегося импеданса  $Z_0$  по экспериментальным данным из выражения  $\mathbf{E}_0 = Z_0 \mathbf{H}_0$  с использованием полученных решений (6) и (7), получается система уравнений вида:

$$\begin{aligned} (Z^{-1} - Z^{v-1})^{-1} (Z^{-1} \mathbf{Y} - Z^{v-1} \mathbf{Y}^v) = \\ -Z_0 (Z - Z^v)^{-1} (\mathbf{Y} - \mathbf{Y}^v) \end{aligned},$$

при этом  $Z_0$  будет зависеть от местоположения источников. Последнее выражение можно переписать в следующем виде:

$$\begin{aligned} (Z_0 Z^{v-1} - [1])(Z Z^{v-1} - [1])^{-1} \mathbf{Y} = \\ (Z_0 Z^{-1} - [1])([1] - Z^v Z^{-1})^{-1} \mathbf{Y}^v \end{aligned}$$

из которого следует, что в случае отсутствия источников в нижнем полупространстве, то есть при  $\mathbf{Y} = 0$ , кажущийся импеданс будет равен импедансу нижнего полупространства  $Z_0 = Z$ . Наоборот, если в верхнем полупространстве источники отсутствуют, то есть  $\mathbf{Y}^v = 0$ , то кажущийся импеданс будет равен импедансу верхнего полупространства  $Z_0 = Z^v$ .

Таким образом, полученный вывод обобщает на случай слоистой анизотропной и бианизотропной модели геоэлектрической среды известный вывод, вытекающий из модели Тихонова-Каньяра о зависимости импеданса от электромагнитных параметров нижнего полупространства для источников, находящихся в верхнем полупространстве, и наоборот.

Следовательно, уравнение (4) имеет место и на его основе можно построить систему обработки данных МТЗ с целью изучения геодинамической активности геологической среды. Для этого необходимо знать импеданс нижнего полупространства  $Z$ , который можно найти в период геодинамического затишья.

Отсюда следует постановка обратной задачи пассивного электромагнитного мониторинга современных геодинамических процессов: по известному импедансу нижнего полупространства  $Z$  найти электромагнитное поле источников, находящихся в нижнем полупространстве из уравнения

$$\mathbf{Y} = \mathbf{E}_0 - Z \mathbf{H}_0. \quad (8)$$

Это уравнение будет иметь место при любых источниках, находящихся в верхнем полупространстве и, соответственно, при любых параметрах слоистого (причем, не обязательно слоистого) верхнего полупространства. По этому полю, зарегистрированному и вычисленному на дневной поверхности, ставится задача определения местоположения области разрушения горной породы и количественной

оценки интенсивности этих процессов.

Также имеет место и уравнение (5). Тогда для изучения источников в верхнем полупространстве необходимо знать импеданс верхнего полупространства  $Z^v$ . Для изучения источников в верхнем полупространстве необходимо использовать уравнение

$$\mathbf{Y}^v = \mathbf{E}_0 - Z^v \mathbf{H}_0. \quad (9)$$

Уравнения (8) и (9) позволяют решить задачу о разделении электромагнитного поля, зарегистрированного на дневной поверхности, по положению источников.

Таким образом, получены импедансные соотношения для горизонтально-слоистой модели геоэлектрической среды с распределенными в ней источниками электромагнитного поля, которые являются решением обратной задачи на определение краевых условий. При этом импеданс слоистого разреза  $Z$  не зависит от источников электромагнитного поля, а электромагнитное поле, связанное с источниками в слоистой среде, входит аддитивным образом в импедансное соотношение.

Изложенный выше способ решения прямой задачи МТЗ для горизонтально слоистой среды на основе продолжения поля не обладает устойчивостью в вычислительном плане. Это связано с тем, что в выражение (3) входит экспонента от матрицы. Действительные части собственных значений матрицы  $A$  могут быть как положительными, так и отрицательными. В случае положительных собственных значений при увеличении толщины слоя появляется растущая экспонента, что приводит к неустойчивости полученного решения.

Для эффективного практического решения прямой задачи МТЗ для случая горизонтально-слоистой среды с распределенными в ней источниками электромагнитного поля необходим устойчивый алгоритм решения этой задачи.

## Выводы

Получено решение прямой задачи МТЗ для слоистого пространства, выражающееся через импедансы верхнего и нижнего полупространств и полей от источников, находящихся в соответствующих областях пространства.

С использованием продолжения электромагнитного поля через горизонтально слоистую среду определено

выражение, показывающее связь между тангенциальными компонентами электромагнитного поля, зарегистрированными на дневной поверхности. При этом магнитотеллурический импеданс зависит только от электромагнитных параметров геоэлектрической среды. Поле от источников, находящихся в слоистом пространстве, входит аддитивным образом в эту связь (уравнения (8) и (9)). Однако подход к решению прямой задачи МТЗ для горизонтально слоистой среды на основе продолжения поля не обладает устойчивостью в вычислительном плане. С другой стороны, устойчивое решение аналогичной задачи не позволяет установить эту аддитивную связь, но позволяет получить устойчивой алгоритм решения прямой задачи МТЗ с распределенными в горизонтально слоистой модели геологической среды источниками электромагнитного поля. Такое решение позволяет перейти к рассмотрению обратной задачи пассивного электромагнитного мониторинга – определению местоположения области геосреды, в которой протекают необратимые геодинамические процессы, и оценка их интенсивности. При этом, при получении решения использовался оригинальный подход, связанный с введением функции объема изучения среды. Таким образом, важнейшим результатом настоящего исследования является вывод импедансного соотношения с учетом эндогенных источников электромагнитного поля. Электромагнитное поле эндогенного происхождения входит аддитивным образом в импедансные соотношения. Магнитотеллурический импеданс  $Z$  не зависит от эндогенных источников электромагнитного поля. Это позволяет проводить эффективную обработку магнитотеллурических данных по выделению полей эндогенных источников из наблюдаемых в магнитотеллурике электромагнитных полей.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Alexandrov P.N. Matimathical Sobolev G.A., Пономарев А.В., 2003 Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 270 с.
- Александров ПН, 2009 К теории сейсмического и электромагнитного мониторинга современных геодинамических процессов. «Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле», №2. Вып. 14. – с. 49–58
- Александров ПН, 2015 Разделение зарегистрированного на дневной поверхности электромагнитного поля по положению источников. – Глобальная электрическая цепь: материалы Второй Всероссийской конференции / Геофизическая обсерватория «Борок» – филиал Института физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН – Ярославль: Филигрань – с. 6-7
- Александров ПН, 1994 Теоретические и методические основы электромагнитного мониторинга современных геодинамических процессов. Дис. канд. геол.-мин. наук. Саратов, Саратовский госуниверситет. 124 с.
- Ахтямов АМ, 2009 Теория идентификации краевых условий и её приложения. М.: Физматлит, 272 с.
- Александров ПН, 2000 Эффективные электромагнитные параметры капиллярной системы электропроводности горной породы. – Физика Земли, №2, с. 87–94
- Соболев ГА, 1973 Перспективы оперативного прогноза землетрясений по электротеллурическим наблюдениям // Предвестники землетрясений. № 5498. С.172–185
- Александров ПН, 2001 Прямая задача геоэлектрики в одномерных бианизотропных средах. – Физика земли, №4. – с. 51–61
- Кеч В, Теодореску П, 1978, Введение в теорию обобщенных функций с приложениями в технике. – М.: Мир – 518 с.
- Гантмахер ФР, 2004 Теория матриц.– 5-е изд.– М.: ФизМатЛит – 560 с.
- Бердичевский МН, Дмитриев ВИ, 1992 Магнитотеллурическое зондирование горизонтально-однородных сред. – М.: Недра, – 250 с.

## Массив синхронных МТ/МВ зондирований EarthScope: многоточечное оценивание и анализ передаточных операторов в активном регионе северо-запада США

Д.А. Грачева, Ив.М. Варенцов, И.Н. Лозовский  
ЦГЭМИ ИФЗ РАН, Москва, Троицк, mckoreneva@mail.ru

### АННОТАЦИЯ

В докладе представлены результаты обработки данных массива синхронных магнитотеллурических (МТ) и магнитовариационных (МВ) зондирований программы EarthScope с использованием разработанной в ЦГЭМИ ИФЗ РАН программной системы PRC\_MTMV. Примененная методика позволила получить надежные оценки импеданса и типпера, превосходящие по качеству имеющиеся результаты американской синхронной обработки. Важнейшим результатом стала апробация процедур оценивания горизонтальных МВ откликов, свободных от приповерхностных гальванических искажений и обеспечивающих прямое картирование глубинных проводящих структур. Подготовлен новый массив данных МВ передаточных операторов для последующей многокомпонентной инверсии.

**Ключевые слова:** магнитотеллурические и магнитовариационные зондирования, передаточные операторы, робастное оценивание, программа EarthScope, проект EMScope

### ВВЕДЕНИЕ

EarthScope является многолетней национальной программой США по изучению глубинного строения и динамики континента Северной Америки, открытой для мирового научного сообщества (Kelbert et al., 2018). В ее рамках реализуется проект EMScope площадных синхронных МТ и МВ зондирований с целью изучения геоэлектрической структуры континентальной тектоносферы. В проекте EMScope синхронно для кластеров, включающих первые десятки зондирований, ведутся измерения пяти компонент естественного электромагнитного (ЭМ) поля Земли. Наблюдения выполняются с секундной дискретизацией в течение 3–6 недель с помощью нового поколения американской длиннопериодной аппаратуры (Kelbert et al., 2018). Сеть наблюдений – квазирегулярная, с расстояниями между зондированиями ~100 км. Основными задачами первого этапа наших исследований являлись апробация разработанных в ЦГЭМИ ИФЗ РАН методов обработки синхронных МТ/МВ данных в сопоставлении с имеющимися американскими результатами на массивах данных, полученных с применением новой аппаратуры, получение оригинальных оценок горизонтальных МВ откликов, отсутствующих у американской стороны, и подготовка массива данных для дальнейшей сводной 3D

интерпретации совокупности МВ откликов (горизонтальных и типпера) с применением методов 3D инверсии.

### Структура северо-западной части массива глубинных зондирований earthscope

Для обработки данных и их дальнейшего анализа был выбран массив из 225 МТ/МВ зондирований, выполненных в 2006–2009 гг. (рисунок 1), покрывающий территорию от прибрежных субдукционных геоэлектрических структур до области Йеллоустонского плюма. В исследовании использовались синхронные записи в четырех обсерваториях сети INTERMAGNET: NEW, VIC, BOU и FRN.

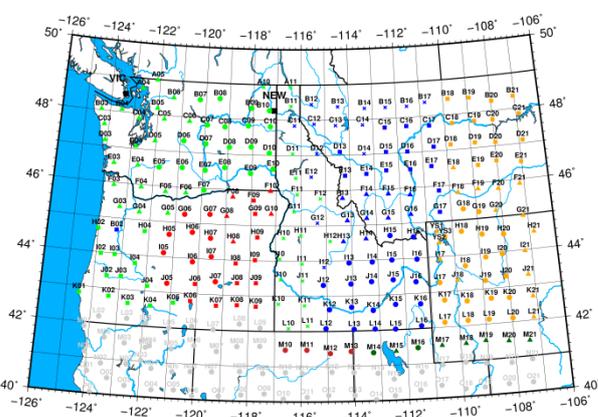
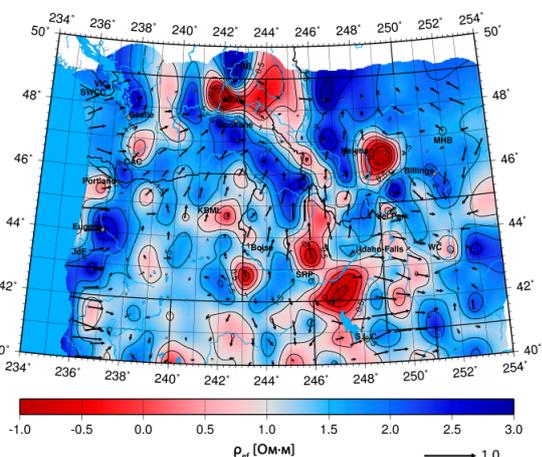


Рисунок 1. Обработанные нами синхронные МТ/МВ зондирования EMScope на СЗ США.

Геофизические исследования в выбранном регионе чрезвычайно актуальны в связи с его крайне высокой геодинамической активностью, а важность применения метода глубинных ЭМ зондирований велика в связи с его высокой чувствительностью к корово-мантийным зонам флюидизации и частичного плавления.

По американским результатам синхронного оценивания импеданса и типпера (Kelbert et al., 2018), полученным по методике (Egbert, 2002), построена карта эффективного кажущегося сопротивления с наложенными действительными векторами индукции для периода 2048 с (рисунок 2). Эта карта отражает как наиболее глубокие корово-мантийные проводящие структуры (SRP, Snake River Plain; MNB, Medicine Hat Block; CAC, Cascades Arc Conductor), так и менее глубокие коровые и осадочные (BB, Belt Basin; KBML, Klamath-Blue-Mountains Lineament и др. – названия даны по (Kelbert et al., 2020)). Индукционные векторы отчетливо выделяют структуры SRP, MNB и KBML, а также показывают сложную суперпозицию океанического берегового эффекта и откликов континентальных аномалий в зоне субдукции плиты JdF, Juan-de-Fuca (Варенцов и др., 1996; Ваньян и др., 2002; Kelbert et al., 2020).

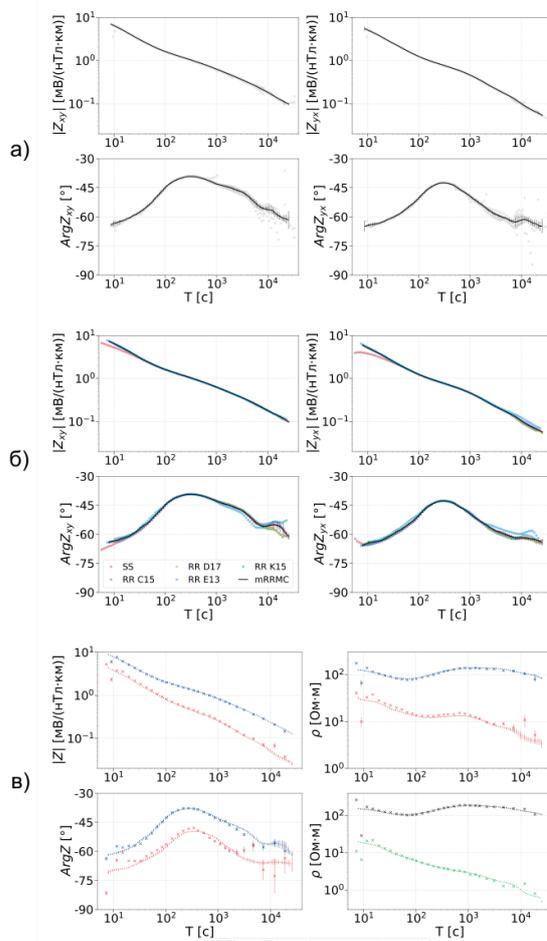


**Рисунок 2.** Карта эффективного кажущегося сопротивления (Ом·м, lg-масштаб) с наложенными векторами индукции (Re, в конвенции Визе) для периода 2048 с (по данным (Kelbert et al., 2018)); названия структур – по (Kelbert et al., 2020).

### Сопоставление методов обработки данных

Последовательное применение мульти-RRMC технологии (Варенцов и др., 2003; Varentsov, 2015) продемонстрируем в пункте зондирования D13, лежащем на севере

массива вне ярких проводящих структур (рисунки 1, 2). На рисунке 3а показаны результаты многооконного осреднения для главных (антидиагональных) компонент импеданса  $Z$  в геомагнитных координатах для RR оценки относительно п. D17, расположенного восточнее почти на 400 км. Итоговые амплитудные оценки получены с малыми погрешностями по данным для 11 различных временных окон фиксированной длины в общем интервале периодов от 8 с до 6 часов. На рисунке 3б приведены результаты мульти-RRMC осреднения результатов для четырех удаленных точек (C15, D17, E13 и K15) и искаженной на коротких периодах SS оценки (красные кривые), учитываемой лишь для периодов  $>30$  с. В результате осреднения достигнуто заметное уменьшение погрешностей фаз на длинных периодах, особенно в ух компоненте. На рисунке 3в дано сопоставление (уже в географических координатах – с учетом восточного магнитного склонения на  $15.8^\circ$ ) наших и американских итоговых результатов.



**Рисунок 3.** Главные компоненты **Z** в п. D13: **а)** – многооконное осреднение при RR оценивании с удаленным п. D17; **б)** – мульти-RRMC осреднение оценок SS и RR (для 4 пунктов); **в)** – сопоставление мульти-RRMC оценки (MTMV) со стандартной американской RR оценкой (EMTF), справа добавлены кривые кажущегося сопротивления (в осях наблюдения и экстремальные – в амплитудной декомпозиции (Spitz, 1985)); штрихами показаны погрешности оценок.

Американские амплитудные кривые **Z** теряют монотонность для периодов менее 30 с и более 3 часов, существенный разброс фазовых оценок также наблюдается до 30 с и уже после 2 часов. Российские оценки выглядят предпочтительнее в силу расширенного диапазона периодов оценивания, равномерного представления на логарифмической оси периодов, гладкости всех компонент и монотонности амплитуд. Отметим устойчивость и гладкость нашей оценки минимального кажущегося сопротивления в амплитудной инвариантной схеме Спица (Spitz, 1985), зависящей от всех элементов **Z** и весьма существенной при выявлении глубинных проводящих аномалий. Еще несколько примеров сопоставления наших и американских результатов оценивания импеданса и типпера, а также особенности оценивания горизонтальных МВ откликов обсуждаются в работе (Варенцов и др., 2020). Полученные результаты мульти-RRMC оценивания показывают, что данная технология обеспечивает надежное получение кондиционных результатов импеданса и горизонтального МВ отклика до периодов 4–6 часов и типпера до периодов около 3 часов, позволяя зондировать тектоносферу до глубин ~300 км.

### Структура полученного массива МВ откликов

При работе с данными зондирований EMScore особое внимание уделялось оцениванию горизонтальных МВ откликов **M**, поскольку американская сторона их не получила. Операторы **M** связывают горизонтальные магнитные поля в точке зондирования с аналогичными полями в выбранной базовой точке кластера синхронных наблюдений, либо в близкой геомагнитной обсерватории (Varentsov, 2015). Обработанный нами массив данных EMScore состоял из 14 синхронных кластеров (рисунок 1), в среднем включающих

~20 зондирований. В каждом кластере выбраны локальные базовые пункты (BCi, где i – номер кластера), относительно которых по секундным временным рядам определялись отклики **M**(Dxx,BCi) в оставшихся Dxx пунктах кластера. Оценивание велось независимо для серии временных окон фиксированной длины. Затем, как и для импеданса и типпера, выполнялось робастное осреднение результатов для серии окон.

Для каждой локальной базы кластеров получены оценки операторов **M**(BCi/VIC) и **M**(BCi/NEW) относительно близких геомагнитных обсерваторий VIC и NEW. Эти определения велись уже по минутным записям – необходимые секундные обсерваторские записи 2006–2008 гг. в сети INTERMAGNET отсутствовали. Далее осуществлялся алгебраический пересчет всех оценок от локальных баз к избранным обсерваториям:

$$\begin{aligned} \mathbf{M}(Dxx, VIC) &= \mathbf{M}(Dxx, BCi) * \mathbf{M}(BCi, VIC), \\ \mathbf{M}(Dxx, NEW) &= \mathbf{M}(Dxx, BCi) * \mathbf{M}(BCi, NEW). \end{aligned}$$

Для контроля точности проводилось сравнение оценок **M**(Dxx, VIC) и **M**(Dxx, NEW)\***M**(NEW, VIC). Аналогично производился пересчет оценок от обсерваторий к выбранной интерпретационной базе, поскольку наблюдения в NEW испытывают заметное влияние проводящей аномалии ВВ, расположенной севернее, а в данных VIC проявляется океанический береговой эффект и влияние аномалии SWCC (рисунок 2). Рассматривалось несколько возможных базовых пунктов на севере массива – предпочтение отдано п. C08 (рисунок 1).

Сводные массивы оценок горизонтального МВ отклика относительно обсерваторий VIC, NEW и интерпретационной базы C08, полученные в географических координатах для периодов от первых сотен секунд до 3 часов, стали первым примером подобных построений в практике эксперимента EMScore. Они, в комплексе с данными типпера, обеспечили новый взгляд на геоэлектрические структуры средней и нижней коры и верхней мантии, свободный от приповерхностных гальванических искажений. На рисунке 4 показаны важнейшие инварианты МВ откликов для периода 4096 с: карта максимальных амплитуд оператора **M** (относительно п. C08), эллипсы экстремальных амплитуд его аномальной части (повернутые на 90°) и векторы индукции (Re), построенные по данным типпера.

Положительные амплитудные аномалии указывают на глубинные проводящие объекты,

длинные тонкие эллипсы в их пределах свидетельствуют об их квази-2D структуре, указывая простирание, а большие, но более изометричные эллипсы отмечают 3D структуры. Отчетливо выделяются четыре глубинные проводящих структуры: САС на СЗ, ВВ севернее обсерватории NEW, МНВ на СВ и SRP к ЮЗ от Айдахо Фоллз. Эллипсы и индукционные векторы уверенно трассируют прибрежную зону субдукции JdF в пределах и восточнее Берегового хребта.

В докладе будут также обсуждаться псевдорезрезы компонент и инвариантов МВ данных для серии меридиональных профилей. Они детализируют структуру МВ откликов в окрестности пересекаемых аномалий SPR и МНВ.

### Выводы

Первым существенным результатом работы с материалами зондирований EarthScope стало сопоставление российских и американских синхронных оценок импеданса и типпера с демонстрацией преимуществ российских оценок этих операторов и подтверждении кондиционности большинства американских оценок.

Важнейшим результатом исследований является успешное опробование наших технологий оценивания горизонтальных МВ откликов в пределах синхронных кластеров зондирований, интеграции оценок для серии кластеров в единые массивы с опорой на данные геомагнитных обсерваторий и пересчет этих массивов к интерпретационной базе, удаленной от геоэлектрических аномалий. В ходе работы были построены карты важнейших инвариантов МВ данных и подготовлен сводный массив МВ данных для решения задач инверсии.

В рамках дальнейших исследований планируется проведение сводной квази-3D (многопленочной) инверсии ансамблей МВ откликов и последующей 3D инверсии всего комплекса МТ/МВ данных.

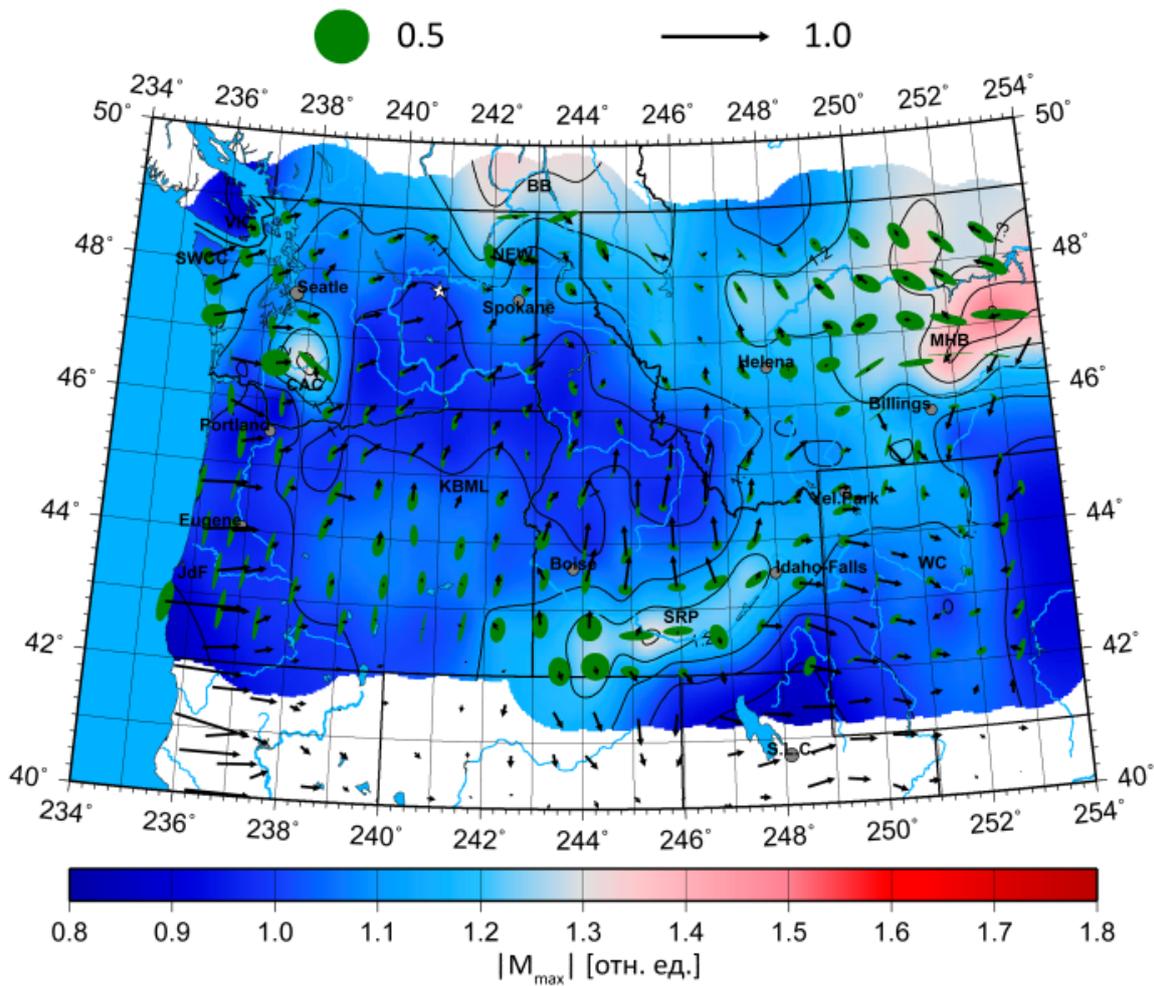
### Благодарности

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант №18-35-00598\_мол\_а) и в рамках темы госзадания ЦГЭМИ ИФЗ РАН №0144-2019-0021. Данные и средства работы с ними доступны на [www.earthscope.org](http://www.earthscope.org). Программа EarthScope поддержана Национальным научным фондом (NSF) США (гранты EAR-0323309, EAR-1851048).

Благодарим сеть геомагнитных обсерваторий INTERMAGNET за возможность использования обсерваторских данных на западе США и Канады.

### ЛИТЕРАТУРА

- Ваньян ЛЛ, Бердичевский МН, Пушкарев ПЮ и др. Геоэлектрическая модель Каскадной зоны субдукции // Физика Земли. 2002. №10. С. 23–53
- Варенцов ИвМ, Голубев НГ, Гордиенко ВВ и др. Исследование глубинной геоэлектрической структуры вдоль профиля Линкольн Лайн (эксперимент EMSLAB) // Физика Земли. 1996. №4. С. 124–144
- Варенцов ИвМ, Грачева ДА, Лозовский ИН Массив синхронных МТ зондирований EarthScope: методика многоточечного оценивания передаточных операторов в активном регионе Кордильер на северо-западе США // Геофизика. 2020. №4. С. 50–57
- Варенцов ИвМ, Соколова ЕЮ, Мартанус ЕР и др. Методика построения передаточных операторов ЭМ поля для массива синхронных зондирований BEAR // Физика Земли. 2003. №2. С. 30–61
- Egbert GD Processing and interpretation of the electromagnetic induction array data // Surv. Geophys. 2002. V. 23. P. 207–249
- Kelbert A, Erofeeva S, Trabant C et al. Taking MT data out of the drawer // Eos. 2018. V. 99. doi:10.1029/2018EO112859
- Kelbert A, Bedrosian P, Murphy B The First 3D conductivity model of the contiguous United States: reflections on geologic structure and application to induction hazards // Geomagnetically induced currents from the sun to the power grid. AGU. 2020. P. 127–151
- Spitz S The MT impedance tensor properties with respect to rotations // Geophysics. 1985. V. 50(10). P. 1610–1617
- Varentsov IvM Arrays of simultaneous EM soundings: design, data processing, analysis, and inversion // EM Sounding of the Earth's Interior, V. 40 (2<sup>nd</sup> Edition). Amsterdam: Elsevier. 2015. P. 271–299



**Рисунок 4.** Карта важнейших инвариантов МВ откликов для периода 4096 с: максимальные амплитуды оператора  $M$  (относительно п. C08), эллипсы экстремальных амплитуд его аномальной части (повернутые на  $90^\circ$ ) и векторы индукции ( $Re$ ), построенные по типперу  $W_z$ ; масштабы эллипсов и векторов даны выше карты.

## Моделирование МТ/МВ данных в средах с неоднородной магнитной проницаемостью

И.Н. Лозовский, Ив.М. Варенцов  
ЦГЭМИ ИФЗ РАН, i.n.lozovsky@yandex.ru

---

### АННОТАЦИЯ

При интерпретации данных магнитотеллурических (МТ) и магнитовариационных (МВ) зондирований значение магнитной проницаемости для всей моделируемой среды традиционно принимается неизменным и равным значению магнитной проницаемости вакуума  $\mu_0$ . Однако для рудных формаций, характеризующихся высоким содержанием ферромагнитных минералов, оно может быть в несколько раз выше. Для изучения влияния аномальных магнитных свойств горных пород на данные МТ зондирований выполнено несколько серий модельных исследований для одномерных (1D) и двумерных (2D) сред с неоднородной магнитной проницаемостью.

В одномерной среде модельные расчеты выполняются с помощью рекуррентных формул. Эти формулы указывают на эквивалентность МТ откликов для слоев с аномальной магнитной проницаемостью: отклик слоя с параметрами ( $\mu_r \mu_0$ ,  $\rho$ ,  $h$ ) равен отклику слоя с параметрами ( $\mu_0$ ,  $\mu_r \rho$ ,  $\mu_r h$ ), где  $\mu_r$  – относительная магнитная проницаемость,  $\rho$  – удельное электрическое сопротивление, а  $h$  – мощность слоя. В рамках стандартной 1D интерпретации в моделях с неизменной магнитной проницаемостью  $\mu_0$  всех слоев разреза величины удельного электрического сопротивления и/или мощности слоев с ярко выраженными аномальными магнитными свойствами могут быть ложно завышены, приводя к ошибочным выводам о литологическом строении исследуемой среды вплоть до пропуска подобных проводящих слоев.

Более сложные 2D среды исследовались с помощью метода конечных элементов. Рассчитана серия моделей, имитирующих геоэлектрические разрезы, пересекающие вкрест простирания рудные тела. Изучено влияние аномальной магнитной проницаемости отдельных элементов разреза на компоненты электромагнитного поля и основные МТ/МВ отклики – импеданс, типпер и горизонтальный магнитный оператор. Результаты численного моделирования использованы в качестве синтетических наборов данных для многокомпонентной 2D инверсии без учета аномалий магнитной проницаемости. Показаны искажения, получаемые в итоговых моделях такой инверсии. Исследованы возможности подавления искажений за счет рационального взвешивания инвертируемых данных (как разных компонент данных, так и отдельных точек зондирования в окрестности аномалий магнитной проницаемости) и подготовлены рекомендации по проведению 2D инверсии в подобных случаях. Подготовлен аппарат имитационного моделирования других сред данного вида.

Заслуживают развития новые алгоритмы инверсии МТ/МВ данных, допускающие неоднородность распределения магнитной проницаемости.

**Ключевые слова:** магнитотеллурические зондирования, магнитная проницаемость, прямые и обратные задачи

---

## Обратная задача метода естественного поля

М.С. Маловичко<sup>1,2</sup>, К.В. Титов<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Сколковский институт науки и технологий, m.malovichko@skoltech.ru

<sup>2</sup>Московский физико-технический институт

<sup>3</sup>С.-Петербургский государственный университет, k.titov@spbu.ru

---

### АННОТАЦИЯ

В работе предлагается новый численный метод решения обратной задачи метода естественного поля. Метод существенно отличается от стандартной минимизации по Тихонову и основан на преобразовании обратной задачи к вариационной задаче с седловой точкой. Для численного решения вариационная задача аппроксимируется в конечно-элементных пространствах и сводится к алгебраической задаче специального вида. В отличие от стандартной минимизации функционала Тихонова, в предлагаемом подходе матрица результирующей линейной системы является разреженной, а её блоки являются дискретными версиями эллиптических дифференциальных операторов. Это позволяет применять эффективные прямые методы решения линейных систем с разреженными матрицами, а также итерационные методы. Для задач большого размера предлагаемый подход быстрее и требует меньше памяти, чем стандартная минимизация по Тихонову, основанная на решении нормальной системы. В работе приведена вариационная постановка задачи и её дискретная формулировка. Приводятся результаты численного эксперимента по решению обратной задачи естественного поля на тетраэдральной сетке с использованием линейных узловых конечных элементов.

**Ключевые слова:** обратная задача, метод естественного поля

---

### ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа посвящена вычислительным аспектам инверсии естественного поля (ЕП). Такие задачи возникают, например, при интерпретации площадной съёмки ЕП с целью изучения потоков подземных вод, при геологическом картировании и поисках рудных месторождений. Механизм возникновения электрического потенциала при фильтрации воды сквозь горные породы и грунты описан в работах (Revil and Jardani 2013, Bernabé and Mainault 2015, Guarracino and Jougnot 2018). Природа ЕП, связанного с электронными проводниками (сульфидами, графитом и т.д.) рассмотрены в работах (Sato and Mooney 1960, Семёнов 1980, Комаров 1994).

Математически, обратная задача метода ЕП есть задача восстановления правой части уравнения Пуассона. Решению этой задачи посвящена обширная литература в различных областях. В геофизике эта задача возникает при инверсии данных ЕП, магниторазведки без учёта размагничивания и гравиразведки.

В геофизических приложениях обратные задачи такого типа почти всегда решают в форме минимизации функционала Тихонова. Применительно к обратной задаче ЕП в гидрогеологии такой подход использован в

работах (Minsley et al. 2007, Jardani et al. 2008, Volève et al. 2009). Этот способ даёт хорошие результаты, но обладает несколькими недостатками. На наш взгляд, наиболее серьёзным из них является необходимость решать нормальную систему алгебраических уравнений (СЛАУ). Матрица этой системы симметричная, плотная и очень плохо обусловлена. Для задач малого и среднего размера эта СЛАУ может быть решена прямым методом, но расход памяти и число операций растёт от числа неизвестных  $n$  как  $O(n^2)$  и  $O(n^3)$ , соответственно. Для достаточно больших задач время становится недопустимо велико, а матрица может не помещаться в память. В этом случае СЛАУ может быть решена только итерационно, например, методом сопряжённых градиентов (СГ). При этом итерационный метод сходится очень медленно. Каждая итерация СГ требует двух решений прямой задачи, и для больших обратных задач требуется тысячи решений прямой задачи.

В настоящей работе предложен подход к обратной задаче ЕП на основе техники оптимального управления. Этот подход ранее не применялся для решения обратных линейных задач геофизики, хотя похожий метод был успешно использован в медицине

(Malovichko et al. 2021). Задача реконструкции правой части формулируется в виде задачи оптимизации с ограничениями. Выписывая систему Эйлера-Лагранжа, мы приходим к вариационной задаче с седловой точкой, которая затем дискретизируется в подходящих конечно-элементных (КЭ) пространствах. Результирующая алгебраическая задача приводит к точно такой же реконструкции правой части, что и нормальная система. Возникающая матрица симметрична и имеет размер в 3 раза больший по сравнению с нормальной системой уравнений, но при этом она разрежена, а её блоки есть конечномерные аппроксимации дифференциальных операторов. Таким образом, эта СЛАУ может быть эффективно решена как прямым методом (например, на основе разреженного разложения Холецкого), так и предобусловленным итерационным методом. Для задач большого размера (сотни тысяч и миллионы неизвестных) этот подход будет более экономичным по памяти и более быстрым.

### Постановка задачи

Рассмотрим расчётную область  $\Omega \in \mathbb{R}^3$  с границей  $\partial\Omega$ , заполненную веществом с электропроводностью  $\sigma(x, y, z)$ . Электрический потенциал  $u$  удовлетворяет уравнению Пуассона,

$$-div(\sigma \nabla u) = f \text{ в } \Omega, \quad (1.1)$$

$$u = 0 \text{ на } \Gamma_D, \quad (1.2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial \nu} = 0 \text{ на } \Gamma_N, \quad (1.3)$$

где  $\Gamma_N$  есть дневная поверхность,  $\Gamma_D$  есть остаток границы, т.е.  $\partial\Omega = \Gamma_D \cup \Gamma_N$ ,  $\nu$  – это внешняя нормаль к границе. Правая часть  $f$  задаётся сторонними токами плотностью  $I$ , так, что  $f = div I$ . Сторонние токи появляются в результате фильтрации воды в пористой среде, электрохимических реакций, диффузии солей и теплопереноса под действием внешних сил: градиентов давления, температуры и химического потенциала (Onsager, 1931; Bernabé and Mainault 2015, Guarracino and Jougnot 2018).

Стандартно, обратная задача восстановления источника формулируется в виде минимизации функционала Тихонова. Для упрощения сформулируем её в дискретном виде:

$$\min_{\tilde{f}} \frac{1}{2} \|W(J\tilde{f} - d)\|_2^2 + \frac{\varepsilon}{2} \|L^{1/2}\tilde{f}\|_2^2, \quad (2)$$

где  $d$  – измеренные значения потенциала в  $k$  точках,  $W$  – матрица весов данных (обычно диагональная),  $J$  – матрица Якоби,  $L$  – матрица стабилизатора, определяющий ограничения, накладываемые на модель. Здесь и далее тильда  $\tilde{\cdot}$  обозначает дискретную версию переменной, в частности, если используется МКЭ, то  $\tilde{f}$  есть вектор коэффициентов разложения  $f$  по базисным функциям. Решение задачи (2) удовлетворяет следующей нормальной системе уравнений,

$$(J^T W^2 J + \varepsilon L)\tilde{f} = J^T W^2 d. \quad (3)$$

Матрица системы (3) плотная, симметричная, плохо обусловленная.

В литературе предложено огромное число вариантов этой постановки, например, использующие нормы отличные от  $\ell_2$ , различные виды матрицы  $L$ , итерационное обновление весов  $W$ , и т.д. Но, так или иначе, они сводятся к формулировке (3), в которой ключевую роль играет Якобиан  $J$ .

Сформулируем задачу восстановления источника в виде задачи оптимизации с ограничениями,

$$\min_{f,u} \frac{1}{2} \sum_{i=0}^{k-1} w_i^2 (Q_i(u) - d_i)^2 + \frac{\varepsilon}{2} \int_{\Omega} |\mathcal{F}\nabla f|^2 dV, \quad (4.1)$$

при условии

$$-div(\sigma \nabla u) - f = 0 \text{ в } \Omega, \quad (4.2)$$

$$u = 0 \text{ на } \Gamma_D, \quad \frac{\partial u}{\partial \nu} = 0 \text{ на } \Gamma_N. \quad (4.3)$$

Здесь  $\mathcal{F}$  – весовая функция, которая компенсирует убывание чувствительность данных к правой части с глубиной,  $w_i$  – веса данных (элементы матрицы  $W$ ). Операторы  $Q_i(\cdot)$  возвращают значение потенциала на  $i$ -й точке по заданному распределению потенциала  $u$ . Они могут быть формально определены как свёртка с дельта-функцией:

$$Q_i(u) = \int_{\Omega} u(r) \delta(r - r_i) dV, \quad (5)$$

где  $r_i$  – это позиция  $i$ -го электрода.

Можно показать, что оптимальное решение задачи (4) удовлетворяет следующей вариационной задаче.

Найти тройку функций  $(f, \lambda, u) \in V \times V \times V$  такую, что:

$$\mathbb{A}(f, \varphi) - \mathbb{B}^t(\lambda, \varphi) = 0, \forall \varphi \in V, \quad (6.1)$$

$$- \mathbb{B}(f, \mu) + \mathbb{E}^t(u, \mu) = 0, \forall \mu \in V, \quad (6.2)$$

$$\mathbb{E}(\lambda, v) + \mathbb{F}(u, v) = \mathbb{S}(v), \forall v \in V. \quad (6.3)$$

Билинейные формы определены следующим образом:

$$\mathbb{A}(f, \varphi) = \varepsilon \int_{\Omega} \mathcal{F} \nabla f \cdot \mathcal{F} \nabla \varphi dV, \quad (7.1)$$

$$\mathbb{B}(f, \mu) = \int_{\Omega} f \mu dV, \quad (7.2)$$

$$\mathbb{E}(\lambda, v) = \int_{\Omega} \sigma \nabla \lambda \cdot \nabla v dV, \quad (7.3)$$

$$\mathbb{F}(u, v) = \sum_{i=0}^{k-1} w_i^2 Q_i(v) Q_i(u). \quad (7.4)$$

Линейная форма  $\mathbb{S}$  имеет следующее представление:

$$\mathbb{S}(v) = \sum_{i=0}^{k-1} w_i^2 Q_i(v) d_i. \quad (7.5)$$

Наконец, функциональное пространство  $V$  есть объединение функций из  $H_1(\Omega)$  с нулевым граничным значением на  $\Gamma_D$ :

$$V = \{v \in H_1(\Omega): v = 0 \text{ на } \Gamma_D\}. \quad (8)$$

### Конечномерная аппроксимация

Дискретизируем задачу (6) на тетраэдральной сетке с линейными узловыми базисными функциями и получим СЛАУ

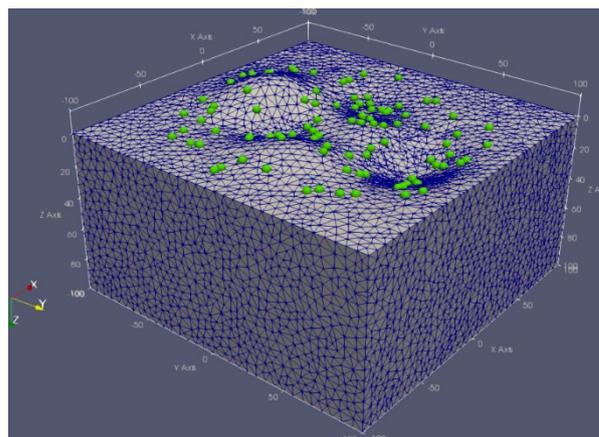
$$\mathcal{A} \xi = b, \quad (9.1)$$

где

$$\mathcal{A} = \begin{bmatrix} A & -B^T & O \\ -B & O & E^T \\ O & E & F \end{bmatrix}, \quad \xi = \begin{bmatrix} \tilde{f} \\ \tilde{\lambda} \\ \tilde{u} \end{bmatrix}, \quad b = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ s \end{bmatrix}. \quad (9.2)$$

Здесь  $O$  – это нулевой блок, остальные блоки матрицы  $\mathcal{A}$  есть конечномерные аппроксимации билинейных форм (7), а вектор  $s$  соответствует линейной форме  $\mathbb{S}$ .

Матрица  $\mathcal{A}$  симметричная знакопеременная. Её размер в три раза больше матрицы нормальной системы (3), но, поскольку она разрежена, то для больших задач решение СЛАУ (9) оказывается экономичнее решения системы (3).

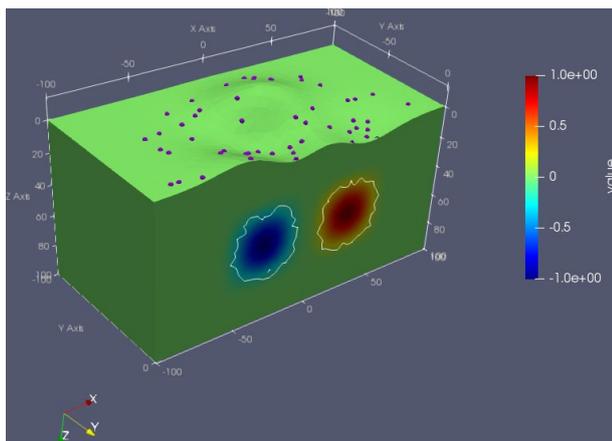


**Рисунок 1.** Расчётная область  $200 \times 200 \times 100$  м, использованная в численном эксперименте. Тетраэдральное разбиение состоит из 150 тысяч элементов. Зелеными кружками показаны положения 100 точек измерения потенциала.

Алгоритм был реализован в виде программы на C++. Отметим, что ассемблирование матрицы  $\mathcal{A}$  выполняется по отдельным блокам стандартными процедурами, реализованными в конечно-элементных пакетах. Мы приводим результаты решения СЛАУ (9) при помощи прямых методов. Анализ различных методов решения, включая предобусловленные итерационные методы, будут приведены в отдельной статье.

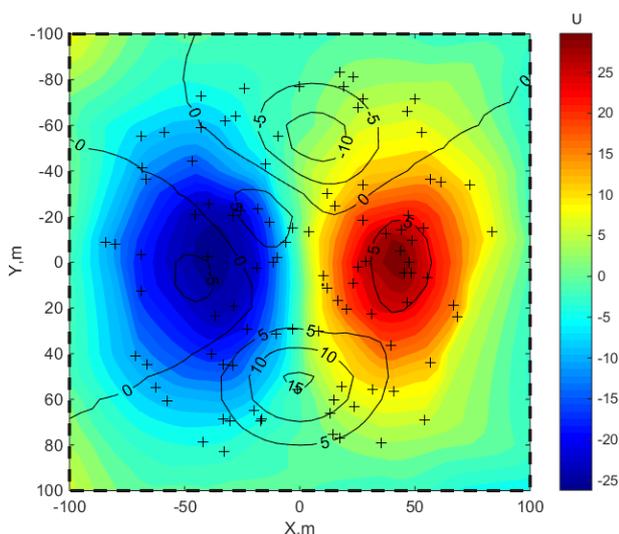
### Численные эксперименты

В численном эксперименте расчётная область представляла собой параллелепипед  $200 \times 200 \times 100$  м с некоторым заданным рельефом дневной поверхности (рисунок 1). Область была разбита на 150 тыс. тетраэдров. На дневной поверхности было расположено 100 приёмных электродов. Правая часть  $f$  была задана в виде двух распределённых источников разного знака, расположенных на глубине 30 м под поверхностью (рисунок 2).



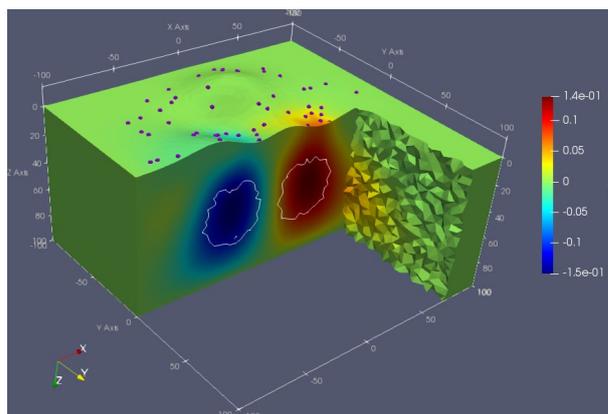
**Рисунок 2.** Правая часть  $f$ . Белый контур обозначает линии уровня  $\pm 0,1$ .

Для этой конфигурации была решена прямая задача (рисунок 3). Значения потенциала  $u$  в электродах составляли вектор «измеренных» данных,  $d$ , которые подавались в качестве входных данных в обратную задачу. Результаты решения обратной задачи (9) приведены на рисунке 4. Реконструированные значения  $f$  хорошо совпадают с истинными аномалиями, но образуют более размытые области с меньшей амплитудой. Отметим, что решение обратной задачи в виде (3) даёт идентичный результат. Разница между двумя подходами заключается в том, что предлагаемый в настоящей статье метод более экономичен на больших задачах.



**Рисунок 3.** Вычисленные значения потенциала  $u$  на дневной поверхности. Черными изолиниями показан рельеф поверхности. Крестики обозначают положения точек наблюдения. Значения потенциала в точках были использованы, как входные данные для

решения обратной задачи.



**Рисунок 4.** Результат решения обратной задачи. Цветом показаны восстановленные значения правой части  $f$ . Белый контур обозначает истинное положение источников.

### Выводы

В статье предложен новый подход для решения обратной задачи метода ЕП. Реконструируемое при этом распределение правой части идентично таковому в стандартном методе на основе минимизации функционала Тихонова. Отличие между двумя подходами заключается в способе получения решения. Вместо решения нормальной системы уравнений с плотной матрицей, в предлагаемом подходе решается система с разреженной матрицей большего размера. Для больших обратных задач этот подход может оказаться существенно менее ресурсоёмким по сравнению с минимизацией по Тихонову. В статье приведена постановка задачи и рассмотрена её конечно-элементная дискретизация. Полученные выражения верифицированы в численном эксперименте. Авторы статьи полагают, что предлагаемый подход может стать менее ресурсозатратной альтернативой стандартным методам инверсии площадных данных ЕП, которые возникают, например, при изучении подземных вод.

### Благодарности

Работа поддержана грантом Российского Научного Фонда 21-11-00139. Авторы благодарят Сколковский институт науки и технологий за доступ к вычислительному кластеру Zhores (Zacharov et al. 2019).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Комаров ВА, 1994 Геоэлектрохимия, СПб.: Изд-во СПбГУ, 136 с.
- Семенов АС, 1980 Электроразведка методом естественного поля, Л.: Недра, 391 с.
- Bernabé Y, Mainault A 2015 Physics of porous media: Fluid flow through porous media. In Schubert G, (ed) Treatise on geophysics (2nd ed.), Oxford: Elsevier, pp.19–41
- Bolève A, Revil A, Janod F, Mattiuzzo JL, Fry J.-J. 2009 Preferential fluid flow pathways in embankment dams imaged by self-potential tomography. Near surface geophysics, 7:447–462
- Guarracino L, Jougnot D, 2018 A physically based analytical model to describe effective excess charge for streaming potential generation in water saturated porous media. J. Geophys. Res., 123:52–65
- Jardani A, Revil A, Bolève A, Dupont JP 2008 Three-dimensional inversion of self-potential data used to constrain the pattern of groundwater flow in geothermal fields. J. Geophys. Res., 113: B09204
- Malovichko M, Koshev N, Yavich N, Razorenova A, Fedorov M, 2021 Electroencephalographic source reconstruction by the finite-element approximation of the elliptic Cauchy problem, IEEE Transactions on Biomedical Engineering, 68(6), pp. 1811–1819
- Minsley BJ, Sogade J, Morgan FD 2007 Three-dimensional source inversion of self-potential data. Journal of Geophysical Research, 112:B2202
- Onsager L 1931 Reciprocal Relations in Irreversible Processes. I., Phys. Rev., 376 p.405–426, doi:10.1103/PhysRev.37.405
- Revil A, Jardani A, 2013 The self-potential method: theory and applications in environmental geosciences. Cambridge University Press
- Sato M, Mooney HM The electrochemical mechanism of sulfide self-potentials, 1960. Geophysics, 25, p.226–249
- Zacharov I, Arslanov R, Gunin M, Stefonishin D, Bykov A, Pavlov S, Panarin O, Maliutin A, Rykovanov S, Fedorov M, 2019 Zhores–Petaflops supercomputer for data-driven modeling, machine learning and artificial intelligence installed in Skolkovo Institute of Science and Technology. Open Eng., (9):512–520

## Оценка возможностей определения механических и фильтрационных свойств геосреды по сейсмoeлектрическим полям электрокинетической природы

А.О. Плисс<sup>1</sup>, М.Б. Гохберг<sup>2</sup>, Д.А. Алексеев<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Московский физико-технический институт (МФТИ), pliss.ao@phystech.edu

<sup>2</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, alexeevgeo@gmail.com

---

### АННОТАЦИЯ

Выполнены численное моделирование и анализ сейсмoeлектрических (СЭ) полей, возникающих в пористой флюидонасыщенной геологической среде при механическом воздействии. Рассмотрены модели СЭ полей, отвечающих различным видам деформирования, включая приливы в твердой земле, воздействие импульсного сейсмического источника, распространение относительно сильных поверхностных волн Рэлея от далеких землетрясений. С использованием подготовленных моделей и программного обеспечения COMSOL Multiphysics, предложена общая схема моделирования сейсмoeлектрических процессов, предполагающая решение трех связанных друг с другом задач математической физики: уравнения движения изотропной упругой среды, уравнения Френкеля для пороупругой среды Био, а также уравнений Максвелла в квазистационарном приближении. Связь указанных задач между собой осуществлялась путем подстановки в правую часть уравнения Френкеля объемной деформации, получаемой из первой задачи, и последующего включения стороннего тока, рассчитываемого в рамках уравнения Гельмгольца-Смолуховского по поровому давлению в правую часть первого уравнения Максвелла. Также получено аналитическое решение для СЭ поля, сопровождающего распространение сейсмической волны Рэлея. Показано, что решение может быть записано в виде суммы двух волн, первая из которых преобладает в самом приповерхностном слое и быстро затухает с глубиной, и обладает сильной зависимостью от коэффициента проницаемости, а вторая охватывает существенно больший интервал глубин и связана с распространением продольной составляющей волны Рэлея. На основе анализа полученных численных и аналитических решений в относительно простых моделях среды выявлены закономерности поведения СЭ поля и сделана попытка оценить возможности использования того или иного вида СЭ сигнала для определения петрофизических свойств среды (прежде всего, проницаемости), в том числе путем решения количественной обратной задачи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 20-05-00691.

**Ключевые слова:** сейсмoeлектрические поля, пороупругая среда Био, электрокинетический эффект, волна Рэлея, численное моделирование

---

## Решения обратных задач геофизики на основе интегральных уравнений

П.Н. Александров<sup>1</sup>, В.Н. Кризский<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ЦГЭМИ ИФЗ РАН, alexandr@geo.igemi.troitsk.ru

<sup>2</sup> СПГУ, Горный университет, Krizskiy\_VN@pers.spmi.ru

### АННОТАЦИЯ

Теория решения обратных задач А.Н. Тихонова внесла существенный вклад в развитии геофизических исследований геологической среды, используется в настоящее время и будет использоваться для решения широкого класса обратных задач геофизики. Однако, с революционным развитием микроэлектроники, увеличением точности измерительной аппаратуры, бурным развитием компьютерных технологий Тихоновский подход становится сдерживающим фактором в развитии исследований физических параметров геологической среды, поскольку горная порода, как сложно построенный объект исследования, обладает широким набором параметров, таких как упругие параметры в Законе Гука, электрофизические параметры бианизотропных сред, флюидодинамические параметры в законе Дарси и т.п. Для таких моделей материальных уравнений, решение обратных задач в силу их большой размерности не эффективно на основе некорректно поставленных обратных задач. Необходимы новые постановки обратных задач геофизики. Как следствие, это приведет к развитию систем наблюдения, включая развитие аппаратной базы, программного обеспечения, методических приемов по решению геологических задач на более высоком уровне, а именно – к получению новой геологической информации о свойствах и строении геологической среды.

Одним из перспективных современных направлений развития теории решения обратных задач является подход, основанный на идеи М.В. Клибанова (Beilina, Klivanov, 2012). В данной статье развивается идея этого подхода, приводящая к линейному матричному дифференциальному уравнению в частных производных первого порядка. Излагается решение линейной обратной задачи для случая, когда расчетной формулой для поля в прямой задаче является формула объемного интегрального представления. Алгоритм этого решения может быть применен для восстановления физических свойств неоднородных и анизотропных сред для различных геофизических методов. Демонстрируются результаты вычислительных экспериментов по разработке систем наблюдения, имитирующих некоторые практические случаи.

**Ключевые слова:** линейная коэффициентная обратная задача геофизики

### ВВЕДЕНИЕ

Решения прямых задач для большинства физических полей, используемых при изучении геологической среды, могут быть сведены к решению интегральных уравнений вида (Морс, Фешбах, 1960):

$$\mathbf{X}(x, y, z, \omega) =$$

$$\iiint_V G(x', y', z', x, y, z, \omega) \Delta S(x', y', z') \mathbf{X}(x', y', z', \omega) dv +$$

$$\mathbf{X}^f(x, y, z, \omega),$$

где  $dv = dx' dy' dz'$ ,  $\mathbf{x}$  – вектор физического поля (вектор электромагнитного поля, вектор упругих полей и т.п.);  $\mathbf{X}^f(x, y, z, \omega)$  – вектор первичного поля – решение прямой задачи для среды, для которой имеется функция

Грина  $G(x', y', z', x, y, z, \omega)$ ;  $\Delta S(x, y, z)$  – избыточные значения физической величины неоднородностей, которые являются искомыми.

### Решение обратных задач геофизики на примере постоянного электрического тока

Для определенности будем рассматривать постоянный электрический ток как наиболее простую модель потенциального физического поля. Тогда  $\Delta S(x, y, z) = S(x, y, z) - S^0$ , где  $S^0$  – удельная электропроводность вмещающей среды. Она может быть определена косвенными методами, например, через среднее кажущееся сопротивление.

В дискретном виде, разбивая интеграл на сумму, получим  $\mathbf{X}^p = G_v^p \Delta S \mathbf{X}_v + \mathbf{X}_p^s$ , где

индексы означают:  $p$  – точку наблюдения,  $s$  – точку источника,  $v$  – точку в неоднородности;  $\Delta S$  – квадратная матрица электропроводности, имеющая вид

$$\Delta S = \begin{pmatrix} \Delta\sigma_1 & [0] & \vdots & [0] \\ [0] & \Delta\sigma_2 & \vdots & [0] \\ \dots & \dots & \vdots & \dots \\ [0] & [0] & \vdots & \Delta\sigma_N \end{pmatrix}, \quad (6)$$

где подматрицы  $\Delta\sigma_j = \begin{pmatrix} \Delta\sigma_{11}^j & \Delta\sigma_{12}^j & \Delta\sigma_{13}^j \\ \Delta\sigma_{21}^j & \Delta\sigma_{22}^j & \Delta\sigma_{23}^j \\ \Delta\sigma_{31}^j & \Delta\sigma_{32}^j & \Delta\sigma_{33}^j \end{pmatrix}$

есть тензоры избыточной электропроводности  $j$ -го элемента объёма всей неоднородности  $V$ , состоящей из  $N$  элементов;  $\mathbf{X}_p^s$  – первичное поле от источника в точке наблюдения;  $\mathbf{X}_v$  – поле в неоднородности;  $\mathbf{X}^p$  – поле в точке наблюдения (как разность потенциалов);  $G_v^p$  – передаточная матрица от неоднородности в точку наблюдения, размерности  $K \times 3N$ ,  $K$  – количество точек наблюдения. Найдем поле в неоднородностях

$$\mathbf{X}_v = G_v^v \Delta S \mathbf{X}_v + \mathbf{X}_v^s, \text{ тогда } \mathbf{X}_v = ([1] - G_v^v \Delta S)^{-1} \mathbf{X}_v^s.$$

отсюда

$$\mathbf{X}^p = G_v^p \Delta S \mathbf{X}_v + \mathbf{X}_p^s = G_v^p \Delta S ([1] - G_v^v \Delta S)^{-1} \mathbf{X}_v^s + \mathbf{X}_p^s.$$

Здесь  $\mathbf{X}_v^s$  – поле от источника в неоднородность, вычисляется через функцию Грина вмещающей среды,  $\mathbf{X}_p^s$  – первичное поле в точке наблюдения, вычисляется через функцию Грина вмещающей среды. Или для конкретного источника

$$\mathbf{X}_k^p = G_v^p \Delta S ([1] - G_v^v \Delta S)^{-1} \mathbf{X}_v^{s_k} + \mathbf{X}_p^{s_k} = G_v^p (\Delta S^{-1} - G_v^v)^{-1} \mathbf{X}_v^{s_k} + \mathbf{X}_p^{s_k},$$

где  $k$  – номер источника и воспользовались правилом  $(AB^{-1}) = (BA^{-1})^{-1}$ .

Используя дополнительные источники, введем составные матрицы

$$X = [\mathbf{X}_1^p, \mathbf{X}_2^p, \mathbf{X}_3^p, \dots],$$

$$Y = [\mathbf{X}_v^{s_1}, \mathbf{X}_v^{s_2}, \mathbf{X}_v^{s_3}, \dots],$$

$$Z = [\mathbf{X}_p^{s_1}, \mathbf{X}_p^{s_2}, \mathbf{X}_p^{s_3}, \dots].$$

Перейдем от векторной системы уравнений к

матричной

$$X = G_v^p (\Delta S^{-1} - G_v^v)^{-1} Y + Z.$$

Для переопределенной и нормально определенной системы из цепочки уравнений

$$X = G_v^p (\Delta S^{-1} - G_v^v)^{-1} Y + Z,$$

$$X - Z = G_v^p (\Delta S^{-1} - G_v^v)^{-1} Y,$$

$$G_v^{pT} (X - Z) = G_v^{pT} G_v^p (\Delta S^{-1} - G_v^v)^{-1} Y,$$

$$(G_v^{pT} G_v^p)^{-1} G_v^{pT} (X - Z) = (\Delta S^{-1} - G_v^v)^{-1} Y,$$

$$(\Delta S^{-1} - G_v^v) (G_v^{pT} G_v^p)^{-1} G_v^{pT} (X - Z) = Y$$

получим

$$\Delta S^{-1} (G_v^{pT} G_v^p)^{-1} G_v^{pT} (X - Z) = Y + G_v^v (G_v^{pT} G_v^p)^{-1} G_v^{pT} (X - Z). \quad (7)$$

Размерности матриц, входящих в последнюю систему уравнений, следующие:  $[Z]_{m \times n}$ ,  $[X]_{m \times n}$ , где  $m$  – количество приемников с учетом размерности измеренного вектора в точке наблюдения,  $n$  – количество источников с учетом размерности вектора стороннего тока в точке источника;  $[Y]_{k \times n}$ ,  $[\Delta S]_{k \times k}$ ,  $[G_v^p] = m \times k$ ,  $[G_v^p]^T_{k \times m}$ , где  $k$  – количество неоднородностей с учетом их размерности. Тогда

$$\frac{[(G_v^{pT} G_v^p)^{-1} G_v^{pT} (X - Z)]_{((k \times m)(m \times k))^{-1} (k \times m)(m \times n)}}{[(G_v^{pT} G_v^p)^{-1} G_v^{pT} (X - Z)]_{k \times n}} =$$

Перепишем (7) в виде  $\Delta S^{-1} A = B$ , где  $A = (G_v^{pT} G_v^p)^{-1} G_v^{pT} (X - Z) = \{a_{ij}\}$ ,  $B = Y + G_v^v (G_v^{pT} G_v^p)^{-1} G_v^{pT} (X - Z) = \{b_{ij}\}$ .

Последнее уравнение с учетом представления (6) разбивается на отдельные уравнения по следующей схеме

$$\begin{pmatrix} \Delta\sigma_1^{-1} & [0] & \vdots & [0] \\ [0] & \Delta\sigma_2^{-1} & \vdots & [0] \\ \dots & \dots & \vdots & \dots \\ [0] & [0] & \vdots & \Delta\sigma_N^{-1} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} & \vdots & a_{1M} \\ a_{21} & a_{22} & \vdots & a_{2M} \\ \dots & \dots & \vdots & \dots \\ a_{N1} & a_{N2} & \vdots & a_{NM} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} b_{11} & b_{12} & \vdots & b_{1M} \\ b_{21} & b_{22} & \vdots & b_{2M} \\ \dots & \dots & \vdots & \dots \\ b_{N1} & b_{N2} & \vdots & b_{NM} \end{pmatrix}.$$

Отсюда нахождение искоемых параметров разбивается на решение отдельных систем матричных уравнений

$$\begin{aligned} \Delta\sigma_1^{-1}(a_{11} \ a_{12} \ \dots \ a_{1M}) &= (b_{11} \ b_{12} \ \dots \ b_{1M}), \\ \Delta\sigma_2^{-1}(a_{21} \ a_{22} \ \dots \ a_{2M}) &= (b_{21} \ b_{22} \ \dots \ b_{2M}), \\ \dots & \\ \Delta\sigma_N^{-1}(a_{N1} \ a_{N2} \ \dots \ a_{NM}) &= (b_{N1} \ b_{N2} \ \dots \ b_{NM}). \end{aligned}$$

Подматрицы  $a_{ij}$  имеют размеры  $3 \times 1$ ,  $M$  – количество источников. Для разрешимости каждого из этих уравнений необходимо минимум 3 источника.

В соответствии с полученным решением обратной задачи разработан алгоритм и программное обеспечение, позволяющее моделировать систему наблюдения.

**Алгоритм моделирования систем наблюдения для решения обратной задачи в методе постоянного электрического тока**

Для подбора систем геофизических наблюдений при решении геологических задач разработана компьютерная программа (Александров, Кризский, 2017), моделирующая системы наблюдения. Это позволяет перейти к корректной постановки задач в смысле существования, единственности, устойчивости ее решения. Эти вопросы непосредственно связаны с системой наблюдения – при одной системе наблюдения обратная задача будет некорректной, при другой – корректно поставленной.

Программа базируется на следующем алгоритме определения системы наблюдения для решения обратной задачи в линейной постановке:

- 1) решение прямой задачи при заданной системе наблюдения и предполагаемой модели среды;
- 2) решение обратной задачи – восстановление физических параметров

среды при заданной системе наблюдения на основе решения полученной прямой задачи;

3) решение прямой задачи с найденными по обратной задаче физическими параметрами среды;

4) оценка точности измерений и точности решения обратной задачи при выбранной системе наблюдения. Если решение обратной задачи не удовлетворяет требованиям решения геологической задачи по точности определения физических свойств горной породы, то необходимо вернуться к первому пункту и модифицировать систему наблюдения.

**Пример решения задачи на основе моделирования систем наблюдения**

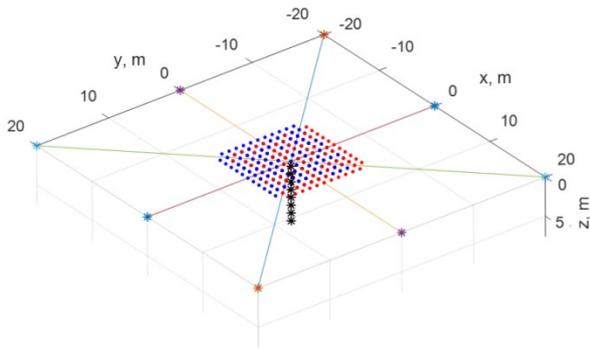
В методе постоянного электрического тока используют круговые вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ) для изучения анизотропных электрических свойств геологической среды (Изучение..., 2012). При этом используют симметричные относительно центра установки типа Шлюмберже, Винера и др. Поворот данной установки вокруг ее центра по азимуту позволяет получать информацию об анизотропии кажущегося электрического сопротивления. При этом важную роль играют источники заземления питающих электродов, располагающиеся симметрично.

Для анализа данной системы наблюдения рассмотрим задачу об определении анизотропии электропроводности в модели «колодец». Данный объект представляет вертикально внедренное в нижнее однородное изотропное полупространство с удельной электропроводностью  $1/30$  См/м, анизотропное проводящее тело с тензором электропроводности

$$\sigma = \begin{pmatrix} 0.0115 & -0.0037 & -0.0037 \\ -0.0037 & 0.0141 & -0.0026 \\ -0.0037 & -0.0026 & 0.0141 \end{pmatrix}.$$

Размеры этого тела  $1\text{ м} \times 1\text{ м} \times 7\text{ м}$ , т.е. тело простирается на  $7\text{ м}$  вниз.

Рассмотрим пример с симметричной системой наблюдения. Симметричной в том смысле, что источники, «освещающие» неоднородность, расположены симметрично относительно центра «колодца». Система наблюдения и объект представлены на рисунке 1.

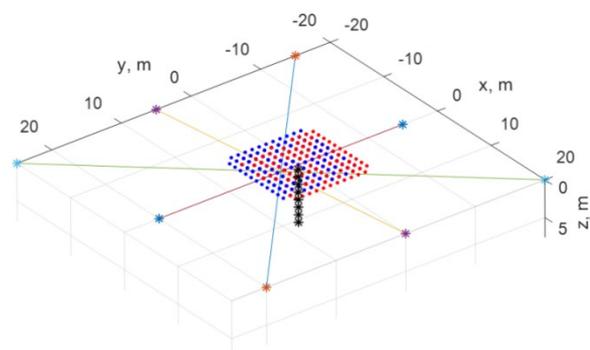


**Рисунок 1.** Симметричная система наблюдения и объект исследования. Звездочки, соединенные линиями – питающие электроды, точки – приемные электроды, звездочки черного цвета – центры неоднородностей.

Результаты моделирования системы наблюдения по указанному выше алгоритму приведены ниже.

Среднеквадратическое отклонение рассчитанного поля по данным решения обратной задачи от исходного поля для каждого источника, состоящего из пары заземленных электродов (в %):  $7.437e-08$ ,  $1.569e-07$ ,  $1.264e-06$ ,  $1.512e-07$ . Величина среднеквадратического отклонения по электропроводности (в%): 51.126. Таким образом, при такой системе наблюдения точность решения обратной задачи относительно тензора анизотропии электропроводности оказывается невысокой – около 51%.

Рассмотрим систему наблюдения асимметричную относительно изучаемого объекта, которая представлена на рисунке 2.



**Рисунок 2.** Асимметричная система наблюдения и объект исследования. Звездочки, соединенные линиями – питающие электроды, точки – приемные электроды, звездочки черного цвета – центры неоднородностей.

Среднеквадратическое отклонение рассчитанного поля по данным решения обратной задачи от исходного поля для каждого источника, состоящего из пары заземленных электродов (в%):  $8.625e-07$ ,  $8.338e-07$ ,  $2.741e-05$ ,  $6.315e-07$ . Величина среднеквадратического отклонения по электропроводности (в%): 2.152. Как следует из результатов моделирования, тензор удельной электропроводности восстанавливается с удовлетворительной точностью – примерно 2%.

Отсюда следует вывод, что изучение анизотропных свойств геологической среды в плане решения обратной задачи, симметричные установки оказываются неудачными: отличие по полю – не значительно, а различие по электропроводности – существенно. Отсюда следует, что для определения тензора анизотропии электропроводности объекта «колодец» необходимо использовать асимметричные установки.

## Выводы

1. Рассмотренный подход к решению обратных задач геофизики приводит к решению линейных алгебраических уравнений, что упрощает анализ устойчивости, точности и разрешающей способности геофизических методов по решению геологических задач.
2. Единственным требованием к данной постановке обратных задач является требование линейности материальных уравнений.
3. Новизной данного подхода является использование таких типов источников и такого их количества, которые позволяют сформулировать линейную постановку обратных задач геофизики.
4. На основе изложенного алгоритма появляется возможность автоматизации подбора системы наблюдения для решения обратных задач геофизики в линейной постановке.

Исследования выполнены в рамках гос. задания ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН №0144-2014-0111.

**ЛИТЕРАТУРА**

Александров ПН, Кризский ВН, 2017  
Моделирование систем наблюдения  
электроразведки постоянным током для  
исследования неоднородных анизотропных  
сред. Роспатент, Свидетельство о  
государственной регистрации программы  
для ЭВМ, RU 2017615842

Изучение анизотропии в методе  
сопротивлений. 2012, Под ред. проф. ВА  
Шевнина. Учебное пособие. М.: МГУ, 248 с.

Beilina L, Klibanov MV, 2012, Approximate Global  
Convergence and Adaptivity for Coefficient  
Inverse Problems. Springer. New York.  
Dordrecht. Heidelberg. London, 407 p.

## Совместная 2D+ инверсия MT/MB данных на широтных профилях массивов зондирований KIROVOGRAD и SMOLENSK

Н.В. Баглаенко, Ив.М. Варенцов, И.Н. Лозовский  
ЦГЭМИ ИФЗ РАН, Москва, Троицк, ivan\_varentsov@mail.ru

---

### АННОТАЦИЯ

Обсуждается методика и результаты совместной 2D+ инверсии магнитотеллурических (MT) и магнитовариационных (MB) данных вдоль нескольких широтных профилей сводного массива зондирований KIROVOGRAD+SMOLENSK в пределах западной части Воронежского массива и прилегающих Оршанской впадины и Московской синеклизы. Алгоритм робастной 2D инверсии в кусочно-непрерывных средах с коррелируемыми параметрами применяется к полному ансамблю MT/MB данных в составе двух мод импеданса (логарифма кажущегося сопротивления и фазы), компонент типпера  $W_{zy}$  (Re, Im) и горизонтального MB отклика  $M_{yy}$  (Re, Im).

Особое внимание уделяется учету реальных погрешностей данных и их 3D искажений, а также обоснованному выбору итоговых итераций инверсии, обеспечивающих разумный компромисс устойчивости и детальности получаемых моделей среды. 3D искажения подавляются в рамках стратегии 2D+, основанной на анализе параметров трехмерности (*skew*) и азимутов главных направлений передаточных операторов. Элементы данных с заметными величинами *skew* и отклонениями главных направлений от профиля инверсии используются с пониженными весами. Погрешности данных, полученные при оценивании передаточных операторов, учитываются с ограничением снизу (наложением *error floor*) и дополнительным взвешиванием отдельных компонент данных, например, снижением весов кажущихся сопротивлений для борьбы с их статическими смещениями. Анализ невязок данных ведется для каждой инвертируемой компоненты. Использование абсолютных норм невязок ( $L_2$  и робастных) позволяет сравнивать решения при разных стратегиях взвешивания данных. «Сложность» модельных разрезов и псевдоразрезов модельных данных в ходе итераций инверсии контролируется визуально. Итоговые итерации выбираются до резкого возрастания «сложности». Обсуждается построение формализованных оценок «сложности» моделей и данных. Приоритетно рассматриваются результаты 2D+ инверсии на самых длинных (400-500 км) профилях Кричев – Жиздра (KZ), Могилев – Киров (MK) и Себеж – Великие Луки – Ржев (VR). Начальные модели включают представления о нормальном 1D разрезе региона. Распределение логарифма сопротивления подбирается в двух окнах: осадочном на глубинах до 3 км и корово-мантийном на глубинах от 3 до 100–200 км. В этих окнах используются разные оценки размеров ожидаемых аномальных структур, стабилизирующие результаты инверсии. Полученные разрезы показывают гладкое и устойчивое распределение сопротивлений осадочного чехла и измененного фундамента в верхнем окне, дающее весьма точное соответствие модельных оценок суммарной продольной проводимости (S) на глубинах 0–3 км с асимптотическими оценками S по наблюдаемым эффективным амплитудам импеданса. Представлена изменчивость получаемых коровых проводящих структур в зависимости от априорных оценок их размеров и стратегий взвешивания данных. На каждом профиле робастно построены средние модели по сериям решений инверсии с низкими невязками данных. Они позволяют объективно оценить достоверность разрешения различных частей разрезов. Коровые проводники на юге Оршанской впадины (профили KZ и MK) локализируются в ее бортовых зонах, а на самом северном VR – выделяются в центре профиля в пределах Крестцовского авлакогена. Предстоит осмысление их геологической природы. Проводящие структуры Кирово-Барятинской и Курской коровых аномалий на восточных сегментах профилей KZ и MK хорошо соответствуют моделям, ранее построенным в проекте KIROVOGRAD на более коротких профилях. Получены первые результаты инверсии еще на трех профилях, лежащих между южными профилями KZ, MK и северным VR. 2D+ инверсия данных массива KIROVOGRAD+SMOLENSK будет продолжена с развитием представленной методики в сопоставлении с другими методами интерпретации.

Исследования выполнялись в рамках темы госзадания ЦГЭМИ ИФЗ РАН №0144-2019-0021.

**Ключевые слова:** ВЕП, Воронежский массив, осадочные бассейны, профильная интерпретация, многокомпонентная 2D инверсия, учет 3D искажений

---

## **Квази-3D моделирование электромагнитных откликов приповерхностных геоэлектрических структур в пределах Воронежского массива и прилегающих осадочных бассейнов**

Ив.М. Варенцов, И.Н. Лозовский, Э.Б. Файнберг  
ЦГЭМИ ИФЗ РАН, ivan\_varentsov@mail.ru

---

### **АННОТАЦИЯ**

В области сочленения крупнейших сегментов Восточно-Европейской платформы (Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии), на обширной территории Воронежского массива, Украинского щита и прилегающих осадочных бассейнов в рамках проектов KIROVOGRAD и SMOLENSK выполнены масштабные площадные синхронные магнитотеллурические (MT) и магнитовариационные (MB) зондирования. Регион исследований характеризуется сильной интерференцией MT/MB откликов (импеданса, типпера и горизонтального магнитного оператора) от приповерхностных токовых систем в осадочных структурах с суммарной проводимостью до нескольких тысяч См и глубинных токов, текущих в пределах линейных коровых проводников Кировоградской, Курской, Кирово-Барятинской и других аномалий. Наиболее сильно приповерхностные искажения проявляются в данных типпера. Для проведения надежных глубинных геоэлектрических построений необходимы адекватные оценки структуры приповерхностных откликов. Простейший путь построения таких оценок лежит на пути сбора информации о приповерхностной продольной проводимости  $S$  исследуемого региона по результатам выполненных MT зондирований и другой доступной априорной информации. Далее ведется квази-3D моделирование необходимых откликов в слоистой модели, включающей тонкую приповерхностную пленку с полученным неоднородным распределением  $S$ .

В рамках представляемых исследований выполнено существенное уточнение распределения  $S$  для обширной области (45,5–57,0°с.ш., 26,0–45,0°в.д.). Использованы асимптотические оценки продольной проводимости по эффективному импедансу на периодах 1–64 с для сотен синхронных зондирований массива KIROVOGRAD+SMOLENSK и сопоставимого числа предшествующих локальных зондирований. За пределами окрестностей доступных ~800 зондирований использованы карты  $S$  для отдельных фрагментов области исследований на территориях России, Белоруссии и Украины. После медианного осреднения накопленных оценок и применения сглаживающих фильтров Гаусса значения  $S$  определены на сетке квадратных ячеек размером 5х5 км.

Полученное распределение  $S$  использовано в качестве входных данных для квази-3D (пленочного) моделирования электромагнитных (ЭМ) полей и передаточных операторов. Слоисто-однородный нормальный разрез получен путем робастного осреднения и подбора длиннопериодных ( $T > 1000$  с) эффективных импедансных кривых в областях с умеренной продольной проводимостью осадков ( $S < 200$  См).

Адекватное представление поверхностных ЭМ аномалий достигается для периодов, превышающих первые сотни секунд. Полученные в результате квази-3D моделирования карты компонент ЭМ полей и инвариантов различных передаточных операторов отчетливо выделяют крупные тектонические структуры. Выполнена оценка интенсивности и изменчивости (в зависимости от пространственного положения и периода) приповерхностных откликов. В пределах каналов с максимальным уровнем  $S$  показана их высокая интенсивность для периодов до 1-2 часов. Сравнение MT/MB откликов, полученных для зондирований массива KIROVOGRAD+SMOLENSK, с результатами выполненного пленочного моделирования позволяет районировать область исследований по соотношению интенсивностей приповерхностных и глубинных откликов и должным образом выстроить стратегию 2D/3D инверсии реальных данных.

Новая карта приповерхностной суммарной продольной проводимости может быть использована для планирования и проведения новых MT/MB зондирований в области исследований, а также для построения стартовых моделей в ходе 3D инверсии площадных данных.

**Ключевые слова:** Восточно-Европейская платформа, магнитотеллурические зондирования, осадочные бассейны, кристаллические массивы, суммарная продольная проводимость, нормальный слоистый разрез, квази-3D моделирование

---

## **Владимир Иванович Дмитриев – выдающийся советский и российский учёный**

И.С. Барашков

Кафедра математической физики факультета ВМК МГУ, baraskov@cs.msu.ru

---

### **АННОТАЦИЯ**

ВЛАДИМИР ИВАНОВИЧ ДМИТРИЕВ – один из ведущих специалистов в области прикладной математики. Заслуженный профессор Московского университета, Заслуженный деятель науки РФ, академик РАЕН.

**Ключевые слова:** В. И. Дмитриев

---

### **Биография**

ВЛАДИМИР ИВАНОВИЧ ДМИТРИЕВ родился 20 октября 1932 года в семье служащих в городе Баку. Его отец был главным инженером крупного предприятия. С 1940 по 1950 год учился в средней школе в Баку. В этот период он занимался ещё и спортом – греблей на байдарках. В 1950 году окончил среднюю школу в Баку и поступил на физический факультет МГУ. В 1955 году окончил физический факультет МГУ и поступил в аспирантуру. Научным руководителем у него в аспирантуре был Андрей Николаевич Тихонов.

В 1959 году окончил аспирантуру физического факультета МГУ.

Кандидат физико-математических наук (1959).  
Тема диссертации: «Исследование электромагнитных полей применительно к задачам аэро-электроразведки» (научный руководитель А. Н. Тихонов).

Доктор физико-математических наук (1967).  
Тема диссертации: «Электромагнитные поля в неоднородных средах».

В 1969 году присвоено звание профессора.

С 1958 по 1960 год – младший научный сотрудник Института физики Земли АН СССР. С 1960 по 1962 год – учёный секретарь Магнитной лаборатории Института металлургии АН СССР. В 1962 году – старший научный сотрудник Института атомной энергии АН СССР.

С 1962 года работал в Московском университете – сначала в Научно-исследовательском вычислительном центре МГУ (1962–1982) в должностях: старшего научного сотрудника, заведующего сектором, заместителя директора НИВЦ МГУ. С 1982 года являлся профессором кафедры математической физики факультета ВМК МГУ

и руководителем лаборатории математической физики ВМК МГУ. С 1986 года исполнял обязанности заместителя декана факультета ВМК МГУ.

### **Преподавательская деятельность**

Владимир Дмитриев вёл большую преподавательскую работу на факультете вычислительной математики и кибернетики МГУ. Читал основной курс «Дифференциальные уравнения» и специальные курсы «Системы математического моделирования» и «Обратные задачи геофизики».

### **Область научных интересов**

Вычислительная математика, математическая геофизика, обратные задачи, математическое моделирование, интегральные уравнения.

### **Научная деятельность**

Владимир Дмитриев – ведущий учёный в области математического моделирования и методов решения прямых и обратных задач электродинамики. Широко известны его работы по созданию математических методов проектирования антенных устройств и излучающих систем. Владимир Дмитриев является автором большого цикла работ по развитию методов математического моделирования электромагнитных полей в неоднородных средах. Владимир Дмитриев внес большой вклад в развитие теории электромагнитных методов разведочной геофизики и геоэлектрики.

Наиболее значительными являются его работы в области исследования электромагнитных зондирований неоднородных проводящих сред

применительно к задачам глубинного магнитотеллурического зондирования, структурной и рудной электроразведки на переменном электромагнитном поле, работы по развитию математических методов обработки и интерпретации геофизических данных.

Большой цикл работ в научной деятельности Владимира Дмитриева посвящён разработке методов решения обратных задач математической физики. Им разработаны методы решения обратных задач электромагнитных зондирований, проектирования излучающих систем и оптических покрытий, исследованы задачи реконструкции палеоклимата по скважинным измерениям температуры и задачи электроразведки полезных ископаемых. Наряду с задачами электроразведки Владимиром Дмитриевым проведен цикл исследований по частотным методам сейсморазведки, геотермики и теории метасоматоза.

Действительный член РАЕН (1992), где руководил секцией «Прикладная математика и математическая физика». Вице-президент Академии жилищно-коммунального хозяйства. Редактор издания научных трудов факультета ВМК МГУ «Прикладная математика и информатика», редактор журнала «Computational Mathematics and Modeling», член редколлегий двух научных журналов.

Член двух специализированных советов по защите диссертаций.

Под руководством Владимира Дмитриева защищено более 40 кандидатских диссертаций, трое из его учеников защитили докторские диссертации.

#### Награды и премии

- Орден Почёта (Россия, 2003).
- Орден «Знак Почёта» (1980).
- Государственная премия СССР (1976).
- Премия Совета Министров СССР (1986).
- Лауреат Ломоносовской премии МГУ (1983).
- Три золотых и одна серебряная медали ВДНХ.
- Заслуженный деятель науки Российской Федерации (1993).
- Заслуженный профессор Московского университета (1994).

#### Научные публикации

- В.И. Дмитриев – автор более 500 научных работ, включая 26 монографии и 13 изобретений.
- Основные публикации:
- Электромагнитные поля в неоднородных средах – М., изд-во МГУ, 1969, 131 с.;
- Лекции по обыкновенным дифференциальным уравнениям – М., КДУ, 2007, 154 с.;
- Математические модели термической и структурной эволюции Земли – М., МАКС Пресс, 2007, 262 с. (соавт. Соловьева Е.Н.);
- Метод интегральных уравнений в вычислительной электродинамике – М., МАКС Пресс, 2008, 312 с. (соавт. Захаров Е.В.);
- Magnetotellurics in the context of the theory of ill-posed problems – Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, USA, 2002, 231 p. (coauth. Berdichevsky M.N.);
- Models and Methods of Magnetotellurics – Springer, 2008, 563 p.; изд-е на русском яз.: Модели и методы магнитотеллурики – М., Научный мир, 2009, 680 с. (соавт. Бердичевский М.Н.).
- Дмитриев В. И. Дифференциальные уравнения – М.: АРГАМАК-МЕДИА, 2016. – 284 с. ISBN 978-5-00-024049-6
- Дмитриев В. И. Морские электромагнитные зондирования – М.: АРГАМАК-МЕДИА, 2014. – 192 с. ISBN 978-5-00-024022-9
- Дмитриев В. И. Обратные задачи геофизики – М.: МАКС Пресс, 2012. – 340 с.

#### ЛИТЕРАТУРА

Факультет Вычислительной математики и кибернетики: История и современность: Биографический справочник / Автор-составитель Е.А. Григорьев – М., Изд-во Московского университета, 2010. – 616 с. ISBN 978-5-211-05838-5

Профессора Московского университета. 1755–2004. Биографический словарь. В 2-х томах / авторы-составители А.Г. Рябухин, Г.В. Брянцева – М., Изд-во Московского университета, 2005

Факультет Вычислительной математики и кибернетики: биографический справочник / автор-составитель Е.А. Григорьев – М., Изд-во Московского университета, 2005

Энциклопедия Московского университета:  
Научно-исследовательский  
вычислительный центр / под общей  
редакцией А.В. Тихонравова – М., МАКС  
Пресс, 2005

Учёные Московского университета –  
действительные члены и  
члены-корреспонденты РАН (1755–2004).  
Биографический словарь /  
автор-составитель Ю.М. Канцур – М.,  
Изд-во Московского университета, 2004

## Моделирование на супер ЭВМ морских мобильных зондирований с движущимся приёмником и с донными станциями

И.С. Барашков

Кафедра математической физики факультета ВМК МГУ, e-mail: baraskov@cs.msu.ru

---

### АННОТАЦИЯ

В настоящее время важной задачей является исследование строения шельфа и обнаружение месторождений углеводородов в шельфовой зоне. Именно поэтому последнее время развиваются методы морских электромагнитных зондирований. При морских зондированиях с донными станциями в качестве источника электромагнитного поля обычно используется электрический кабель, который передвигается по поверхности моря, буксируемый судном. Электрическое и магнитное поле измеряется на морском дне с помощью всплываемых датчиков. С помощью математического моделирования исследован вопрос о том, какие из компонент электромагнитного поля наиболее чувствительны к неоднородностям среды. Разработан метод решения обратной задачи определения глубины залегания неоднородности и её проводимости.

При мобильном методе морских зондирований в качестве источника электромагнитного поля используется электрический кабель, который передвигается под поверхностью моря на заданной глубине, буксируемый судном, а вслед за ним на фиксированном расстоянии на той же глубине буксируется приёмник электрического поля. Цель моделирования – определить чувствительность мобильного электромагнитного зондирования для случая зондирования горизонтальным электрическим диполем и вертикальным магнитным диполем. Так как мобильное зондирование используется для поиска месторождений углеводородов, то основной задачей является поиск плохо проводящей неоднородности.

Основные результаты

Горизонтальные компоненты электрического поля при зондировании с донными станциями обладают достаточной чувствительностью для определения границ и глубины залегания залежи.

При мобильном зондировании по вертикальной компоненте аномального электрического поля хорошо определяются границы неоднородности. Математическое моделирование обосновывает эффективность мобильного метода морских зондирований, поскольку при прохождении приёмника над границей неоднородности наблюдается возмущение измеряемого поля как для случая хорошо проводящей неоднородности, так и для случая изолятора. Следовательно, мобильный метод морских зондирований позволяет оконтурить неоднородность и получить хорошее начальное приближение для решения обратной задачи обнаружения месторождений углеводородов в шельфовой зоне.

Разработана программа расчёта сложных моделей на больших сетках для многопроцессорных супер ЭВМ Bluegene, SKIF-MGU Chebyshev и Lomonosov.

**Ключевые слова:** электромагнитное зондирование, контрастная среда, метод интегральных уравнений, тензор Грина

---

## Обратная задача частотного зондирования градиентно-слоистых сред

Ж.Г. Ингтем

ВМК, МГУ имени М.В. Ломоносова, Shenzhen MSU-BIT University, email j-g.ingtem@cmc.msu.ru

### Аннотация

В настоящей работе представлено решение обратной задачи частотного зондирования для градиентно-слоистых сред. Решением обратной задачи является набор параметров, состоящий из электропроводности и мощности слоев. Задача рассматривается на множестве кусочно-линейных функций электропроводности с конечным числом разрывов. В силу своей некорректности и большого количества искоемых параметров (на каждом слое необходимо найти значение электропроводности и значение мощности), обратную задачу частотного зондирования обычно решают для кусочно-постоянной электропроводности слоистой среды (т.е. для  $N$  слоев необходимо найти  $2N$  параметров). Учитывая, что теорема единственности решения обратной задачи доказана для функций электропроводности, принадлежащим классу кусочно-аналитических с конечным числом разрывов, в настоящей работе предлагается использовать кусочно-линейную электропроводность (для каждого слоя ищутся 2 параметра электропроводности и мощность, т.е. для  $N$  слоев необходимо найти  $3N$  параметров). Это позволяет увеличить разрешающую способность среды.

**Ключевые слова:** обратная задача частотного зондирования, градиентно-слоистая среда

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящей работе для решения обратной задачи частотного зондирования применяется метод подбора (Дмитриев и др. 1987) и метод минимального числа слоев (Дмитриев 2016). Основываясь на теории регуляризации неустойчивых задач (Тихонов и Арсенин 1979), устойчивое решение обратных задач надо искать в компактном классе функций.

В случае градиентно-слоистых сред мы рассматриваем решение, т.е. распределение электропроводности на компактном множестве кусочно-линейных функций.

#### Метод подбора

Для случая градиентно-слоистой среды распределение электропроводности берется из класса кусочно-линейных функций

$$\sigma(z) = \sigma_n + \sigma'_n(z - z_{n-1}); \quad z \in [z_{n-1}, z_n], \quad n \in [1, N]$$

$z_0 = 0$ ,  $z_N = H$ ,  $N$  – число слоев,  $z_n$  – глубины слоев,  $\sigma_n = \sigma(z_n + 0)$ ,  $\sigma'_n$  – средний градиент электропроводности в слое  $[z_{n-1}, z_n]$ .

Таким образом параметры модели являются:

$$\bar{p} = (\sigma_1, I, \sigma_N, \sigma'_1, I, \sigma'_N, h_1, I, h_N)$$

$h_{n-1} = z_n - z_{n-1}$  – мощность  $n$ -го слоя.

Решение обратной задачи заключается в определении параметра  $\bar{p}$  по наблюдаемой (в нашем случае вычисленной, т.к. все данные берутся из математической модели задачи) характеристике поля.

В качестве характеристики поля выступает кажущееся сопротивление по электрическому полю, т.е. нормированная величина поля:

$$\rho_E = \frac{2\pi l^4}{3m_z} |E_x|$$

Для решения обратной задачи необходима априорная информация среды. В качестве такой информации может выступать количество слоев, которое можно определить по поведению кажущегося сопротивления, а также диапазоны значений, которым принадлежат мощность и электропроводность. По имеющейся априорной информации создается первое приближение набора параметров  $\bar{p}$  необходимое для реализации минимизации функционала невязки  $\|\Delta \rho_k\|^2 < \delta^2$ , где  $\rho_k(\omega, l) = A[\bar{p}, \omega, l]$ ,  $A$  – нелинейный оператор, действующий на параметр  $\bar{p}$  и зависящий от частоты  $\omega$  и от разности  $l$  между приемником и источником.

Таким образом, для решения обратной задачи необходимо найти такой набор параметров  $\bar{p}$ , который дает кажущееся сопротивление,

совпадающее с кажущимся сопротивлением для измеренного поля:

$$\|\Delta\rho_k\|^2 < \delta^2$$

Учитывая, что кажущееся сопротивление и частота могут изменяться на несколько порядков, удобнее сравнивать логарифмы, т.е. невязка определяется в виде:  $\|\ln\Delta\rho_k\|_{L_2}^2$ .

Минимизация функционала невязки позволяет найти устойчивое кусочно-линейное решение. Однако в некоторых моделях минимизация одной невязки недостаточно и требуется вводить регуляризацию.

### Метод минимального числа слоев

Метод минимального числа слоев был использован и показал эффективный результат для слоистых сред с кусочно-постоянным распределением электропроводности (Дмитриев 2016).

Данный метод отличается от метода подбора тем, что он позволяет охарактеризовать слоистую среду при малом количестве априорной информации о среде.

Количество слоев считается неизвестным. Низкочастотная асимптотика поля дает электропроводность подстилающего слоя, которая предполагается постоянной.

Решение обратной задачи с помощью метода минимального числа слоев находится шаг за шагом. Сначала решение строится для двуслойной среды если невязка не близка к погрешности, то решение строится для трехслойной среды и т.д. пока невязка кажущегося сопротивления не станет близкой к погрешности (погрешность состоит из ошибки измерения и из модельной ошибки).

Метод минимального числа слоев позволяет эффективно найти решение обратной задачи для градиентно-слоистых сред для небольшого числа слоев. Это связано с тем,

что для расширенных моделей и при большом количестве параметров обратный оператор имеет большую норму.

### Выводы

При наличии априорной информации целесообразно использовать метод подбора, этот метод позволит быстрее и точнее определить параметры среды. Однако в ситуациях, отсутствия априорной информации метод минимального числа слоев позволит эффективно охарактеризовать слоистую среду.

### Благодарность

Выражаю глубокую благодарность проф. В.И. Дмитриеву за наставление и бесценный опыт.

### ЛИТЕРАТУРА

Дмитриев ВИ, Новиков ДБ, Федорова ЭА, 1987 Численное моделирование в геофизических исследованиях. М: Изд-во МГУ

Тихонов АН, Арсенин ВЯ, 1979 Методы решения некорректных задач. М: Изд-во Наука

Dmitriev VI, 2017, Inverse Problems of Frequency Sounding in Layered Media. Comput Math Model V 28, p 1–11. doi:10.1007/s10598-016-9340-3

## Влияние расположенного в трёхслойной модели среды приповерхностного локального объекта на результаты МТЗ; опыт математического моделирования

А.Д. Каринский, Д.С. Даев

Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе (МГРИ),  
akarinski@mail.ru

---

### АННОТАЦИЯ

В опубликованных нами ранее работах было дано обоснование применению приближённого подхода к определению понятия «область пространства, оказывающая существенное влияние на результаты измерений» и приведены результаты 3D-моделирования применительно к некоторым электрическим и электромагнитным методам геофизики. В этой работе представлены полученные на основе применения такого подхода результаты математического моделирования для метода магнитотеллурического зондирования (МТЗ) в случае, когда имеющий изометричную форму и малые размеры объект  $\Delta V$  расположен в верхнем слое трёхслойной модели проводящего полупространства. Электромагнитное поле в отсутствие объекта  $\Delta V$  – линейно-поляризовано. Показано то, какое влияние объект  $\Delta V$  оказывает на частотные зависимости некоторых величин, вычисляемых в методе МТЗ.

**Ключевые слова:** магнитотеллурическое зондирование; локальный объект; моделирование

---

### ВВЕДЕНИЕ

Проблемы, связанные с моделированием влияния «горизонтальной неоднородности» среды на результаты магнитотеллурических зондирований, рассмотрены в ряде работ, например, в статье (Бердичевский, Яковлев, 1989) и других. В монографии (Бердичевский, Дмитриев, 2009) искажения результатов МТЗ, вызванные локальными приповерхностными неоднородностями, были названы « $\rho$ -эффектом».

В работе (Каринский, Даев, 2012) было дано обоснование приближённому подходу к определению понятия «область пространства, оказывающая основное влияние на результаты электрических и электромагнитных методов геофизики». Сравнение получаемых результатов с данными, приведенными в работах (Loke, Dahlin, 2002), (Dahlin, Zhou, 2004) для электроразведки методом сопротивлений, подтвердило правомерность применения этого подхода. Затем в работах (Каринский и др., 2014, а), (Каринский и др., 2016), (Каринский, Даев, 2017) и других было показано то, как этим подходом можно воспользоваться для моделирования влияния локальных объектов на результаты электроразведки методом сопротивлений и каротажа КС. В статье (Каринский и др., 2014 б) было показано то, какое влияние

такой объект, расположенный в верхнем слое двухслойной модели проводящего полупространства, может оказывать на результаты МТЗ. Заданным, кроме модели среды, являлось первичное поле – плоская, линейно поляризованная гармоническая волна, падающая на проводящее полупространство по направлению нормали (и оси  $Z$  декартовых координат) к его границе. При соответствующем выборе направлений осей  $X$ ,  $Y$  для электрической и магнитной составляющих первичного электромагнитного поля, а также для поля в горизонтально-слоистой модели среды, имеем  $\mathbf{E}=\mathbf{1}_x E_x$ ,  $\mathbf{H}=\mathbf{1}_y H_y$ .

### Методы

Ниже приведены результаты численных расчётов для случая, когда модель проводящего немагнитного полупространства трёхслойная (рисунок 1, а). Наиболее интересные (и практически значимые) результаты моделирования  $\rho$ -эффекта при МТЗ нами были получены для кажущегося удельного электрического сопротивления  $\rho_t$ , а также – для отношения амплитуд вертикальной и горизонтальной компонент магнитной составляющей  $\mathbf{H}$  электромагнитного поля. Поэтому ниже, на рисунках 2, 3, приведены результаты моделирования для этих величин.

Известно, что при МТ-зондированиях определяют компоненты электрической ( $\mathbf{E}$ ) и магнитной ( $\mathbf{H}$ ) составляющих электромагнитного поля на границе «земля - воздух» (плоскость  $z=0$  в модели на рисунке 1). При обработке результатов измерений получают частотные зависимости амплитуд и начальных фаз компонент  $E_x, E_y, H_x, H_y, H_z$ . Ориентированные по направлению осей  $X, Y, Z$  индукционные датчики, служащие для измерения компонент магнитного поля  $\mathbf{H}$ , имеют небольшие размеры. Можно принять допущение, что измеряемые при помощи таких датчиков сигналы пропорциональны соответствующим компонентам поля  $\mathbf{H}$  в центрах датчиков, расположенных вблизи центра  $O$  измерительной установки. Но предназначенные для определения компонент  $E_x, E_y$  электрического поля  $\mathbf{E}$  измерительные линии  $MN$  имеют большую протяжённость. Длины линий  $MN$  могут значительно превышать линейные размеры локальных объектов  $\Delta V$ , влияющих на результаты МТЗ. Поэтому для определения влияния таких объектов на данные МТЗ нами были проведены расчёты для компонент поля  $\mathbf{H}$  и для напряжения  $E_{MN}$  электрического поля  $\mathbf{E}$  в линии  $M_1N_1$  (рисунок 1, б).

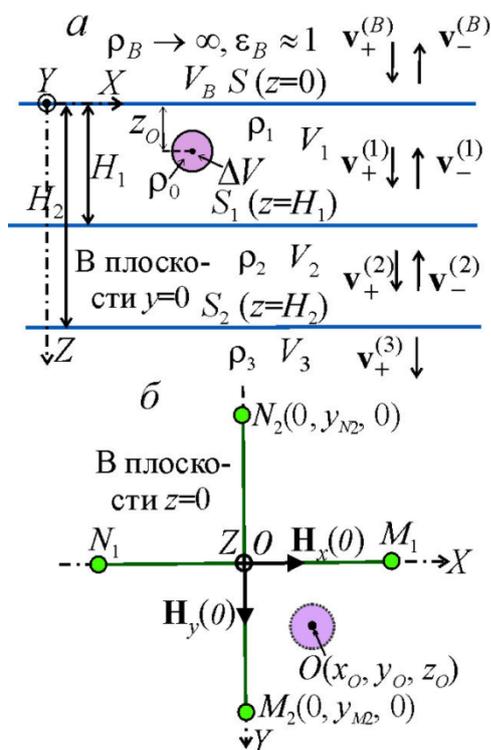


Рисунок 1. Модель среды и установки МТЗ.

Затем, на основе полученных путём интегрирования результатов расчётов напряжения  $E_{MN}$  мы определяли компоненту  $E_x = E_{MN} / l_{MN}$ , где  $l_{MN}$  – длина измерительной линии  $MN$ . Применение такого, не самого простого, подхода связано с тем, что для указанного выше первичного поля в горизонтально-слоистой модели среды электрическое (а также и магнитное) поле одинаково во всей плоскости  $S$  ( $z=0$ ) и одинаково в пределах каждой плоскости  $z=const$ , но в присутствии локального объекта это далеко не так.

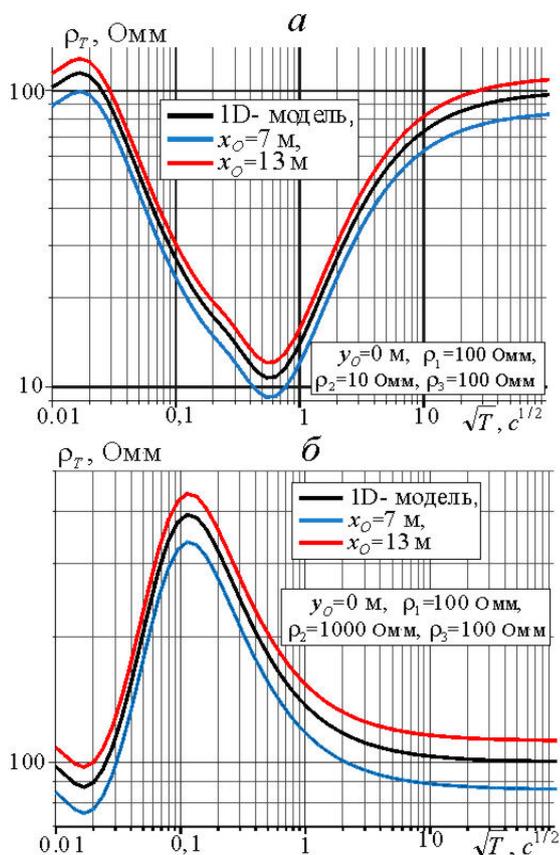
### РЕЗУЛЬТАТЫ

На следующих двух рисунках будут представлены только те результаты численных расчётов, которые были получены при следующих параметрах модели. Объект  $\Delta V$  имеет форму шара с радиусом 3 м, а его удельное электрическое сопротивление  $\rho_0 < \rho_1$  (рисунок 1, а). Координата  $z$  (глубина) центра  $O$  объекта:  $z_0 = 4$  м. Глубины горизонтальных границ:  $H_1 = 100$  м,  $H_2 = 1000$  м. Длины линий  $MN$  равны 20 м (рисунок 1, б).

На рисунке 2 показаны зависимости определяемого в методе МТЗ по результатам измерений кажущегося удельного электрического сопротивления  $\rho_T$  от квадратного корня из периода  $T$ . Значения  $\rho_T$  определены по модулю импеданса  $|Z_{xy}| = |E_x| / |H_y|$ , где  $|E_x|, |H_y|$  – амплитуды компонент  $E_x, H_y$  в плоскости  $S$  (при  $z=0$ ). Чёрным цветом на рисунке 2 показаны трёхслойные кривые зондирования для 1D-модели среды – в отсутствие объекта  $\Delta V$ . Другие кривые получены для 3D-модели среды в присутствии объекта  $\Delta V$ . При  $x_0 = 7$  м эпицентр  $O$  объекта  $\Delta V$  находится в пределах измерительной линии  $M_1N_1$ , а при  $x_0 = 13$  м – вне этой линии на расстоянии 3 м от неё (рисунок 1).

На рисунках 2, а, б видно, что относительное влияние приповерхностного локального объекта  $\Delta V$  на кажущееся удельное электрическое сопротивление  $\rho_T$  практически не зависит от периода  $T$  (и от частоты  $f = 1/T$ ). Это, подтверждает высказанное в монографии (Бердичевский, Дмитриев, 2009) и некоторых других работах утверждение о том, что обусловленное присутствием локальной неоднородности аномальное электрическое поле при  $\rho$ -эффекте имеет преимущественно кулонову (гальваническую) природу. С этим

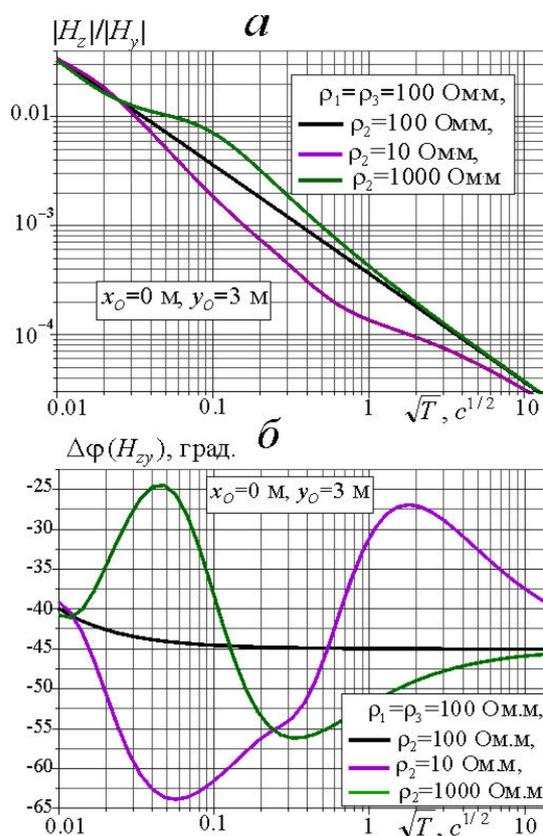
согласуются также следующее. Как показали результаты моделирования, присутствие объекта  $\Delta V$  практически не влияет на аргумент импеданса  $\text{Arg}(Z_{xy})$  и, следовательно, на разности начальных фаз  $\Delta\varphi(Z_{xy}) = \varphi(E_x) - \varphi(H_y)$  компонент суммарного поля при  $z=0$ . Это возможно лишь в том случае, когда индукционная составляющая аномального электрического поля, обусловленная влиянием объекта  $\Delta V$ , пренебрежимо мала по сравнению с кулоновой составляющей этого поля.



**Рисунок 2.** Зависимости кажущегося удельного электрического сопротивления  $\rho_T$  от  $T^{1/2}$ .

На рисунке 3, а показана зависимость отношения амплитуд  $|H_z|/|H_y|$  вертикальной и горизонтальной компонент магнитного поля  $H$  от квадратного корня из периода  $T$ . Обратим внимание на то, что при тех моделях первичного ЭМ поля и среды, при которых были проведены численные расчёты, в отсутствие объекта  $\Delta V$  вертикальная компонента  $H_z=0$ . Как видно на рисунке 3, а, отношение амплитуд  $|H_z|/|H_y|$  убывает с ростом периода колебаний  $T$ . Отметим, что зависимости  $H_z|/|H_y|$  от  $T^{1/2}$  на рисунке 3, а

монотонны, а при  $\rho_1=\rho_2=\rho_3$  (в двойном логарифмическом масштабе) эта зависимость близка к линейной. По-видимому, зависимости  $|H_z|/|H_y|$  от  $T^{1/2}$  могут служить критерием того, что на результаты МТЗ оказывает (либо не оказывает) влияние присутствие локальных объектов  $\Delta V$ . Дополнительную информацию для выявления такого влияния, может дать зависимость от  $T^{1/2}$  разности фаз  $\Delta\varphi(H_{zy})$  компонент  $H_z$  и  $H_y$  (а в общем случае также  $\Delta\varphi(H_{zx})$ ). Пример зависимости разности фаз  $\Delta\varphi(H_{zy})$  от аргумента  $T^{1/2}$  приведен на рисунке 3, б.



**Рисунок 3.** Зависимости отношения амплитуд  $|H_z|/|H_y|$  (а) и разности фаз  $\Delta\varphi(H_{zy})$  (б) от  $T^{1/2}$ .

На этом рисунке видим, что зависимости  $\Delta\varphi(H_{zy})$  от  $T^{1/2}$  имеют значительные различия при  $\rho_1=\rho_2=\rho_3$ ,  $\rho_1<\rho_2>\rho_3$  и  $\rho_1>\rho_2<\rho_3$ . Возможно, такие зависимости могут не только быть критерием того, что на результаты МТЗ оказывают влияние локальные объекты  $\Delta V$ , но также послужить для (независимой от результатов измерений характеристик электрического поля  $E$ ) оценки соотношений между удельными электрическими сопротивлениями  $\rho$  слоёв с горизонтальными границами. Это может быть актуальным в тех случаях, когда проведение измерений

напряжений  $E_{MN}$  электрического поля в методе МТЗ является затруднительным из-за проблем с заземлением электродов  $M$  и  $N$ .

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бердичевский МН, Яковлев АГ Аналитическая модель магнитотеллурического зондирования, искаженного эффектом  $S$ . // Физика Земли. 1989, №9, с. 82–88
- Бердичевский МН, Дмитриев ВИ Модели и методы магнитотеллурики. М. Научный мир, 2009. 680 с.
- Каринский АД, Даев ДС Об областях пространства, существенно влияющих на результаты измерений в электромагнитных методах. // Геофизика. 2012, №6, С. 42–53
- Каринский АД, Даев ДС, Мазитова ИК Математическое моделирование  $S$ -эффекта и  $P$ -эффекта в методах сопротивлений электроразведки. // Геофизика. 2014, № 1, С. 36–45
- Каринский АД, Даев ДС, Красносельских АА, Мазитова ИК Математическое моделирование влияния приповерхностных локальных неоднородностей на результаты магнитотеллурических зондирований. // Геофизика. 2014, №6, С. 62–70
- Каринский АД, Даев ДС, Мазитова ИК, Юдин МН Математическое моделирование влияния локальных объектов на результаты методов сопротивлений электроразведки. Международная научно-практическая конференция «Теория и практика разведочной и промысловой геофизики», г. Пермь, 24–26 ноября 2016 г. Доклады, с. 122–126
- Каринский АД, Даев ДС Влияние локальных объектов на результаты электроразведки методом сопротивлений; опыт математического моделирования. // Геофизика. 2017, № 1, С. 35–44
- Dahlin T. and Zhou B A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. // Geophysical Prospecting. 2004, Vol. 52, – Pp. 379–398
- Loke MH and Dahlin T A comparison of the Gauss-Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion. // Journal of Applied Geophysics, 2002, Vol. 49, Pp. 149–162

## Математическое моделирование двумерных сред, представленных проводящими пластинами, полуплоскостями и вставками

В. Ю. Хальбауэр-Задорожная<sup>1</sup>, Е. Стеттлер<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Консультант, Претория, ЮАР, valeriya.hallbauer@gmail.com

<sup>2</sup>Университет Витватерсранда, Претория, ЮАР, stettlere@gmail.com

---

### АННОТАЦИЯ

Задачей работы являлось создание алгоритма расчетов становления поля в двумерных неоднородных моделях, состоящих из набора проводящих пластин, полупластин и вставок. Для расчетов использовался метод зеркальных отображений. Применялся метод последовательных приближений. При расчетах функцию продольной проводимости слоя аппроксимировалась набором проводящих вставок и/или полуплоскостей. Число вставок не ограничено, в некоторых моделях их количество достигало семидесяти. Известные граничные условия вводились для каждого контакта проводящих вставок. Все расчетные функции являются аналитическими, поэтому точность вычислений высока на всех временах становления поля. Рассмотрен широкий класс моделей. Показано, что для всех моделей на ранних временах результаты расчетов мало отличаются от моделей однородных сред, расположенных над точкой наблюдения. Однако с увеличением времени становления поля возникают искажения, которые необходимо учитывать при интерпретации данных. На границе проводник – изолятор возникает существенное увеличение электропроводности. При наличии в разрезе вставки высокого сопротивления, напротив, на границах с проводящими породами можно наблюдать аномалии повышенной электропроводности. Однако на ранних временах изолятор может вообще не проявиться. Показано, что при выявлении в разрезе узкого проводящего объекта важным является положение генераторной рамки. В том случае, когда сторона генераторной рамки располагается над проводящим объектом, аномалия, им обусловленная четко выделяется на кривых становления поля. В противном случае даже хорошо проводящее тело может быть пропущено при профильных работах. В разрезах со слабо изменяющимися электрическими свойствами искажения минимальны. В контрастных разрезах искажения максимальны, и, по крайней мере, двумерное моделирование должно быть использовано при интерпретации данных. Расчетное время модели, состоящей из четырех проводящих слоев, один из которых включает до 100 вставок, составляет около 4 сек.

**Ключевые слова:** двумерное моделирование, становление поля, кажущееся сопротивление

---

### ВВЕДЕНИЕ

Реальные среды чаще всего не являются горизонтально однородными. К настоящему времени решение двумерных задач выполнено практически для всех моделей среды и для всех типов источников. Однако, взявшись за решение задач в двумерных средах мы исходили из следующего:

– Существуют огромные территории, на которых локальные проводники заключены в толщи очень высокоомных пород (Канадский, Балтийский, Алданский и Анабарский и др. щиты, Кейпваальский (Capevaal) кратон и др. Во многих случаях, особенно в южных широтах на породах основания часто отсутствует слой почвы. Однако внутри высокоомных пород присутствуют многочисленные дайки, интрузии руд или грунтовых вод. Расчет становления поля для таких разрезов может быть

существенно упрощен, если использовать модели проводящих пластин и/или вставок.

– Во многих существующих коммерческих программах для обратной задачи двумерного моделирования решается лишь прямая задача для горизонтально-слоистых сред, а затем производится интерполяция данных между точками.

– Моделирование полей неоднородных сред неоднородных сред высокоомных разрезов существенно понижает точность расчетов, в то время как точность расчетов моделей, содержащих S-пластины и вставки неограниченна, так как решения представляют собой аналитические функции.

Расчет становления поля в наборе проводящих пластин выполнен В.Задорожной в 1984 году. Эти модели успешно использовались автором в течение многих лет при интерпретации зондирований, выполненных в высокоомных,

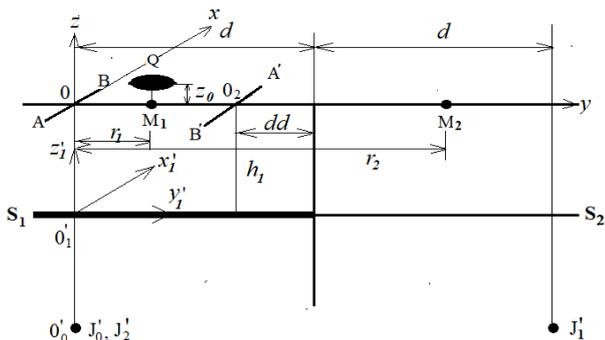
зачастую поляризующихся средах. Затем мы расширили класс моделей, которые могут включать в себя многочисленные проводящие вставки. Для расчетов использовались методы зеркальных отображений (Смайт, 1954) и метод последовательных приближений (Задорожная, 1984). Расчеты включают члены четвертого порядка. На контакте полупластин или вставок использовались известные граничные условия. Во всех моделях проводимость верхней пластины  $S_1$ , отождествляемой со слоем почвы принималась однородной.

Расчет и анализ двумерных моделей идет по мере их усложнения:

- простые модели включают полуплоскость и полуплоскость, перекрытая пластиной;
- модели, в которых нижняя пластина неоднородна и состоит из ограниченного количества вставок;
- неоднородная пластина, заключенная в горизонтально-слоистый разрез;
- слабоконтрастная модель, в которой изменение проводимости одной из пластин происходит постепенно;
- контрастная модель, где проводимость изменяется произвольным образом.

### Методы расчетов. Становление поля в двух проводящих полуплоскостях. Граничные условия и расчет мнимых источников тока

Эта простейшая модель (модель 1, рисунок 1) является базовой. На ее примере покажем последовательность расчета фиктивных источников, которые необходимо определить для выполнения граничных условий.



**Рисунок 1.** Модель двух контактирующих полуплоскостей и используемые системы координат.

Полуплоскость  $S_1$  располагается с левой стороны от контакта, а полуплоскость  $S_2$  – с ее правой стороны. Координата  $x$  направлена параллельно контакту. Электрическая линия

AB направлена по оси  $x$  и как бы висит над полуплоскостью  $S_1$  на высоте  $z = z_0 + h_1$ , где  $h_1$  – глубина залегания полуплоскостей,  $z_0$  – превышение приемной рамки с эффективной площадью  $Q$  над координатной плоскостью  $xy$ . Ось  $z$  направлена вниз,  $d$  это расстояние от контакта, на котором располагается центр AB. При всех расчетах использовалась установка петля в петле при  $AB = 25$  м. Суть метода зеркальных отображений заключается в следующем. Для определения потенциала  $A_{x1}$  в первой (правой) среде, например, в точке  $M_1$  отобразим всю левую часть пространства вправо. Получим целое пространство с плоскостью  $S_1$ , но содержащее два источника: реальный  $J_0$  и мнимый  $J_1$ , который нам пока неизвестен. Для определения потенциала во второй среде ( $S_2$ ) отобразим всю правую часть пространства влево. Получим целое пространство с  $S_2$ , и содержащее один фиктивный источник  $J_2$ , совпадающий с расположением линии AB.

Запишем граничные условия:

$$A_{x1} = A_{x2}.$$

(1)

$$S_1 B_{z1} = S_2 B_{z2}.$$

(2)

Поскольку

$$A_x = J_0 \mu / 4\pi f_1^{1/2} \text{ и } B_z = dA_x / dr \text{ dr} / dy, \quad (3)$$

где  $f = 1/[r^2 + |z_0| + h_1 + (2t/\mu S_1)^2]$ , решаем систему уравнений (1) и (2) и записываем выражения для фиктивных токов:

$$J_1 = J_0(k_1 - k_2)/(k_1 + k_2) = J_0 K_{\text{refl}}; \quad (4)$$

$$J_2 = 2k_0 k_1 / (k_1 + k_2) = J_0 K_0 K_{\text{refl}}, \quad (5)$$

где  $k_1 = f_{1rd}^{3/2} f_{2rd}^{1/2} S_1$ ,  $k_2 = f_{1rd}^{1/2} f_{2rd}^{3/2} S_2$ ,  $K_0 = f_{1rd}^{1/2} / f_{2rd}^{1/2}$

$$f_{1rd} = 1/[(2d - r_1)^2 + |z_0| + h_1 + (2t/\mu S_1)^2],$$

$$f_{2rd} = 1/[r_2^2 + |z_0| + h_1 + (2t/\mu S_2)^2],$$

$$K_{\text{refl}} = (k_1 - k_2)/(k_1 + k_2), \quad K_{\text{refk}} = 2k_1/(k_1 + k_2).$$

Отметим, что по аналогии с ВЭЗ  $K_{\text{refl}}$  и  $K_{\text{refk}}$  коэффициенты отражения и преломления, соответственно. На рисунке 2 показаны значения фиктивных токов для модели 1. В зависимости от соотношения проводимостей полупластин величина  $J_1$  изменяется от -1 до 1. В случае, когда  $S_1 = S_2$   $J_1 = 0$ , то есть мнимый источник будет отсутствовать.

Поскольку эдс  $e(t) = -QdBz/dt$ , то с учетом (3) запишем выражение для него в точках  $M_1$  и  $M_2$ :

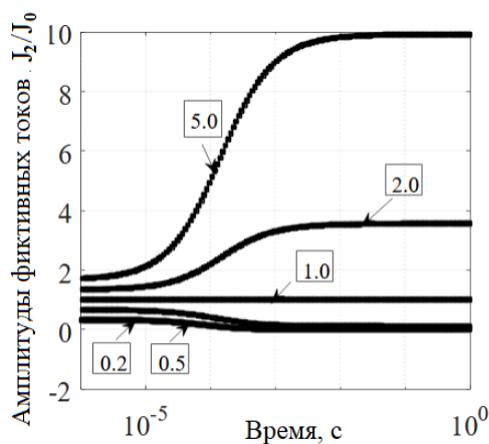
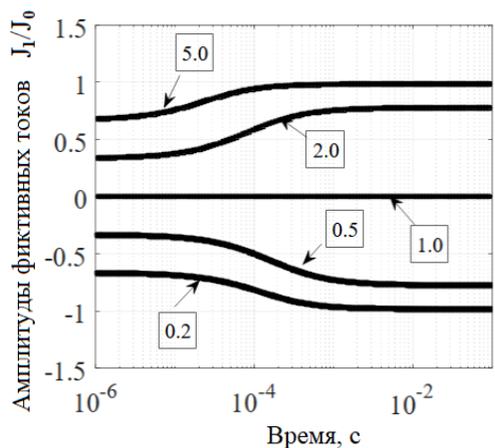
$$e_1(t) = (K_e/S_1) [(J_0/r_1^3) f_1^{5/2} - (J_1/(2d - r_1)^3) f_{1rd}^{5/2}] -$$

$$e_2(t) = (K_e/S_2)[(J_2/r_2^3 f_{2rd}^{5/2}) - K_b[(dJ_2/dt)/r_2^3] f_{2rd}^{3/2}], \quad (6)$$

где  $K_e = 3 ABQ/\pi$ ;  $K_b = AV\mu/2\pi$ ,  $r_1$  это расстояние от АВ до точки измерения  $M_1$ .

Описанная простая схема позволяет нам рассчитывать амплитуды тока в фиктивных источниках для каждого  $n$ -го контакта соседних вставок. В формулах меняется только проводимости вставок  $S_n$  и  $S_{n+1}$  и расстояния от линии АВ до каждого контакта. В случае, когда проводящая пластина расположена под первой, для расчета в граничных условиях используются члены второго приближения  $A_{x12}$  и  $A_{x22}$ , и, соответственно, члены второго приближения для магнитной индукции  $B_{z12}$  и  $B_{z22}$ . Отметим также, когда электрической линией является  $A'B'$ , то в формуле (5) меняется знак, вместо  $(2d-r_1)$  ставится  $(2d+r_1)$ .

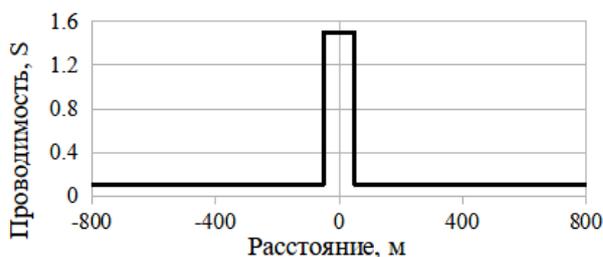
На рисунке 2 показан пример расчета фиктивных токов в рассматриваемой модели.



**Рисунок 2.** Амплитуда фиктивных токов, для модели контактирующих полупластин.  $d/h_1=1.5$ , Индекс кривых  $S_1/S_2$ .

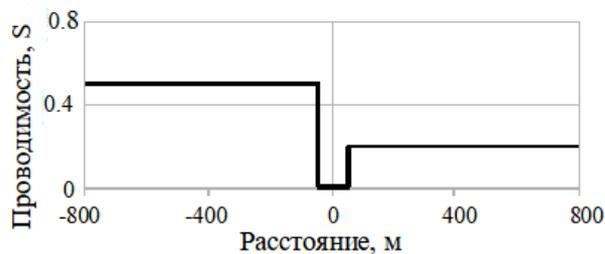
### Анализ расчетов становления поля в сложных моделях.

Модели 2 и 3 более сложные, они состоят из двух пластин. Изменение электропроводности нижних (вторых) пластин в этих моделях показаны на рисунках 3 и 4. В первом случае мы имеем проводящую вставку ( $S_{22}=1.5 S$ ). По характеру изменения продольной проводимости нижней пластины модель названа «Горст». Во втором случае участок чрезвычайно малой продольной проводимости ( $S_{22}=0.001 S$ )



заклучен между полуплоскостями с  $S_{21}=0.1$  и  $S_{23}=0.5 S$  «Грабен». Ширина обеих вставок 100 м.

**Рисунок 3.** График продольной проводимости второй пластины, модель «Горст».



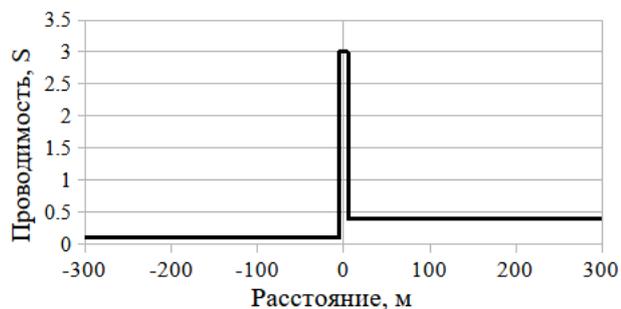
**Рисунок 4.** График продольной проводимости второй пластины, модель «Грабен».

На рисунке 5, помещенном в конце данной статьи показано распределение кажущегося сопротивления  $\rho_\tau$  с глубиной вдоль профиля, длина которого в несколько раз превышает размер вставки. Отметим, что созданная программа расчетов ЭМ поля в моделях обеспечивает также расчет кажущейся продольной проводимости, известный в России как способ  $St(H)$ , (В.А. Сидоров, В.В.Тикшаев, 1969). Для визуализации результатов глубина зондирования принималось той, которая соответствовала бы глубине  $St(H)$  для тех же времен становления поля. Как и в любой трансформации эффективная глубина проникновения поля рассчитывается по различным формулам и также является кажущейся. Наша задача – не искать изменение истинных параметров разреза с глубиной, а

оценить искажения, вносимые горизонтальными неоднородностями разреза. Расчеты показывают, что эффект от хорошо проводящей вставки проявляется в первую очередь на контактах пластин, что при формальной интерпретации может быть истолковано, как присутствие в разрезе двух узких проводящих тел. С увеличением времени становления поля напротив, на этих участках наблюдается резкое увеличение  $\rho_{\text{app}}$  которое постепенно выравнивается с удалением от проводника. Такие аномалии характерны для солянокупольной тектоники Прикаспийской впадины. При приближении к мульде на кривых становления поля наблюдается характерный «завал», т.е. резкое уменьшения продольной проводимости вплоть до смены знака эдс.

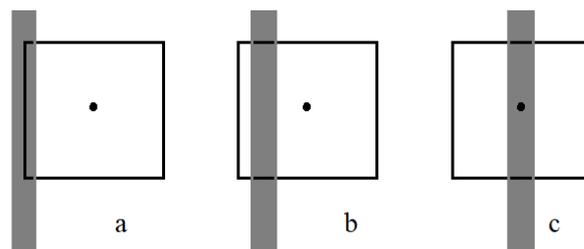
Модель «Грабен» (рисунок 6) демонстрирует слабую эффективность метода ЗСБ при выявлении в разрезе высокоомного блока пород. На ранних временах эффект от этого блока практически отсутствует. Небольшие искажения наблюдаются на контактах блока и полупластин.

Модель позволяет оценить возможность выявления в разрезе очень узкого проводящего тела и эффекты связанные с ним (модель 3, «Лента»). Изменение проводимости нижней пластины показана на рисунке 7.



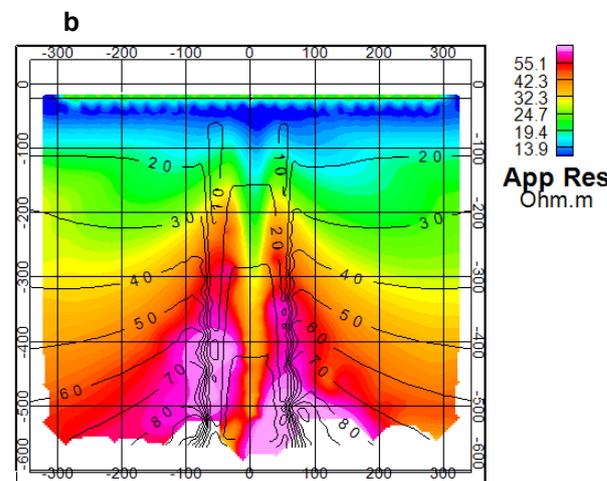
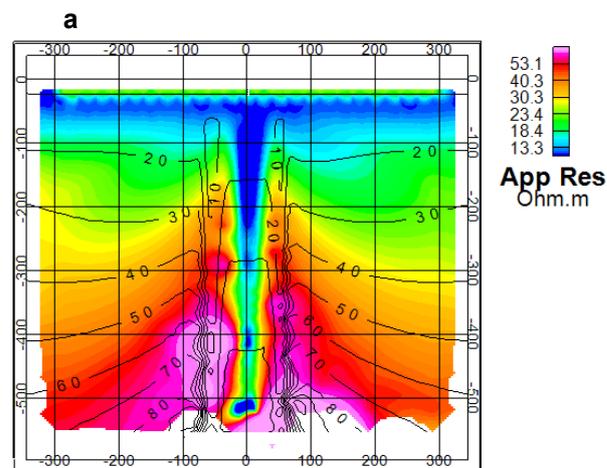
**Рисунок 7.** График продольной проводимости второй пластины, модель «Лента».

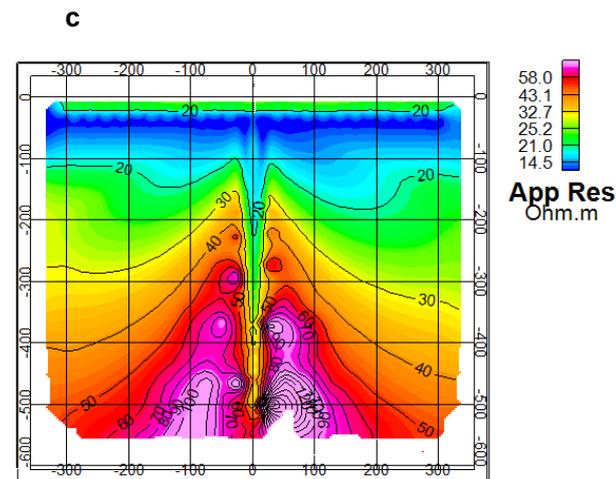
В практике полевых работ при поисках кимберлитовых даек авторами (а также М. Гольдманом, проводившим измерения на Стене Плача в Израиле) экспериментально установлено, что узкий проводящий объект может быть уверенно выявлен только тогда, когда либо линия АВ располагается непосредственно над объектом. Таким образом расчеты проведены при следующих расположениях установки (рисунок 8).



**Рисунок 8.** Расположение узкого проводящего тела относительно установки петля в петлю. Серым цветом показано расположение тела.

Разрезы кажущегося сопротивления показаны на рисунках 9 (a, b, c). Расчеты подтвердили экспериментально обнаруженный эффект (рисунок 5a): аномалия максимальной амплитуды регистрируется при расположении электрической линии над вставкой. Когда ни электрическая линия, ни точка измерения не располагаются над локальным проводящим телом, объект может быть пропущен: аномалия, ему соответствующая по амплитуде не велика (рисунок 5b).

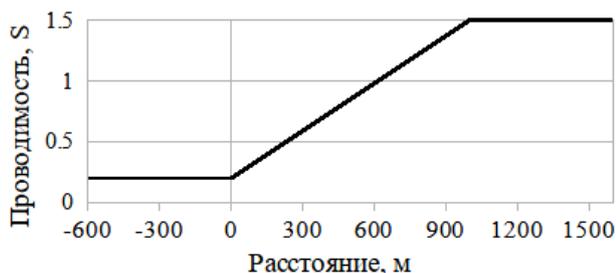




**Рисунок 9.** Разрез кажущегося сопротивления для модели 3 («Лента»).

Когда точка записи располагается над телом, то возникает как бы промежуточный вариант (рисунок 5с): аномалия меньшей амплитуды, как в случае 5а, но большей, чем в случае 5b. Очевидно, что при поисках узких объектов, особенно с использованием генераторных рамок больших размеров необходима очень плотная сеть наблюдений. Искажения от очень проводящего объекта значительны, особенно в непосредственной близости от него.

Модель 4, названный нами «Клин» как и модель 5 состоит из четырех пластин с проводимостью  $S_1=1$  S,  $S_2=0.087$  S,  $S_4=0.11$  S,  $h_1=11$  м,  $h_2=41$  м,  $h_3=45$  м,  $h_4=65$  м.

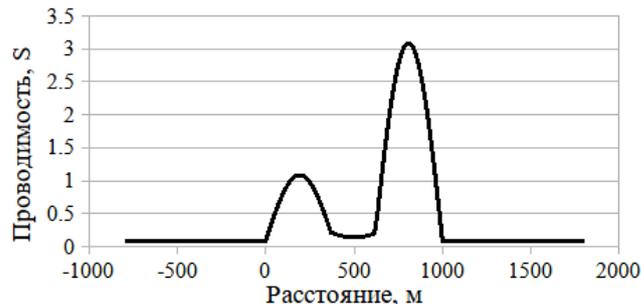


**Рисунок 10.** График продольной проводимости третьей пластины, модель «Клин».

Данная модель является слабо контрастной и на искажения от неоднородностей (рисунок 11) незначительны.

Модель 5 («Полусинусы») характеризуется резким изменением проводимости (рисунок 12).

На рисунке 13 показан геоэлектрический разрез, показывающий, что одномерная интерпретация данных, зарегистрированных в такого типа разрезах невозможна.



**Рисунок 12.** График электропроводности третьей пластины, модель «Полусинусы».

### Выводы

Разработан алгоритм и создана программа для расчетов становления поля в двумерных средах, состоящих из набора пластин, полупластин и вставок. Такие модели могут служить достаточно близким приближением к реальным высокоомным разрезам, включающим в своем объеме проводящие линзы, разломы, рудные тела, кимберлитовые трубки и дайки. Расчеты выполнены методом зеркальных отображения и последовательных приближений. Решения задачи становления поля представлены аналитическими функциями, поэтому расчеты производятся с высокой точностью для любых времен. Время расчета модели, включающей слои и около сотни вставок в широком диапазоне времен не превышает 4 с.

Расчеты проведены для широкого класса моделей. Показано, что в случае, когда в разрезе присутствуют локальные проводники, искажения ими обусловленные могут быть зафиксированы на расстояниях, в несколько раз превышающих объект. С удалением от объекта искажения проявляются на более поздних временах. Если в неоднородной пластине присутствует высокоомная вставка, она может быть обнаружена только на поздних временах. Обнаружение в разрезе узких проводящих тел требует существенного сгущения сети зондирований, поскольку максимальный сигнал регистрируется только в том случае, если сторона генераторной рамки находится непосредственно над проводящей вставкой (дайкой, узким телом). Поскольку каждая из сторон АВ и А'В' могут поочередно располагаться над вставкой, то аномалии будут зарегистрированы дважды, невзирая на то, что обе они связаны только с одним объектом.

В средах, где проводимость слоя слабо изменяется от по горизонтали, искажения от двумерных объектов незначительны. В контрастных средах, напротив, искажения от неоднородных структур столь существенны, что одномерная интерпретация полевых данных может привести к существенным ошибкам при определении геоэлектрических и структурных параметров разреза.

Сидоров ВА, Тикшаев ВВ, 1970 Интерпретация кривых становлением поля в ближней зоне. Разведочная геофизика, № 42, М: Изд-во Недра, с 48–59

Смайт ВР, 1954 Электростатика и электродинамика. М: Изд-во ИЛ

#### ЛИТЕРАТУРА

Задорожная ВЮ, 1984 Интерпретация результатов зондирований становлением электромагнитного поля в ближней зоне при поисках органогенных образований в Прикаспийской синеклизе. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. М: ВНИИГеофизика

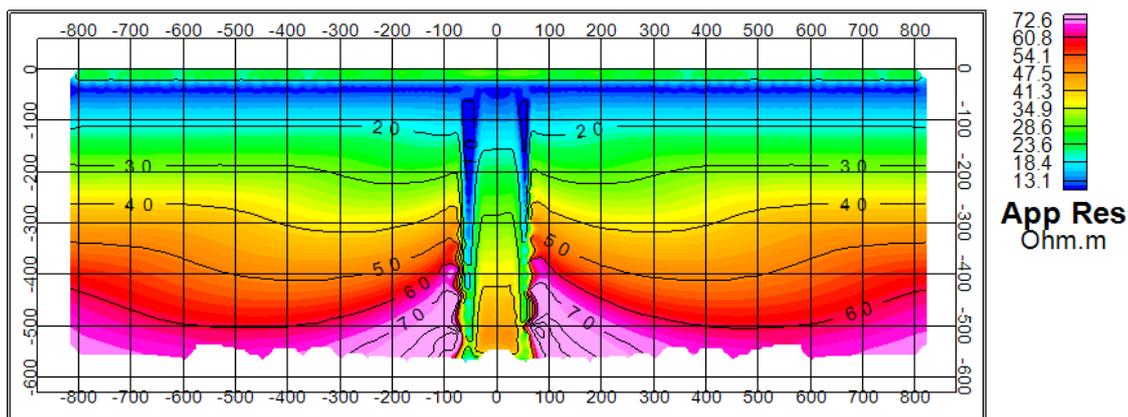


Рисунок 5. Разрез кажущегося сопротивления для модели 2 («Горст»)

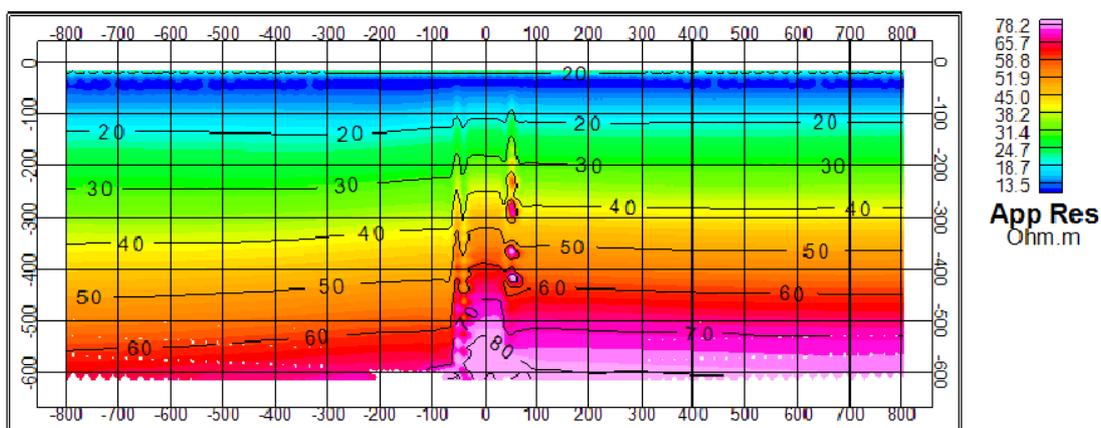


Рисунок 6. Разрез кажущегося сопротивления для модели 3 («Грабен»)

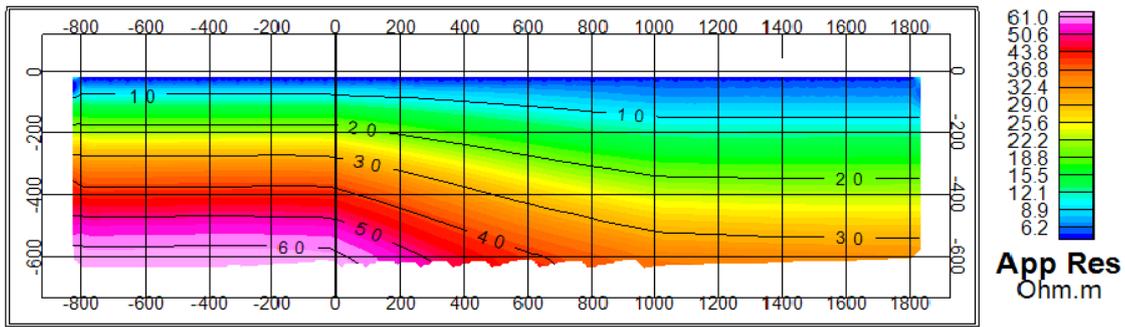


Рисунок 11. Разрез кажущегося сопротивления для модели 4 («Клин»)

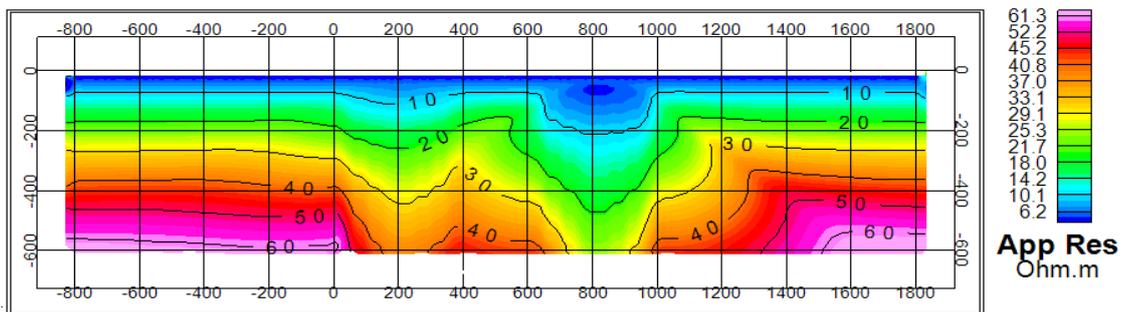


Рисунок 13. Разрез кажущегося сопротивления для модели 5 («Полусинусы»)

## Нейросетевая 3D инверсия полевых данных геоэлектрики

Е.А. Родионов<sup>1</sup>, М.И. Шимелевич<sup>2</sup>, И.Е. Оборнев<sup>3</sup>, Е.А. Оборнев<sup>4</sup>, И.С. Фельдман<sup>5</sup>

<sup>1</sup>МГРИ, evgeny\_980@list.ru

<sup>2</sup>МГРИ, shimelevich-m@yandex.ru

<sup>3</sup>НИИЯФ МГУ, МГРИ, o\_ivano@mail.ru

<sup>4</sup>МГРИ, obornevea@mail.ru

<sup>5</sup>ЕМГЕО, mail@emgeo.com

### АННОТАЦИЯ

Обратная задача МТЗ сводится к нелинейному операторному уравнению I рода и рассматривается в классе кусочно-постоянных функций, которые задают удельное сопротивление среды в ячейках заданной сетки параметризации. Общее число искоемых параметров такой задачи может превышать  $10^3$ . Разработан алгоритм восстановления распределения удельного сопротивления трехмерной среды по данным МТЗ при помощи нейросетевого аппроксиматора, построенного на основе аппроксимационной конструкции типа многослойного персептрона. В качестве первого приближения решения обратной задачи принимается решение, полученное при помощи аппроксиматора, которое в дальнейшем уточняется методами случайного поиска. Работа алгоритма иллюстрируется на примере инверсии площадных полевых данных МТЗ.

**Ключевые слова:** Геофизика, геоэлектрика, МТЗ, 3D обратная задача, аппроксимация, нейронные сети, метод случайного поиска, полевые данные

### ВВЕДЕНИЕ

Обратная задача магнитотеллурического зондирования (МТЗ) сводится к решению нелинейного операторного уравнения I рода в классе кусочно-постоянных решений, задаваемых на сетке параметризации  $\theta_N$  размерности  $N$ . Аппроксимационный нейросетевой метод решения задачи (Obornev et al., 2020; Shimelevich et al., 2017) основан на построении приближенного обратного оператора задачи (нейросетевого аппроксиматора) с использованием нейросетевых конструкций типа многослойного персептрона. Это позволяет находить распределение логарифма удельного сопротивления среды в ячейках заданной сетки параметризации по наблюдаемым данным МТЗ  $e_m$ ,  $m = 1, \dots, M$ , в аналитическом виде

$$\lg \rho_n \approx \sum_{l=1}^{L_s} v_s^{nl} \lambda_s \left( \dots \sum_{l=1}^{L_1} v_1^{nl} \lambda_1 \left( \sum_{m=1}^M w_1^{lm} e_m \right) \dots \right), \quad n = 1, \dots, N, \quad (1)$$

где  $v_i^{nl}$ ,  $w_i^{lm}$ ,  $i = 1, \dots, s$ , – коэффициенты нейронной сети, которые определяются в процессе ее обучения на основе заранее рассчитанного множества решений прямых и обратных задач, называемого «банком решений». Нелинейность в конструкции 1

задается передаточными функциями  $\lambda_i$ ,  $i = 1, \dots, s$ .

### МЕТОДЫ

Для нахождения коэффициентов нейронной сети  $v_i^{nl}$ ,  $w_i^{lm}$ ,  $i = 1, \dots, s$ , решается следующая оптимизационная задача обучения нейронной сети

$$\sum_{p=1}^P \sum_{n=1}^N \left[ \lg \rho_n^p - \sum_{l=1}^{L_s} v_s^{nl} \lambda_s \left( \dots \sum_{l=1}^{L_1} v_1^{nl} \lambda_1 \left( \sum_{m=1}^M w_1^{lm} e_m^p \right) \dots \right) \right]^2 \rightarrow \min, \quad (2)$$

где  $N$  – число параметров среды,  $P$  – объем банка решений. Расчет банка решений задача весьма трудоемкая, однако, это необходимо сделать всего один раз для заданного класса сред. После нахождения коэффициентов нейронной сети построенный нейросетевой аппроксиматор тестируется на независимой тестовой выборке известных решений обратных задач, которые не использовались при обучении; таким образом, вычисляется собственная (интерполяционная) ошибка аппроксиматора. После решения оптимизационной задачи 2 решение обратной задачи по формуле 1 занимает доли секунды. После получения первого нейросетевого приближения проводится кластеризация

полученного распределения параметров среды, и рассчитывается множество решений в окрестности найденного с учетом пространственных границ полученных кластеров. За второе приближение принимается решение из этого множества с минимальной невязкой (меньшей, чем на предыдущей итерации). Эта процедура повторяется до тех пор, пока не будет найдено ни одного решения с меньшей невязкой в окрестности решения на предыдущей итерации.

### РЕЗУЛЬТАТЫ

В качестве модельного класса сред была выбрана пятислойная блочная модель с горизонтальными размерами 15x15 км. Мощности слоев составляют 50, 80, 250, 750 и 2000 м. В силу затухания поля с глубиной размеры блоков с глубиной увеличиваются. На 1-м слое количество параметров модели среды составляет 900, на 2-м, 3-м и 4-м – по 100 и на 5-м – 25. Таким образом общее число искомых параметров данной модели – 1225.

Изложенный выше метод решения обратной задачи был успешно оттестирован на модельных данных для описанного выше класса сред.

В качестве инвертируемых полевых данных были выбраны площадные МТ наблюдения участка Северо-Пясинской площади, которые являются частью региональной съемки Енисей-Хатангского прогиба. Данные, полученные ООО ЕМГЕО, представляют собой действительные и мнимые части четырех компонент тензора импеданса и двух компонент вектора Визе-Паркинсона (типпера) в диапазоне периодов  $T = 0,0046\text{--}631$  с, шаг по пикетам и профилям примерно 500м. Площадь наблюдения составляет 4,5 x 5 км и включает 10 профилей. После получения первого нейросетевого приближения было проделано 5 итераций, в результате чего площадная

невязка уменьшилась с 18,7% до 8,84%. Результаты инверсии (рисунок 1) качественно согласуются с инверсией, проведенной ООО ЕМГЕО, значения найденных параметров среды в среднем различаются на 13,73%.

### ВЫВОДЫ

Получены первые удовлетворительные результаты 3D нейросетевой инверсии полевых данных геоэлектрики в классе кусочно-постоянных сред с дальнейшим уточнением решений методом случайного поиска. Порядок числа искомых параметров составил  $\sim 10^3$ .

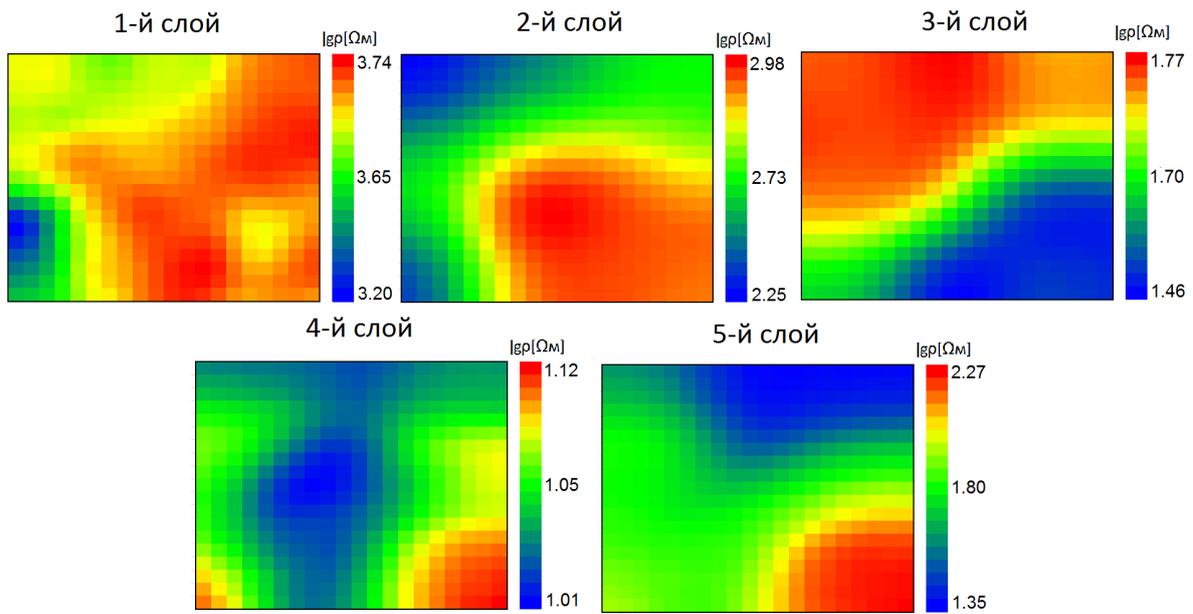
### БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена с использованием вычислительных ресурсов Межведомственного суперкомпьютерного центра Российской академии наук (МСЦ РАН) и с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ, проект №19-01-00738.

### ЛИТЕРАТУРА

- Obornev, EA., Obornev, IE., Rodionov, EA, Shimelevich MI, 2020 Application of Neural Networks in Nonlinear Inverse Problems of Geophysics. *Comput. Math. and Math. Phys.* 60, 1025–1036. doi: [10.1134/s096554252006007x](https://doi.org/10.1134/s096554252006007x)
- Shimelevich MI, Obornev EA, Obornev IE, Rodionov EA 2017 The neural network approximation method for solving multidimensional nonlinear inverse problems of geophysics. *Izv., Phys. Solid Earth* 53, 588–597. doi: [10.1134/S1069351317040097](https://doi.org/10.1134/S1069351317040097)



**Рисунок 1.** Распределение удельного сопротивления 5-ти горизонтальных срезов, полученное после проведения 6-й итерации, по данным Северо-Пясинской площади.

## Технология интерпретации магнитотеллурических данных

И.С. Фельдман  
ООО «ЕМГЕО», Москва, e-mail: mail@emgeo.com

---

### АННОТАЦИЯ

Технология интерпретации магнитотеллурических данных основывается на достаточно обширной идеологической основе и на программно-техническом обеспечении. Последнее базируется на созданном нами программном комплексе “MTDriver” для анализа и интерпретации МТ-данных, полученных по достаточно плотной сети наблюдений. Данные должны быть представлены компонентами тензора импеданса и других МТ-параметров, заданных дискретно в зарегистрированном частотном интервале с квазиравномерным шагом по логарифму частоты.

Входными данными для MTDriver являются результаты обработки полевых МТ-наблюдений и некоторые априорные данные. Выходные данные пакета – геоэлектрические модели. На пути от входа к выходу решается обратная задача, которая является некорректной как в силу ограниченной точности исходных данных и дискретности системы наблюдений, так и заведомо неадекватной ее постановки.

Работы МТЗ выполняются, как правило, в широком частотном диапазоне, охватывающем 4-5 порядков по частоте. Естественно, что и глубинность, и радиус действия при этом также изменяются в широких пределах от сотни метров до сотен километров. Геологическая среда представляет собой достаточно сложный конгломерат неоднородностей. Характер этих неоднородностей может быть существенно различен в верхней, промежуточной и нижней части разреза. Характер неоднородностей также существенно меняется при переходе от ближних к дальним окрестностям.

Интерпретация объединяет ряд последовательных преобразований (трансформаций) исходных данных, завершающихся получением геоэлектрической модели. Каждая трансформация имеет настроечные параметры, зависящие как от собственных (внутренних) свойств исходных данных, так и от некоторой априорной информации или информации, вытекающей из совокупного анализа данных. Подбор оптимальных параметров - основная задача интерпретатора-пользователя.

Очевидно, такая интерпретация является по существу некорректной задачей. При ее решении реальная сложнопостроенная среда аппроксимируется некоторым ее квазидвумерным или квазиодномерным аналогом. Поскольку свойства среды изменяются по глубине, а закономерности МТ-поля – в частотной области, нам приходится иногда исходить из разных концепций при построении верхней (локальной) и нижней (региональной) частей разреза.

**Ключевые слова:** Магнитотеллурические зондирования, верхняя часть разреза, импеданс, интерпретация, модели

---

Использование современной аппаратуры в методе магнитотеллурических зондирований (МТЗ) обеспечивает нам сегодня получение большого объема высокоточных данных в 3d области  $\mathbf{x}, \mathbf{y}, \omega_t$  (индекс  $t$  отражает частоту во временной области). Обработка полевых данных позволяет получать переходную характеристику среды в виде тензора  $\mathbf{Z} = (\mathbf{x}, \mathbf{y}, \omega_t)$  второго ранга с комплексными коэффициентами. Это определяет некоторую специфику при анализе и интерпретации данных МТЗ.

Работы в комплексе начинаются с анализа данных. Блок анализа включает в себя многие из известных способов получения некоторых производных от исходных данных,

позволяющих более наглядно и целенаправленно изучить и понять основные свойства тензорных и векторных величин в пространственно-частотной области их распределения.

Тензор  $\mathbf{Z}$  в некоторой области наблюдений отражает реакцию среды (распределение сопротивления  $\rho(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z})$ ) на поле источника (плоская волна), или  $\mathbf{Z}(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \omega_t) = \mathbf{U}(\rho(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z}))$ , где  $\mathbf{U}$  – оператор прямой задачи. Как правило, нас интересует определенная (целевая) область среды, информация о которой содержится в тензоре  $\mathbf{Z}$  вместе с информацией о свойствах среды вне целевой области.

Основным фактором, препятствующим получению полезной информации, является

крайне неоднородная верхняя часть разреза (ВЧР). Помеха за счет влияния ВЧР на много превышает полезный сигнал. Отношение помехи к сигналу для самых простых условий платформ и плит может достигать двух порядков. При развитии траппов, зоны вечной мерзлоты или близкого расположенного высокоомного экрана это соотношение может достигать 4-5 порядков. Рассмотрены практические результаты влияния ВЧР на результаты МТЗ в разных регионах России. Во всех случаях наиболее интенсивные искажения порождаются локальными трехмерными неоднородностями с поперечником, меньше расстояния между пунктами измерений. Изучение этих неоднородностей с точки зрения расчета каких-либо поправок за их влияние технологически невозможно. Придется многократно увеличивать объемы и, соответственно, стоимость работ. Но и это не будет гарантировать успех.

Решать обратную задачу по зашумленным данным «в лоб» нет никакого смысла, т.к. формальный подбор модели ВЧР в условиях неопределенности не позволит даже приблизиться к области параметров более глубоких (целевых) горизонтов. Это демонстрируется на примерах решения 2d обратных задач по теоретическим 2d моделям с неоднородной ВЧР. Результаты бимодальной инверсии ничего общего не имеют с исходной моделью, несмотря на погрешность сходимости порядка 1%.

Если бы мы имели дело с потенциальными полями, для которых выполняется принцип аддитивности, то в аналогичной ситуации мы использовали бы методы статистической обработки (пространственной фильтрации). Однако оператор связи между  $\rho(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z})$  и  $\mathbf{Z}(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \omega_t)$  такому условию не соответствует.

Представим импеданс, порожденный некоторой целевой областью разреза ( $\overline{\mathbf{Z}}$ ), как действие оператора от этой целевой области разреза и усредненной области ВЧР ( $\overline{\rho}(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z})$ ).

$$\overline{\mathbf{Z}}(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \omega_t) = \mathbf{U}(\overline{\rho}(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z})) \quad (1)$$

Тогда формально можно записать следующее приближенное выражение

$$\mathbf{Z}(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \omega_t) \approx \mathbf{K}(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \omega_t) (\overline{\mathbf{Z}}(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \omega_t) + \Delta \mathbf{Z}(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \omega_t)),$$

Или в матричной форме:

$$\begin{bmatrix} \mathbf{Z}_{xx} & \mathbf{Z}_{xy} \\ \mathbf{Z}_{yx} & \mathbf{Z}_{yy} \end{bmatrix} \approx \begin{bmatrix} \mathbf{K}_{xx} & 0 \\ 0 & \mathbf{K}_{yy} \end{bmatrix} \mathbf{x} \\ \left[ \begin{bmatrix} \overline{\mathbf{Z}}_{xx} & \overline{\mathbf{Z}}_{xy} \\ \overline{\mathbf{Z}}_{yx} & \overline{\mathbf{Z}}_{yy} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \Delta \mathbf{Z}_{xx} + \Delta \mathbf{Z}_{xy} \\ \Delta \mathbf{Z}_{yx} + \Delta \mathbf{Z}_{yy} \end{bmatrix} \right] = \\ = \begin{bmatrix} \mathbf{K}_{xx} (\overline{\mathbf{Z}}_{xx} + \Delta \mathbf{Z}_{xx}) & \mathbf{K}_{xx} (\overline{\mathbf{Z}}_{xy} + \Delta \mathbf{Z}_{xy}) \\ \mathbf{K}_{yy} (\overline{\mathbf{Z}}_{yx} + \Delta \mathbf{Z}_{yx}) & \mathbf{K}_{yy} (\overline{\mathbf{Z}}_{yy} + \Delta \mathbf{Z}_{yy}) \end{bmatrix}$$

$\mathbf{K}_{xx}$  и  $\mathbf{K}_{yy}$  – действительные числа больше нуля.

$\mathbf{K}(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \omega_t)$  и  $\Delta \mathbf{Z}(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \omega_t)$  – функции, определяющие вклад в общий импеданс действия неоднородной части ВЧР и более глубокой и региональной областей геоэлектрической среды.

Логарифмируя модули каждой компоненты матрицы, получим:

$$\text{Lg} |\mathbf{Z}|(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \omega_t) = \text{Lg} \mathbf{K}(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \omega_t) + \text{Lg} |\overline{\mathbf{Z}}|(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \omega_t) + |\Delta \mathbf{Z}|(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \omega_t) \quad (2)$$

$\mathbf{K}(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \omega_t)$  является мультипликативным членом, связанным с влиянием неоднородностей гальванической части МТ-поля (полем распределения зарядов). Именно за счет этого формируется т.н. эффект  $\mathbf{S}$ , действие которого распространяется в низкочастотную часть спектра импеданса, что и приводит к квазистатическим сдвигам кривых МТЗ. Действие этого эффекта максимально при наличии неоднородного распределения проводимости над высокоомным экраном.

$\Delta \mathbf{Z}(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \omega_t)$  в значительной мере определяется индукционной частью МТ-поля, т.е. неоднородной частью поля электрических токов. В трехмерной ситуации, характерной для ВЧР, индукционная часть поля невелика и значительно затухает с уменьшением частоты. Она достигает максимума на низких частотах за счет боковых влияний квазидвумерных структур.

Если интересующие нас объекты располагаются на некоторой глубине под относительно высокоомным экраном, то для функции  $\mathbf{K}$  в точке наблюдений  $i$  можно записать некоторые приближенное соотношение:

$$\mathbf{K}_i \approx q \left( \frac{\mathbf{S}_{cp.}(\mathbf{R})}{\mathbf{S}_i} \right)^{1/\alpha} \quad (3)$$

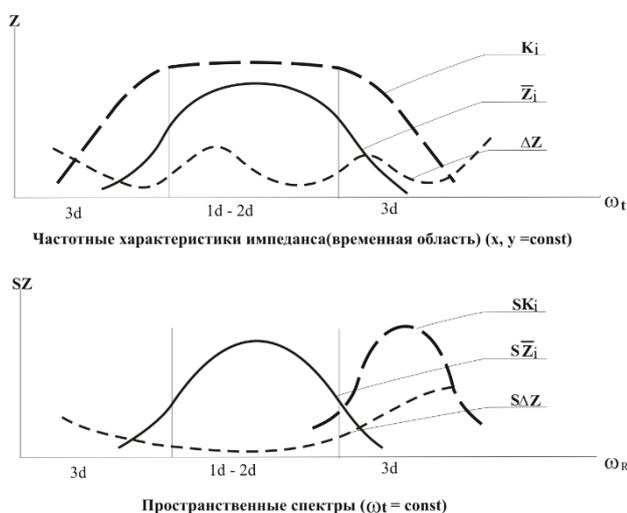
где  $S_{cp.}(R)$  – усредненное в окрестности пункта  $i$  значение проводимости над экраном с некоторым эффективным радиусом  $R$ , а  $S_i$  – проводимость в пункте  $i$ .

Для двумерного случая для Н-поляризации при наличии экрана.

$$K \approx \rho \left( \frac{T \cdot S_1}{S_2} \right)^{1/2} \quad (4)$$

где  $S_1$  и  $S_2$  – проводимости над экраном и под экраном, а  $T$  – поперечное сопротивление экрана. Заметим, что все величины в формулах 1,3 и 1,4 зависят от свойств реальной геоэлектрической модели  $\rho(x, y, z)$ , а  $K$  является функцией координат  $x, y$  и частоты МТ-поля.

На рисунке 1 показаны (в условных размерностях) частотные свойства импеданса целевой области геоэлектрической среды и областей неоднородности ВЧР и подстилающего разреза



**Рисунок 1.** Обобщённые свойства импеданса в частотной области  $Z=F(\omega_t)$  и в области пространственной частоты  $SZ = F(\omega_R)$ .

Рассмотрим пространственные свойства импеданса. Для этого представим импеданс в виде спектрального разложения по пространственным гармоникам  $\omega_R$ . Такое разложение мы можем получить для каждой частоты во временной области  $\omega_t$ . Выберем  $\omega_t$  в диапазоне максимума отклика импеданса от целевой области  $\rho(x, y, h)$ . Неоднородности в искомой области характеризуются определенными размерами ( $R$ ), что формирует в спектральной области импеданса  $SZ(\omega_R)$

максимум (рисунок 1).

Пространственный спектр квазистатических искажений ВЧР ( $SK(\omega_R)$ ) имеет максимум в высокочастотной области  $\omega_R$ . Что касается аддитивного члена помехи  $\Delta Z$ , то  $SAZ(\omega_R)$  должна иметь максимум как в высокочастотной области  $\omega_R$  так и в низкочастотной, за счет влияния более глубоких и региональных особенностей геоэлектрической среды.

Представленные закономерности отражают в некотором обобщенном виде свойства реальных геоэлектрических моделей, полученных в различных регионах России, что в свою очередь, является следствием общих для Земли особенностей формирования геологической среды.

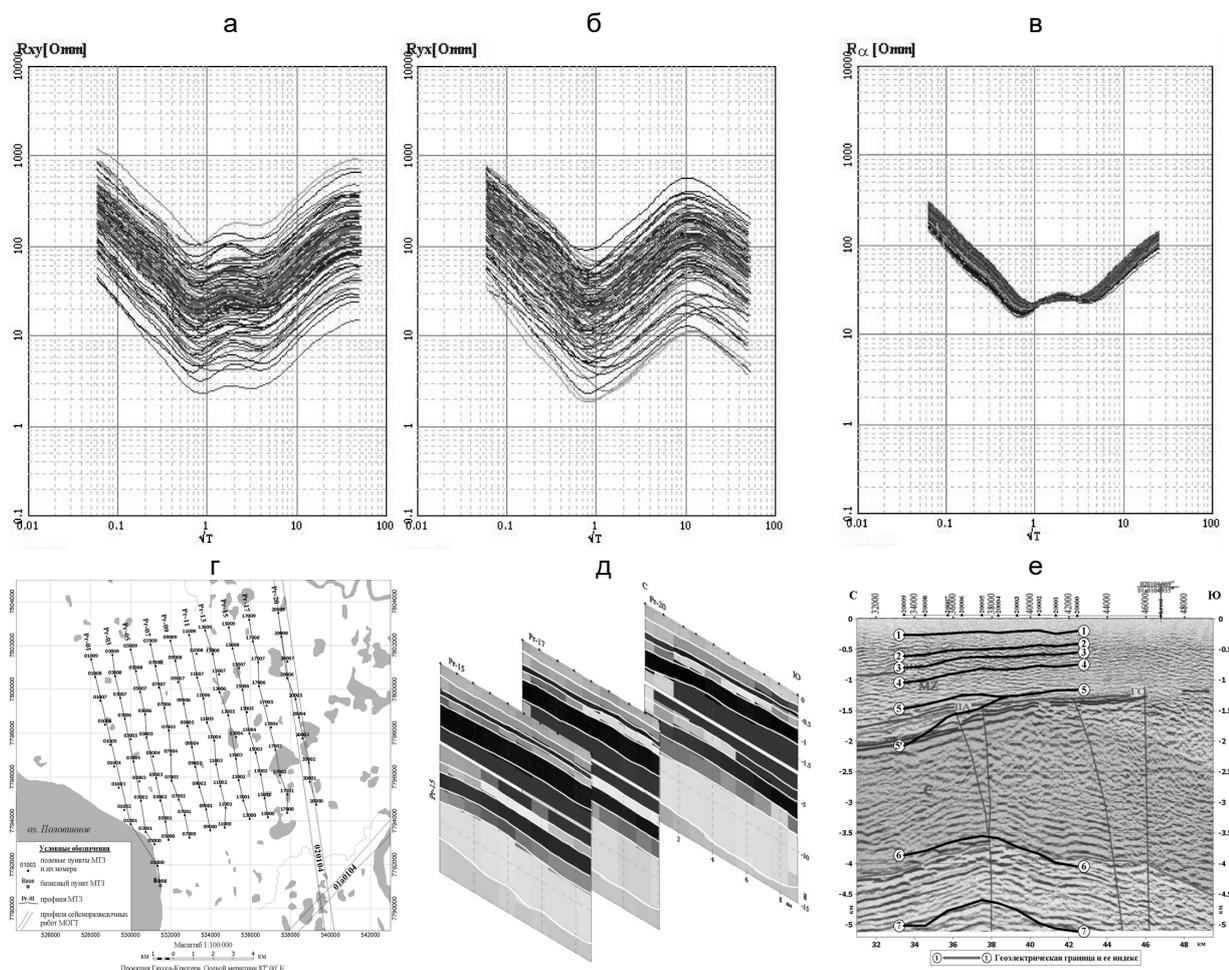
Изложенная выше концепция была реализована в комплексе интерпретации МТ-данных «MTDriver». Устранение квазистатических искажений выполняется низкочастотной пространственной фильтрацией логарифмов модулей компонент  $Z$  для  $\omega_t$  в диапазоне восходящей ветви от первого высокоомного экрана («нормализация» кривых МТЗ). Для нормализованных значений  $Z$  для устранения аддитивной помехи  $\Delta Z$  выполняется низкочастотная матричная фильтрация в комплексной области.

В качестве иллюстрации эффективности предлагаемой технологии на рисунке 2 показаны результаты последовательного ослабления мультипликативной и аддитивной помехи для данных МТЗ на Северо-Пясинской площади. Следует обратить внимание, на то, что при относительно небольших радиусах нормализации (2, 2,7 км) и фильтрации (1, 1,7 км) для поверхностного ( $h \approx 15$  м) и глубинного ( $h \approx 1.5$  км) высокоомных экранов, расхождение между кривыми МТЗ уменьшилось в 50 раз (сравните рисунка, б и в). Для интерпретации были использованы развернутые кривые МТЗ в направлении квазипродольной поляризации. Для этих кривых решалась обратная 1d задача, и были построены геоэлектрические разрезы по всем профилям. По одному из профилей показано сравнение геоэлектрических и сейсмических границ. Представлены результаты интерпретации данных МТЗ с использованием данной технологии по многим регионам России, выполненные как по региональным профилям и геотраверсам, так и по отдельным участкам с задачами поисков нефти и газа.

### Выводы

Результаты МТ-исследований, полученные с новой высокоразрешающей аппаратурой MTU по технологии SFMT, существенно изменяют наши представления о возможностях электромагнитных исследований, прежде всего в нефтегазопроходных работах.

Структурные построения МТ-исследованиям по точности приближаются к глубинным сейсмическим исследованиям. Однако в геоэлектрических моделях параметр сопротивления оказывается значительно более чувствительным к изменениям литолого-фациального состава и, что особенно важно, к степени катагенеза этих образований, которая контролирует образование нефти и газа.



**Рисунок 2.** Результаты площадных работ МТЗ на Северо-Пясинской площади (Енисей-Хатангский прогиб), а) и б) наблюдаемые кривые МТЗ  $\rho_{xy}$  и  $\rho_{yx}$ ; в) квазипродольные кривые после пространственных преобразований  $R_{\text{нор}}=2\text{км}$ ;  $2,7\text{км}$ ,  $R_{\text{фил}}=1\text{км}$ ;  $1,7\text{км}$ ; г) схема пунктов МТЗ; д) геоэлектрические разрезы по Пр 15, 17 и 20; е) сейсмический разрез по профилю МОГТ 020104 с вынесенными геоэлектрическими границами по Пр-20.

## Снижение влияния магнитной вязкости на результаты метода глубинных нестационарных электромагнитных зондирований

М.В. Шарлов<sup>1</sup>, Н.О. Кожевников<sup>2</sup>, Е.Ю. Антонов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ООО «СИГМА-ГЕО», sharlov@sigma-geo.ru

<sup>2</sup>ИНГГ СО РАН, kozhevnikovno@ipgg.sbras.ru

---

### АННОТАЦИЯ

Проявления магнитной вязкости пород трапповой формации на юге Сибирской платформы осложняют данные метода зондирования становлением поля в ближней зоне при решении нефтегазопоисковых задач. С целью повышения информативности и достоверности данных нестационарных электромагнитных зондирований в условиях проявления эффектов магнитной вязкости предложен подход для снижения влияния магнитной вязкости на индукционные переходные характеристики. Подход основан на возможности использования результатов измерений многоразносными установками для определения вклада, который релаксация намагниченности вносит в суммарную переходную характеристику.

**Ключевые слова:** Магнитная вязкость, суперпарамагнетизм, зондирование становлением поля в ближней зоне

---

### ВВЕДЕНИЕ

Юг Сибирской платформы является территорией, перспективной с точки зрения наличия значительных запасов углеводородов. Это обуславливает проведение геолого-геофизических исследований, в том числе методом зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ).

Осложняющим фактором при проведении наземных геофизических исследований на севере Иркутской области и Красноярского края является трапповый магматизм позднепалеозойско-раннемезозойского времени (Пермяков и др., 2012; Битнер и Поздняков, 2017).

Излившаяся на поверхность туфолавовая толща, а также интрузии траппов осложняют данные сейсморазведки методом общей глубинной точки (МОГТ), что затрудняет интерпретацию сейсмических записей и снижает качество структурных построений.

Характерной особенностью пород трапповой формации является магнитная вязкость (МВ). Индукционные переходные характеристики, измеренные на участках, где присутствуют породы трапповой формации, часто осложнены влиянием магнитной вязкости. Влияние магнитной вязкости выражается в аномальном замедлении спада ЭДС на поздних временах, что затрудняет или делает невозможным изучение глубинного строения геологического разреза. Это делает актуальной разработку способов обработки

материалов ЗСБ, позволяющих ослабить влияние магнитной вязкости.

В данной работе мы, основываясь на результатах математического моделирования, демонстрируем подход, позволяющий ослабить влияние магнитной вязкости на индукционные переходные характеристики и повысить достоверность интерпретации данных глубинных ЗСБ, осложненных влиянием МВ.

### Влияние магнитной вязкости на индукционные переходные характеристики

Магнитная вязкость – одно из проявлений ферромагнетизма. В индуктивной электроразведке эффекты магнитной вязкости связаны с релаксацией намагниченности присутствующих в горных породах ультрадисперсных частиц ферромагнитных минералов – явлением суперпарамагнетизма (СПМ) (Buselli, 1982; Кожевников, Снопков, 1990, 1995).

Влияние магнитной вязкости проявляется в виде медленно спадающей ЭДС, скорость убывания которой обратно пропорциональна первой степени времени  $1/t$  (далее в тексте ЭДС<sub>МВ</sub>).

В присутствии горных пород с высоким содержанием СПМ частиц, влияние магнитной вязкости на индукционные характеристики становится заметным или даже преобладающим по сравнению с влиянием вихревых токов, зависящим от электропроводности среды.

Как известно (Кожевников и Антонов, 2008; Кожевников и др., 2012), становление вихревых токов и релаксация намагниченности протекают независимо. Это означает, что для этих процессов применяется принцип суперпозиции: результирующая ЭДС в приемной петле представляет сумму ЭДС, индуцированных релаксацией намагниченности и вихревыми токами. В случае горизонтально-слоистой среды для соосной установки полярность ЭДС<sub>МВ</sub> совпадает с полярностью ЭДС, индуцируемой вихревыми токами. Однако для разнесенной установки полярность ЭДС<sub>МВ</sub> противоположна полярности ЭДС, создаваемой за счет «номального» индукционного становления. Для разнесенной установки увеличение расстояния между питающей и приемной петлями снижает проявление магнитной вязкости, так как при этом уменьшается взаимная индуктивность между генераторной и приемной петлями (Кожевников и Антонов, 2008, 2018).

#### Известные способы снижения влияния магнитной вязкости на данные ЗСБ

Обычно в методе ЗСБ проявление магнитной вязкости рассматривают как геологическую помеху, затрудняющую интерпретацию переходных характеристик в терминах «нормальной» электропроводности. Так, формальная интерпретация медленно убывающей ЭДС приводит к появлению не существующих в реальности слоев очень низкого удельного сопротивления (The geophysics ..., 1980).

Известны способы, позволяющие снизить или учесть влияние МВ на индукционные переходные характеристики. Один из них (Захаркин и Бубнов, 1995) заключается в том, что для изучения верхней части геологического разреза используются данные соосной установки, а для изучения глубинного строения – установки с разнесенными петлями. Недостатком такого способа является типичная для несимметричных установок проблема, связанная с неопределенностью точки записи.

Другой способ, предложенный в работе (Кожевников и Антонов, 2009), основан на принципе геометрического зондирования. Измерив на одном месте переходные процессы с помощью установок разных размеров, можно наряду с распределением электропроводности с глубиной, найти вертикальное распределение параметров, характеризующих магнитную вязкость.

Одним из серьезных недостатков, присущих обоим способам, является необходимость в сложной системе наблюдений. Это влечет увеличение стоимости съемок, что препятствует массовому использованию этих способов в производственных работах.

#### Снижение влияния магнитной вязкости на основе обработки данных многоразностных установок

При постановке нефтегазопоисковых исследований методом ЗСБ широко используются многоразностные установки, с помощью которых от одной генераторной петли регистрируются сигналы, индуцируемые в соосной и нескольких выносных приемных петлях (рисунок 1).

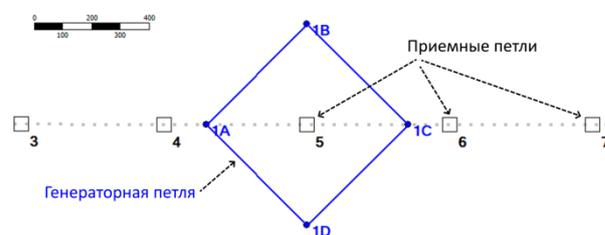


Рисунок 1. Установка с соосной и четырьмя выносными приемными петлями.

По сравнению с традиционной многоразностная установка обеспечивает более высокую производительность, высокую плотность наблюдений, возможность диагностировать и интерпретировать данные ЗСБ с проявлениями индукционно-вызванной поляризации (ВПИ) или магнитной вязкости (Kompaniets and Kozhevnikov, 2018).

На рисунке 2 приведены полевые кривые кажущегося сопротивления  $\rho_T(t)$ , осложненные влиянием магнитной вязкости.

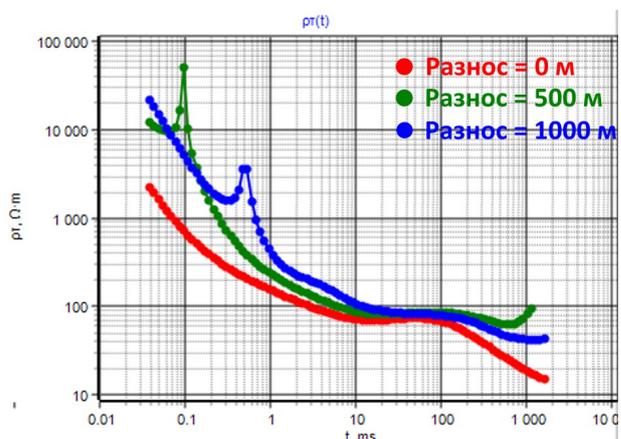


Рисунок 2. Кривые  $\rho_T(t)$  с различной, в зависимости от разноса, степенью проявления магнитной вязкости.

Как уже упоминалось, ЭДС, индуцируемая релаксацией намагниченности, в выносных приемных петлях по сравнению с соосной тем меньше, чем больше расстояние между центрами генераторной и приемной петель (разнос). Синяя кривая на рисунке 2 получена от разнота 1000 м и является наименее подверженной влиянию МВ. Заметное влияние МВ на таком разноте будет отмечаться на более позднем времени становления, значительно превышающем конечное время в измеренной полевой кривой. Поэтому результирующая ЭДС, полученная на данном разноте, на поздних временах может считаться референтной для меньших разноток установки. Значения сопротивления для соосной приемной петли (красный график на рисунке 2) на времени более 100 мс занижены относительно референтной кривой, тогда как для выносной приемной петли с разнотой 500 м (зеленый график на рисунке 2) – завышены.

Для снижения влияния магнитной вязкости мы использовали подход, заключающийся в расчете ЭДС<sub>МВ</sub> с последующим ее вычитанием из наблюдаемых переходных характеристик. Этот подход опирается на следующие факты:

- ЭДС<sub>МВ</sub> является аддитивной по отношению к ЭДС, индуцируемой вихревыми токами;
- ЭДС<sub>МВ</sub> убывает обратно пропорционально времени:  $ЭДС_{МВ} \propto 1/t$ ;
- Вклад релаксации намагниченности в результирующую ЭДС, индуцируемую в приемной петле, минимален при максимальном разноте. Поэтому ЭДС, измеренная от максимального разнота, может служить референтной при определении и вычитании ЭДС<sub>МВ</sub> из результирующей ЭДС, получаемой на меньшем разноте установки ЗСБ;
- Необходимо близкое к горизонтально-слоистому строение изучаемого разреза для того, чтобы референтный отклик на поздних временах представлял асимптотическое приближение спада ЭДС в пределах всей зондирующей установки.

Данный подход был реализован в программном пакете TEM-Processing (Sharlov et al., 2018) в виде алгоритма совместной обработки данных многоканальной установки. Алгоритм заключается в подборе параметров ЭДС<sub>МВ</sub> для каждого из разноток установки таким образом, чтобы при вычитании ее из измеренной ЭДС, осложненной влиянием МВ, результирующая ЭДС на поздних временах имела наименьшее

среднеквадратичное расхождение с референтной ЭДС, измеренной от установки с максимальным разнотом.

Поскольку длительность импульсов тока в генераторной петле влияет на скорость убывания ЭДС<sub>МВ</sub> (Dabas and Skinner, 1993), расчет ЭДС<sub>МВ</sub> выполняется с учетом этой длительности. В ходе расчета определяются такие параметры, как начальное (при  $t \rightarrow 0$ ) значение и полярность ЭДС<sub>МВ</sub>, а также уточняется показатель степени в функции, описывающей убывание ЭДС<sub>МВ</sub>.

Функция, описывающая ЭДС<sub>МВ</sub>, гладкая и монотонно убывающая. Если параметры функции определены правильно, результат ее вычитания из измеренной ЭДС представляет собой ЭДС, индуцируемую в приемной петле вихревыми токами, которая контролируется распределением удельной электропроводности.

#### **Верификация алгоритма снижения влияния магнитной вязкости**

Для верификации работы алгоритма мы провели численный эксперимент. Он включал: моделирование переходных характеристик с учетом магнитной вязкости для нескольких геоэлектрических моделей, определение магнитовязкой составляющей суммарного сигнала, вычитание этой составляющей из результирующей переходной характеристики, инверсию разностной ЭДС на основе модели горизонтально-слоистой проводящей среды, сопоставление найденной таким образом модели исходной.

Сначала Н.О. Кожевников сформировал три исходные модели с удельными сопротивлениями и параметрами магнитной вязкости, типичными для одной из площадей исследований.

После этого Е.Ю. Антонов с использованием оригинальной программы рассчитал модельные переходные характеристики с учетом магнитной вязкости. Для каждой из трех моделей переходные характеристики рассчитывались для разноток: 0, 500 и 1500 метров. Переходные характеристики для разнота 1500 м, как наименее подверженные влиянию магнитной вязкости, при дальнейшей обработке использовались в качестве референтных.

Для учета влияния погрешностей измерения на эффективность алгоритма к модельным данным добавлялись полевые записи электромагнитных помех. После этого М.В. Шарлов с помощью стандартного графа программы TEM-Processing выполнил

обработку этих данных. В результате были построены квазиэкспериментальные переходные характеристики. Следующий шаг заключался в их обработке с помощью алгоритма для снижения влияния магнитной вязкости. На рисунках 3А, 3В, 3С приведены квазиэкспериментальные кривые  $\rho\tau(t)$ , осложненные влиянием магнитной вязкости. Ниже, на рисунках 3D, 3Е, 3F показаны соответствующие кривые  $\rho\tau(t)$  для переходных характеристик, найденных путем вычитания ЭДС<sub>МВ</sub> из результирующей ЭДС.

Как видно из рисунка 3, степень проявления магнитной вязкости зависит от модели. Для моделей 2 и 3 на поздних временах при разном 500 м наблюдается смена знака ЭДС (оранжевый цвет кривых  $\rho\tau(t)$  на рисунке 3В и 3С).

Несмотря на разную степень влияния магнитной вязкости, с помощью верифицируемого алгоритма удалось определить ЭДС<sub>МВ</sub>, после вычитания которой из суммарной ЭДС кривые  $\rho\tau(t)$  на всех разностях асимптотически сближаются, как и должно быть в случае горизонтально-слоистой среды.

На следующем этапе верификации М.В. Шарлов выполнил инверсию «освобожденных» от эффектов магнитной вязкости индукционных переходных характеристик в рамках модели горизонтально-слоистой проводящей среды. Выполняя инверсию, интерпретатор не располагал априорной информацией об исходных геоэлектрических моделях. Данные для соосной установки и разнесенной установки с разном 500м интерпретировались независимо; инверсия данных для разности 1500 м не проводилась, так как данный разном был референтным.

Среднеквадратическое отклонение между подбираемой ЭДС, «освобожденной» от влияния МВ и модельной ЭДС, полученной в результате инверсии, составило 0,5–0,6% для всех подбираемых кривых. Исходные и восстановленные модели приведены на рисунке 4. Хотя распределение мощностей геоэлектрических слоев в подобранных моделях было получено с некоторой погрешностью, положения проводящих горизонтов в разрезе (на глубинах около 300 и 3000 м) определены с погрешностью, приемлемой для результатов глубинных работ. На заключительном этапе эксперимента были использованы мощности слоев, взятые с исходных геоэлектрических моделей. В результате удалось улучшить подбор удельного электрического сопротивления всех

слоев для каждой модели. Среднеквадратическое отклонение по результатам инверсии уменьшилось и составило около 0,4%.

### Выводы

Результаты численного эксперимента свидетельствуют об эффективности предлагаемого подхода для снижения влияния магнитной вязкости на индукционные переходные характеристики.

Применение обсуждаемого подхода не связано с дополнительными затратами, поскольку для его реализации достаточно данных, получаемых обычной многоразностной установкой.

К ограничениям подхода относятся: горизонтальное (или близкое к тому) залегание геологических слоев, а также необходимость измерений на больших (порядка 1000–1500 м) разностях для получения референтных переходных характеристик.

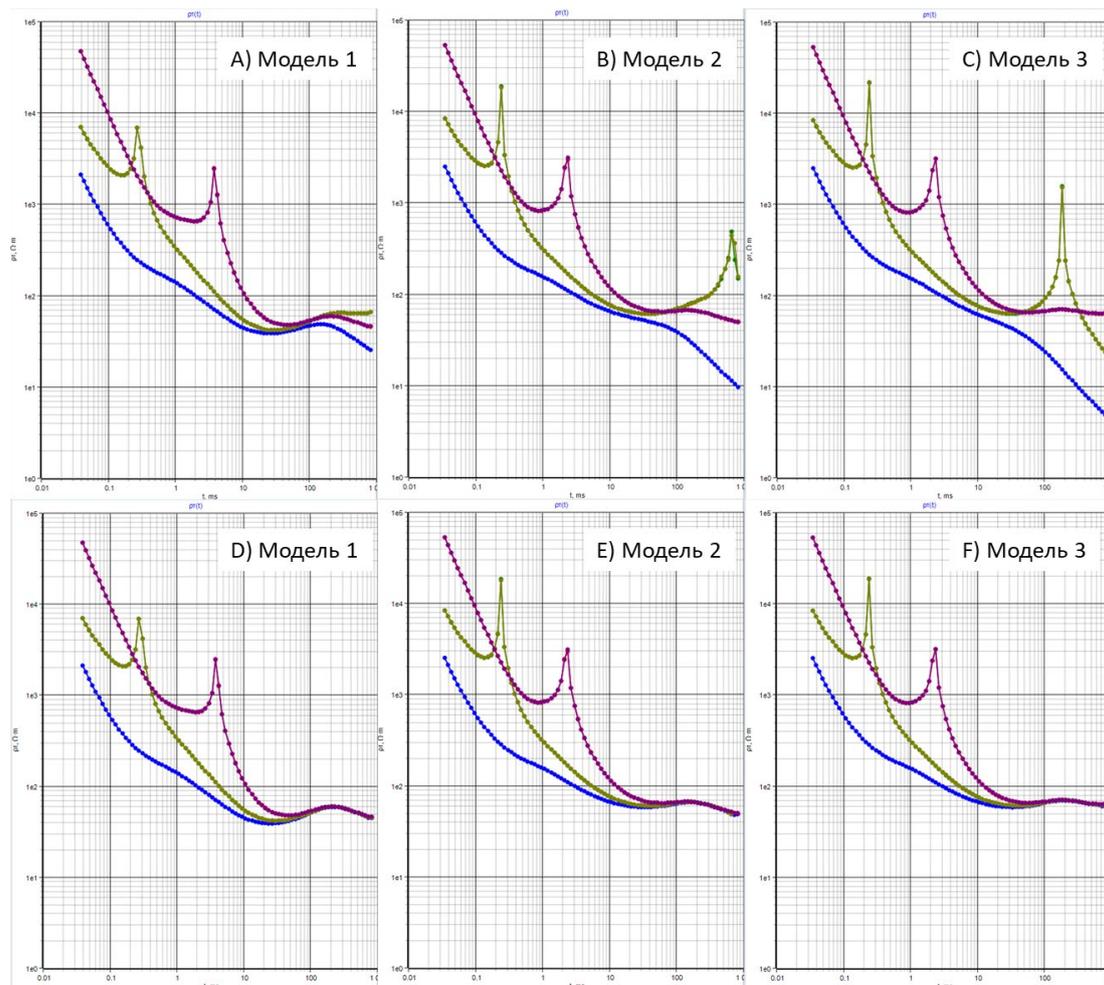
### Благодарности

Авторы благодарны И.В. Буддо за помощь в формировании исходных геоэлектрических моделей.

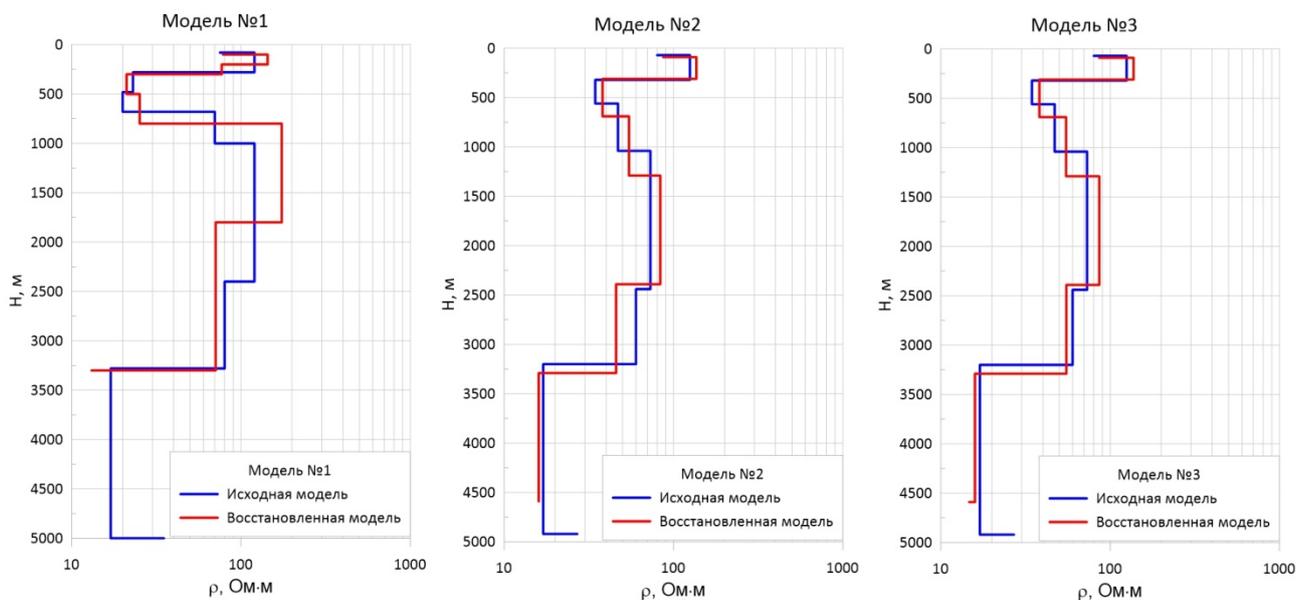
### Литература

- Битнер АК, Поздняков ВА 2017 Новые технологии геологической разведки. Месторождения углеводородов Сибирской платформы и прилегающих территорий: монография – Красноярск: СФУ, 2017. с 324
- Захаркин АК, Бубнов ВМ 1995 Способ геоэлектроразведки – А.с. № 2045083 РФ. Оубл. в БИ, 27.09.95, №27, 5 с.
- Кожевников НО, Снопков СВ, 1990 Суперпарамагнетизм в геоэлектрике. – Деп. в ВИНТИ 13.08.90, №45846 32 с.
- Кожевников НО, Снопков СВ, 1995 Магнитная вязкость траппов и ее связь с аномалиями электромагнитного поля в методе переходных процессов (Якутская кимберлитовая провинция). Геология и геофизика №5. с 91–102
- Кожевников НО, Антонов ЕЮ, 2008 Влияние релаксации намагниченности однородного полупространства на индукционные переходные характеристики. Геология и геофизика №3. с 262–276

- Кожевников НО, Антонов ЕЮ, Матасова ГГ, Камнев ЯК, 2012 Метод переходных процессов при изучении геологических сред с магнитной вязкостью. Геофизический журнал №4, Т. 34 с 137–149
- Кожевников НО, Антонов ЕЮ, 2009 Влияние релаксации намагниченности двухслойного полупространства на индукционные переходные характеристики. Геология и геофизика, т. 50 (10) с 1157–1170
- Кожевников НО, Антонов ЕЮ, 2018 Влияние магнитной вязкости на индукционные переходные характеристики установки с закрепленной генераторной петлей. Геология и геофизика т. 59 №6 с 857–865
- Пермяков СА, Денисенко ВП, Попова ГД, Куракина АН и др. 2012 Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение)
- Buselli G, 1982 The effect of near surface superparamagnetic material on electromagnetic transients. Geophysics 47, №9. p 1315–1324
- Dabas M, Skinner JR, 1993 Time-domain magnetization of soils (VRM), experimental relationship to quadrature susceptibility Geophysics 58, №3. p 326–333
- Kompaniets S, Kozhevnikov N 2018 Application of multi-offset arrays in TEM studies on the Siberian platform. 24th EM Induction Workshop, Helsingør, Denmark
- Sharlov, M., Agafonov Yu., Bouddo I, 2018 Possibilities for processing TEM data with quality check: TEM-Processing software. 24th EM Induction Workshop, Helsingør, Denmark
- The geophysics of the Elura orebody 1980 / Ed. D.M. Emerson. Sydney, Austral. Soc. Expl. Geophys., 205 p.



**Рисунок 3.** Квазиэкспериментальные кривые  $\rho\tau(t)$ : 3А, 3В, 3С – для исходных геоэлектрических моделей; 3D, 3Е, 3F – результирующие кривые, полученные после моделирования и вычитания ЭДС<sub>МВ</sub>. На всех графиках синим цветом показана кривая от соосной установки, оранжевым цветом – от разноса 500 м, фиолетовым цветом – референтная кривая от разноса 1500 м.



**Рисунок 4.** Сравнение исходных и восстановленных геоэлектрических моделей.

## Статический сдвиг магнитотеллурических кривых в осадочных бассейнах

Д.В. Яковлев, А.Г. Яковлев, О.А. Валясина  
ООО «Северо-Запад», mail@nw-geophysics.com

---

### АННОТАЦИЯ

В докладе рассматривается проблема статического сдвига кривых МТЗ, полученных в Таймырском регионе: в пределах Енисей-Хатангского и Анабаро-Ленского региональных прогибов. Эти прогибы сложены юрско-меловыми терригенными породами с практически горизонтальным залеганием слоев. Для исследования влияния приповерхностных неоднородностей (ППН) на кривые МТЗ такие условия являются идеальными, поскольку они позволяют упростить учёт эффектов от фонового разреза, считая его одномерным.

**Ключевые слова:** магнитотеллурические зондирования, статический сдвиг кривых МТЗ, нормализация, зондирование становлением поля

---

Эффект статического сдвига амплитудных кривых МТЗ (static shift) создаёт трудности при выполнении МТЗ с момента появления самого метода. Этот эффект возникает из-за того, что измеряемая с помощью пары электродов разность потенциалов не соответствует горизонтальному электрическому полю из-за влияния зарядов, возникающих на локальных приповерхностных неоднородностях (ППН). Заряды создают аномалии гальванического типа, которые проявляются в вертикальном статическом сдвиге кривых МТЗ (Бердичевский, Дмитриев, 2009).

Известны различные математические, статистические, методические способы выявления и борьбы с этим эффектом. Некоторые из них более успешные, некоторые менее, какие-то обладают более широкой областью применения, какие-то – более узкой. Однако до сих пор не существует универсального метода борьбы со статическим сдвигом.

В данной работе рассматривается проблема статического сдвига кривых МТЗ в геологических условиях, где осадочный чехол можно представить, как горизонтально-слоистую среду. Для исследования влияния ППН на кривые МТЗ такие условия являются идеальными, поскольку они позволяют упростить учёт эффектов от фонового разреза, считая его одномерным.

В качестве практических данных для исследования использованы результаты региональных электроразведочных работ, полученные в Таймырском регионе: в пределах Енисей-Хатангского и Анабаро-

Ленского региональных прогибов (рисунок 1). Обобщенный разрез Таймырского региона представляет собой горизонтально залегающий мезозойско-кайнозойский осадочный чехол на складчатом домезозойском основании (Афанасенков и др., 2016). Ввиду плавных латеральных изменений в чехле, с точки зрения геоэлектрического строения его можно считать одномерным, горизонтально-слоистым. Верхняя часть разреза представлена слоем мёрзлых пород мощностью от 50 до 1000 м с большим количеством неоднородностей, являющихся следствием четвертичного оледенения и современных гидрогеологических и геокриологических процессов (Яковлев, 2018). Такое неоднородное строение ВЧР является причиной повсеместного статического сдвига амплитудных кривых МТЗ.

В Таймырском регионе с 2005 по 2017 гг. получено порядка 22 000 точек МТЗ. Благодаря значительному набору исходных данных есть возможность опробовать различные методы коррекции статического сдвига на большой выборке. Кроме того, в 3 тысячах точек совместно с МТЗ выполнены зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ). Коррекция статического сдвига по данным ЗСБ – наиболее распространенный и верный способ борьбы с влиянием искажений. Таким образом, способы коррекции без использования дополнительных данных можно сравнить с наиболее близким к истине результатом, полученным по ЗСБ.

### Коррекция Таймырских кривых МТЗ по моделям ЗСБ

Коррекция по данным ЗСБ осуществлялась следующим способом. На первом этапе подбиралась модель среды, удовлетворяющая кривой ЗСБ. Использовалась автоматическая одномерная инверсия. Следующий этап – решение прямой задачи МТЗ от полученной модели. Полученная в результате модельная кривая МТЗ находится на истинном уровне, поскольку не содержит в себе эффекта от ППН. Следовательно, полевая кривая МТЗ в данной точке может быть приведена к уровню модельной, что позволяет скорректировать статический сдвиг.

Использование метода ЗСБ для коррекции статического сдвига кривых МТЗ – действенный, но не повсеместно применимый способ решения проблемы. Как показано в докладе, для Таймырского региона применение ЗСБ обосновано, однако анализ данных нужно проводить для каждого региона в отдельности. Ограничения на этот способ накладываются из-за нескольких причин: наличие крайне неоднородной ВЧР, крутой рельеф и процессы ВП.

Для Таймырских данных коррекция статического сдвига амплитудных кривых МТЗ была выполнена по моделям ЗСБ для 3157 точек по описанной выше методике. По результатам коррекции был рассчитан коэффициент статического сдвига  $k$ :

$$k = \frac{|Z_{MT3}|}{|Z_{ЗСБ}|} \quad (1)$$

Поскольку кривая ЗСБ свободна от влияния ППН, то её уровень считается правильным, коэффициент  $k$  показывает отклонение кривой МТЗ от правильного уровня. Коэффициент  $k$  рассчитывался для значений  $|Z|$ , а не  $r_T$  по следующим соображениям. Электрические заряды на границах ППН влияют на измеряемое электрическое поле, которое входит в числитель компонент тензора импеданса. Следовательно, для анализа результатов коррекции и оценки величины статического сдвига правильнее использовать значения  $k_{|Z|}$ . Для коэффициентов статического сдвига для  $r_T$  верно следующее соотношение:  $k_p = (k_{|Z|})^2$ .

Гистограммы распределения коэффициента  $k$ , показаны на рисунке 2. Пара гистограмм построена для компонент  $|Z_{xy}|$  и  $|Z_{yx}|$  по десятичному логарифму значений коэффициента сдвига  $k$  (рисунок 2).

Гистограммы распределения значений

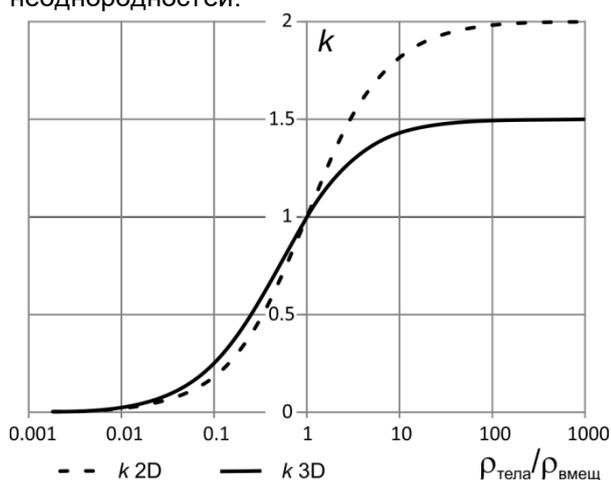
логарифма коэффициента  $k$  симметричны, центр распределения практически не смещён (смещение левее 1 заметно для  $k_{xy}$ ). При этом, из 3157 точек большая часть имеет значение коэффициента  $k$  меньше 1: 1845 против 1312 точек для  $k_{xy}$  и 1709 точек против 1448 для  $k_{yx}$ . Несмотря на это среднее арифметическое значение коэффициента  $k$  слегка больше 1: для  $k_{xy}$  оно равно 1,04, для  $k_{yx}$  – 1,05; среднее геометрическое – слегка меньше 1: для  $k_{xy}$  оно равно 0,96, для  $k_{yx}$  – 0,99. Отсюда сразу напрашивается вывод, что простая пространственная фильтрация с правильно выбранными параметрами или даже простое осреднение должны давать близкий к истине результат.

Необходимо отметить, что отсутствие явного смещения гистограмм относительно 1 и близость к 1 среднего значения коэффициента  $k$  – это особенности рассматриваемого региона. На многих других территориях результаты коррекции по моделям ЗСБ показывают смещённое распределение коэффициентов: исходные кривые МТЗ существенно чаще оказываются ниже по отношению к кривым ЗСБ, а среднее значение меньше 1. Такие результаты показаны, например, в работах (Sternberg, 1988) и (Arnason, 2015) и были получены ООО «Северо-Запад» в Восточной Сибири и Боливии.

В докладе на основе результатов моделирования показана возможность наличия систематического занижения коэффициентов смещения. Также рассмотрена зависимость коэффициентов сдвига от соотношения сопротивления неоднородности и первого слоя. На рисунке 3 показаны графики коэффициентов сдвига над центрами трехмерной полусферы и двухмерного полуцилиндра в зависимости от контраста сопротивления неоднородностей по отношению к вмещающему слою. Графики показаны в арифметическом масштабе. Для трехмерных неоднородностей с большим контрастом сопротивления ситуация несимметричная – проводящие объекты с сопротивлением в 10 меньше сопротивления вмещающего слоя будут сдвигать кривые сильнее, чем неоднородности с сопротивлением в 10 раз больше. Для двухмерных неоднородностей график симметричный для любых соотношений сопротивления вмещающего слоя и вставки.

Обратим внимание, что при малых контрастах сопротивлений (меньше 0,5) и для двухмерных и для трехмерных неоднородностей (рисунок 3) коэффициенты искажений можно считать симметричными относительно единицы.

По-видимому, это основное объяснение причины отсутствия смещения на гистограммах распределения значений коэффициента сдвига в Таймырском регионе. На таймырских гистограммах (рисунок 2) видно, что коэффициенты сдвига  $k$  не превышают 3, а большая часть не превышает даже 2. Как следует из результатов моделирования (рисунок 3), при слабом контрасте сопротивления неоднородностей и вмещающей среды должна наблюдаться симметричная картина, как для двухмерных, так и для трехмерных приповерхностных неоднородностей.



**Рисунок 3.** Графики зависимости коэффициента сдвига  $k$  от контраста сопротивления неоднородности и вмещающей среды для модели двухмерного полуцилиндра и трёхмерной полусферы.

И всё же в Таймырском регионе также есть отдельные участки профилей с систематическим сдвигом кривых МТЗ в ту или иную сторону относительно данных ЗСБ. Приведённые в докладе результаты моделирования могут дать ключ к пониманию систематического сдвига среднестатистических оценок значений  $k$ , но не позволяют объяснить наличие протяженных участков, где значения  $k$  всюду больше или меньше 1. По-видимому, причина также в характере неоднородностей или, быть может, особенностей методики работ на конкретном участке.

Наличие отдельных участков с систематическим сдвигом кривых  $|Z|$  вверх или вниз показывает, что на Таймыре желательно проводить ЗСБ для коррекции статического сдвига, обычные статистические методы коррекции на таких участках могут привести к ошибкам. Рассмотрим методику и результаты статистической коррекции статического сдвига.

### Статистическая коррекция статического сдвига

Статистический метод борьбы со статическим сдвигом кривых МТЗ был предложен М.Н. Бердичевским в 1980 году. В различных модификациях он описан во многих работах, например, (Warner, 1983; Berdichevsky et al., 1989).

Суть метода заключается в расчете среднего сопротивления для некоторого слоя, сопротивление которого, основываясь на априорных данных, полагается выдержанным или плавно меняющимся в пределах области исследования. Расчет среднего производится в окне определенного размера, что позволяет использовать значения соседних точек с различным весом. Для получения результирующей кривой исходная кривая смещается по уровню  $k$  средней. Поскольку часто осреднение происходит с использованием пространственного гауссовского фильтра на определенной частоте, то такую коррекцию называют пространственно-частотной коррекцией или фильтрацией.

Этот метод широко использовался советскими учеными и продолжает использоваться сейчас. Так как распространению данного подхода активно содействовал М.Н. Бердичевский, то за рубежом этот метод ещё называют Berdichevsky average (Rung-Arunwan, 2016). Российские электроразведчики, в основном приверженцы московской школы Бердичевского, называют этот способ коррекции «нормализацией», однако это может вводить в заблуждение, поскольку в иностранной литературе термин *normalization* не имеет отношения к коррекции статического сдвига.

Для Таймырских данных статистическая коррекция выполнялась на основе пространственно-частотной фильтрации. При проведении фильтрации возникает целый ряд вопросов:

- Какую частоту и радиус фильтра выбрать?
- Что использовать для фильтрации, осреднения:  $|Z|$ ,  $\lg|Z|$  или кокой-либо инвариант?

Ответить на часть этих вопросов помогли результаты коррекции по ЗСБ более чем на трёх тысячах Таймырских точек МТЗ, а также приведённые в докладе результаты модельных расчётов.

Различные варианты осреднения главных компонент тензора импеданса показаны на рисунке 4 для трех фрагментов разных

профилей: на первом профиле коэффициенты сдвига не имеют систематического отклонения от 1, на втором систематически меньше 1, на третьем – больше 1. Размер гауссовского фильтра в данном примере равен 11 точкам. Поскольку измерения на Таймыре выполнялись с регулярным шагом в 1 км, то можно считать окно фильтрации равным 11 км. Как видно из данных графиков, все варианты осреднения дают близкий результат, поскольку разброс исходных значений модуля импеданса небольшой: отличие в соседних пикетах не более чем в 3–5 раз.

На рисунке 4 кроме графиков исходных значений компонент модуля импеданса и результатов арифметического, геометрического и инвариантного осреднения компонент, представлен график значений модуля импеданса, скорректированного по ЗСБ. Для профиля 1 все способы осреднения дают одинаковый результат, который совпадает с уровнем по ЗСБ, для профиля 2 все осреднённые кривые лежат ниже уровня по ЗСБ, для профиля 3 – выше.

Выше было показано, что по результатам коррекции по ЗСБ в целом значения коэффициентов сдвига распределены логнормально с центром в нуле. При этом, как показано на рисунке 4, в исследуемом районе имеются протяженные участки профилей, где коэффициенты сдвига систематически отклоняются от 1 в меньшую или большую сторону. Таких участков в целом не много. Но на таких участках различные методы пространственной фильтрации не будут давать правильный средний уровень (профиль 2, профиль 3). В такой ситуации обычная статистическая коррекция на основе пространственно-частотной фильтрации не позволяет получить верный уровень амплитудных кривых.

На рисунке 5 Д и Е для одного и того же профиля показаны результаты коррекции по ЗСБ и пространственно-частотной коррекции (частота фильтрации 10 Гц, радиус 7 км). Региональный характер распределения сопротивлений в разрезе в целом совпадает для двух вариантов коррекции, но имеются существенные различия в деталях. Разница между пространственно-частотной фильтрацией и коррекцией по ЗСБ показана пронумерованными прямоугольниками. В 1-й области это – разница в определении удельного сопротивления слоя, область 2 – появление ложной структуры, области 3 и 4 – и изменение сопротивления, и появление ложной структуры.

Приведённые результаты показывают, что для региональных построений коррекцию

сдвига кривых МТЗ можно проводить на основе пространственно-частотной фильтрации. Для более детальных построений во избежание систематического отклонения нужно использовать коррекцию по ЗСБ или дополнительную априорную информацию, как описано в следующем разделе.

### **Коррекция статического сдвига с использованием априорной информации**

Использование априорной информации – один из самых надежных методов коррекции статического сдвига. Одна из модификаций – использование латерально-однородного слоя, сопротивление которого может быть описано простым параметрическим изменением от расстояния, в качестве опорного (Jones, 1988). В таймырском регионе, несмотря на очень пологое и выдержанное залегание юрско-меловых слоёв, их сопротивление по данным многочисленных скважин меняется по латерали (Афанасенков и др., 2018). Именно это изменение является объектом изучения электроразведкой. Совместно с электроразведкой на каждом профиле выполняется сейсморазведка МОГТ 2Д. Сейсморазведочную информацию можно использовать для коррекции статического сдвига. Такую коррекцию выполняют в два этапа:

I этап – статистическая коррекция на основе пространственно-частотной фильтрации по описанной выше методике. Пространственно-частотная фильтрация устраняет эффекты только тех искажений, которые носят случайный характер. В случае систематического сдвига в одну сторону пространственно-частотный подход не позволяет корректно устранить искажение. Поэтому такие искажения устраняются на втором этапе ручной корректировкой с использованием сейсморазведочных данных. II этап – ручная корректировка. Вначале этого этапа по каждому профилю проводится автоматическая одномерная инверсия данных, полученных на первом этапе. Полученный результат инверсии сопоставляется с сейсмическими горизонтами на предмет наличия ложных структур. На участках с ложными структурами вручную корректируется уровень амплитудных кривых МТЗ, проводится новая инверсия для сопоставления с сейсмическими горизонтами. Этот процесс итерационно продолжается для достижения соответствия геоэлектрического и сейсмического разрезов. Пример ручной корректировки по опорным сейсмическим горизонтам показан на рисунке 6.

## Другие способы коррекции статического сдвига

В работе также рассмотрены следующие способы коррекции статического сдвига:

– решение обратной задачи путём подбора модели с увеличением веса фазы импеданса и уменьшением веса кривых кажущегося сопротивления. Вместо фазовых кривых также был использован фазовый тензор (Bibby et al., 2005; Бердичевский, Дмитриев, 2009);

– подбор коэффициента сдвига как одного из параметров сглаживающей инверсии различных размерностей наряду с удельным сопротивлением и геометрическими параметрами.

Ни один из этих методов не показал себя лучше статистической коррекции.

## Обсуждения

В работе представлено исследование по большому объёму фактических данных, связанных с проблемой коррекции статического сдвига кривых МТЗ. Всё ещё имеется целый ряд вопросов, которые требуют дальнейших исследований. К таким вопросам относятся:

– Причина систематических отличий в уровне кривых МТЗ и ЗСБ.

– Использование совместной инверсии данных ЗСБ и МТЗ с автоматической коррекцией влияния ППН.

– Улучшение алгоритмов подбора коэффициентов сдвига в ходе инверсии.

Результаты моделирования подсказывают, что наблюдаемый в некоторых районах систематический сдвиг связан с характером неоднородностей. Представляется

возможным из оценки дисперсии вариаций исходных значений модуля  $Z$  определить величину коэффициента сдвига.

## Выводы

1. Используя большой объём фактических данных ЗСБ и МТЗ на Таймыре, показано реальное распределение коэффициентов статического сдвига кривых модуля импеданса ( $|Z_{\text{Измеренный}}| / |Z_{\text{Истинный}}|$ ). Коэффициенты сдвига имеют логнормальное распределение. Для Таймырского региона распределение коэффициентов имеет несмещённую оценку с центром в 1. Аналогичные оценки для других регионов показывают, что центры распределений могут быть смещены к 0,9 (Боливия), 0,8 (Восточная Сибирь). Наличие

или отсутствие смещения, как показано в данной работе, определяется характером неоднородностей, а точнее соотношением сопротивления неоднородностей и вмещающей толщи. Если сопротивление неоднородности не более чем в 2-3 раза больше или меньше сопротивления вмещающей толщи, то и для 2D и для 3D неоднородностей смещения распределения коэффициентов не будет (при наличии достаточной выборки). Если же контраст сопротивления неоднородностей и первого слоя будет достигать порядка или больше, то будет ожидаемое смещение центра распределения коэффициентов в сторону меньше 1.

2. Общая статистика результатов коррекции по ЗСБ показывает, что для подавления влияния ППН в Таймырском регионе можно применять пространственно-частотную фильтрацию. Для региональных исследований этот способ борьбы со статическим сдвигом кривых МТЗ даёт хорошие результаты.

3. В то же время, данные ЗСБ показали, что имеются отдельные участки на профилях с систематически заниженными или завышенными значениями модуля импеданса. Это доказывает, что несмотря ни на что, ЗСБ нужно делать. При этом, для экономии средств, в Таймырском регионе или в аналогичных геолого-геофизических условиях, ЗСБ можно делать гораздо реже. Для получения реперного уровня достаточно проводить ЗСБ на каждой 2-3 точке МТЗ. В отсутствие ЗСБ желательно использовать другую доступную априорную информацию для определения корректного уровня, например, как показано в работе по опорным сейсмическим горизонтам.

4. В работе показано, что коррекция по ЗСБ зачастую сопряжена со многими трудностями – это и эффекты ВП, это и влияние сильных неоднородностей ВЧР, это и сложный рельеф. В исследуемом регионе из перечисленных проблем на данных ЗСБ проявилась только «быстрая» ВП, связанная с особенностями строения мерзлых пород. Искажения от ВП на кривых ЗСБ на соосных петлях не позволяют корректно восстановить самую верхнюю часть разреза (первые 10–20 м), однако не мешают использовать эти данные для коррекции статического сдвига кривых МТЗ, поскольку эффект ВП происходит в диапазоне времен, предшествующих участку перекрытия с кривой МТЗ.

5. Несмотря на то, что ещё имеются нерешённые вопросы, результаты, представленные в работе, позволяют на

новом, более обоснованном уровне подойти к решению проблемы статического сдвига кривых МТЗ на Таймыре и аналогичных по геоэлектрическому строению регионах.

#### ЛИТЕРАТУРА

Афанасенков АП, Никишин АМ, Унгер АВ, Бордунов СИ, Луговая ОВ, Чикишев АА, Яковишина ЕВ Тектоника и этапы геологической истории Енисей-Хатангского бассейна и сопряженного Таймырского орогена // Геотектоника, 2016, №2, с. 23–42

Афанасенков АП, Яковлев ДВ Применение электроразведки при изучении нефтегазоносности северного обрамления Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2018. – №7. – С. 1032–1052

Бердичевский МН, Дмитриев ВИ Модели и методы магнитотеллурики. – М.: Научный мир, 2009. 680 с.

Яковлев ДВ, Яковлев АГ, Валясина ОА Изучение криолитозоны северного обрамления Сибирской платформы по данным региональных электроразведочных работ // Криосфера Земли, 2018, Том XXII, №5, с. 77–95 DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2018- 5(77-95)

Arnason K. The Static Shift Problem in MT Soundings // Proceedings World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia, 2015

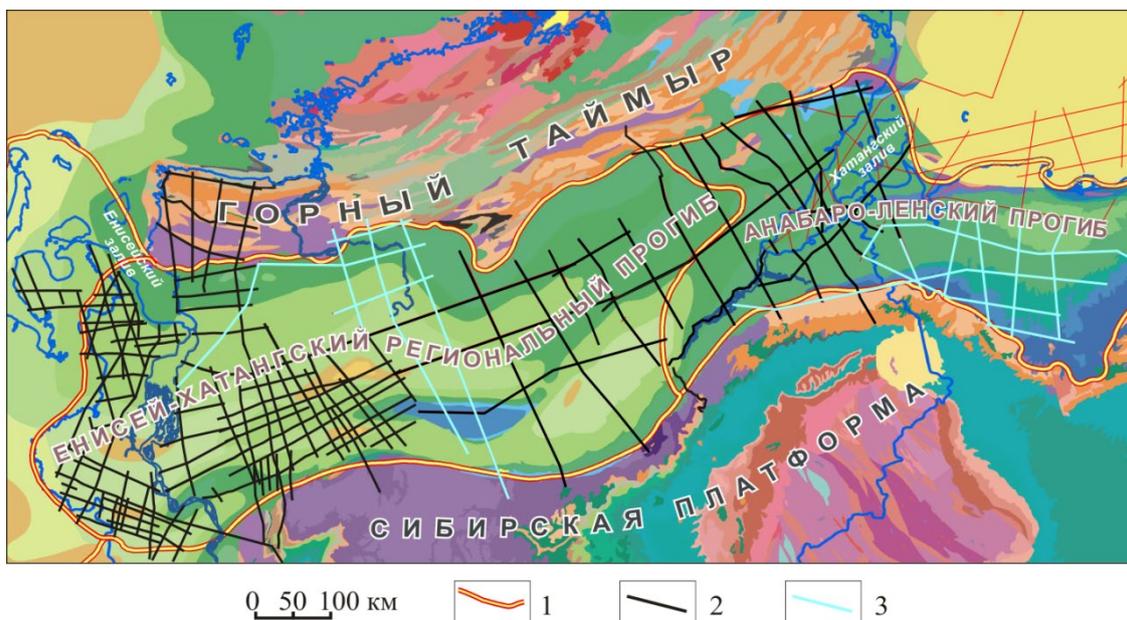
Berdichevsky MN, Vanyan LL, Dmitriev VI 1989 Methods used in the U.S.S.R. to reduce near-surface inhomogeneity effects on deep magnetotelluric sounding // Phys. Earth Planet. Inter. 53, 194–206

Bibby HM, Caldwell TG, Brown C Determinable and non-determinable parameters of galvanic distortion in magnetotellurics // Geophys. J. Int., 2005, № 163, 915–930

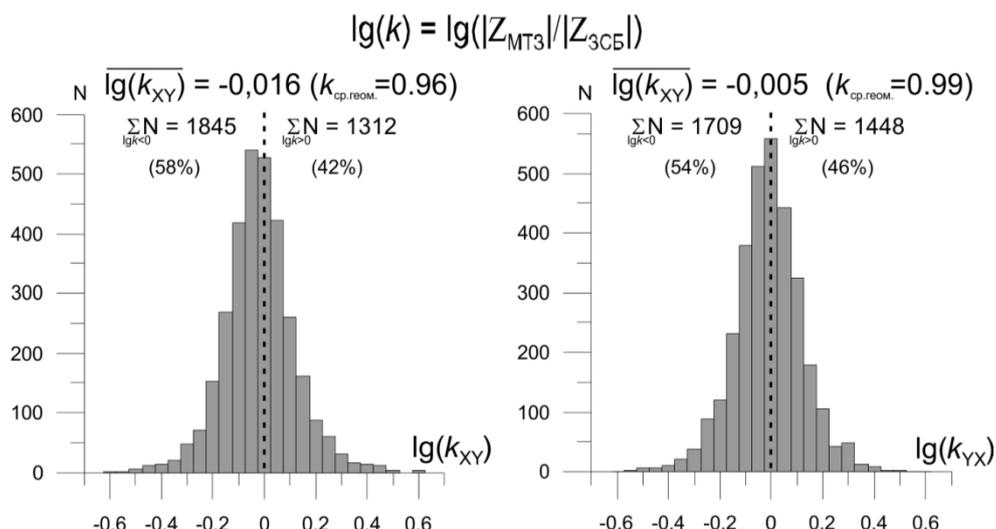
Jones AG Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment // Geophysics, 1988, Vol. 52, No. 7, 967–978

Electromagnetic soundings // Geophysics, 1988, № 53 (11), 1459–1468

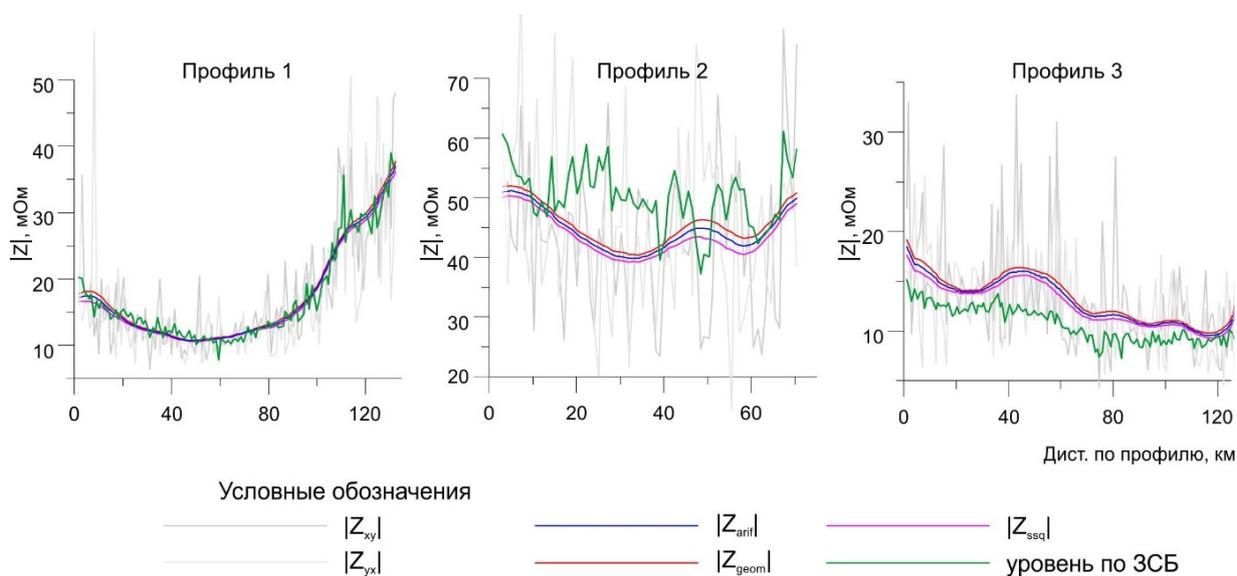
Warner BN, Bloomquist MG, Griffith; PG Magnetotelluric interpretations based upon new processing and display techniques // 53th Ann. Internal. Mtg., Soc. Explor. Geophys., 1983, Expanded Abstracts, 151–154



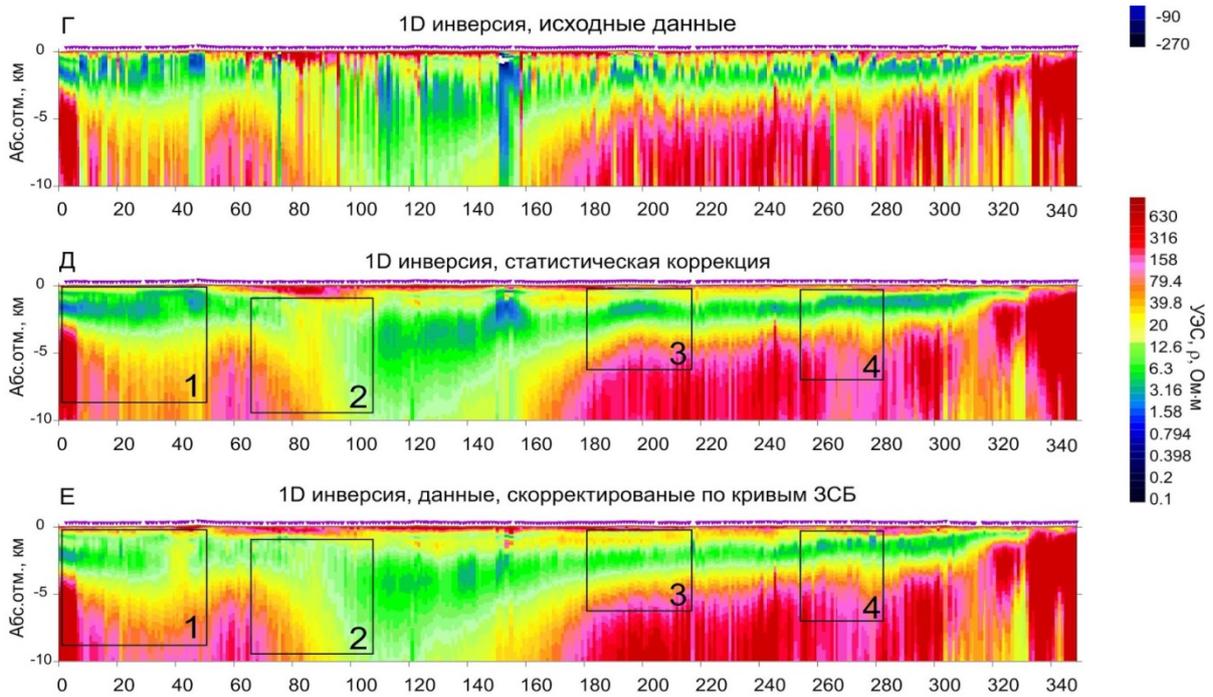
**Рисунок 1.** Положение современных региональных электроразведочных профилей в Таймырском регионе (на геологической карте). 1 – граница региональных прогибов, 2 – региональные электроразведочные профили МТЗ, 3 – региональные электроразведочные профили МТЗ и ЗСБ.



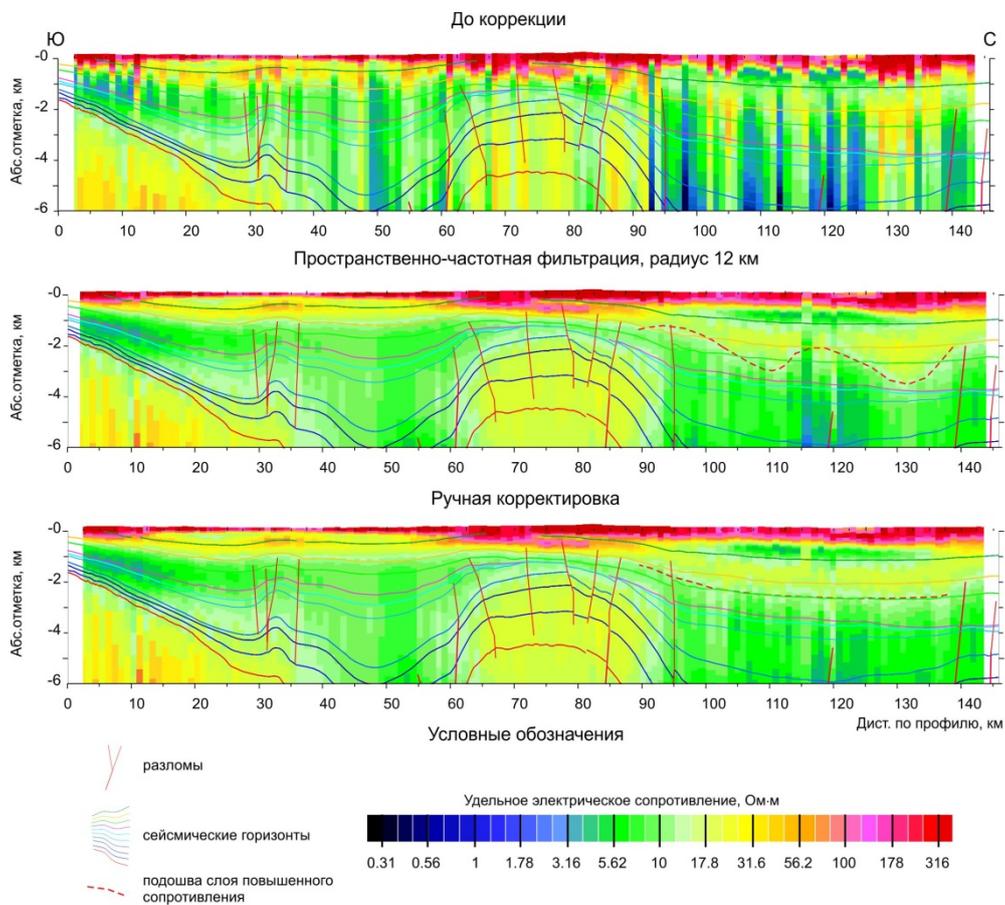
**Рисунок 2.** Гистограммы распределения значений логарифма коэффициента сдвига  $k$  кривых МТЗ на Таймыре для 3157 точек. Слева – для меридиональной компоненты (XY), справа – для широтной (YX).



**Рисунок 4.** Арифметическое, геометрическое и среднеквадратичное осреднение главных компонент тензора импеданса для разных участков профилей и уровень ЗСБ на периоде 1 секунда.



**Рисунок 5.** Частотные разрезы кажущегося сопротивления (А, Б) и фазы импеданса (В), результаты 1D-инверсии для исходных данных (Г), скорректированных с использованием пространственно-частотной фильтрации (Д) и скорректированных по ЗСБ (Е).



**Рисунок 6.** Результат 1D инверсии до коррекции, после пространственно-частотной фильтрации с радиусом 12 км и после ручной корректировки по сейсмическим горизонтам.

## **Унифицированный алгоритм инверсии данных азимутального индукционного каротажа в процессе бурения для повышения эффективности проводки скважин в коллекторах углеводородов**

М.В. Свиридов<sup>1</sup>, А.П. Мосин<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ООО «Роджии-Европа», m.sviridov@rogii.com <sup>2</sup> ООО «Роджии-Европа», a.mosin@rogii.com

---

### **Аннотация**

Приборы индукционного каротажа обладают наибольшей глубиной среди всех каротажных методов и могут быть использованы для определения свойств удаленных от скважины зон среды. Данная особенность является критически важным фактором для геонавигации – процедуры проводки ствола скважины в наиболее перспективных участках пласта с использованием технологий наклонно-направленного бурения для максимизации притока углеводородов. Применение индукционных приборов в процессе бурения позволяет осуществлять геонавигацию проактивным образом – определять свойства геологических объектов на расстоянии и на основе этой информации принимать обоснованные решения по изменению направления бурения в целях недопущения вскрытия нежелательных объектов, или наоборот, прокладки скважины таким путем, чтобы достичь наиболее проницаемые и насыщенные углеводородами области пласта.

Приборы индукционного каротажа в процессе бурения представляют собой высокотехнологичные устройства, предоставляющие многозондовые и многочастотные измерения. Приборы последнего поколения имеют ортогонально или наклонно расположенные передающие / приемные антенны, которые обеспечивают измерениям азимутальную чувствительность, то есть несут в себе информацию о пространственной ориентации геологических объектов, окружающих скважину. Этих данных обычно достаточно чтобы с приемлемой точностью определить параметры среды, вмещающей скважину. Для обработки измерений приборов и построения геоэлектрических моделей сред в реальном времени применяются специальные алгоритмы инверсии. В настоящее время в отрасли нет единого стандарта для таких алгоритмов, оценки качества их результатов и формы предоставления. Большинство существующих алгоритмов разработаны производителями приборов для внутреннего использования и только для их собственной продуктовой линейки. Различия в конфигурациях применяемых приборов и подходах к обработке их измерений от производителя к производителю часто приводит к разной эффективности геонавигации в геологических условиях конкретного месторождения. У операторов месторождений зачастую отсутствует возможность произвести сравнение эффективности приборов от различных поставщиков перед началом работ из-за различий в определении ключевых терминов, используемых моделях сред, применяемых алгоритмах инверсии и форматах выдачи результатов. В докладе будет представлена первая реализация алгоритма инверсии, который применим к любому из существующих приборов и позволяет стандартизировать эффективность геонавигации. Предлагаемый унифицированный алгоритм основан на одномерной горизонтально-слоистой модели среды с произвольным количеством слоев. Определяемыми параметрами модели являются горизонтальное и вертикальное удельные электрические сопротивления каждого из слоев, координаты границ слоев и угол их наклона. Алгоритм основан на стохастическом методе Монте-Карло с использованием цепей Маркова с обратимым скачком, который позволяет строить модели в автоматическом режиме, опираясь только на измеренные данные без предварительных допущений о структуре пласта. Для глобализации поиска алгоритм порождает несколько цепей Маркова, способных обмениваться своими состояниями между собой для перехода из окрестностей локальных минимумов к более перспективным областям пространства параметров. Инверсия сохраняет промежуточные модели, которыми она оперирует в ходе работы, чтобы оценить точность разрешения параметров пласта и сформировать несколько показателей качества, поставляемых вместе с итоговыми геоэлектрическими моделями. Высокая производительность инверсии достигается за счет использования быстрого и точного полуаналитического решателя для расчета откликов приборов и их производных по параметрам модели. Кроме того, одновременная эволюция нескольких цепей Маркова делает алгоритм пригодным для параллелизации, позволяя значительно сократить время вычислений.

**Ключевые слова:** геонавигация, азимутальный индукционный каротаж, стохастическая инверсия

---

## Повышение эффективности нейросетевой интерпретации данных геоэлектрики на основе петрофизических исследований

М.И. Шимелевич<sup>1</sup>, Е.А. Оборнев<sup>2</sup>, И.Е. Оборнев<sup>3</sup>, Е.А. Родионов<sup>4</sup>

<sup>1</sup> МГРИ, shimelevich-m@yandex.ru

<sup>2</sup> МГРИ, obornevea@mgri.ru

<sup>3</sup> НИИЯФ МГУ, o\_ivano@mail.ru

<sup>4</sup> МГРИ, evgeny\_980@list.ru

---

### АННОТАЦИЯ

При решении обратных нелинейных задач геофизики в последние годы эффективно применяются нейросетевые (НС) методы [Оборнев и др., 2020], которые основаны на аппроксимации приближенного обратного оператора задачи с помощью многослойной нейронной сети – НС аппроксиматора. Оптимизационные задачи построения (обучения) НС аппроксиматора и оценки погрешности получаемых приближенных решений обратной задачи решаются с использованием методов группы Монте-Карло (Шимелевич и др., 2018). Для этого рассчитываются множества решений прямых задач (порядка нескольких тысяч) для различных векторов параметров среды, которые изменяются случайным образом в максимально широком диапазоне их изменения (с учетом реальных свойств пород), и на их основе определяются оценки решений указанных оптимизационных задач. Проводится анализ структуры обучающей выборки для построения аппроксиматора.

Существенное влияние на итоговый НС аппроксиматор оказывает учёт дополнительной информации о среде, полученный в лабораторных условиях и основанный на связи между плотностью и удельным электрическим сопротивлением метаморфических и магматических пород, характерной для изучаемого региона (Муравина, Пономаренко, 2020). На основе этих данных корректируется (сужается) расчётное множество априорных ограничений решаемой обратной задачи, что приводит к уменьшению практической неоднозначности получаемых решений (Shimelevich et al., 2021). На основе этих данных с помощью прямого оператора задачи, строится «банк решений» – множество известных опорных моделей прямых и обратных задач в заданном классе сред. Такой банк решений используется при построении (обучении) специализированного (территориального) НС аппроксиматора (нейросетевой палетки), применяемого к полевым данным, получаемым методом магнитотеллурического зондирования.

Анализируется случайная величина расстояний между точками по всему банку решений, которая характеризует степень равномерности и плотности заполнения (представительности) обучающего множества. Исследуются вопросы сходимости и устойчивости получаемых оценок при увеличении объема выборки. Приводятся численные примеры, иллюстрирующие работу алгоритмов на модельных и полевых данных для задач геоэлектрики.

**Ключевые слова:** априорная информация, обратная задача, аппроксимация, нейронные сети

---

### Благодарности

Работа выполнена с использованием вычислительных ресурсов Межведомственного суперкомпьютерного центра Российской академии наук (МСЦ РАН) и с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда проект №19-11-00333.

### ЛИТЕРАТУРА

- Shimelevich MI, Obornev EA, Obornev IE, and Rodionov EA The approximation neural-network method for solving nonlinear multi-criteria inverse problems of geophysics. J. Phys.: Conf. Ser. 2021. 1715. 012045
- Муравина ОМ, Пономаренко ИА Идентификационный анализ плотности и удельного электрического сопротивления кристаллических пород воронежского кристаллического массива // Физико-химические и петрофизические

исследования в науках о Земле. Двадцать первая международная конференция. Москва, 21–23, Борок, 25 сентября 2020 г. Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2020. – С.177–179

Оборнев ЕА, Оборнев ИЕ, Родионов ЕА, Шимелевич МИ Применение нейронных сетей в нелинейных обратных задачах геофизики. Журнал вычислительной математики и математической физики. –

2020. – Т. 60, №6. – С. 1053–1065; Comput. Math. and Math. Phys., 2020. 60. P. 1025–1036

Шимелевич МИ, Оборнев ЕА, Оборнев ИЕ, Родионов ЕА Алгоритм решения обратной задачи геоэлектрики на основе нейросетевой аппроксимации // Сиб. журн. вычисл. матем., 2018. 21:4. С. 451–468; Num. Anal. Appl., 2018. 11:4. P. 359–371

## **Инверсио – программный комплекс анализа и инверсии данных МТЗ**

Д.В. Яковлев<sup>1</sup>, М.А. Андреев<sup>1</sup>, К.А. Корягин<sup>1</sup>, А.С. Панин<sup>1</sup>  
<sup>1</sup> ООО «Северо-Запад», mail@nw-geophysics.com

---

### **АННОТАЦИЯ**

В докладе рассматривается программный комплекс анализа и инверсии данных МТЗ «Инверсио», разрабатываемый в последние годы ООО «Северо-Запад». При создании комплекса ставилась задача в одном пакете объединить возможности программ предыдущего поколения: MTS Prof, MTS Prof Inv, IPI2Win MT, MT2D Tools, ZondMT1D и ZondMT2D. При этом, исходя из современных реалий выполнения производственных работ, требовалось обеспечить возможность работы с проектами в десятки тысяч точек МТЗ, одновременной работы в проекте группы интерпретаторов, распараллеливание вычислений. Все эти задачи в той или иной степени решены. Создана система площадного, профильного и попикетного анализа и редакции данных МТЗ, поворота и коррекции статического сдвига. В программе реализованы два различных подхода автоматической одномерной инверсии и два варианта двумерной инверсии данных МТЗ.

Для использования Инверсио в научно-исследовательских целях планируется реализация возможности свободной работы с любыми передаточными функциями, их комбинациями и различными инвариантами. Необходимо упрощение работы в режиме 1D и 2D моделирования. Планируется унифицировать систему взаимодействия со сторонними библиотеками для подключения других алгоритмов инверсии данных МТЗ, ЗСБ, ЧЗ, CSEM.

В планах развития программного комплекса стоит использование при инверсии в качестве частотных весовых коэффициентов параметров неоднородности и фазового тензора, глубокий учет априорной информации, в первую очередь сейсмической и результатов бурения, интеграция с программами 3D инверсии данных МТЗ, совместная инверсия МТЗ с данными других методов.

К обсуждению планов и к участию в развитии Инверсио приглашаются заинтересованные специалисты.

**Ключевые слова:** магнитотеллурические зондирования, анализ данных МТЗ, инверсия данных МТЗ

---

## Сессия 3

«Изучение строения коры и мантии Земли»

памяти А.А. Жамалетдинова

Конвинеры:

Е.Ю. Соколова, А.В. Кувшинов

## Результаты магнитотеллурических исследований на опорном геолого-геофизическом профиле 8-ДВ (Дальний Восток)

Е.Д. Александрова<sup>1</sup>, Е.П. Широкова<sup>1</sup>, А.Г. Яковлев<sup>1,2</sup>, Д.В. Яковлев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ООО «Северо-Запад», e\_alexanova@nw-geophysics.ru

<sup>2</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, mail@nw-geophysics.ru

---

### АННОТАЦИЯ

Опорный профиль 8-ДВ – один из профилей Государственной сети опорных геолого-геофизических профилей. Комплекс геофизических методов включает электроразведочные исследования методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ). Работы МТЗ на этом профиле проводятся с 2016 года. Общая протяженность профиля составляет 2 880 км. Он проходит вдоль трассы БАМа от Таксимо на западе до Советской гавани на востоке.

Измерения проводятся с использованием станций MTU (Phoenix Geophysics) в диапазоне частот от 0,001 до 300 Гц (на некоторых участках до 10 кГц) с шагом по профилю 1 км.

Одной из сложностей на данном профиле стало то, что, хотя он проходит преимущественно вдоль неэлектрифицированной части БАМа, непосредственно вдоль трассы профиля наблюдается довольно высокий уровень помех.

Другой сложностью являлось то, что профиль проходит по складчатым областям со сложным строением и направление профиля не всегда ортогонально структурам. В такой ситуации необходим тщательный анализ МТ-данных и выбор стратегии инверсии, которая позволит получить достоверную информацию о распределении удельного сопротивления в глубинной части разреза (средняя, нижняя кора).

Помимо влияния помех и результатов анализа МТ-данных, в докладе рассмотрены основные особенности геоэлектрического строения вдоль линии профиля по результатам интерпретации полученных данных МТЗ.

**Ключевые слова:** Государственная сеть опорных профилей, магнитотеллурические зондирования, Дальний Восток

---

## Результаты магнитотеллурических исследований на региональном профиле вдоль р. Лена

Е.Д. Алексанова<sup>1</sup>, В.С. Андреев<sup>1</sup>, И.А. Савельев<sup>2</sup>, А.Г. Яковлев<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>ООО «Северо-Запад», e\_alexanova@nw-geophysics.ru

<sup>2</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, mail@nw-geophysics.ru

---

### АННОТАЦИЯ

Данный доклад посвящен результатам интерпретации электроразведочных материалов, полученных на профиле вдоль реки Лена. Предметом исследования акватории р. Лена является поиск новых площадей, перспективных для добычи углеводородного сырья и геологическое изучению недр. Работы проводятся комплексом методов, включающим сейсморазведку ОГТ-2D, а также электроразведку методами МТЗ и ЗСБ.

Геофизические работы были проведены в 2 этапа. В 2017–2018 гг. был отснят первый (северный) участок профиля длиной 1 050 км от слияния рек Лена и Алдан до с. Кюсюр. Были выполнены полевые работы методами МТЗ (шаг 2,5 км) и ЗСБ (шаг 500 м). В 2020 году начаты работы по второму участку, который охватил акваторию реки Лена от устья р. Алдан до устья р. Чуя и далее по р. Чуя (около 80 км). Длина этого фрагмента профиля составила 1 540 км. Работы методом МТЗ с шагом 2 км были выполнены летом 2020 г. Работы методом ЗСБ (шаг 500 м) выполнены в зимний сезон 2020–2021 гг. только в верхней части на участке длиной 900 км.

В докладе рассматриваются результаты интерпретации данных МТЗ, данные ЗСБ использовались для коррекции статического смещения кривых МТЗ (нормализации). Таким образом, были использованы материалы МТЗ и ЗСБ по северной части профиля (1 050 км, 421 точка МТЗ), а также материалы МТЗ по южной части (1 540 км, 808 точек МТЗ). Суммарная длина профиля составила 2 590 км (1 229 точек МТЗ).

Рассматриваемый профиль пересекает несколько крупных тектонических структур первого порядка, такие как Предпатомский прогиб, Алданский щит, Вилюйскую синеклизу и входящие в их состав структуры второго порядка. Полученные результаты МТЗ вдоль профиля длиной около 2 600 км дают новые данные о геоэлектрическом строении региона и, особенно, о его глубинной части, которые отражают различное строение и геологическую историю развития крупных тектонических блоков.

**Ключевые слова:** региональные геофизические работы, река Лена, магнитотеллурические зондирования

---

## Геоэлектрические модели Евразийского складчатого пояса (трехмерная интерпретация)

В.В. Белявский  
ЦГЭМИ ИФЗ РАН, victor.belyavsky@list.ru

### АННОТАЦИЯ

Трехмерная интерпретация магнитотеллурических и магнитовариационных данных с помощью программ трехмерного математического моделирования, инверсии матриц импедансов  $[Z_{ob}]$  и магнитовариационных  $[m_{ob}]$  позволила построить глубинные геоэлектрические модели литосферы Северного Кавказа, Памира, Тянь-Шаня, Алтае-Саянского и Корякско-Камчатского регионов. В качестве стартовых моделей принимались результаты одномерной и двумерной инверсий матриц импедансов. При картировании глубинных частей геоэлектрического разреза инвертировались и их инвариантные значения. Коровые аномалии повышенной проводимости, коррелирующие с положением доменов, характеризующихся пониженными скоростями продольных волн в методах МОВЗ и ГСЗ, объяснялись насыщением их водной фракцией флюида, зависящего от геодинамического состояния блоков коры. В частности, очаговых зон землетрясений, вулканических камер и глубинных разломов. Графитизированные образования проявляются аномалиями высокой проводимости в дислоцированных нижнепалеозойских комплексах Южного Тянь-Шаня, которые не выражены дефицитом скорости продольных волн.

**Ключевые слова:** магнитотеллурическое зондирование, трехмерная инверсия, флюид

### ВВЕДЕНИЕ

Перед региональными геофизическими исследованиями ставились задачи по:

- изучению глубинного строения литосферных плит;
- созданию региональных основ прогноза месторождений полезных ископаемых;
- разработке критериев оценки сейсмической опасности путем картирования проводящих блоков, оценки степени их раздробленности и проницаемости, изучению строения очаговых зон сильных землетрясений и вулканических камер.

Поставленные задачи решались с помощью программ трехмерного математического моделирования Maxwell (Druskin, Knizhnerman, 1994) и 3D инверсии WSINV3DMT (Siripunvaraporn et al., 2005) магнитотеллурических данных  $[Z_{ob}]$ , программ по их адаптации при рассмотрении инвариантных характеристик матрицы импедансов и визуализации результатов (Белявский, 2017). В выделенных блоках, описывающих проводимость нижнего структурного этажа литосферы Северного Кавказа, Памира, Тянь-Шаня, Алтае-Саянского и Корякско-Камчатского регионов, оценено содержание водной фракции флюида ( $\phi_p$ ) с учетом полной её

связанности (Shankland, Waff, 1977) и частичной (Shimojuku et al, 2014).

### Методика построения трехмерных моделей

Этапы построения трехмерных геоэлектрических моделей рассматриваемых регионов в себя включали:

1. Составление стартовых геоэлектрических моделей с помощью процедур одномерной (Белявский, Сухой, 2004) и двумерной инверсий (Варенцов, 2002) основных компонент матриц  $[Z_{ob}]$ , максимальных и минимальных кривых фазового тензора (Caldwell et al., 2004) и индукции ( $Z_{ob}^{maxH}$ ,  $Z_{ob}^{minH}$ ) (Counil et al., 1986).

2. Построение 2D-3D моделей –  $\rho_m(H_m)$  методом подбора к экспериментальным инвариантным кривым МТЗ 2D-3D модельных, рассчитанных по программам Maxwell и FDM-2D (Варенцов, 2002).

3. Оценка на тестовых моделях разрешающей способности инвариантов матриц импедансов  $[Z_m]$  и магнитовариационных  $[m_m]$  к определению параметров литосферных блоков. При оценке их проводимости с помощью матриц  $[m_m]$  рассчитывались и кривые ТЕ- мод (Белявский, 1990).

4. Адаптирование программы WSINV3DMT к восстановлению распределения УЭС ( $\rho_m$ ) в тестовых 3D моделях по значениям матриц  $[Z_m]$

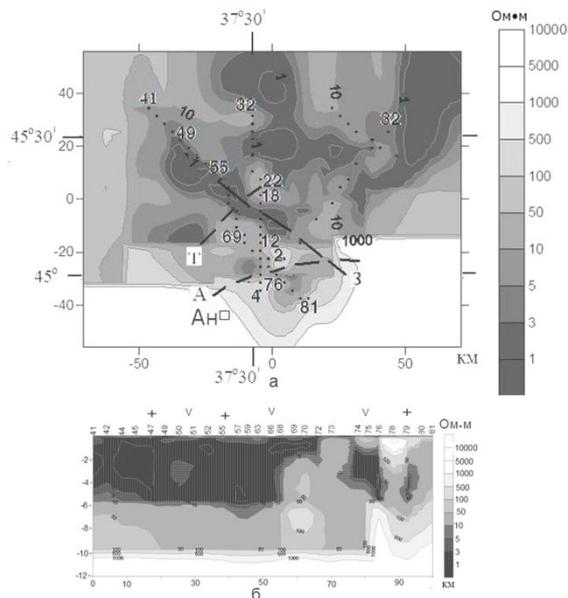
и их инвариантов (Белявский, 2020).

5. Построение по программам WSINV3DMT и Maxwell трехмерных геоэлектрических моделей  $\rho_{in}(H_{in})$  и  $\rho_m(H_m)$  в пределах Евразийского складчатого пояса.

6. Оценка зависимости распределения  $\rho_{in}(H_{in})$  и  $\rho_m(H_m)$  от сейсмических и иных геолого-геофизических параметров.

### Северо-Кавказский регион

Построенные 3D геоэлектрические стартовые модели  $\rho_m(H_m)$  Северо-Кавказского региона (Белявский, 2007) выделили под складчатыми структурами Большого Кавказа, Минераловодским выступом и грязевыми вулканами Таманского полуострова проводящие комплексы. Трехмерная инверсия (WSINV3DMT) скорректировала их параметры. Из рисунка 1 видно, что аномалии с  $\rho_{in}(H_{in}) = 1-3 \text{ Ом}\cdot\text{м}$  контролируют положение глубинных разломов и грязевых вулканов Таманского полуострова. Это связано с их повышенным флюидонасыщением –  $\phi_p$ , рассчитанным при минерализации в 16 г/л (Лаврушин, 2012).

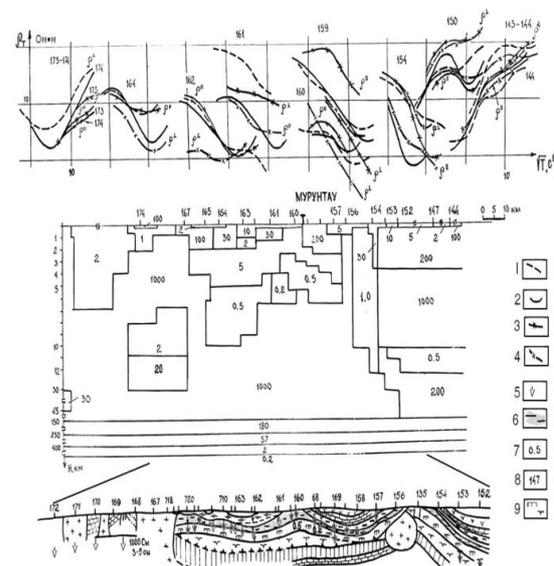


**Рисунок 1.** Северо-Западный Кавказ. Распределение УЭС: а – на глубине 5,6 км (цифры с подсветкой – номера т. МТЗ (Ан – г. Анапа). Глубинные разломы: Т – Таманский, А – Ахтырский, З – Западно-Кавказский; б – геоэлектрический разрез (программа WSINV3DMT) вдоль профиля Тамань-Новоросийск (МТЗ 41–81); Сверху дано положение грязевых вулканов (+) и разломов (V) (Лаврушин, 2012).

Содержание в них водной фракции флюида изменяться от  $\phi_p = 5-15\%$  у грязевых вулканов Таманского полуострова и Минеральных вод, где  $\rho_{in} = 1-3 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ , и до  $\phi_p = 0,3-2\%$  в блоках под Северо-Кавказским краевым массивом ( $\rho_m = 10-30 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ), погружающихся с 8 км до 15 км от вулканических структур Эльбруса под Минераловодский выступ. Разломы, секущие и ограничивающие структуры Большого Кавказа ( $\rho_m = 10-100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ) характеризуются содержанием флюида на глубинах 10–30 км до  $\phi_p = 0,2-2\%$  (Белявский, 2007).

### Среднеазиатский регион

В пределах Южного Тянь-Шаня положение кровли верхнего (1–10 км) проводящего слоя (1D инверсия кривых МТЗ) контролируется глубиной залегания графитизированных нижнепалеозойских ( $bs_1 + bs_2$ ) комплексов с  $\rho = 1-3 \text{ Ом}\cdot\text{м}$  (Азаров и др., 1998). На рисунке 2 представлен геоэлектрический разрез  $\rho_m(H_m)$  (программа FDM 2D) под профилем, пересекающим Бухарскую ступень (МТЗ 173–174), Мурунтауское рудное поле (т. 160–161), Кустанайско-Кураминский плутоно-вулканический пояс (т. 150–152) и Сырдарьинский микроконтинент (т. 143–144).



**Рисунок 2.** Модельные (1 –  $\rho_{T^E}$ , 2 –  $\rho_{T^H}$ ) и экспериментальные (3 –  $\rho_{T^{\max H}}$ , 4 –  $\rho_{T^{\min H}}$ ) кривые МТЗ. Под ними сечение 2D модели и геологический разрез: 5 – кровля проводящего пирит-углеродистого комплекса «Мурун» (1D инверсия), 6 – его положение в разрезе; 7 – УЭС блоков; 8 – т.н. МТЗ; 9 – геологические комплексы (C-S-Pr). В 3D модели, построенной с помощью

программы Maxwell, суммарной проводимостью до  $S_{cr} = (10-1) \cdot 10^3$  См и мощностью до 10 км характеризуются палео- и допалеозойские образования Тянь-Шаня. Они протягиваются на сотни километров, испытывая влияние флюидов глубинных разломов. Это отличает их от микроконтинентов (Муюнкумо-Наратским, Бадахшанским и Казахским щитом), где глубже 30 км выделяются блоки с  $S_{cr} \leq 500$  См. На Северном Тянь-Шане комплексы с  $S_{cr} = 3 \cdot 10^3$  См полосой шириной до 30 км контролируют положение линии Николаева. Под Чуйской впадиной их проводимость уменьшается до 400 См (Белявский, Спичак, 2016).

Проводящие образования Памира и Срединного Тянь-Шаня (профиль Зоркуль – Токтогуль), на глубинах 6–15 км коррелируют с волноводами, расположенными в нижней части палеозойских комплексов, а их низкие УЭС обусловлены содержанием в них водной фракции флюида (Белявский, 2017).

### Алтае-Саянский регион

Трёхмерные геоэлектрические модели, построенные при 3D инверсии импедансов  $Z_{ob}^{maxH}$ ,  $Z_{ob}^{minH}$  (Counil et al., 1986), показали на наличие проводящих коровых блоков, ассоциирующихся с положением активизированных разломов и очаговых зон землетрясений. На рисунке 3 представлено распределение в них водной фракции флюида (Белявский, Лозовский, 2020). Расчеты проведены с учетом адсорбции части ионов солей NaCl на стенках пор (Shimojuku et al., 2014), при реперных значениях флюидонасыщения –  $\phi_v$ , оцененных в блоках коры по дефициту скорости продольных волн методами МОВЗ-ГСЗ.

Основная часть гипоцентров землетрясений расположена над кровлей коровых проводников, вблизи глубинных низкоомных разломов с  $\rho_{in} = 10-200$  Ом·м, которые отвечают положению доменов с повышенным затуханием обменных волн землетрясений ( $K > 0,0009$  дБ/км) и пониженными скоростями продольных волн (МОВЗ – ГСЗ). Это свидетельствует о повышенной трещиноватости и обводненности блоков коры в очаговых зонах землетрясений или вблизи них. Максимальное содержание  $\phi_{in} = 0,3-0,9\%$  свойственно Тээлинскому, Самагалтайскому и Каа-Хемскому очагам, расположенным в переклинальных частях Тувинской котловины и Убсунурской впадины. Разломы северного и северо-западного

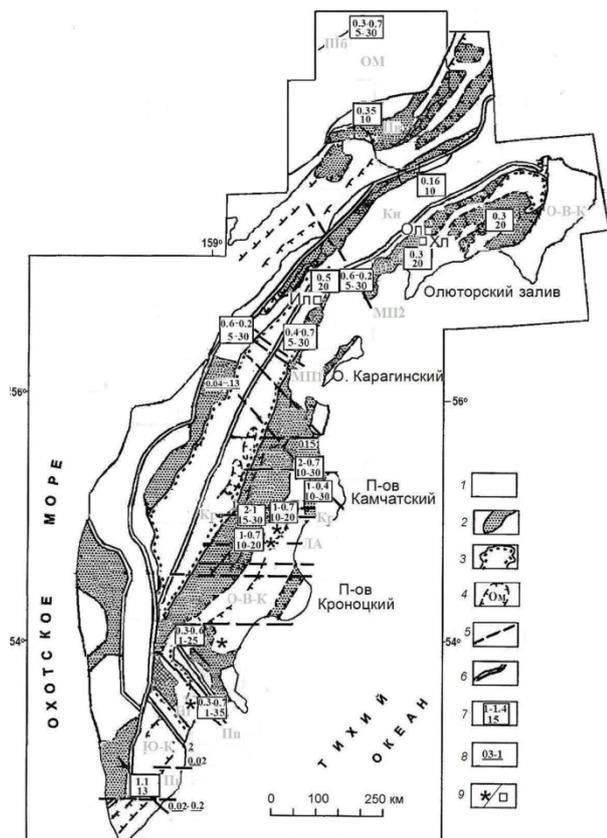
простираются характеризуются наиболее низкими УЭС ( $\phi_{in} = 0,15-1\%$ ). В их пределах составляющие вектора девиаторного растяжения коры (Ребецкий и др., 2013), ориентированы ортогонально к их простиранию, что ведет к росту содержания флюида. Это соответствует наблюдаемому дефициту скорости продольных волн в 2–4,2% на глубинах 10–30 км, например, под Кызылской впадиной и её бортами, где  $\phi_{in} = 0,3-0,5\%$ . Меньшими значениями ( $\phi_{in} = 0,1-0,15\%$ ) характеризуются блоки коры под Чуйской впадиной, вдоль которой ориентированы векторы растяжения.

### Корякско-Камчатский регион

Многообразие тектонотипов региона, включающие континентальные и океанические структуры, зоны с высокой сейсмичностью и вулканической активностью, субдукции и рифтогенеза, позволяет оценить их влияние на распределение электропроводности, которая контролируется флюидонасыщением и концентрацией расплавов горных пород. Положение низкоомных областей коррелирует с доменами, имеющими пониженные значения скоростей продольных волн.

Из рисунка 4 видно, что блоки с высоким содержанием флюида расположены: на пересечении структур субмеридиональной ориентации (О-В-К) и широтной: Императорский палеорифт (Начикинский грабен), Алеутская вулканическая дуга (зона Крестовского и Лаучан-Андриановского разломов). В этих областях разгрузки тектонических напряжений и дилатансии аккумулируется флюид и расплав. Оцениваемые в них величины флюидонасыщения ( $\phi_p^f$ ) и/или расплава ( $\phi_p^m$ ), в основном, отвечают наблюдаемому дефициту скорости продольных волн:

1. Под Начикинской грабенообразной структурой с высокой вулканической и сейсмической активностью, расположенный глубже 40 км низкоомный ( $\rho_m \approx 40$  Ом·м) (Нурмухамедов, 2010) и низкоскоростной мантийный блок можно связать с насыщением его расплавом до  $\phi_p^m = 1,5-3\%$ . В него упирается низкоомный Петропавловский глубинный разлом с  $\phi_p^f = 0,3-0,7\%$ , повышенное флюидонасыщение которого коррелирует с каналами фильтрации магматических флюидов Авачинской группы вулканов (Добрецов, 2017).



**Рисунок 4.** Распределение водной фракции флюида на схеме тектонического районирования Камчатско-Корякского региона (Апрелков и др., 1991), где: 1 – Срединные массивы, платформы, породы мафического ряда, верхнемеловые офиолитовые формации и вулканиты; 2 – кайнозойские прогибы; 3, 4 – границы СФЗ, Центрально-Камчатского вулканического пояса, поднятий и впадин: **ОМ** – Омолонский массив, **О-В-К** – Олюторско–Восточно–Камчатская СФЗ, **Кн** – Корякское нагорье, **Нг** – Начикинский грабен, **Пг** – Прибрежный горст, **Ю-К** – Южно-Камчатский прогиб; 5 – глубинные разломы: **Кр** – Крестовский, **ЛА** – Лаучан-Андриановский, **Пп** – Петропавловский, **ШБ** – Шайбовеемский, **МП1** и **МП2** – межплитные; 6 – границы главных тектонических элементов; 7 – содержание водной фракции флюида  $\phi_p^f$  (%) (верхний ряд) и его глубина (нижний ряд), 8 –  $\phi_p^f$  – в разломах; 9 – действующие вулканы и очаговые зона землетрясений.

2. Под зонами действующих вулканов Безымянный, Шивелучский, Толбачинский, Ключевская сопка на глубине 5 км и вблизи границы Мохо –  $H = 30$  км выделены блоки с  $\rho_m = 5\text{--}20$  Ом·м (Мороз, 1991) ( $\phi_p^f = 1\text{--}2\%$ ), которые возможно связаны с расплавом ( $\phi_p^m \approx 5\text{--}10\%$ ). Верхняя часть этих вулканов ( $H = 5$  км) формируется перед мощными извержениями (Ермаков и др., 2014).

Под задуговой структурой (Южно-Камчатский прогиб) до глубины 35 км проводящие блоки (Нурмухамедов, 2010) имеют  $\phi_p^f = 1,1\text{--}2,4\%$  (Белявский, 2021). Наблюдается их корреляция с доменами высокой сейсмической и вулканической активности, расположенных в зоне поддвига океанической коры. На ее переднем фланге, под интрузивными структурами Прибрежного горста, на глубине 70 км формируется расплав с  $\phi_p^m = 1,5\text{--}3\%$  (блок с  $\rho_m = 15\text{--}20$  Ом·м) субдцированных океанических пород.

Вблизи низкоомных разломов, с содержанием  $\phi_p^f$  до 0,4–2%, в интервале глубин 5–50 км концентрируются гипоцентры землетрясений (с магнитудой до  $M = 5$ ) и наблюдается повышенная вулканическая деятельность, что отражается в росте содержания флюида. Меньшие значения с  $\phi_p^f = 0,2\text{--}0,5\%$  свойственны межплитным разломам, расположенным в более спокойном в сейсмическом и вулканическом отношении Камчатском перешейке и разломам, отделяющих его от Камчатского полуострова. Расположенный под ними, глубже 50 км блок имеет  $\phi_p^f = 0,1\text{--}0,2\%$ , что значительно ниже, чем в активизированных зонах **О-В-К**. Разломы, ограничивающие тектонотипы региона, характеризуются высоким содержанием  $\phi_p^f = 0,2\text{--}2\%$  по сравнению с субширотными разломами с  $\phi_p^f = 0,02\text{--}0,1\%$ , секущими Прибрежный горст Камчатского полуострова.

Очаговые зоны Ильпырского, Хаилинского и Олюторского землетрясений, с гипоцентрами, расположенными на глубже 10 км (СФЗ **О-В-К**), характеризуются  $\phi_p^f = 0,2\text{--}0,6\%$ . Под относительно спокойным Корякским нагорьем, представляющим собою систему покровов, на глубине 10 км  $\phi_p^f = 0,12\text{--}0,16\%$ . Под Омолонским срединным массивом проводимость литосферы возрастает только глубже 60 км. Его западная граница картируется с  $\phi_p^f = 0,3\text{--}0,7\%$  Шайбовеемским глубинным разломом.

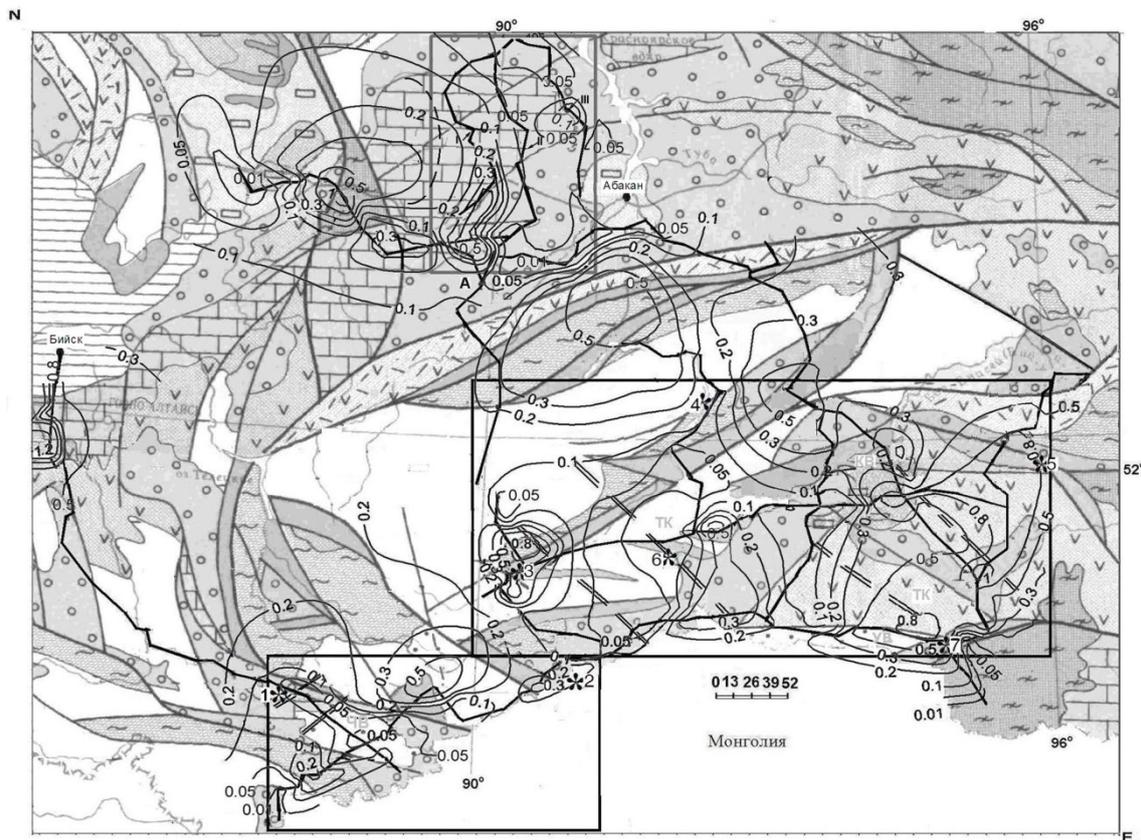
## Выводы

Построенные геоэлектрические 3D модели позволили решить ряд задач региональной и глубинной геофизики: выделить наиболее проводящие разломы, литосферные блоки, протягивающиеся на сотни километров и локализованные в пределах зон их активизации. Это позволило оценить содержание в них водной фракции флюида. Блоки повышенной проводимости коррелируют с гидротермальным рудопоявлением и рудными полями, сосредоточенными вблизи активизированных разломов [Белявский и др., 2018; Белявский, Гойдина, 2012], с графитизированными золотоносными образованиями [Азаров и др., 1998]. К областям выклинивания зон с повышенным содержанием флюида приурочена максимальная плотность землетрясений (Белявский, 2017). Мониторинг УЭС в пределах вулканических камер, может быть полезен при оценке концентрации расплавов. При движении к областям рифтогенеза, содержание флюида в коре и мантии возрастает, так под горными сооружениями Евразийского складчатого пояса, в регионах с альпийской активизацией  $\phi_p = 0,7-1\%$  (Белявский, 2007). Минимальной величиной  $\phi_p < 0,5\%$  и его связанностью характеризуются срединные массивы и глыбы. Графитизированные образования, в основном, присутствуют в покровах, шарьяжах догерцинского возраста с содержанием графита до  $\phi_p \approx 1-2\%$  (Южный Тянь-Шань). Автор благодарен сотрудникам ФГУП КНИИГиМС и «Всероссийского научно-исследовательского института Геофизические методы разведки», ОАО «КамчатГеология», ООО «Северо-Запад», ОАО «Центр ЭМИ», выполнявшим полевые МТ наблюдения и обработку полевых наблюдений данных МТЗ и МОВЗ-ГСЗ.

## ЛИТЕРАТУРА

- Апрелков СЕ, Ольшанская ОН, Иванова ГИ, 1991 Тектоника Камчатки. Тихоокеанская геология, №3. с. 62–74
- Азаров НЯ, Белявский ВВ, Бердичевский МН, Борисова ВП, Ваньян ЛЛ, Варенцов ИМ, Гордиенко ВВ, Голубцова НС, Кулик СН и др. 1998 Геоэлектрическая модель тектоносферы Евразийского складчатого пояса и сопредельных территорий. Киев: Знания
- Белявский ВВ, 1990 Построение кривых магнитотеллурического зондирования электрической и магнитной мод. Физика Земли, №10, с. 31–38
- Белявский ВВ, Сухой ВВ, 2004 Методика рудного аудиоманнитотеллурического зондирования. Физика Земли, №8, с 68–87
- Белявский ВВ, 2007 Геоэлектрическая модель тектоносферы Северо-Кавказского региона. Тверь: «Издательство ГЕРС»
- Белявский ВВ, Гойдина АГ, 2012 Трехмерная геоэлектрическая модель металлогенических зон Кузнецко-Алтайской складчатой области. Физика Земли, №11–12. с. 97–117
- Белявский ВВ, Спичак ВВ, 2016 Моделирование магнитотеллурических полей в блочной геоэлектрической модели Южного борта Чуйской впадины (Северный Тянь-Шань). Геология и Геофизика, Т. 57, №10
- Белявский ВВ, 2017 Трехмерная интерпретация магнитотеллурических данных. ISBN: 978-3-330-04023-6. Saarbrucken, Deutschland, Academic Publishing
- Белявский ВВ, Шейнкман АЛ, Килипко ВВ, 2018 Возможности геоэлектрики при решении задач региональной и рудной геофизики: на примере Алатае-Саянского региона. Геофизические исследования, т. 18, №2. с.56–72
- Белявский ВВ, 2020 Геоэлектрическая модель Алтае-Саянского региона (трехмерная инверсия) ISBN: 978-620-0-50747-1. Beau Bassin, Mauritius. Academic Publishing

- Белявский ВВ 2021 Электропроводность и распределение флюида в Корякско-Камчатском регионе. Физика Земли, №4, с. 61–77
- Варенцов ИМ, 2002 Общий подход к решению обратных задач магнитотеллурики в кусочно-непрерывных средах Физика Земли, №11. с. 11–33
- Добрецов НЛ, Симонов ВА, Кулаков ИЮ, Котляров АВ, 2017 Проблемы фильтрации флюидов и расплавов в зонах субдукции и общие вопросы теплофизического моделирования в геологии. Геология и геофизика, Т. 58, №5, с. 701–722
- Лаврушин ВЮ, 2012 Подземные флюиды Большого Кавказа и его обрамления. Тр. ГИН РАН. вып. 599. М.: ГЕОС
- Матросов ПС, Шапошников ГН и др., Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Алтае-Саянский и Забайкальско-Верхнеамурский регионы. 1998. Т. 7. Сборник научных трудов. Л. Недра
- Мороз ЮФ, 1991 Обобщенная геоэлектрическая модель Камчатки. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. Л.: Недра
- Нурмухамедов АГ, 2010 Глубинное строение Северо-Восточной части Корякско-Камчатской складчатой области по геофизическим данным. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Иркутск.
- Ребецкий ЮЛ, Кучай ОА, Маринин АВ, 2013 Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саянской складчатой области. Геология и геофизика, т. 54 (№2) с. 271–291
- Caldwell, TG., Bibby, HM, and Brown, C, 2004 The magnetotelluric phase tensor: Geophysical Journal International. 158. p. 457–469
- Counil, JL., le Mouel JL, Menvielle M, 1986 Associate and conjugate directions concepts in magnetotellurics. Ann. Geophys. V. 4B. № 2. p. 115–130
- Druskin VL, Knizhnepman LA, 1994 Spektral approach to solving three-dimensional Maxwell's diffusion equations in the time and frequency domains. Radio Science. V. 29. №4. p. 937–953
- Siripunvaraporn W, Egbert G, Lenbury Y, Uyeshima M, 2005. Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method. 2005. Physics of the Earth and Planetary Interiors. 150. p. 3–14. doi:10.1016/J.pepi.2004.08.023
- Shimojuku A, Yoshino T, Yamazaki D., 2014, Electrical conductivity of brine-bearing quartzite at 1 GPa: implications for fluid content and salinity of the crust. Earth Planet Sp., 66, 2 doi: 10.1186/1880-5981-66-2
- Shankland TI, Waff HS, 1977. Partial melting and electrical conductivity anomalies in the upper mantle J. Geophys. Res, V. 82 (33), p. 5409–5417



**Рисунок 3.** Распределение глубже 5 км водной фракции флюида  $\phi_r$  на схеме тектонического районирования Алтае-Саянского региона (Матросов и др., 1988). Широкие черные линии – положение профилей МТЗ и МОВЗ. (\*) – очаговые зоны землетрясений: 1 – Чуйская, 2 – Шапшальская, 3 – Тээлинская, 4 – Большепорошская, 5 – Каа-Хемская, 6 – Шагонарская, 7 – Самагалтайская. ТВ – Тувинская котловина, КВ – Кызылская впадина, УВ – Убсунурская впадина, ЧВ – Чуйская впадина. Прямоугольники – области трехмерной инверсии МТ данных (Siripunvaratn et al., 2005).

*Памяти Валентина Николаевича Астапенко*

## **Проект SMOLENSK – северо-западное продолжение массива синхронных МТ/МВ зондирований KIROVOGRAD**

Ив.М. Варенцов<sup>1</sup>, Е.И. Гамза<sup>1</sup>, П.В. Иванов<sup>1</sup>, И.Н. Лозовский<sup>1</sup>, Т.А. Родина<sup>1</sup>, Н.С. Соколов<sup>1</sup>,  
А.П. Ионичева<sup>2</sup>, В.А. Куликов<sup>2</sup>, П.Ю. Пушкарев<sup>2</sup>, Н.Л. Шустов<sup>2</sup>, С.Ю. Колодяжный<sup>3</sup>, М.Г. Леонов<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ЦГЭМИ ИФЗ РАН, Москва, Троицк, ivan\_varentsov@mail.ru

<sup>2</sup>Геологический факультет МГУ, Москва

<sup>3</sup>ГИН РАН, Москва

---

### **АННОТАЦИЯ**

В проекте KIROVOGRAD синхронные магнитотеллурические (МТ) и магнитовариационные (МВ) зондирования на Воронежском массиве были дополнены значительным числом локальных зондирований, выполненных на СВ Белоруссии в начале 1990-х годов. Анализ и интерпретация данных импеданса и типпера для расширенного таким образом массива указали на существенную аномалию приповерхностной продольной проводимости  $S$  (до 1000 См) в пределах Оршанской впадины и позволили предположить существование более глубоких и древних проводящих структур, секущих впадину с юга на север. Выявленные аномалии попали в область сочленения трех крупнейших сегментов Восточно-Европейской платформы: Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии. Для детализации геоэлектрического строения этой области в 2018–2020 г. массив KIROVOGRAD был продолжен на СВ в рамках проекта SMOLENSK. За три года выполнено более 50 длиннопериодных зондирований с глубиной  $>100$  км и более 40 разведочных с коровой глубиной. Область синхронных МТ/МВ зондирований расширилась на запад с  $33^\circ$  до  $28^\circ$  в д. и на север с  $53,5^\circ$  до  $57^\circ$  с.ш., покрыв Оршанскую впадину и ЮЗ часть Московской синеклизы.

Анализ новых карт и псевдоразрезов компонент и важнейших инвариантов импеданса, типпера и горизонтального МВ оператора демонстрирует в окрестности Оршанской впадины сложную интерференцию откликов осадочных структур и глубоких аномалий, связанных с возможными коровыми проводниками на стыке Фенноскандии с Сарматией и Волго-Уралией. Интерференция локальных токовых систем усложняется эффектами канализации токов, перетекающих из Днепровско-Донецкой впадины в Московскую синеклизу через Припятскую и Оршанскую впадины. Зондирования массива SMOLENSK позволили заметно уточнить представления о геоэлектрической структуре осадочного чехла и связать важнейший вклад в распределение приповерхностной  $S$  с терригенными осадками венда-риффея в пределах верхнепротерозойских авлакогенов.

Сделаны лишь первые шаги по интерпретации МТ/МВ данных в сложнейшей обстановке на территории массива SMOLENSK. Серия докладов, заявленных на ЭМЗ-21, показывает результаты квази-3D (пленочного) моделирования приповерхностных откликов на обширной территории, включающей весь Воронежский массив и прилегающие к нему части осадочных бассейнов, и представляет разрезы сопротивления, полученные несколькими методами совместной 2D инверсии вдоль серии субширотных профилей, объединяющих зондирования массивов KIROVOGRAD и SMOLENSK. Накопленные данные и построенные 2D и квази-3D модели закладывают основу эффективного решения задач объемной 3D инверсии, как в ограниченной области проекта SMOLENSK, так и на территории сводного массива KIROVOGRAD+SMOLENSK.

Полученные результаты указывают на продолжение выявленных аномалий электропроводности (осадочных и коровых) на СВ вдоль Крестцовского авлакогена. Весьма целесообразно дальнейшее проведение глубоких МТ/МВ зондирований в области севернее широты  $57^\circ$  вплоть до окрестностей ж/д Москва-Новгород.

Исследования выполнялись в рамках темы госзадания ЦГЭМИ ИФЗ РАН №0144-2019-0021 и были поддержаны грантом РФФИ №18-05-00733.

**Ключевые слова:** Восточно-Европейская платформа, осадочные структуры, шовные зоны, магнитотеллурические и магнитовариационные зондирования, синхронные наблюдения

---

## Исследование методики последовательной 2D инверсии имитационных и реальных МТ/МВ данных на сводных профилях массивов зондирований SMOLENSK и KIROVOGRAD

П.В. Иванов<sup>1</sup>, Ив.М. Варенцов<sup>1</sup>, С.Ю. Колодяжный<sup>2</sup>, И.Н. Лозовский<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ЦГЭМИ ИФЗ РАН, pavel.vl.ivanov@gmail.com

<sup>2</sup>ГИН РАН

---

### АННОТАЦИЯ

Проект глубинных магнитотеллурических (МТ) и магнитовариационных (МВ) зондирований SMOLENSK выполнялся в 2018–2021 гг. на российской и белорусской территориях между городами Смоленск, Могилёв и Витебск. Целью проекта являлось изучение геоэлектрической структуры зоны тройного сочленения крупнейших сегментов Восточно-Европейской платформы (Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии). В течение трёх полевых сезонов было выполнено около 100 синхронных глубинных МТ/МВ зондирований. Зондирования проекта SMOLENSK расширили на СЗ более крупный массив МТ/МВ зондирований KIROVOGRAD. Три самых южных профиля массива SMOLENSK продолжили на запад три северных профиля массива KIROVOGRAD.

В докладе обсуждается проблематика совместной 2D инверсии объединённых МТ/МВ данных этих двух массивов вдоль субширотных профилей длиной 400–500 км: Орша-Барятинно (ОВ), Могилёв-Киров (МК) и Кричев-Жиздра (КЗ). Рассматриваемые профили пересекают Оршанскую впадину, характеризующуюся мощностью осадков до 2 км и их суммарной продольной проводимостью до 1000 См, выходят на западный склон Воронежского массива и оканчиваются восточнее ярких коровых аномалий электропроводности: Кирово-Барятинской и Курской.

В качестве средства 2D инверсии использовался известный алгоритм REBOCC. Исследовалась стратегия его применения, основанная на последовательном решении обратных задач с увеличивающимся числом компонент инвертируемых данных. Для оценки эффективности такой стратегии выполнено имитационное моделирование МТ/МВ данных (двух мод импеданса и типпера) для двух вариантов геоэлектрических структур, ожидаемых вдоль профиля МК и включающих неоднородности осадочного чехла и консолидированной коры. Полученные синтетические данные инвертировались с использованием различных начальных моделей разреза (от однородного полупространства до реалистичных моделей осадков, отвечающих известным оценкам суммарной продольной проводимости). Оценивалась точность восстановления истинных моделей и динамика сводных и частных (компонентных) невязок инвертируемых данных.

Показано, что в рамках алгоритма REBOCC стратегия решения обратных задач с последовательным увеличением числа инвертируемых компонент, начиная с данных для Е-поляризации поля, позволяет точнее восстанавливать модель, чем инверсия, использующая сразу все компоненты МТ/МВ данных. Также установлено, что задание в начальных моделях реалистичных представлений об осадочных структурах не затрудняет сходимость итераций инверсии при определении коровых аномалий электропроводности, а отсутствие этих сведений в стартовой модели приводит к завышению мощности осадков.

С учётом опыта выполненного имитационного моделирования проведены 2D инверсии реальных данных (импеданса и типпера) на профилях ОВ, МК и КЗ и получены геоэлектрические разрезы, несущие новую информацию о коровых аномалиях электропроводности в окрестности Оршанской впадины и подтвердившие структуру коровых проводников, выявленных ранее на более коротких профилях проекта KIROVOGRAD. В докладе обсуждается пространственное положение выявленных аномалий и их связь с геологическими структурами.

**Ключевые слова:** Восточно-Европейская платформа, Оршанская впадина, Воронежский массив, шовные зоны, коровые аномалии электропроводности, магнитотеллурические и магнитовариационные зондирования, 2D моделирование и инверсия

---

## Опыт переобработки и переинтерпретации данных МТЗ, полученных в начале 2000-х годов на примере опорного профиля 2-ДВ

Е.Д. Алексанова<sup>1</sup>, Г.А. Гридин<sup>2</sup>, А.Г. Яковлев<sup>1,2</sup>, Д.В. Яковлев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ООО «Северо-Запад», e\_alexanova@nw-geophysics.ru

<sup>2</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, mail@nw-geophysics.ru

---

### АННОТАЦИЯ

В нашей стране изучение глубинного строения регионов проводится по заказу Министерства Природных Ресурсов России и представлено комплексом геофизических исследований, которые проводятся по Государственной сети опорных геолого-геофизических профилей.

Работы по созданию сети опорных профилей начаты в 1995 году и с тех пор проводятся ежегодно. Они относятся к одному из приоритетных направлений геолого-геофизических исследований в рамках федерального заказа, ориентированных на комплексное изучение недр Российской Федерации и решения основополагающих проблем воспроизводства минерально-сырьевой базы. Общий объем отработанных опорных профилей – более 20 000 км. Комплекс исследований включает в себя сейсмические методы (МОГТ-2D и ГСЗ), электроразведочные работы (преимущественно МТЗ, иногда в комплексе с ЗСБ), также проводится интерпретация данных карт потенциальных полей масштаба 1:200 000 (гравитационного и магнитного), в отдельных случаях проводится геологическое картирование, аэрогравитационная и аэромагнитная съемка в полосе профиля. Глубинные геофизические исследования по системе опорных и региональных профилей сопровождаются глубинным бурением параметрических скважин в зоне работ для более точного понимания свойств горных пород.

Методы обработки и интерпретации электроразведочных данных постоянно совершенствуются и модернизируются, поэтому вопрос периодического пересмотра ретроспективных данных всегда остаётся актуальным. За последнее десятилетие в связи с совершенствованием программного обеспечения, как для обработки, так и для инверсии МТ-данных произошел качественный скачок в геологической информативности получаемых материалов. Также развивается и теория анализа МТ-данных в условиях неоднородных сред, в том числе, сложнопостроенных. В настоящий момент назрела необходимость анализа применимости современных подходов к имеющимся архивным полевым данным МТЗ для получения более детальных и информативных результатов.

В докладе приводится сравнение результатов обработки и интерпретации данных магнитотеллурического зондирования (МТЗ) на участке опорного профиля 2-ДВ (г. Магадан – о. Врангеля) на Дальнем Востоке, полученных в начале 2000-х годов с результатами обработки и интерпретации этих же данных, полученных с использованием современных подходов.

**Ключевые слова:** Государственная сеть опорных профилей, магнитотеллурические зондирования

---

*Памяти Валериана Митрофановича Никифорова*

## **Построение и анализ массива МВ откликов EHS3D в активных областях Индокитая**

Ив.М. Варенцов<sup>1</sup>, И.Н. Лозовский<sup>1</sup>, Д.А. Грачева<sup>1</sup>, П.В. Иванов<sup>1</sup>, Т.А. Родина<sup>1</sup>, Г.Н. Шкабарня<sup>2</sup>,  
D. Bai<sup>3</sup>, X. Li<sup>3</sup>, D. Walia<sup>4</sup>, D.H. Cuong<sup>5</sup>

<sup>1</sup>ЦГЭМИ ИФЗ РАН, Москва, Троицк, ivan\_varentsov@mail.ru

<sup>2</sup>ТОИ ДВО РАН, Владивосток

<sup>3</sup>Institute of Geology and Geophysics, Chinese AS, Beijing

<sup>4</sup>North-Eastern Hill University, Shillong, India

<sup>5</sup>Institute of Marine Geology and Geophysics, Vietnam AST, Hanoi

---

### **АННОТАЦИЯ**

Обсуждается проблематика построения и анализа сводного массива магнитовариационных (МВ) откликов по материалам глубинных зондирований, покрывших за последние 15 лет значительную часть территории Индокитая: китайских в Восточном Тибете и провинциях Сычуань и Юннань, индийских и индийско-российских в Восточных Гималаях и долине р. Брахмапутры, российско-вьетнамских на севере Вьетнама. В рамках серии двухсторонних грантов РФФИ проведена многоточечная обработка синхронных наблюдений в сотнях полевых пунктов с учетом данных ряда геомагнитных обсерваторий региона. Получены надежные оценки импеданса, типпера и горизонтального МВ отклика в диапазоне периодов от первых десятков секунд до 3-4 часов.

Совместная 2D+ инверсия многокомпонентного ансамбля данных вдоль самого западного профиля наблюдений EHS-3, секущего на протяжении более 1200 км весь Тибето-Гималайский регион, выявила яркие проводящие аномалии на нескольких уровнях в пределах гранитного слоя коры, в нижней коре и на астеносферных глубинах. Наиболее яркие аномалии электропроводности (с продольной проводимостью до 10 000 См) лежат в нижней коре и верхней части литосферной мантии. Их природу связывают с высоким тепловым потоком и притоком проводящих флюидов из погружающихся под Тибет Индийской и Евразийской плит. Нижнекоревые квазилинейные проводящие аномалии могут отражать предполагаемые каналы корового течения из центра Тибета в Индокитай.

Пространственный анализ и интерпретация импедансных данных указывают на достаточно сложную – мозаичную структуру этих аномалий в плане. Такая структура может быть следствием интерференции импедансных откликов разной глубинности и влиянием относительно локальных вертикальных токовых систем. Длиннопериодные МВ отклики обладают повышенной чувствительностью к субгоризонтальным квазилинейным коровым проводникам и иммунитетом к искажающему влиянию приповерхностных структур. Поэтому МВ данные становятся ключевыми для стабилизации процедур инверсии многокомпонентных ансамблей и важнейшим средством визуального выделения каналов корового течения.

Обсуждается методика многокомпонентного оценивания МВ данных в специфических условиях региона исследований, проблема интеграции оценок горизонтального оператора, полученных относительно разных базовых пунктов, в единый массив и стратегия выбора для него оптимального положения общей базы. Представлены карты, объединяющие инвариантные параметры МВ операторов – индукционные векторы и эллипсы экстремальных амплитуд горизонтального отклика. Рассматриваются перспективы совместной 3D инверсии площадных массивов МВ данных.

**Ключевые слова:** Тибет, синхронные магнитовариационные зондирования, типпер, горизонтальный магнитный отклик, каналы корового течения

---

## ВВЕДЕНИЕ

За последние 15 лет сотрудники ЦГЭМИ ИФЗ РАН в кооперации с учеными ИО РАН, ТОИ ДО РАН, Института геологии и геофизики Китайской АН, Института морской геологии и геофизики Вьетнамской АНТ и индийского Университета Шиллонга накопили большой объем МТ/МВ данных по Восточному Тибету, СВ Индии и северу Вьетнама для изучения глубинной структуры и динамики крайне сложного геодинамически активного региона.

С 2006 г. в китайско-российском сотрудничестве реализуются технологии синхронных МТ/МВ зондирований на региональных профилях проекта EHS3D. Первые результаты получены на профилях EHS-2, -3 и -4 (рисунок 1а). Данные технологии в полной мере реализованы для длиннопериодных (LMT) зондирований с аппаратурой LEMI и GEOMAG, обеспечивающих помехоподавляющее оценивание импеданса, типпера и горизонтального МВ отклика для периодов до 3-4 часов (Xiao et al., 2010; Варенцов, Бай, 2015; Варенцов, Лозовский, 2016). LMT зондирования дополнены более плотными разведочными (BMT) зондированиями, дающими кондиционные импедансные данные. В последние годы область зондирований расширена на юг Тибета и в провинцию Юннань (Li et al., 2019, 2020). Для новых профилей синхронная обработка LMT данных еще идет.

Юго-западным продолжением китайских профилей EHS-2 и -3 стали LMT зондирования с аппаратурой KMS на профиле EHS3D-Ind (Varentsov et al., 2019), выполненные в индийско-российской кооперации с Университетом Шиллонга в долине р. Брахмапутры в 2016-18 г. (рисунок 1б). Сводный профиль EHS-Ind+EHS-3 обеспечил 2000-км пересечение структур погружающегося Индийского кратона, Гималаев и всего Тибета.

В 2012–2019 гг. в рамках вьетнамско-российской кооперации выполнены синхронные LMT зондирования с аппаратурой LEMI на севере Вьетнама (Никифоров и др., 2016, 2018, 2020) вплоть до островов Тонкинского залива (рисунок 1в). Они дали важную информацию о структуре сочленения платформенной области ЮЗ Китая с геодинамически активной областью Индокитая.

### Проблематика синхронного оценивания МТ/МВ откликов

Большинство рассматриваемых синхронных МТ/ МВ зондирований выполнена в

труднодоступной малонаселенной местности, но все же подвержена заметному влиянию электромагнитных шумов разной природы, связанных со спецификой горных наблюдений и дальним влиянием индустриальных помех в горных областях с низкой приповерхностной продольной проводимостью. Во всех пунктах LMT зондирования обработка данных велась по мульти-RRMC методике (Varentsov, 2015b; Варенцов, Лозовский, 2016) с использованием 3-4 удаленных синхронных наблюдений в полевых пунктах и ближних обсерваториях. На рисунке 2 приведен характерный пример драматического искажения (на периодах до 300–500 с) одноточечных (SS) оценок импеданса и типпера в п. 4N32 на севере профиля EHS-4. Все RRMC оценки существенно подавляют данные искажения, а их робастное осреднение вместе с неискаженной частью SS оценки дает качественный итоговый результат.

Оценивание горизонтальных МВ откликов все еще ведется по двухточечной MC схеме (Varentsov, 2015b) в предположении минимального уровня шумов в базовой точке. Это не оптимально при широком использовании базовых точек в геомагнитных обсерваториях, лежащих в окрестности крупных городов – таких, как LZH, PHU и SHL. Готовится его замена на трехточечную RRMC схему, включающую горизонтальные магнитные наблюдения в полевом, базовом и дополнительном удаленном пунктах.

### Значимость МВ данных для понимания геоэлектрической структуры региона

Использование МВ данных существенно повышает информативность МТ зондирований в исследуемом регионе. Они практически не подвержены гальваническим искажениям, связанным с горным рельефом, проводящими разломами и осадками межгорных впадин. Горизонтальные МВ отклики минимально искажены влиянием удаленных токовых систем, а их максимальные амплитуды обеспечивают прямое картирование протяженных субгоризонтальных квазилинейных проводящих структур литосферы (Varentsov, 2015b), что особенно важно для прослеживания предполагаемых структур корового течения с Тибета в Индокитай. При интерпретации одних лишь импедансных данных образы глубинных проводящих структур либо размываются (Bai et al., 2010), либо приобретают мозаичный вид (Li et al., 2019, 2020).

Информативность МВ данных подтверждена в ходе интерпретации 8-компонентного

ансамбля МТ/МВ данных на профиле EHS-3 (рисунок 1а). Использована методика 2D+инверсии (Варенцов, 2002; Varentsov, 2015a), учитывающая 3D искаженность данных. Построенная модель (Варенцов, Бай, 2015) позволяет отдельно выделить (рисунок 3а) субгоризонтальные проводящие структуры, связанные с частичным плавлением в гранитном слое, нижнекоровые флюидизированные проводники над погружающимися Индийской и Евразийской плитами и проводящие линзы в верхней мантии на астеносферных глубинах. Достигнуто вполне удовлетворительное соответствие модельных и наблюдаемых данных для импедансных фаз, компонент типпера и горизонтального МВ отклика (рисунок 3б).

### **Значимость МВ данных для понимания геоэлектрической структуры региона**

Первичные оценки горизонтальных МВ откликов строились относительно обсерваторских базовых пунктов, обеспечивающих устойчивое получение синхронных записей с умеренным уровнем помех. В Тибете использовалась обсерватория LZH, в СВ Индии – SHL и LZH, на севере Вьетнама – PHU и LZH. Такой выбор позволил для всех зондирований получить горизонтальные МВ отклики относительно LZH. Однако данная обсерватория расположена на севере Тибетского плато в области существенных коровомантийных проводящих аномалий, поэтому на этапе интерпретации надо пересчитать эти данные к базе, расположенной за пределами доминирующих проводящих структур. Наилучшим выбором стала обсерватория SHL на Индийском кратоне восточнее осадочного бассейна Брахмапутры (рисунок 1б). На рисунке 4 для периода 2048 с показаны инварианты горизонтального МВ отклика, пересчитанные к SHL и дополненные действительными векторами индукции. На карте максимальных амплитуд (Varentsov, 2015b) севернее разлома BNS и далее на ЮЮВ вдоль разлома RRF до Тонкинского залива слитно выделяется интенсивная положительная аномалия (>1.8), предположительно отражающая нижнекоровую зону течения. Длинные оси эллипсов показывают детали простирания зоны, а векторы индукции согласованно направлены перпендикулярно ее оси. Для детализации данной аномалии идет работа по сгущению сети МВ наблюдений в провинциях Сычуань и Юннань.

### **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Показаны преимущества mRRMC технологии синхронного оценивания МТ/МВ передаточных операторов в специфических условиях Индокитая. Выполнена интеграция МВ данных, полученных в Восточном Тибете, СВ Индии и на севере Вьетнама и показана их информативность при трассировании проводящих каналов корового течения с центра Тибета в Индокитай.

### **Благодарности**

Российские исследования выполнялись в рамках темы госзадания ЦГЭМИ ИФЗ РАН №0144-2019-0021 и поддержаны текущим российско-китайским грантом РФФИ №21-55-53041. Предшествующие исследования в регионе поддержаны серией двухсторонних международных грантов РФФИ. Авторы благодарны сотрудникам геомагнитных обсерваторий международной сети INTERMAGNET и национальных сетей Вьетнама, Индии и Китая.

### **ЛИТЕРАТУРА**

- Варенцов ИвМ, 2002 Общий подход к решению обратных задач магнитотеллурики в кусочно-непрерывных средах. Физика Земли, №11, с 11–33
- Варенцов ИвМ, Бай Д, 2015 Геоэлектрическая модель тектоносферы Восточного Тибета по данным глубинных и разведочных МТ/МВ зондирований. Материалы VI Международного симпозиума «Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов». Бишкек: ИС РАН, с 169–177
- Варенцов ИвМ, Лозовский ИН, 2016 Комплексирование разведочной и длиннопериодной аппаратуры при проведении синхронных МТ/МВ зондирований литосферы. Вопросы естествознания, №1(9), с 74–79
- Никифоров ВМ, Варенцов ИвМ, Шкабарня ГН и др., 2020 МТ исследования Северного Вьетнама в длиннопериодном диапазоне ( $10 < T < 20000$  с). Геология и Геофизика, 61(9), с 1266-1288. doi:10.15372/GiG2019144
- Никифоров ВМ, Шкабарня ГН, Жуковин АЮ и др., 2016 Системы вертикальных нарушений геоэлектрического разреза тектоносферы в нефтегазоносных областях Сахалина (Россия) и Тонкинского залива (Вьетнам). Тихоокеанская геология, 35(6), с 3–15

Никифоров ВМ, Шкабарня ГН, Каплун ВБ и др., 2018 Электропроводящие элементы сверхглубинных флюидно-разломных систем как индикаторы сейсмически активных зон восточной окраины Евразийского континента (по данным МТ зондирований). ДАН, 480(6), с 730–738

Bai D, Unsworth M, Meju M et al., 2010 Crustal deformation of the eastern Tibetan Plateau revealed by MT imaging. *Nature Geoscience Let.*, 3, pp 358–362. doi:10.1038/NCEO830

Li X, Bai D, Ma X, Chen Y, Varentsov IvM, et al., 2019 Electrical resistivity structure of the Xiaojiang strike-slip fault system (SW China) and its tectonic implications. *J. Asian Earth Sci.*, 176, pp 57–67. doi:10.1016/j.jseaes.2019.01.031

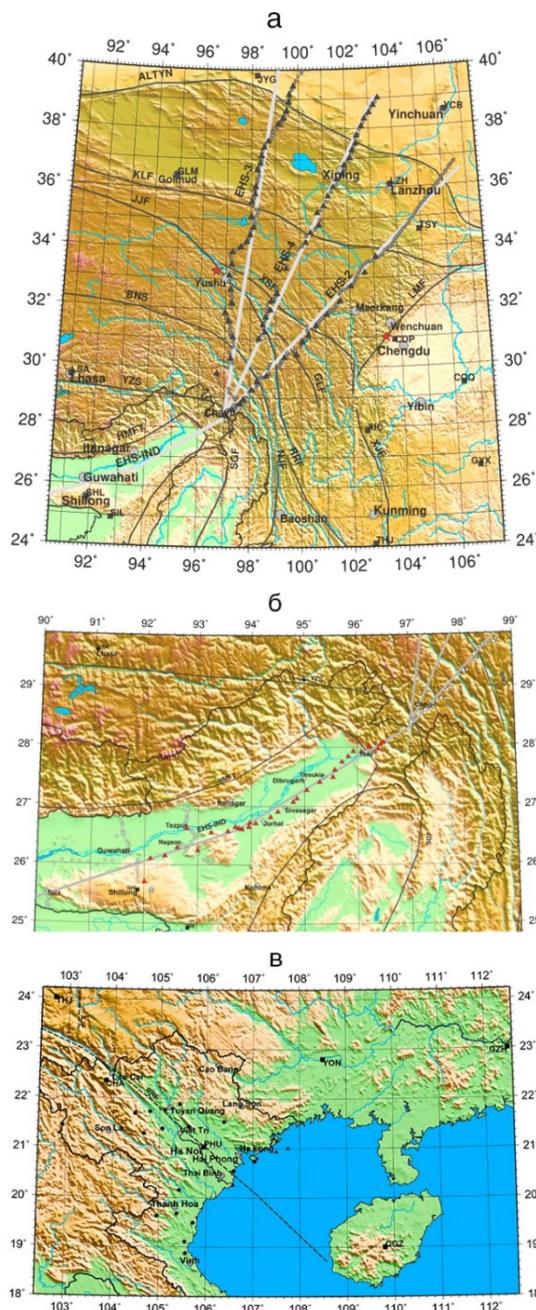
Li X, Ma X, Chen Y, Xue S, Varentsov IvM, Bai D, 2020 A plume-modified lithospheric barrier to the southeastward flow of partially molten Tibetan crust inferred from MT data. *Earth Planet. Sci. Let.*, 548:116493

Varentsov IvM, 2015a Methods of joint robust inversion in MT and MV studies with application to synthetic datasets. In: Spichak VV (ed) *Electromagnetic Sounding of the Earth's Interior*, V. 40 (2nd ed). Elsevier, Amsterdam, pp 191–229. doi:10.1016/C2014-0-01934-X

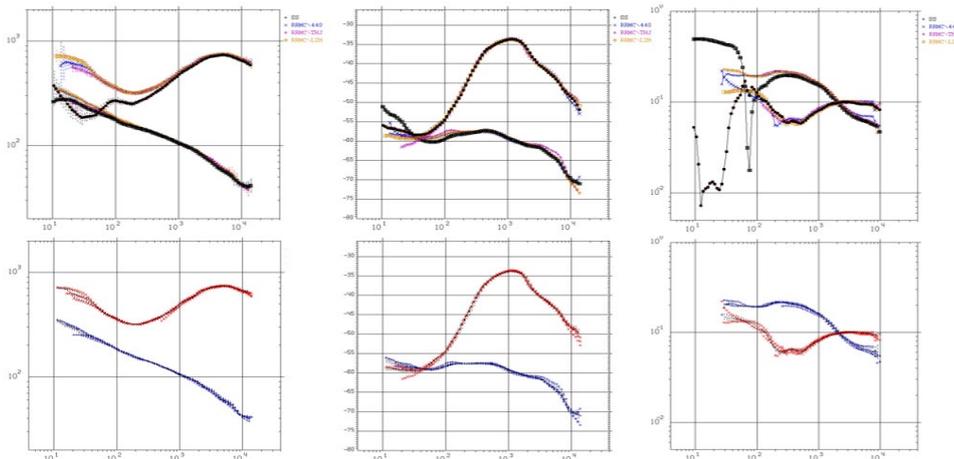
Varentsov IvM, 2015b Arrays of simultaneous EM soundings: design, data processing, analysis, and inversion. In: Spichak VV (ed) *EM sounding of the Earth's Interior*, V. 40 (2nd ed). Elsevier, Amsterdam, pp 271–299. doi:10.1016/C2014-0-01934-X

Varentsov IvM, Ivanov PV, Lozovsky IN et al., 2019 Goelectric models along the profile crossing the Indian Craton, Himalaya and Eastern Tibet resulted from simultaneous MT/MV soundings. In: Zhamaletdinov AA, Rebetsky YuL (eds) *The study of continental lithosphere electrical conductivity, temperature and rheology*. Springer Proc. in Earth and Environmental Sciences, ch. 10, pp 72-82. doi:10.1007/978-3-030-35906-5\_10

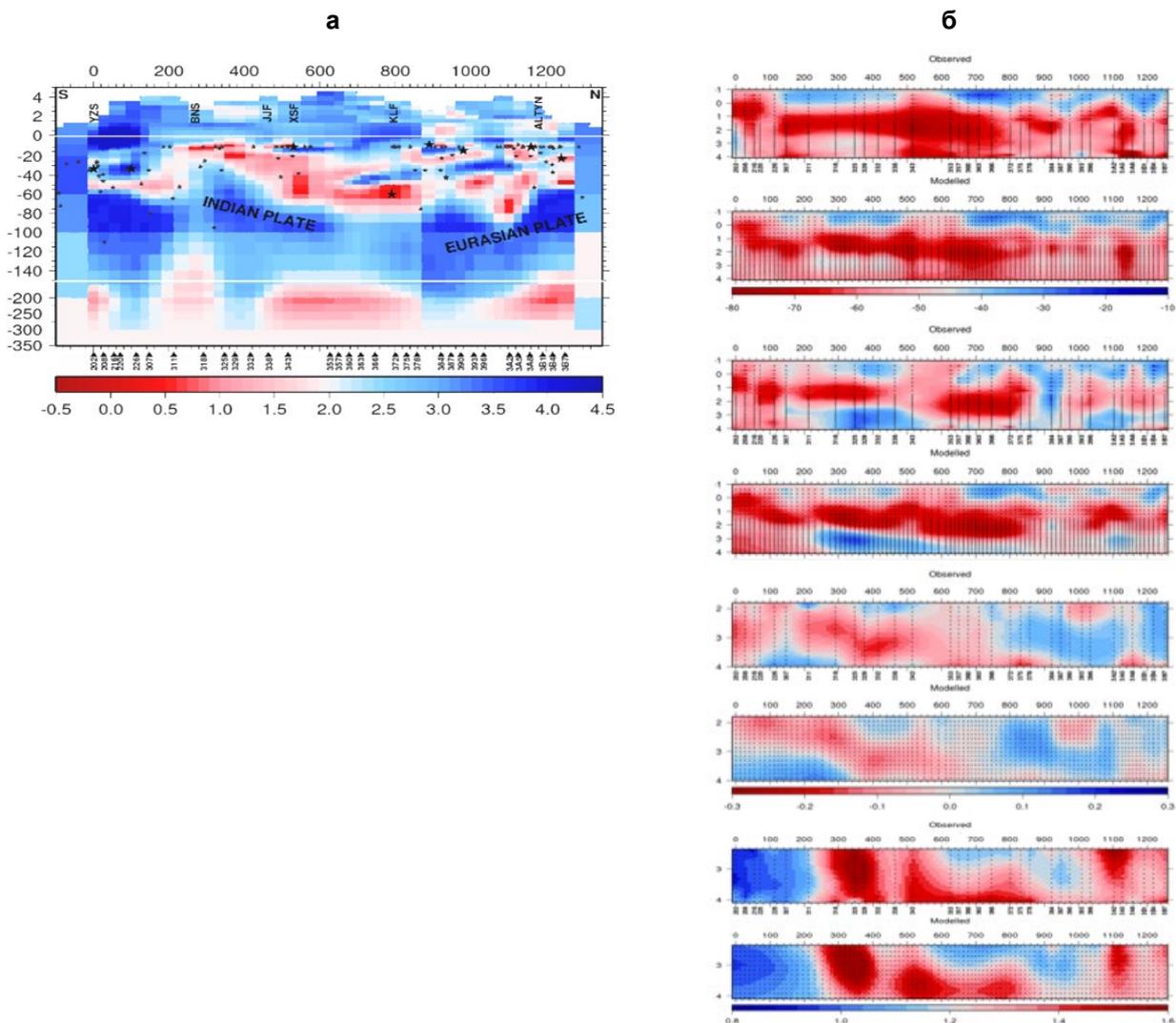
Xiao P, Bai D, Varentsov IvM et al., 2010 Study on long-period MT sounding: The LMT transfer functions in eastern Tibetan Plateau. *Seismology and Geology*, 32(1), pp 38-50. In Chinese.



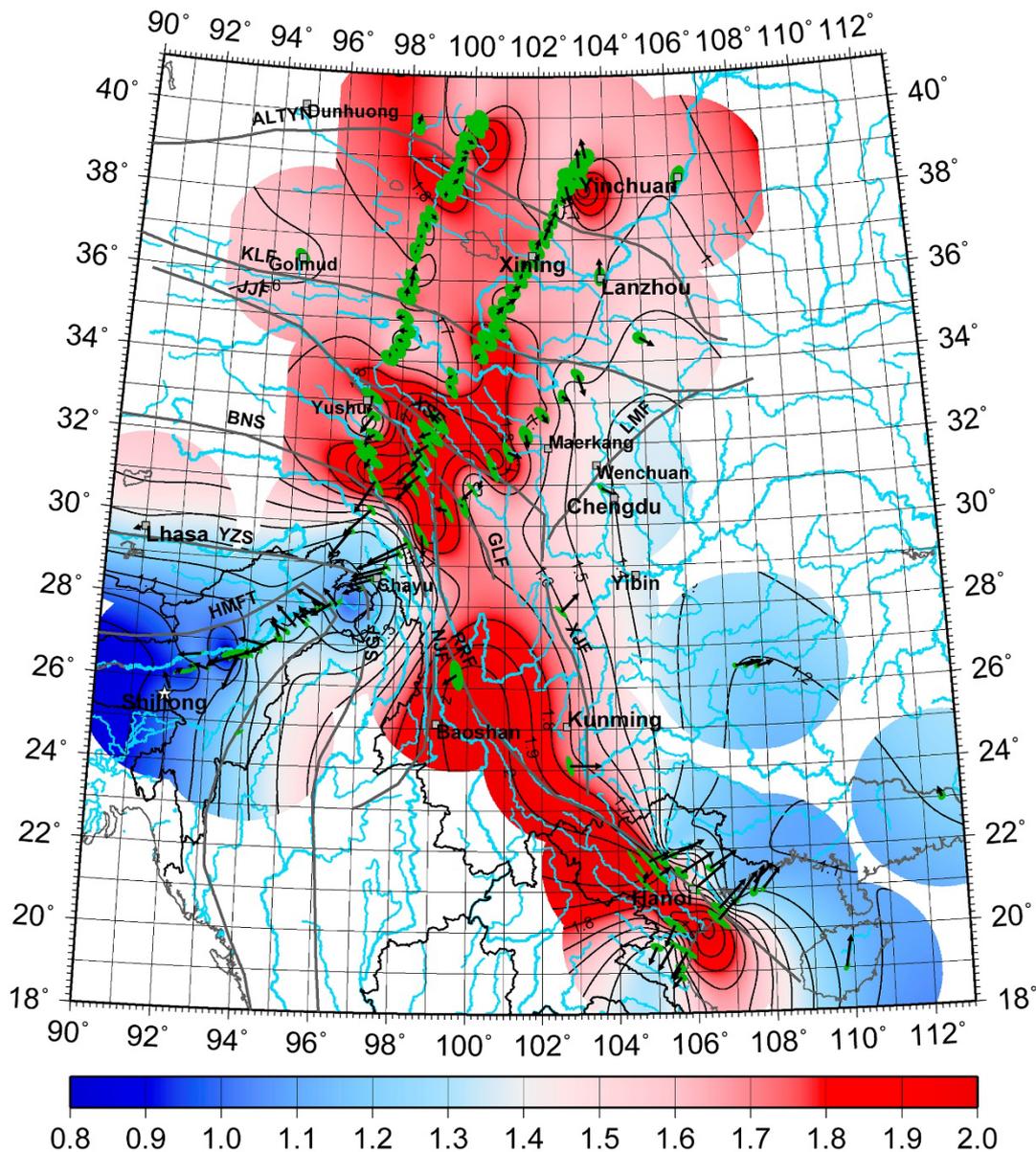
**Рисунок 1.** Синхронные МТ/МВ зондирования в Индокитае на фоне рельефа и важнейших тектонических линий (Bai et al., 2010): **а** – китайские (проект EHS3D в Восточном Тибете, 2007-21 г.): треугольники – длиннопериодные (LMT), кружки – разведочные (BMT); **б** – индийско-российские в долине р. Брахмапутры (2016-18 г.): треугольники – LMT, кружки – BMT; **в** – вьетнамо-российские на севере Вьетнама (2012-19 г.): ромбы – LMT; квадраты на всех картах – геомагнитные обсерватории.



**Рисунок 2.** Результаты mRRMC оценивания компонент импеданса и типпера в п. 4N32 на севере профиля EHS-4 (рисунок 1а), слева направо: главные компоненты кажущегося сопротивления (Ом·м, Ig-масштаб), главные фазы импеданса (град.) и амплитуды двух компонент типпера;верху – отдельные SS оценки (жирные черные, сильно искаженные для периодов до 1000 с) и RRMC оценки для разных удаленных пунктов, внизу – итоги их робастного осреднения (сплошные линии с доверительными интервалами) и осредняемые данные (крестики) – mRRMC технология (Varentsov, 2015b) с использованием трех синхронных пунктов наблюдения позволяет получить практически неискаженные кривые во всем диапазоне периодов LMT зондирования (10–10000 с).



**Рисунок 3.** Результаты 8-компонентной 2D+ инверсии МТ/МВ данных на тибетском профиле EHS-3 (Варенцов, Бай, 2015): **а** – глубинная геоэлектрическая модель (Ом·м, lg-масштаб, звездочки – проекции эпицентров сильных землетрясений); **б** – сопоставление псевдоразрезов модельных и наблюдаемых данных для важнейших компонент, сверху вниз: Ph  $Z_{HP}$ , Ph  $Z_{EP}$ , Im  $W_{ZX}$  и Mod  $M_{XX}$ ; робастные нормы ( $Q_{2/3}$ ) абсолютных невязок данных – 3.9°, 6.2°, 0.055 и 0.046, соответственно; ось x в инверсии направлена по азимуту 20°NE; профильные координаты и глубина – в км; вертикальные оси псевдоразрезов – период (с, lg-масштаб).



**Рисунок 4.** Карта максимальной амплитуды горизонтального МВ оператора относительно обсерватории SHL в СВ Индии (белая звездочка) для расширенной территории, включающей Северный Вьетнам; на карту наложены эллипсы (зеленые) экстремальных амплитуд его аномальной части (повернутые на 90°, чтобы указывать на оси простираения глубинных проводников) и действительные векторы индукции (в конвенции Визе, черные стрелки); период 2048 с; тектонические линии – по (Bai et al., 2010).

## Результаты работ методом МТЗ по профилю Себеж-Ржев

В.А. Куликов, А.П. Ионичева, А.Г. Яковлев  
МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, vic@nw-geo.ru, yaroslavtseva.anna@gmail.com,  
mail@nw-geo.ru

---

### АННОТАЦИЯ

В 2020 году студентами и преподавателями Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, в рамках проведения учебных и факультативных студенческих практик, были выполнены измерения методом МТЗ по профилю Себеж-Ржев. Общая длина профиля составила 350 км, объем данных – 40 ф.н. Данный профиль пересекает узловую тектоническую структуру Восточно-Европейского кратона – Слободской тектоно-геодинамический узел. Ранее данная территория рассматривалась как Верхневолжский мантийный плюм (Оронецкий, 1990) или центр раскола континентов (Зоненшайн и др., 1990). Было проведено более 50 вариантов 2D инверсии с разными наборами входных данных, параметрами сглаживания, сетками моделирования. Модель УЭС, построенная на основе многочисленных результатов инверсии, дает новую информацию, которая в совокупности с анализом гравитационного и магнитного полей уточнит детали глубинного строения в зоне сочленения крупных разновозрастных сегментов земной коры Восточно-Европейского кратона.

**Ключевые слова:** магнитотеллурические зондирования, коровые проводники, Восточно-Европейский кратон

---

### ВВЕДЕНИЕ

До недавнего времени наибольшей популярностью пользовалась схема строения докембрийского фундамента ВЕК, составленная С.В. Богдановой, которая выделила три крупнейших сегмента древнего кратона: Фенноскандинавский, Сарматский и Волго-Уральский, разделённые сутурными зонами (Богданова, 1986). Пространственное сочленение этих сегментов происходило 2–1,7 млрд лет назад и сопровождалось коллизионными процессами – орогенезами (Bogdanova et al., 2008 и др.).

Исследования последних лет позволили уточнить и детализировать схему С. Богдановой на основе комплексных геолого-геофизических работ, результаты которых были опубликованы в ряде монографий (Минц и др., 2010; Колодяжный, 2018; Моралев и др., 1998; Чамов, 2016; Гарецкий, Каратаев, 2011 и др.).

Процесс сближения Фенноскандинавской, Сарматской и Волго-Уральской плит в начале раннего протерозоя предопределил возникновение и последующее развитие на границах этих сегментов в зоне тройного их сочленения трех крупных линейных глубинных разломов мантийного заложения, корнями связанных с астеносферой (Гарецкий, Каратаев, 2009).

Единым центром сближения трех крупных сегментов коры ВЕК является Слободской узел, а главным энергетическим фактором, стягивающим плиты, являются не внешние по отношению к узлу силы и процессы, а особенности глубинных тектонофизических процессов, протекавших в мантии в позднеархейское-раннепротерозойское время непосредственно под Слободским узлом.

Работы, проведенные группой сотрудников кафедры геофизики Геологического факультета МГУ по профилю Себеж–Ржев методом магнитотеллурического зондирования, были направлены на изучение глубинного строения Слободского узла. Одной из задач исследования был поиск фактов, подтверждающих теорию существования так называемой «черной дыры», в которую втягивались верхние литосферные слои Фенноскандинавской, Волго-Уральской и Сарматской плит. А также уточнения связи Слободского узла с системой среднерусских авлакогенов.

### МЕТОДИКА

При проведении работ использовались магнитотеллурические станции «МЭРИ-ПРО», разработанные в компании ООО «Северо-Запад» (г. Москва), с датчиками магнитного поля IMS-010 (ООО «Вега», г. Санкт-Петербург). Велась съемка пяти компонент электромагнитного поля. Приемные

линии  $MN=80\text{м}$  и индукционные датчики ориентировались на магнитные север (X) и восток (Y). Работы проводились 4-5 станциями в синхронном режиме, что позволило использовать обработку Remote для борьбы с локальными электромагнитными помехами. Длина записи в среднем составляла 20 часов. Обработка данных осуществлялась в программе EPI-KIT, разработанной в ООО «Северо-Запад». В районе исследований нет электрифицированных железных дорог, которые являются одним из основных источников помех для метода МТЗ, что позволило получить данные хорошего качества почти на всех пикетах профиля. Уменьшить влияние локальных помех удалось с помощью использования синхронных наблюдений. В процессе обработки были рассчитаны компоненты тензора импеданса, матрицы векторов Визе, а также горизонтальный магнитный тензор (ГМТ), для расчета которого использовались материалы с магнитной обсерватории Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта, расположенной в п. Борок Ярославской области, взятые из открытых источников.

### РЕЗУЛЬТАТЫ

Профиль Себеж-Ржев располагается в области относительно высоких значений суммарной продольной проводимости осадочного чехла (S), что снижает чувствительность к геоэлектрическим параметрам более глубоких частей земной коры. В итоге неоднозначность интерпретации возрастает и расширяется область эквивалентных моделей УЭС, удовлетворяющих исходным данным. Для поиска оптимального решения мы провели 1D и 2D инверсию МТ-данных с использованием разного набора компонент, одномодальную и бимодальную, с использованием стартовой модели и от модели однородного полупространства (ОПП). Первый набор 2D решений был получен от модели ОПП. УЭС ОПП изменялось в диапазоне  $100\text{--}1000\text{ Ом}\cdot\text{м}$  (сопротивление фундамента). Второй набор решений был получен от двухслойной модели, где в стартовой модели задавались мощность и сопротивление осадочного чехла. Для создания модели использовались материалы карты «Гипсометрическая схема поверхности кристаллического фундамента Московской синеклизы» (1995 г). Редактор – Д.Л. Федоров.

В создании карты учувствовали: НТЦ «Рифей», АО «Костромагеофизика», ГНПП «Спецгеофизика», Центр ГЕОН и др. На основе большого количества решений была построена осредненная модель УЭС, в которой выделились устойчивые структуры геоэлектрического разреза.

На всех моделях от ОПП по эффективным кривым мы получаем зону пониженных значений УЭС (около  $300\text{ Ом}\cdot\text{м}$ ) на фоне  $1000\text{ Ом}\cdot\text{м}$  на флангах профиля между точками МТЗ № 26–9. Ширина этой зоны  $140\text{ км}$ . Можно сказать, что максимально она проявлена в восточной части, и наклон этой зоны западный, близкий к вертикальному. Особенно ярко это видно на моделях, где в инверсии не участвуют типперы.

В большинстве вариантов инверсии на глубинах больше  $100\text{ км}$  в западной части профиля мы имеем более низкие сопротивления, чем в восточной, т.е. мощность литосферы в восточной части больше.

В приповерхностной части разреза получаем мощный проводящий слой, характеризующийся плавным увеличением УЭС вплоть до глубин  $15\text{--}20\text{ км}$ . Если взять мощность горизонта, где УЭС менее  $10\text{ Ом}\cdot\text{м}$ , то она по профилю изменяется от  $1$  до  $4\text{ км}$ , достигая максимума в районе п. Западная Двина на участке длиной около  $40\text{ км}$ . На результатах бимодальных инверсий пространственные границы проводника не изменяются, но уровень УЭС в аномальной зоне снижается до десятков  $\text{Ом}\cdot\text{м}$ .

При увеличении веса типперов более ярко проявляется поверхностный проводник (также как при инверсии от ОПП).

В инверсиях от модели ОПП центр проводящей зоны в коре находится примерно в районе г. Великие Луки. Проводящая зона практически субвертикальная с небольшим наклоном в восточном направлении. Завышена мощность осадочного чехла.

При инверсии от модели с проводящими осадками характер коровой аномальной зоны изменяется. Наблюдается контрастная вертикальная граница в земной коре в районе т.т. МТЗ №3–5 (восточнее г. Великие Луки). Ширина проводящей зоны составляет около  $100\text{ км}$  в западной части модели, в основании коры на глубине более  $100\text{ км}$  фиксируется проводник (рисунок 1).

На основании анализа главных направлений тензора импеданса и фазового тензора был выполнен поворот кривых на  $30^\circ$  ССВ. Это направление подтверждается простираемостью региональных аномалий гравитационного и магнитного поля.

Основное отличие модели УЭС от результата, полученного с исходными кривыми, заключается в сужении субвертикальной проводящей зоны за счет смещения восточной границы с т. МТЗ №8-9 в западном направлении на т. МТЗ №1-2.

При инверсии повернутых кривых от стартовой двухслойной модели наблюдается смещение границы между высокоомным и проводящим блоками еще больше на запад, в район г. Великие Луки. При этом западная граница проводника имеет более ярко выраженный западный наклон (рисунок 1).

### Выводы

Практически все исследователи подтверждают наличие в изучаемой области ВЕК шовной зоны или границы северо-восточного направления между крупными блоками ВЕК.

На карте С. Богдановой – это граница, разделяющая Свекофенский ороген палеопротерозойского возраста и архейско-палеопротерозойские блоки Сарматии и Волго-Уралии.

На карте С.Ю. Колодяжного здесь выделяется граница внутри протерозойского пояса, которая отделяет Южноприбалтийский блок.

По Н.П. Чамову, аномалия коровой проводимости на профиле Себеж-Ржев совпадает с положением Слободского узла, а Валдайскому поясу отвечает зона максимальных мощностей осадочного чехла, которая создает наиболее яркие аномалии магнитотеллурических параметров.

По мнению большинства авторов, данная граница представляет собой палеорифтовую рифейскую зону, по которой потом развивались среднерусские авлакогены.

По результатам интерпретации магнитотеллурических данных очевидно, что профиль Себеж-Ржев пересекает две принципиально разные аномалиеобразующие структуры.

Одна граница глубинная, она слабо проявляется на первичных данных МТЗ, и ей отвечает субвертикальная зона пониженных сопротивлений верхней и средней коры. Ось проводника проходит между городами Великие Луки и Себеж.

Ось второй, ярко проявленной в МТ-полях аномальной области, проходит в районе п. Западная Двина. По данным бурения, на данном участке установлено увеличение мощности осадков – это Валдайский грабен или авлакоген. Из-за экранирования высокой проводимостью осадков сложно сказать,

существует ли под авлакогеном зона пониженных УЭС в земной коре.

Таким образом, аномалия суммарной продольной проводимости и смена знака компоненты  $W_{zy}$  в центре Валдайского грабена связаны с увеличением мощности проводящих осадков, а глубинная субвертикальная зона пониженных УЭС к западу от города Великие Луки картирует региональную границу между крупными сегментами ВЕК. Природа коровой проводимости скорее всего флюидная – повышенная трещиноватость и обводненность в пределах палеорифтовой зоны.

### ЛИТЕРАТУРА

Богданова СВ, 1986 Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). М.: Наука  
Гарецкий РГ, Каратаев ГИ, 2009 Слободской тектоно-геодинамический узел Восточно-Европейской платформы. Литасфера № 2 (31), с 49–66

Гарецкий РГ, Каратаев ГИ, 2011 Тектоногеодинамическая модель сочленения Фенноскандинавского и Сарматского сегментов Восточно-Европейской платформы. Геология и геофизика т 52(10), с 1557–1566

Зоненшайн ЛП, Кузьмин МИ, Натапов ЛМ, 1990 Тектоника литосферных плит территории СССР, Т. 2. М., Недра, с 334

Колодяжный СЮ, 2018 Долгоживущие структурные ансамбли Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Тектоника фундамента. Изв. вузов. Геология и разведка №2, с 5-13

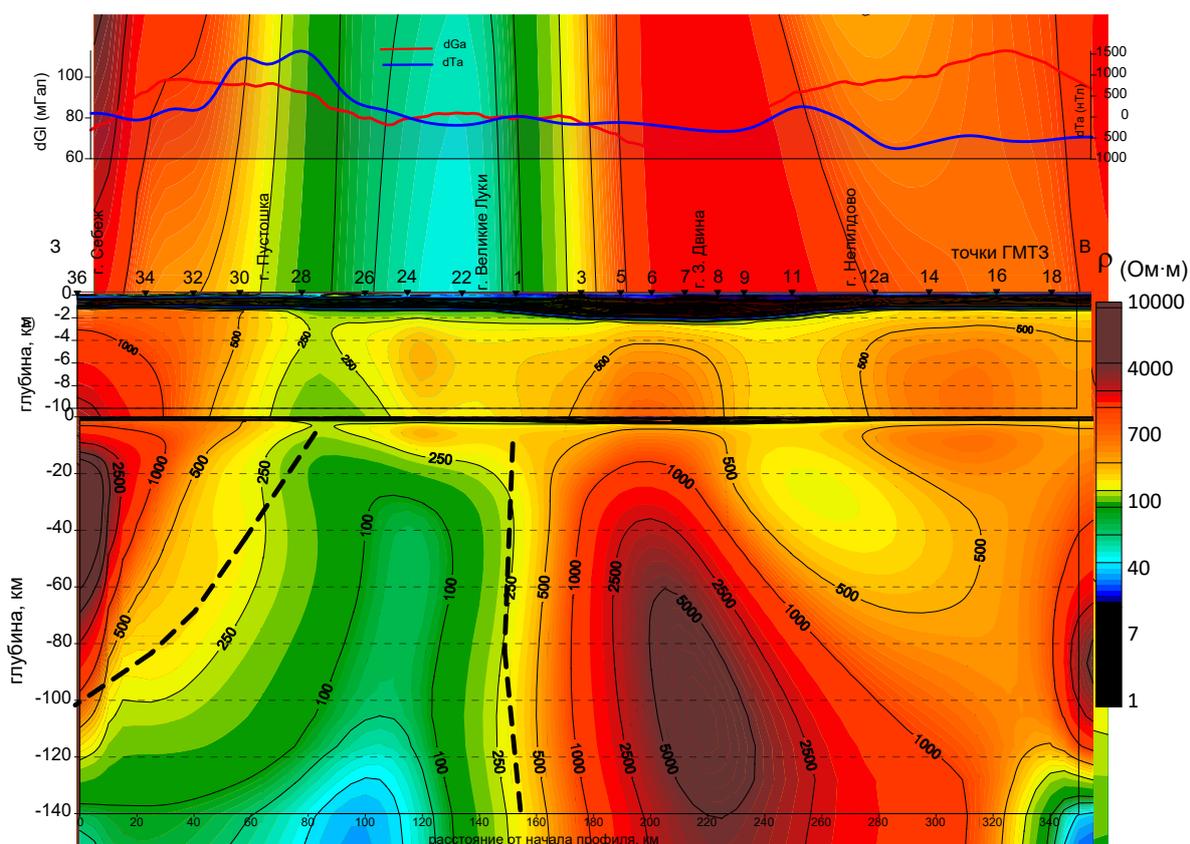
Минц МВ, Сулейманов АК, Бабаянц ПС, Белоусова ЕА, Блох ЮИ, Богина ММ, Буш ВА, Докукина КА, Заможняя НГ, Злобин ВЛ, Каулина ТВ, Конилов АН, Михайлов ВО, Натапов ЛМ, Пийп ВБ, Ступак ВМ, Тихоцкий СА, Трусов АА, Филиппова ИБ, Шур ДЮ, 2010 Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. М.: Геокарт; ГЕОС

Моралев ВМ, Балуев АС, Глуховский МЗ, Ларин НВ, Пржиялговский ЕС, Терехов ЕН, 1998 Структурное положение проявлений среднепалеозойского магматизма на Восточно-Европейской платформе. Изв. вузов. Геология и разведка №2, с 16–27

Оровецкий ЮП, 1990 Мантийный диапиризм. АН УССР, Ин-т геофизики им. С. И. Субботина. – Киев: Наук. Думка

Чамов НП, 2016 Строение и этапы развития катаплатформенного чехла среднерусско-беломорской провинции, Литология и полезные ископаемые №6, с 547–563

Bogdanova SV, Bingen B, Gorbatshev R, Kheraskova TN, Kozlov VI, Puchkov VN, Volozh YuA, 2008 The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia, Precambrian Res. pp 23–45



**Рисунок 1.** Осредненная модель УЭС, полученная по результатам бимодальной инверсии от стартовой модели с осадочным чехлом.

## О возможности выбора между конкурирующими моделями Байкальского рифта по магнитовариационным наблюдениям в районе глубоководного мониторинга Ez

Д.А. Орехова<sup>1</sup>, М.С. Кругляков<sup>1</sup>, С.М. Коротаев<sup>1</sup>, Н.М. Буднев<sup>2</sup>, В.Х. Кириаков<sup>3</sup>, Р.Р. Миргазов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Центр геоэлектромагнитных исследований Института физики Земли РАН, ordaal@gmail.com

<sup>2</sup>Иркутский государственный университет, nbudnev@api.ru

<sup>3</sup>Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн имени Н. В. Пушкова РАН, vladkiriakov@mail.ru

### АННОТАЦИЯ

В ходе развития байкальского эксперимента по мониторингу вертикальной электрической компоненты поля в водной толще были проведены длительные магнитные наблюдения в трех точках на побережье южной котловины озера Байкал. Рассматриваются возможности применения полученных измерений градиентов магнитного поля для выбора между альтернативными представлениями о глубинном геоэлектрическом строении Байкальского рифта.

**Ключевые слова:** Байкал, магнитовариационные данные, геоэлектрика

### ВВЕДЕНИЕ

Первоначально магнитные измерения, о которых пойдет речь, начали проводиться на побережье южной котловины озера Байкал в точке, наиболее близкой к району глубоководного эксперимента по мониторингу Ez в водной толще (Korotaev et al., 2018), лишь как дополнение к основным. Их целью было подтверждение отсутствия в Ez теллурической составляющей. Анализ нескольких синхронных годовых серий измерений Ez и модуля магнитного поля достоверно подтвердил это отсутствие, что было также обосновано результатами расчетов на детальной (с учетом всех известных разломов) трехмерной геоэлектрической модели Байкала. Затем, поскольку одной из задач этого многоцелевого эксперимента является поиск предвестников землетрясений, но их эффект в Ez очень локальный (радиус обнаружимости землетрясения с  $M=6$  оценивается всего лишь 50 км), было решено дополнить электрический мониторинг магнитными измерениями на суше. В гораздо менее локальной магнитной составляющей поля радиус обнаружимости землетрясения должен быть значительно больше. Магнитотеллурическая помеха в ней неустранима, но может быть ослаблена при измерениях градиентов поля, причем при измерении медленных вариаций ослаблена значительно. Именно с этой целью были развернуты магнито-градиентметрические наблюдения в этом районе. Поскольку требовалось измерение именно медленных

вариаций, за техническую основу были взяты протонные магнитометры, так как магнитометры этого типа свободны от дрейфа нуля. Однако достаточно сильные землетрясения представляют редкое событие, поэтому была поставлена задача также по возможности использовать этот длительный мониторинг для изучения глубинного геоэлектрического разреза.



**Рисунок 1.** Расположение точек наблюдения магнитных полей и Ez.

Всего было установлено три протонных магнитометра с выводом данных в сеть Интернет в режиме реального времени (рисунок 1). Для измерения градиента поля вкост простирания разлома, проходящего в районе нейтринной обсерватории вдоль побережья озера Байкал, были размещены два магнитометра ММП-203: один вблизи воды

(mmp1), другой вглубь берега на расстоянии 1 км (mmp2). Для измерения градиента поля вдоль простирания этого разлома на расстоянии 90 км был установлен третий протонный магнитометр ММП-203 на космофизическом полигоне Долина Тунка. В качестве еще одной точки наблюдений используется магнитная обсерватория Иркутск.

Разумеется, по столь ограниченной области наблюдений нельзя самостоятельно построить региональную модель. Однако, пользуясь преимуществом большой длительности наблюдений по сравнению с обычными полевыми исследованиями можно поставить задачу выбора между некоторыми отдельными идеями о строении Байкальского рифта.

### Модель и методы

Исходная базовая трехмерная геоэлектрическая модель Байкальского региона включала в себя котловину озера Байкал, его осадочное обрамление с мощностью до 4000 м, осадочный слой Сибирской платформы, Тункинскую кайнозойскую впадину, основные разломы и кристаллический фундамент. Глубинная часть модели была приведена в соответствие с интерпретацией результатов МТЗ в средней части рифта из (Мороз, Мороз, 2012), и содержала три проводящих слоя в интервалах глубин 10–20 км, 35–50 км и 170–230 км, которые в Прибайкалье (под Сибирской платформой) могут отсутствовать или уходить ниже, чем под Байкалом. В дальнейшем эта модель была значительно доработана и детализирована, в частности, по результатам других известных МТЗ, сосредоточенных в центральной части Байкальского региона, а часть модели, соответствующая Тункинской впадине – по результатам известных ВЭЗ.

Для определения чувствительности градиентов магнитного поля в районе мониторинга к принципиальным изменениям геоэлектрического разреза на основании исходной, были построены две группы моделей – типа мантийный диапир и типа астеносферный выступ. Также в моделях варьировалась граница (изменение глубины) проводящих слоев в исследуемой части региона (в районе Шарыжалгайского выступа), асимметричность астеносферы, проводимость верхнего проводящего слоя, наличие сети главных разломов, их параметры, глубина, соединение с астеносферой, сопротивление кристаллического основания.

При расчетах использовалась следующая сетка: по горизонтали в обоих направлениях

1000 м, по вертикали от 500 м для верхних 4 км и далее шаг увеличивался вплоть до 100 км в нижней части модели. При такой сетке модель содержит более 6 млн ячеек. Размеры наших моделей составили 400 км по вертикали, 306 км на 700 км по горизонтали.

Расчет магнитных полей для этих моделей проводился в четырех точках, соответствующих местам наблюдений: две точки на берегу озера mmp2 (51.80449 N, 104.417611 E) и mmp1 (51.800497 N, 104.417718 E), Тункинский полигон (51.813472 N, 103.070333 E), магнитная обсерватория Иркутск (52.17 N, 104.45 E). Кроме того, рассчитывалась вертикальная компонента  $E_z$  в точке глубоководного мониторинга (51.721 N, 104.416 E), и все наши модели должны были удовлетворять условию, что в этой точке она пренебрежимо мала. Расчетный диапазон периодов – от минут до суток.

Модельные расчеты полей велись с использованием суперкомпьютеров по оригинальной программе М.С. Круглякова, реализующей метод интегральных уравнений (Kruglyakov, Kuvshinov, 2018).

Хотя в дальнейшем будет обсуждаться только отклик градиентов магнитного поля на геоэлектрическую структуру, подчеркнем особую роль  $E_z$ . Как отмечалось выше, многолетние измерения показали почти полное отсутствие теллурической составляющей в  $E_z$  в точке наблюдений. Точнее, теллурическая  $E_z$  не превышает 5% горизонтальных компонент и незаметна на фоне гидродинамических полей. Вообще говоря, заметная теллурическая  $E_z$  может возникнуть над неоднородностями разреза, особенно над разломами. Это вопрос был детально изучен с помощью расчетов на исходной трехмерной модели, с тем отличием, что в нее были включены не только крупные, но и все достоверно известные Байкальские разломы. Это потребовало расчетов на густой сетке, содержащей более 53 млн ячеек. В результате было показано, что  $E_z$  действительно, ни при каких условиях не превышает 5% горизонтальных компонент. Это условие практического отсутствия  $E_z$  сохраняло роль контроля реалистичности всех рассматриваемых далее моделей.

### Расчеты

Всего было построено несколько десятков моделей с варьируемыми параметрами среды. Для них в рассматриваемых точках рассчитывались следующие четыре функции, при этом за опорную была принята

обсерватория Иркутск:

1. – отношение модулей полей в точке к опорной точке –  $|mag|/|mag1|$ ,
2. – модуль разности полей к модулю поля в опорной точке  $|mag-mag1|/|mag1|$ ,
3. – разность фаз  $[mag-mag1]$ ,
4. – разность фаз  $[(mag-mag1)-mag1]$ ,

где  $mag1$  – вариация модуля поля опорной точке,  $mag$  – в остальных точках.

В построении экспериментальных функций электропроводности для сопоставления с модельными основной проблемой оказался неожиданно высокий уровень промышленных шумов: помехи по сетевому питанию, электромагнитные наводки на кабели датчиков протонных магнитометров, высокие градиенты постоянного поля искусственных магнитных масс, сбивающие сигнал этих датчиков и, наконец, перемещение магнитных масс вследствие инженерной деятельности на обсерватории и промыслов местного населения. Были приняты значительные усилия по перемещению магнитометров на площадки с меньшим уровнем электромагнитного загрязнения, хотя проблема не всегда могла быть решена полностью, т.к. из-за большого энергопотребления протонных магнитометров в любом случае требовалось подведение сетевого питания.

Из вышеозначенных четырех функций, которые можно получить из спектров модуля магнитного поля в паре точек, наиболее помехозащищённой оказалась разность фаз между средним по базе градиентом поля и самим полем, т.е. в нашем случае между разностью (комплексных) полей в какой-либо из точек и в Иркутске и полем в Иркутске.

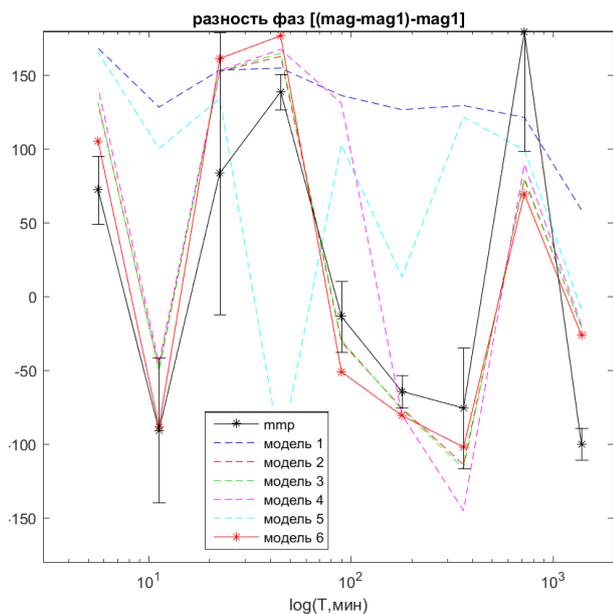
Для расчетов выбирались наиболее свободные от помех интервалы времени с 2017 до 2020 г. При этом для каждого интервала времени и каждого периода в модельных расчетах поляризация поля выбиралась равной фактической эллиптической поляризации в Иркутске. Поэтому вид модельных частотных кривых для разных временных реализаций различен. Тем важнее было убедиться, что выводы о близости натурной кривой к какой-либо из модельных не зависят от их поляризационной изменчивости. В то же время степень различимости самих моделей, как показали расчеты в двух ортогональных линейных поляризациях, существенно от этих поляризаций зависит (Орехова и др., 2017). Поэтому, если фактическая поляризация далека от оптимальной, некоторые из модельных кривых могут быть малоотличимы.

На рисунке 2 показан пример сопоставления экспериментальной и модельных кривых разностей фаз градиента поля (функция 4) и опорного поля для точки Тунка.

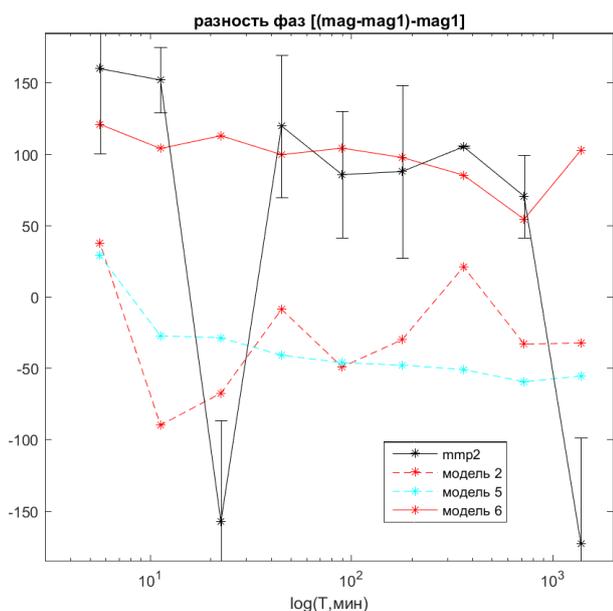
Здесь Модель 1 – исходная модель с тремя проводящими слоями и сетью главных разломов, залегающих до глубины первого слоя. Граница проводящих слоев проходит по границе осадочного чехла Сибирской платформы и Шарыжалгайского выступа. Модель 2 – исходная модель с сетью главных разломов, залегающих до глубины первого слоя. Граница слоев проходит по границе выступа фундамента и складчатого пояса (вблизи нашей точки Тунка). Модель 3 – модель мантийного диапира, то есть модель 2 плюс разлом, соединяющий второй проводящий слой с астеносферой. Модель 4 – модель мантийного диапира, сеть главных разломов проходит от поверхности до астеносферы. Модель 5 – модель астеносферного выступа. Модель 6 – модель 2, с более проводящим разломом, проходящим вдоль побережья Байкала (1 Ом м против 10) и менее проводящим Ангарским разломом, проходящим рядом с точкой Иркутск (10 Ом м верхние 2.5 км и 500 Ом м ниже против 10 Ом м).

Для данной точки, во-первых, можно сказать, что наиболее критично положение границы проводящих слоев относительно Шарыжалгайского выступа (модель 1, отличающаяся от модели 2 только входением проводящих слоев под этот выступ). Во-вторых, основные рифтовые разломы имеют умеренную глубину заложения – в пределах коры (модель 4 с гипертрофированной глубиной разломов хуже умеренной модели 3). В-третьих, гипотеза астеносферного выступа хуже удовлетворяет наблюдениям, чем гипотеза мантийного диапира или отсутствия глубинной неоднородности. Но подтвердить наличие самого мантийного диапира по нашим данным нельзя.

Для точек на самом побережье Байкала все сложнее. На рисунке 3 показан пример сопоставления кривых для точки расположения магнитометра mmp2 для некоторых из тех же моделей. Здесь основной вклад вносят именно параметры разломов, проходящих рядом с этой точкой и опорной.



**Рисунок 2.** Пример разности фаз градиента поля на базе Тунка–Иркутск и поля в Иркутске.



**Рисунок 3.** Пример разности фаз градиента поля на базе побережье (mmp2) – Иркутск и поля в Иркутске.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По имеющимся геолого-геофизическим данным построена базовая трехмерная геоэлектрическая модель Байкальского рифта, и ее вариации, отражающие предположения о его глубинном строении. На их основе выполнены расчеты поля и функций электропроводности в районе эксперимента. Сопоставление с результатами измерений градиентов вариаций магнитного поля, с учетом  $E_z$ , показало возможность оценки различных гипотез. В дальнейшем предполагается расширить эксперимент. На Тункинском полигоне и на побережье озера Байкал в настоящее время установлены трехкомпонентные феррозондовые магнитометры. Также получены магнитовариационные данные от ИСЗФ СО РАН еще по двум точкам: база в Узурах (о. Ольхон) и обсерватория в Мондах (Тункинская долина), которые еще предстоит обработать.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено при поддержке РФФИ, грант 20-05-00001. Развитие техники эксперимента поддержано Минобрнауки РФ в рамках программы крупных научных проектов национального проекта Наука, грант 075-15-2020-778.

Результаты, представленные в этой статье, основаны на данных, собранных в обсерватории Иркутск. Мы благодарим ИСЗФ СО РАН за поддержку ее работы и компанию INTERMAGNET за продвижение высоких стандартов магнитных обсерваторий ([www.intermagnet.org](http://www.intermagnet.org)).

## ЛИТЕРАТУРА

Мороз ЮФ, Мороз ТА, 2012 Глубинный геоэлектрический разрез Байкальского рифта. Вестник КРАУНЦ Науки о Земле, №2, Вып. 20, с 114–126

Орехова ДА, Кругляков МС, Коротаев СМ, Буднев НМ, 2017 Возможности выбора адекватной геоэлектрической модели Байкальского рифта по наблюдениям в районе эксперимента по глубоководному электромагнитному мониторингу. Актуальные проблемы науки Прибайкалья. Вып. 2. Иркутск: ИГ СО РАН, с 150–159

Korotaev SM, Budnev NM, Serdyuk VO.,  
Orekhova DA, Kruglyakov MS, Kiktenko EO,  
Mirgazov RR, Zurbanov VL, Gorohov JV,  
Ryabov EV, 2018 Baikal electromagnetic  
experiment. Atmospheric and Oceanic Physics,  
V54, p 1569–1594

Kruglyakov M, Kuvshinov A, 2018 Using high-order  
polynomial basis in 3-D EM forward modelling  
based on volume integral equation method.  
Geophysical Journal International, V213, I2, p  
1387–1401

## Береговой эффект в Приморье, юг Дальнего Востока России

В.Б. Каплун, А.К. Бронников

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина Дальневосточного отделения РАН, г. Хабаровск, Россия  
kaplun@itig.as.khb.ru, bronnikovak1992@gmail.com

---

### АННОТАЦИЯ

Целью магнитотеллурических исследований является выявление геоэлектрических объектов различного сопротивления в земной коре и верхней мантии, определение их границ, построение геоэлектрических разрезов и моделей. При магнитотеллурических зондированиях, использующих взаимно перпендикулярные горизонтальные компоненты электромагнитного поля  $E_x$ ,  $H_y$  и  $E_y$ ,  $H_x$ , измерение вертикальной составляющей магнитного поля  $H_z$ , позволяет внедрить в интерпретацию магнитовариационные функции отклика, которые определяются из линейных соотношений между компонентами магнитного поля. Использование магнитовариационной функции отклика, такой, как вектор Визе-Паркинсона, позволяет обнаружить и локализовать хорошо проводящие объекты в земной коре и верхней мантии.

Район исследований включает в себя континентальную территорию шириной 250–350 км и протяженностью свыше 1000 км, которая омывается с юга и востока водами Японского моря, а с севера – Охотского моря. Электрическое сопротивление горных пород составляет от сотен Ом·м до сотен тысяч Ом·м, морской воды – 0,3–0,4 Ом·м. Подобный контраст ЭС создает сильную магнитотеллурическую аномалию, которая называется *береговым эффектом*. Это приводит к значительным расхождениям амплитудных кривых по уровню сопротивлений при магнитотеллурических зондированиях в прибрежной зоне. Поперечная кривая, полученная при измерениях электрического поля перпендикулярно береговой линии, смещается вверх на несколько порядков относительно продольной кривой, полученной при измерениях электрического поля вдоль береговой линии, в области длинных периодов свыше 1000 с. Вектора Визе-Паркинсона (в соглашении Визе ориентируются от зоны повышенной электропроводности) при береговом эффекте направлены от моря вглубь континента.

Таким образом, мы наблюдаем искажающее влияние берегового эффекта на обнаружение и локализацию проводящих объектов на континенте. С другой стороны, проявляется и обратный эффект, когда на береговой эффект влияют проводящие объекты в земной коре и верхней мантии. Это взаимодействие берегового эффекта и аномальных объектов на континенте создает сложную картину поведения векторов. В работе показано влияние берегового эффекта на обширной территории континентальной части юга Дальнего Востока России и его взаимодействие с проводящими объектами. Выявлено, что на проявление берегового эффекта оказывает наличие высокого электрического сопротивления горных пород в прибрежной части континента.

**Ключевые слова:** магнитотеллурическое зондирование, береговой эффект, Сихотэ-Алинь.

---

### ВВЕДЕНИЕ

Проявление берегового эффекта на юге Дальнего Востока впервые было обнаружено сотрудниками СахКНИИ ДВНЦ АН СССР в 1964 г. при изучении вариаций переменного магнитного поля Земли (Ваньян, Мардерфельд, 1966 а, б). Также было сделано предположение, что отсутствие этих аномалий связано с особенностями глубинного геоэлектрического строения района исследований. Расстояние, на котором действовал береговой эффект, оценивалось в 250–300 км, а глубина до

поверхности проводящего слоя составила 100–150 км. Индукционные вектора магнитного поля, построенные по предложенной авторами методике на периоде 1 час для континентальной части юга Дальнего Востока, направлены в сторону моря, т.е. в сторону проводника (Мардерфельд, 1977). Последующие исследования, выполненные на континентальной части юга Дальнего Востока в 70-е годы прошлого столетия, подтвердили наличие берегового эффекта в переменном геомагнитном поле. Здесь были построены профили векторов

Визе-Паркинсона и определена глубина до астеносферного слоя равная 100–135 км (Никифорова, Ахмадулин, Порай-Кошиц и др., 1980, Порай-Кошиц, Ноздрин, Хализов и др., 1980). Вместе с экспериментальными исследованиями проводились физическое (Мардерфельд, 1977) и численное (Жданов, Бердичевский, Файнберг, 1983, Бердичевский, Жданова, Жданов, 1989) моделирования проявлений берегового эффекта для зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. В работе (Бердичевский, Жданова, Жданов, 1989) было выполнено численное моделирование электромагнитного поля для трех различных двумерных моделей. Расчеты показали, что при отсутствии осадочного чехла происходит более быстрое затухание берегового эффекта в сторону континента, т.е. усиление геоэлектрического контраста суша-море не обязательно приводит к усилению берегового эффекта. На амплитудных кривых МТЗ береговой эффект проявляется в резком изменении уровня поперечной кривой, особенно в прибрежной зоне вплоть до 7 порядков на расстоянии 10 км от береговой линии, и его влияние проявляется на расстоянии до 400 км. На продольной кривой береговой эффект в прибрежной зоне выражен слабо и на расстояниях несколько десятков километров от берега она практически сливается с нормальной кривой. В последние два десятилетия изучение берегового эффекта Азиатско-Тихоокеанского региона проводилось путем численного моделирования на трехмерных моделях (Никифоров и др., 2004, Kuvshinov, Utada, 2010, Пальшин, Алексеев, 2017). В работе (Никифоров и др., 2004) модель задавалась исходя из общих представлений о геоэлектрическом разрезе с приповерхностным слоем мощностью 8 км подстилаемым распределением слоев с сопротивлениями характерными для стабильных регионов Земли. Расчеты выполнены для диапазона от 1000 до 100000 с, влияние берегового эффекта рассмотрено на периоде 2 часа. Показано, что на континентальной части юга Дальнего Востока расчетные значения модуля реального индукционного вектора имеют в основном величину 0,1–0,3, достигая 0,5 на побережье, и направлены на юго-восток под углом 130–150°.

Расчеты, выполненные по вертикальной компоненте  $Z$  дневных ( $S_q$ ) вариаций геомагнитного поля для Японии (Kuvshinov,

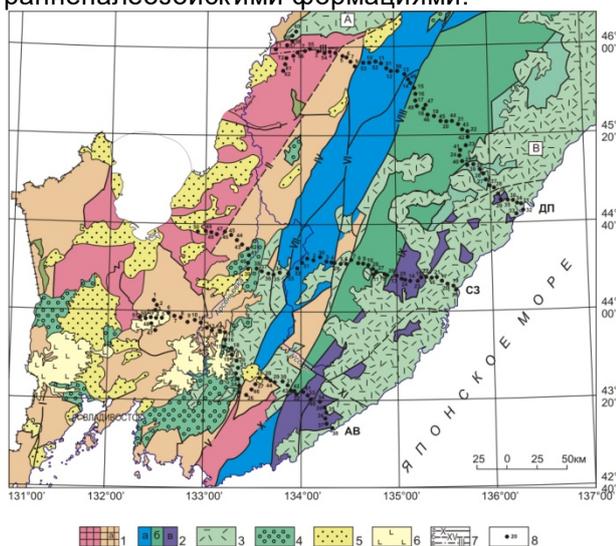
Utada, 2010), показали, что аномальное поведение геомагнитного поля может быть связано не с глубинными аномалиями электропроводности, а с влиянием трехмерного берегового эффекта. Численное моделирование в зоне перехода от Тихого океана к Евразии показало, что его воздействие может быть уменьшено при наличии глубинных проводящих разломов (Пальшин, Алексеев, 2017).

На территории юга Дальнего Востока МТЗ выполняются в широком частотном диапазоне, начиная с 70-х годов прошлого столетия, но изучение влияния берегового эффекта на полевые данные не проводилось. Нами, в период с 2017 по 2019 годы, было выполнено три профиля МТЗ (Каплун, Бронников, 2018а, Каплун, Бронников, 2019, Каплун, Бронников, 2020), которые начинаются на континенте, протягиваются на 250–300 км и заканчиваются на побережье Японского моря. Мы рассмотрели влияние берегового эффекта на полевые данные и обнаружили, что он практически не выражен на амплитудных кривых. Нами были сделаны численные расчеты различных моделей для двумерных и трехмерных сред (Каплун, Бронников, 2018 б) и получены результаты, которые легли в основу данных исследований. Целью данной работы является изучение влияния берегового эффекта на результаты МТЗ в континентальной части юга Дальнего Востока России, выявления условий его проявления и учета при интерпретации.

### Тектоническое строение

Территория исследований включает в себя южную часть Сихотэ-Алинской складчатой системы (САСС) и сопредельного с ней Ханкайского массива (рисунок 1). САСС среднемилового возраста протягивается в северо-восточном направлении почти на 1500 км от южного побережья Приморья до северной оконечности о.Сахалин. В пределах района исследований на западе он граничит с Ханкайским массивом по серии разломов – Арсеньевский, Алчанский. Восточная граница САСС скрыта под водами Японского моря и Татарского пролива. Крупными структурными элементами системы являются Центральная, Восточная и Прибрежная структурно-формационные зоны, представляющие собой крупные тектонические блоки с различным по полноте и возрасту формационным наполнением. На востоке САСС перекрыта породами Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса и является частью

крупнейшего Восточно-Азиатского вулканоплутонического пояса. Возрастной диапазон слагающих его формаций – поздний альб-миоцен. Ханкайский массив представляет собой сложное гетерогенное сооружение, в которое объединены блоки докембрийского кристаллического фундамента, разделенные структурами деформированного чехла, сложенными раннепалеозойскими формациями.



**Рисунок 1.** Тектоническая схема Сихотэ-Алинской складчатой системы и сопредельных территорий по (Гос. геол. карта РФ М 1:1000000 (третье поколение), 2011) с профилями магнитотеллурических зондирований.

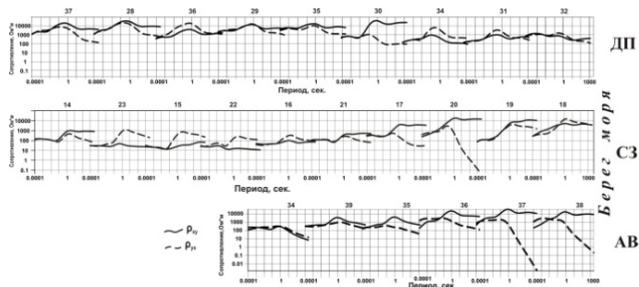
1 – Ханкайский массив, а – структуры деформированного чехла Ханкайского массива; 2 – Сихотэ-Алинская складчатая система: а – Центральная зона, б – Восточная зона, в – Прибрежная зона; 3 – окраинно-континентальные вулканические структуры: А – Алчанский ареал, В – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс; 4 – наложенные меловые впадины; 5 – кайнозойские континентальные впадины; 6 – покровы плато-базальтов, 7 – разрывные нарушения (а – достоверные, б – предполагаемые, в – скрытые); I – Западно-Приморский, II – Среднеханкайский, III – Дальнереченский, IV – Арсеньевский, V – Партизанский, VI – Меридиональный, VII – Самаркинский, VIII – Центральный, IX – Фурмановский, X – Кривинский, XI – Южно-Приморская группа разломов; 8 – пункты МТЗ и их номера профилей: ДП – г. Дальнереченск – п. Пластун, СЗ – г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная, АВ – с. Абражеевка – п. Валентин.

### Исходные данные

Профили МТЗ (рисунок 1) начинаются на Ханкайском массиве, протягиваются на 250–300 км, пересекая САСС вкрест ее простирания, и заканчиваются на побережье Японского моря. Профили расположены друг от друга на расстоянии 80–150 км. Измерения электромагнитного поля проводились цифровой 24-разрядной электроразведочной станцией МТУ-5А с магнитными индукционными датчиками МТС-30 и МТС-50, производства фирмы Phoenix Geophysics Ltd (Канада) в широком частотном диапазоне от  $10^4$  Гц до  $4 \cdot 10^{-4}$  Гц. Измерение электрического поля проводилось с использованием линий длиной 70-100 м, вытянутых в направлениях север-юг (Ех) (север соединялся с положительной клеммой прибора, юг – с отрицательной) и восток-запад (Еу) (восточный электрод соединялся с положительной клеммой прибора, западный – с отрицательной). Для заземления использовались слабополяризующиеся электроды Рb-РbCl. Измерялось три компоненты магнитного поля, Нх, Ну – по направлениям электрических линий, и вертикальная составляющая Нz. Время регистрации в большинстве случаев составляло 19–20 часов. Шаг измерения между точками варьировал от 2 до 7 км, в среднем составлял 5 км.

Анализ амплитудных кривых, полученных в результате полевых измерений, показал, что на них не наблюдается значительного расхождения продольной и поперечной кривых даже на пункте зондирования, расположенном на берегу. Продольная и поперечная кривые имеют близкую друг другу форму и близки по уровню сопротивлений (рисунок 2).

Исходя из этого, можно предположить, что подобное явление связано с параметрами геоэлектрического разреза района исследований, которое приводит к компенсации берегового эффекта.



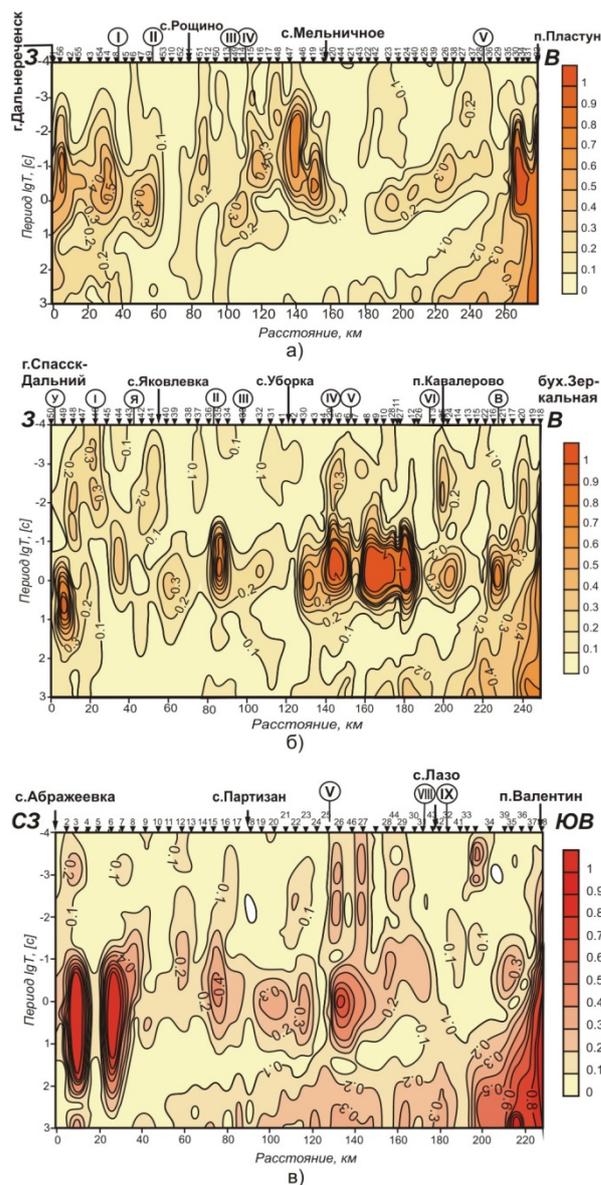
**Рисунок 2.** Береговые кривые профилей МТЗ в Приморье, показанных на рисунке 1.

### Анализ результатов

Распределение индукционных векторов Визе показало, что примерно до 1с их направление имеет хаотичный характер. Это вероятно связано с локальными приповерхностными аномалиями, за исключением пунктов, расположенных на берегу моря, вектор которых направлен в сторону от моря. В диапазоне периодов от 1 до 10с происходит постепенный поворот стрелок от моря на пунктах, расположенных примерно в пятидесятикилометровой береговой зоне, с уменьшением их величины. С увеличением периода от 10 до 1000с наблюдается постепенный разворот стрелок от моря, за исключением отдельных пунктов, при этом увеличивается величина векторов. Кроме этого на поведение векторов влияют глубинные проводящие зоны и разломы. Это отчетливо проявлено на профиле АВ, где в западной его части, несмотря на близость моря, вектора даже на больших периодах направлены в сторону берега. На профиле также отмечается и влияние Партизанского разлома, который является проводящей зоной, вдоль которой выстраиваются вектора в диапазоне периодов от 30 до 100с. Другой особенностью отличается поведение векторов на профиле ДП, где отмечается малая их величина в его центральной части. Это может свидетельствовать о наличии здесь проводящего объекта. По трем профилям были построены разрезы частотных зависимостей величины полного вектора Визе ( $W$ ) и его горизонтальных составляющих ( $W_{zx}$  и  $W_{xy}$ ) от периода. Величина полного вектора  $W_r$  и его составляющих  $W_{rx}$  и  $W_{ry}$  очень сильно варьирует как по простиранию, так и по периоду. На всех трех разрезах  $W_r$  (рисунок 3) отмечается, что вблизи моря величина вектора минимальна (менее 0,1) до периодов  $10^{-3}$ с. С увеличением периода его величина резко увеличивается и может превышать величину 0,2, которая, согласно (Dosso and Meng, 1992) соответствует влиянию берегового эффекта, на расстоянии примерно 60 км на профилях СЗ и ДП. На профиле АВ это влияние проявляется на протяжении 130 км, но это связано с тем, что он расположен наиболее близко к береговой линии, максимально на расстоянии около 100 км. На всех трех разрезах хорошо видно, что на периодах до  $10^{-1}$ с величина вектора  $W_r$  имеет большие значения в узкой береговой полосе около 10 км, а с увеличением периода начинает плавно расти. Наибольшее влияние

берегового эффекта проявляется на периодах от 100 до 1000с.

Анализ разрезов горизонтальных составляющих  $W_{rx}$  и  $W_{ry}$  полного вектора  $W_r$  на профиле АВ имеет  $W_{rx}$ , а на профилях СЗ и ДП –  $W_{ry}$ , т.е. для профиля АВ основное влияние имеют токи, текущие в меридиональном направлении, а для профилей СЗ и ДП – в широтном, перпендикулярно побережью САСС.



**Рисунок 3.** Величина полного вектора типпера  $W_r$  в зависимости от периода по профилям: Дальнереченск – Пластун (а), Спасск-Дальний – бух. Зеркальная (б) и Абражеевка – бух. Валентин (в).

### Модельные расчеты

Модельные расчеты проводились с использованием программы ModEM (Kelbert et al., 2014). Для изучения явления берегового эффекта были созданы 32 модели. Для каждой был произведён расчёт прямой задачи в диапазоне периодов от 0.0001с до 1000с. Для моделирования использовались пункты зондирования трёх профилей в Приморье: ДП, СЗ, АВ (рисунок 1).

В качестве исходной была создана базовая модель, состоявшая из 4 слоёв. Первый – мощностью 30 км и сопротивлением 10000 Ом· м, второй – 55 км и 300 Ом· м, третий – 35 км и 450 Ом· м, четвёртый – начинающийся на 120 км и уходящий в глубину с постепенно уменьшающимся сопротивлением от 100 Ом· м до 10 Ом· м на глубинах больше 200 км, а глубже подстилается стандартным разрезом в редакции Ваньяна (Ваньян, 1997). Данная модель была построена обобщением разрезов профилей, полученных ранее при инверсии МТЗ (Каплун, Бронников, 2018 а, Каплун, Бронников, 2019, Каплун, Бронников, 2020). В базовую модель было добавлено море с учётом географии и батиметрии. В модели оно представлено слоем переменной мощности, расположенного в южной и восточной частях модели с сопротивлением 0,3 Ом· м. В дальнейших расчетах происходило уточнение геоэлектрического разреза, проверка влияния астеносферного проводящего слоя на уровень амплитудных кривых МТЗ, влияние осадочного чехла и разломов. Расчеты проводились как по отдельным параметрам, как и в различном сочетании. Численное моделирование показало, что все выше перечисленные геоэлектрические неоднородности и изменение величины электрического сопротивления, мощности и глубины залегания приводит к усилению или ослаблению берегового эффекта, но не являются определяющими его влияния на амплитудные кривые. Основным фактором, позволяющим в значительной мере уменьшить влияние берегового эффекта, является наличие между морем и континентом блока земной коры высокого электрического сопротивления (рисунок 4б).

### Выводы

Анализ векторов Визе для различных периодов, а также разрезов частотных зависимостей величины полного вектора Визе ( $W$ ) и его горизонтальных составляющих ( $W_{zx}$  и

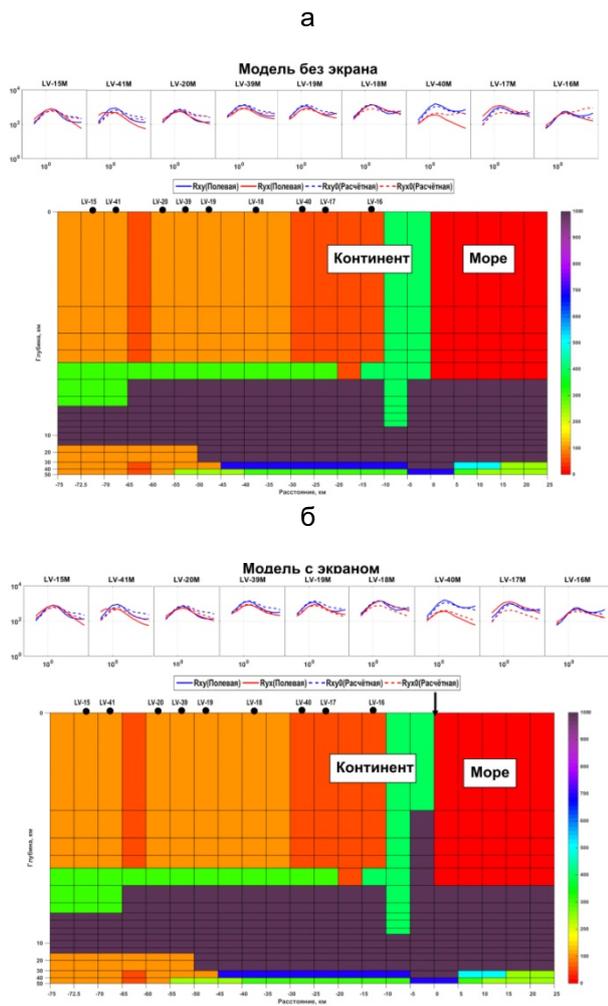
$W_{xy}$ ) от периода показал, что влияние берегового эффекта может распространяться на расстоянии до 100–130 км на периоде 1000 с, но наиболее сильное его влияние отмечается в прибрежной зоне на расстоянии 40–60 км. Вместе с этим отмечается влияние локальных и глубинных проводников на поведение векторов Визе. Они или отклоняют их направление от моря, или уменьшают их величину. Отклонение направлений векторов отчетливо проявлено при измерениях вблизи глубинных проводящих разломов.

Анализ разрезов горизонтальных составляющих  $W_{rx}$  и  $W_{ry}$  полного вектора  $W$  показал, что основной вклад в его величину имеют токи, текущие перпендикулярно побережью САСС.

В результате численного моделирования выяснено, что основным блокирующим влиянием на действие берегового эффекта на амплитудные кривые МТЗ может оказывать высокое электрическое сопротивление горных пород прибрежной части Приморья, которое блокирует перетекание электрического тока с моря на континент.

### Благодарности

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №16-17-00015.



**Рисунок 4.** Геоэлектрические модели для расчета влияния берегового эффекта: а – без вставки высокого электрического сопротивления на границе континент-море, б – со вставкой.

## ЛИТЕРАТУРА

Бердичевский МН, Жданова ОН, Жданов МС, 1989 Глубинная геоэлектрика в океане. М: Наука

Ваньян ЛЛ, Мардерфельд БЕ, 1966б О влиянии местных геоэлектрических условий на внезапные начала магнитных бурь. Геомагнетизм и аэрномия, Т.6, №1, с 163–165

Ваньян ЛЛ, Мардерфельд БЕ, 1966а Некоторые закономерности геомагнитных бурь на Сахалине. Геомагнетизм и аэрномия, Т.6, №1, с 165–166

Ваньян ЛЛ, 1997 Электромагнитные зондирования. М.: Научный мир

Государственная геологическая карта РФ М 1:1000000 (третье поколение), 2011 L-(52),53 (К-52,53) (оз. Ханка). ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

Гос. геол. карта РФ М 1:1000000 (третье поколение), 2011 L-(52),53 (К-52,53) (оз. Ханка). Объяснительная записка. ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

Жданов, Бердичевский, Файнберг и др., 1983 Исследование магнитовариационных аномалий в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану Сборник ИЗМИРАН, М. с 8–15

Каплун ВБ, Бронников АК, 2018 а Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по профилю г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная по данным магнитотеллурических зондирований. Тихоокеанская геология, №5, с 31–47

Каплун ВБ, Бронников АК, 2018 б Изучение влияния берегового эффекта на результаты магнитотеллурических зондирований в южной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса. Материалы 45-й сессии Международного семинара «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». Казань: Изд-во Казан. Ун-та, с 118–119

- Каплун ВБ, Бронников АК, 2019 Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по профилю г. Дальнереченск – с. Рошино – п. Пластун по данным магнитотеллурических зондирований. Тихоокеанская геология, №5, с 3–13
- Каплун ВБ, Бронников АК, 2020 Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по профилю с. Абражеевка – п. Валентин по данным магнитотеллурических зондирований. Тихоокеанская геология, №4, с 3–15
- Мардерфельд БЕ, 1977 Береговой эффект в геомагнитных вариациях. М., Наука
- Никифорова, Ахмадулин, Порай-Кошиц и др., 1980 Глубинные магнитотеллурические исследования в Хабаровском крае. В книге: Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР с 42–49
- Никифоров ВМ, Пальшин НА, Старжинский СС, Кузнецов ВА, 2004 Численное моделирование трехмерного берегового эффекта в Приморье Физика Земли, № 8, с 56–69
- Пальшин НА, Алексеев ДА, 2017 Особенности глубинной электропроводности в зоне перехода от Тихого океана к Евразии. Физика Земли, №3, с 107–123
- Порай-Кошиц АМ, Ноздрина АА, Хализов АЛ, Шимелевич МИ, 1980 Об интерпретации данных магнитовариационного профилирования в Приморском крае. В книге: Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР с 124–126
- Dosso HW, Meng ZW, 1992 The coast effect response in geomagnetic field measurements. Phys Earth Planet Inter 70: 39–56
- Kelbert A, Meqbel N, Egbert G, Tandon K, 2014 A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data Comput Geosci 66: 40–53
- Kuvshinov A, Utada H, 2010 Anomaly of the geomagnetic Sq variation in Japan: effect from 3-D subterranean structure or the ocean effect? Geophys J Int 183: 1239–1247

## On the study of the lithosphere temperature in Kola-Karelian region from the data of deep electromagnetic sounding

A. N. Shevtsov<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Geological Institute, KSC RAS. Apatity, anshev2019-01@mail.ru

<sup>2</sup>Murmansk Arctic State University (Apatity branch), Apatity

---

### ABSTRACT

A technique for assessing the temperatures of the Earth's crust and upper mantle based on solving the inverse problem of electromagnetic sounding for a two-phase model of rock electrical conductivity and taking into account laboratory data on rock electrical conductivity at high temperatures [Parkhomenko, Bondarenko, 1972] is presented and tested using the results of deep electromagnetic sounding with a controlled source and audio-magnetotelluric measurements of the FENICS-2007, 2009 and 2014 experiments. Soundings with natural and powerful controlled sources were performed within large, poorly conducting blocks of the lithosphere, the so-called "transparency windows", taking into account the influence of the "Earth-ionosphere" waveguide and of near-surface conductors (static shift). The apparent resistivity and impedance phase curves obtained have predominantly smooth variations along the observation profiles thus allowing interpretation within the framework of one-dimensional models. Temperature modeling was carried out assuming that within the upper part of the section (at depths less than 20-30 km), resistivity changes with depth largely due to the influence of porosity, permeability, and pore water content and salinity. For the depths exceeding 20-30 km, it is assumed that the resistivity of the lower part of the Earth's crust and upper mantle is affected, first of all, by the mineral composition of dry rocks, temperature and pressure. The vertical profile of mineral composition of the lithosphere was inferred from a priori geological estimates and superdeep drilling data. The temperature distribution over the depth is modeled on the basis of the heat balance equation (Shafanda et al., 1987). The calculated temperature models are compared with the model (Glaznev, 2003), built in the frame of complex interpretation of geophysical data without taking into account electromagnetic studies.

**Ключевые слова:** electrical conductivity, electromagnetic sensing, temperature, heat flux

---

### INTRODUCTION

A unique multistage experiment FENICS-2007, 2009, 2014 and 2019 on the use of grounded sections of industrial power transmission lines as a controlled source of an electromagnetic field accomplished with measurements of the natural audio-magnetotelluric field and aimed at deep sounding of the lithosphere of the eastern part of the Fennoscandian Shield was carried out during the period of 2004–2019 by the research team from the Geological Institute, in close cooperation with colleagues from the Center for Physical and Technical Problems of the Energy of the North and with the support of the Russian Foundation for Basic Research, under the guidance of A.A. Zhamaletdinov.

FENICS experiments (Zhamaletdinov et al. 2011), as well as the frequency-domain soundings with dipole arrays in the Central Finland granitoid massif (Zhamaletdinov et al., 1998) and in Ensko-Kovdor block (Zhamaletdinov et al. 2017), and remote frequency sounding in the Murmansk block (Zhamaletdinov et al., 2019) before it, confirmed the applicability of the model of the "normal

geolectric section", first proposed in 1998 by Zhamaletdinov to explain the results of deep electromagnetic sounding of laterally homogeneous poorly conducting ancient blocks of the lithosphere of the Fennoscandian Shield.

### TECHNIQUE

To determine the parameters of the crustal model from the solution of the inverse problem for electromagnetic data, e.g., from the conductivity model section obtained using both magnetotelluric (MT) and controlled source (CSAMT) data, taking into account assumed lithology and laboratory data for rock conductivity we use an approach based on the balance equation. We assume to be known boundary conditions on the surface: heat flux density  $Q(0) = Q_0$  and temperature  $T(0) = T_0$ , and the dependence of thermal conductivity on depth and temperature,  $\lambda(z) = \lambda_0(z, T)$ . In this case, the resistivity is considered as a functional of the given boundary conditions, the function of thermal conductivity  $\lambda(z) = \lambda_0(z, T)$  and

temperature  $T(z)$ , which are adjusted in the process of minimizing the misfit functional for the measured values of the apparent resistivity logarithm  $\lg \rho_{\omega_j}^1$  and impedance phase  $\arg(Z_{\omega_j}^1)$  for  $j$ -th frequency  $\omega_j$  and solution for the direct problem:

$$S(\rho) = \sum_{j=1}^N (\lg \rho_{\omega_j}^0(\rho) - \lg \rho_{\omega_j}^1)^2 + \sum_{j=1}^N (\arg(Z_{\omega_j}^0(\rho)) - \arg(Z_{\omega_j}^1))^2 = \min \quad (1)$$

Here  $\rho_{\omega_j}^0$  is apparent resistivity and  $\arg(Z_{\omega_j}^0(\rho))$  is impedance phase, calculated for the geoelectric section  $\rho(z, T)$ . In the general case, for 2- and 3-dimensional observational data and, accordingly, for geoelectric models, the determinant of the impedance tensor matrix (matrix determinant) is used. The modulus and argument of this invariant are used to calculate apparent resistivity and phase, respectively.

By minimizing the misfit, we determine the resistivity  $\rho(z, T)$ . Then, for a given lithology and laboratory data, we determine  $T(z)$ . To estimation of the fluids influence we use Archie low and linear low for fluids conductivity vs temperature  $t$  in upper crust (Vanyan, 1997):

$$\frac{\Delta \sigma}{\sigma_{18}} = \frac{\sigma - \sigma_{18}}{\sigma_{18}} = \alpha(t - 18^0 C) \quad (2)$$

where  $\alpha \approx 0.025$ .

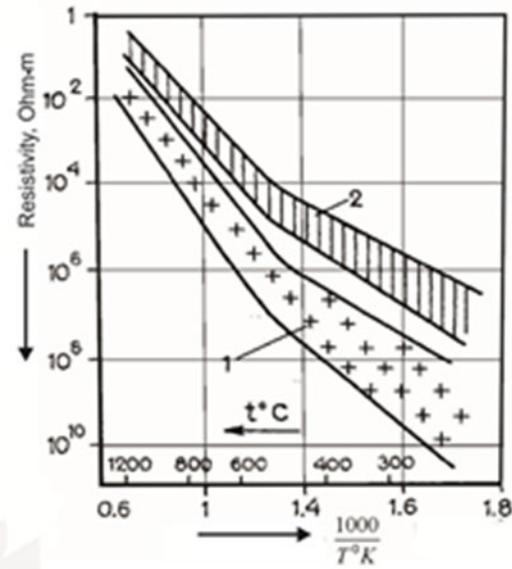
In lower crust and mantle Arrenius – Ioffe exponential low used for resistivity of the solid phase (the host rock) (Ioffe, 1974):

$$\rho = \rho_0 \exp\left(\frac{E_a}{k_B T}\right) \quad (3)$$

where  $\rho_0$  is a factor, defined as the rock resistivity at  $T \rightarrow \infty$ ;  $E_a$  – activation energy of the ions carrying charge (in eV,  $1 \text{ eV} = 1.602 \cdot 10^{-19} \text{ J}$ );  $k_B$  – Boltzmann constant ( $k_B = 1.38 \cdot 10^{-23} \text{ J/K}$ );  $T$  is absolute temperature (K). That is, its logarithm is in direct proportion with reciprocal temperature:

$$\lg \rho = \lg \rho_0 + 0.434 \cdot \frac{E_a}{k_B T} \quad (4)$$

Since the factor in this expression (3) is a certain constant determined by the nature of electricity carrier ions, the dependence of the resistivity on temperature is usually depicted on a linear-logarithmic scale, as is shown in Fig. 1, which shows the average diagrams of the temperature dependence of the resistivity of acidic and basic-ultrabasic rocks of the Baltic Shield (Parkhomenko, 1965). The break of straight lines is caused by a change in the ion activation energies.



**Figure 1.** Averaged pattern of the electrical resistivity of dry rocks depending on temperature (Parkhomenko, 1965). 1 – acid rocks (granites), 2 – basic and ultrabasic rocks (peridotites, pyroxenites).

An approximation of the dependence between resistivity of the samples and temperature from (4):

$$\begin{cases} \lg(\rho) - \lg(\rho_{01}) = 0.434 \frac{E_1}{k_B \alpha} \left(\frac{\alpha}{T}\right), & T > T_{12} \\ \lg(\rho) - \lg(\rho_{02}) = 0.434 \frac{E_2}{k_B \alpha} \left(\frac{\alpha}{T}\right), & T \leq T_{12} \end{cases} \quad (5)$$

where  $T_{12}$  is the temperature of the change in the activation energy, and  $\alpha$  is a scaling factor for the Earth's crust and upper mantle, it is convenient to use  $\alpha = 1000$ . Note that according to (7), the parameters  $E_2$  and  $\lg(\rho_{02})$  are associated with  $\rho_{01}$ ,  $E_1$ , and  $T_{12}$  values. From expression (5) we can find that

$$\lg(\rho_{02}) - \lg(\rho_{01}) = -0.434 \frac{E_2 - E_1}{k_B \alpha} \left( \frac{\alpha}{T_{12}} \right) \quad (6)$$

The temperature can be expressed from (5) as a function of the resistivity:

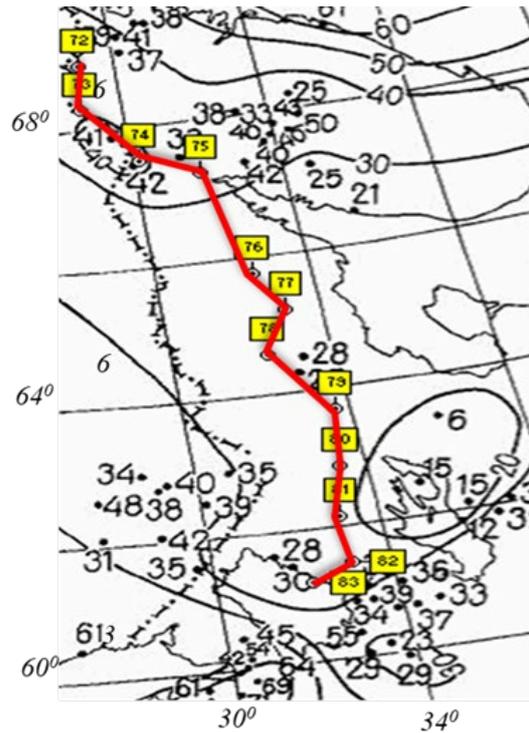
$$\begin{cases} T = 0.434 \frac{E_1}{k_B \alpha} \left( \frac{\alpha}{\lg(\rho) - \lg(\rho_{01})} \right), & T > T_{12} \\ T = 0.434 \frac{E_2}{k_B \alpha} \left( \frac{\alpha}{\lg(\rho) - \lg(\rho_{02})} \right), & T \leq T_{12} \end{cases} \quad (7)$$

It is now possible to determine the parameters of the crustal model from the solution of the inverse problem for electromagnetic data, e.g., from the conductivity model section obtained using both magnetotelluric (MT) and controlled source (CSAMT) data, taking into account assumed lithology and laboratory data for rock conductivity.

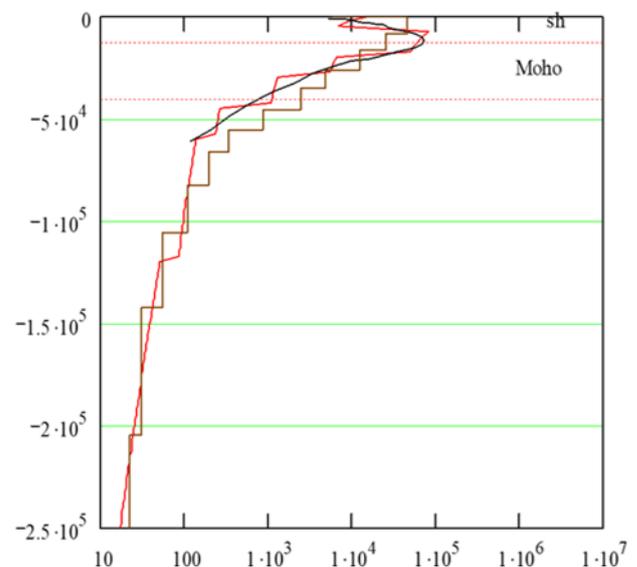
### RESULTS

Rayakoski – Vidlitsa geothermal profile (Fig. 2) extending in submeridional direction through the Karelia-Kola section of the Fennoscandian Shield was constructed using the data of the FENICS-2009 and 2014 experiments, as well as information on the heat flow (Mitrofanov et al., 1998) by comparing the results of one-dimensional inversion at each of the points of the profile.

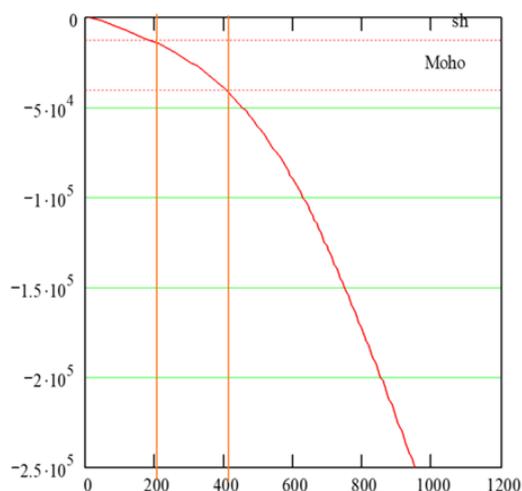
Figure 3 shows the results of the inversion of the electromagnetic sounding data of the FENICS-2009 experiment in Rayakoski point (point 72) nearly Kola Super deep hole SDH-6. The models of geoelectric cross-section with a different number of layers. The resistivity of layers was calculated from temperature dependance from depth. Black line is result of Molochnov-Viet transformation of the CSAMT and MT data. The temperature vs depth, estimated by iterations of the conjugate gradient method. The temperature dependance for these models are presented in Figure 4.



**Figure 2.** Rayakoski (point 72) – Vidlitsa (point 83) profile (red line). Points with a number indicate position of the receiving station and value of heat flow (mW/m<sup>2</sup>).



**Figure 3.** Result of inversion of electromagnetic soundings at the Rayakoski point – resistivity (horizontal axis) vs. depth (vertical axis). Deep levels sh = 1.2 · 10<sup>4</sup> m, Moho = 4 · 10<sup>4</sup> m. The geoelectric section was approximated by models with a different number of layers.



**Figure 4.** The thermic section for models from figure 3. Temperature  $t$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) (horizontal axis) vs depth (vertical axis)

#### DISCUSSION

The geothermal estimations for profile of Rayakoski – Vidlitsa from electromagnetic data in north part well agree with results of complex interpretation from (Glaznev, 2003) and Kola SDH-6 temperature measurements. But in south part for points from 78 to 83 we have significant discrepancy. See figure 5 (at end of article). It possible connected with influence of the deep anomalies of conductivity in this region.

#### CONCLUSIONS

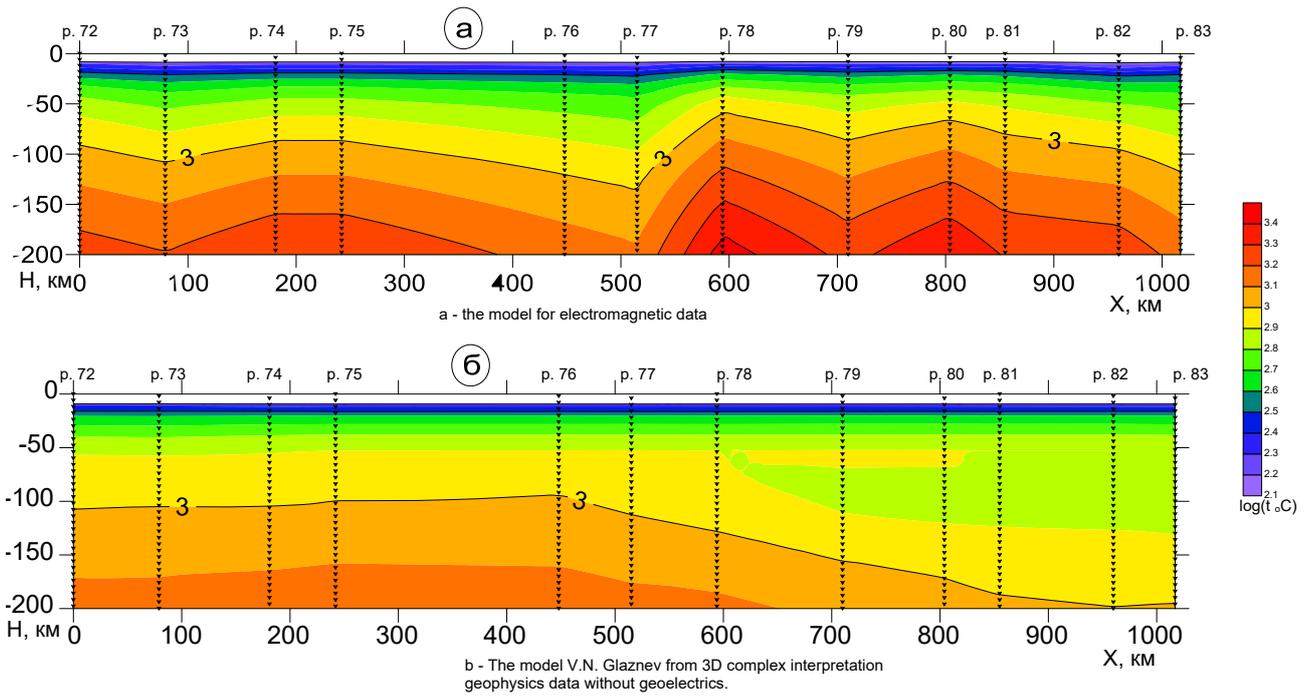
The work presents an algorithm for assessing the temperature vs. depth patterns using a-priori information on changes in electrical conductivity with depth (based on the results of electromagnetic soundings) and electrical conductivity and rock composition at depth (based on laboratory data and geological assumptions). The solution to the problem is illustrated by the example of calculations performed for two types of geoelectric section – "normal" and "anomalous". Information on electrical conductivity was obtained from the results of electromagnetic soundings with industrial power transmission lines (FENICS experiment) and from measurements of the magnetotelluric field in various parts of the Fennoscandian Shield.

#### ACKNOWLEDGMENTS

This work was carried out with the financial support of the state assignment of the Ministry of Education and Science of the Russian Federation – topic GI KSC RAS No. 0226-2019-0052.

#### REFERENCES

- Vanyan L.L., 1997 Electromagnetic sounding. Nauchny mir. Moscow
- Glaznev V.N., 2003 Complex geophysical models of the Fennoscandian lithosphere. Apatity: "KiM"
- Zhamaletdinov AA, Shevtsov AN, Korotkova TG, Kopytenko YuA, Ismagilov VS, Petrishchev MS, Efimov BV, Barannik MB, Kolobov VV, Prokopchuk PI, Smirnov M.Yu., Vagin SA, Pertel MI, Tereshchenko ED, Vasiliev AN, Grigoriev VF, Gokhberg MB, Trofimchik VI, Yampolsky YuM, Koloskov AV, Fedorov AV, Korya T, 2011 Deep electromagnetic sounding of the lithosphere of the eastern part of the Baltic (Fennoscandian) shield in the field of powerful controlled sources and industrial transmission lines (FENICS experiment). Physics of the Earth. No. 1. P. 4–26
- Zhamaletdinov AA, Velikhov EP, Shevtsov AN, Skorokhodov AA, Kolobov VV, Ivonin VV, Kolesnikov VV, 2019 Experiment "Murman-2018" on remote sensing in order to study the boundary of "impenetrability" at the transition between the brittle and plastic states of the crystalline crust. Reports of the Academy of Sciences, volume 486, no. 3, p. 91–96
- Zhamaletdinov AA, Velikhov EP, Shevtsov AN, Kolobov VV, Kolesnikov VE, Skorokhodov AA, Korotkova TG, Ivonin VV, Ryazantsev P AA, Biruly MA, 2017 Experiment "Kovdor-2015": study of the parameters of the conducting layer of dilatant-diffusion nature (Layer DD) in the Archean crystalline basement of the Baltic Shield. Reports of Earth Sciences. Volume 474, pp. 641–645
- Ioffe AF, 1974 Selected questions. Volume 1. "Mechanical and electrical properties of crystals". Leningrad. Nauka
- Parkhomenko EI Electrical properties of rocks. Moscow: Nauka, 1965
- Mitrofanov FP, Sharov NV, 1998 Seismogeological model of the lithosphere of Northern Europe Barents region Part 1. ed. Apatity, KSCRAS. P. 61
- Shafanda J, Chermak V, Biodry L, 1987 Methods for calculating the temperature depth distribution. In the book: Study of the lithosphere using geophysical methods Part 2, Kiev. p. 102–118



**Figure 5.** Geothermal profiles of Rayakoski – Vidlitsa. a – according to the results of inversion of the data of electromagnetic soundings and heat flow, b – according to the model of Glaznev (2003).

*Посвящается светлой памяти  
Абдулхая Азымовича Жамалетдинова*

## **Многопараметрический подход в глубинной геоэлектрике**

И.И. Рокитянский

Институт геофизики им. С.И.Субботина НАН Украины, rokityansky@gmail.com

---

### **АННОТАЦИЯ**

Описываются основные положения геоэлектрики, подчеркивается важность учета неоднозначности её обратной задачи. Рассматриваются три основных метода глубинной геоэлектрики, использующие естественные поля ионосферно-магнитосферного происхождения: магнитовариационное зондирование (МВЗ), магнитотеллурическое зондирование (МТЗ) и магнитовариационное профилирование (МВП). Описываются функции отклика каждого метода. Каждая функция отклика несет свою специфическую информацию о некоторых параметрах изучаемого объекта и характеризуется степенью достоверности извлекаемой из неё информации об объекте. Например, наиболее достоверную информацию об аномалиях электропроводности (если они есть на исследуемой площади) содержат функции отклика МВП. Горизонтальный тензор аномального поля содержит информацию об электропроводности под пунктом наблюдения, а типпер (вектор индукции) – информацию с окружающих участков. В целом информация МВП меньше подвержена искажениям, чем информация МТЗ и ей надо придавать больший вес, но, конечно не отказываться и от данных МТЗ, МВЗ в рамках взаимопроникающего комплекса. Искусственные источники поля в глубинной геоэлектрике используются редко ввиду дороговизны и своих сложностей интерпретации. С 1970 года два мощных источника, созданных для других целей, оказались на Кольском полуострове и были использованы для глубинных зондирований. В центре этих исследований оказался молодой талантливый геолог-геофизик и прекрасный организатор крупных проектов Абдулхай Азымович Жамалетдинов. Проект «Хибины» с МГД генератором и сверхглубокой скважиной в качестве одного из объектов исследования, низкочастотный излучатель «Зевс», сигналы которого записаны в Китае на расстоянии 7000 км и ряд проектов, задуманных и организованных Жамалетдиновым и выполненных под его руководством: Волгоград-Донбасс (1986), эксперименты «ФЕНИКС» (2007, 2009 и позднее), «Ковдор-2015», «Мурман-2018» и другие. При этом были разработаны методики интерпретации с использованием своих функций отклика, позволяющие по-новому «увидеть» объект исследования. Этот опыт необходимо сохранить, обобщить, усовершенствовать и использовать. Если в центр или по краям современных синхронных многоточечных проектов МТЗ-МВП поставить две линии в качестве источника набора фиксированных частот и/или импульсов с различной поляризацией и записывать их во время выделенных сеансов, то можно получить ценную дополнительную информацию.

**Ключевые слова:** глубинная геоэлектрика, функции отклика, электропроводность Земли

---

### **Основные определения и методология**

Геоэлектрика – это раздел геофизики, изучающий распределение электропроводности (диэлектрическую проницаемость не рассматриваем) внутри Земли. Для ее изучения используются электрические и электромагнитные (ЕМ) поля различного происхождения. В глубинной геоэлектрике обычно используются естественные ЕМ-поля токов в ионосфере и магнитосфере Земли. Обратная задача геоэлектрики – это извлечение информации об интересующем

нас объекте – электропроводности внутри Земли  $\epsilon(x)$  (вектором  $x$  будем обозначать положение точки в трехмерном пространстве) и только электропроводности (вещественный состав, геологическая природа – все это за рамками геоэлектрики) из адекватных (то есть электромагнитных) экспериментальных данных. Реальный объект всегда неисчерпаем по своей сложности и может быть описан только бесконечномерным вектором. Данные наблюдений всегда ограничены количественно и по точности и могут быть представлены только конечномерными

векторами. Следовательно, обратная задача всегда многозначна. Это следует из общепризнанных представлений, в геофизике наиболее четко сформулировано в работах Backus & Gilbert (1967, 1970), применительно к геоэлектрике – в серии работ Паркера, например, (Parker, 1980).

Сказанное не противоречит теоремам единственности обратных задач, доказанных в рамках отдельных методов, например, одномерного МТЗ (Тихонов, 1965). Эти теоремы доказаны для идеализированных бесконечномерных входных данных, которых Природа не дает.

### **О пользе регуляризации**

По цели исследования науку можно подразделить на фундаментальную (геоэлектрика) и прикладную (электроразведка). Цель фундаментальной – накопление новых достоверно установленных знаний. В условиях неоднозначности обратной задачи получение одного решения может оказаться не достаточным, необходимо описание всей совокупности моделей, удовлетворяющих имеющимся наблюдениям, и только такой результат будет новым знанием. Приписывать в условиях неоднозначности свойства одной субъективно выбранной модели природному распределению электропроводности неправомерно и может привести к ложным результатам.

Цель прикладной науки, электроразведки, поиск полезных ископаемых и свои результаты она может выдавать кратко: есть месторождение или нет. Такое исследование называют целевым. Его особенностью является требование определенности, единственности решения, которое является основанием к практическому действию. Рассмотрим пример. Производству к определенному сроку требуется полезное ископаемое. Выделяется определенная сумма денег. Достоверный метод – только вскрытие с помощью скважин. Для повышения вероятности успешного выбора мест бурения часть денег выделяется геофизикам. Они должны провести работы и к заданному сроку показать, где следует ставить скважины. Средств и времени обычно не хватает для обстоятельного исследования, но и при недостатке информации единственное решение должно быть представлено в срок. Подобная ситуация встречается во многих системах управления – по недостаточной текущей информации выдать единственное решение: курс корабля или летящего аппарата, цель ракеты и многое другое. Для математического обоснования

решения в подобных ситуациях развита теория решения некорректных задач, в частности теория регуляризации, развитая А.Н.Тихоновым (1943) и его учениками. Регуляризация дает оптимальное единственное решение для практических приложений. В фундаментальных исследованиях регуляризацию лучше не применять, а при применении тщательно следить, не вносит ли она субъективный фактор в результаты.

### **Комплекс трех методов глубинной геоэлектрики**

Магнитовариационное зондирование (МВЗ) появилось в результате работ Лэмба (1883), Шустера (1889), Чепмена (с 1919), Прайса (с 1930), Беньковой (с 1941).

Магнитотеллурическое зондирование (МТЗ) было независимо предложено Тихоновым (1950) и Каньяром (1953).

Магнитовариационное профилирование (МВП) появилось в результате наблюдений аномального поведения геомагнитных вариаций: в Германии Визе (1954, 1965), Шмукер (1959), Порстендорфер (1965), Фанзелау (1968) и др.; в Японии Рикитаки (1951, 1968); на морских побережьях и в Австралии Паркинсон (1959, 1964).

Взаимопроникающий комплекс трех методов был предложен в работе «Исследование глубинной электропроводности» (Рокитянский, 1970) и впоследствии развивался и конкретизировался в статьях и монографиях.

### **Функции отклика**

Исследование неоднородно распределенной электропроводности земных недр является сложной задачей, поэтому ее решают в два этапа: обработка с определением функций отклика и решение обратной задачи – интерпретация. Измеряемыми величинами являются компоненты естественных электрического и магнитного полей, представляемые в виде дискретных временных рядов, содержащих набор вариаций с различными периодами. Чтобы исключить из дальнейшего рассмотрения изменяющиеся параметры источников ЕМ поля, проводится обработка временных рядов с целью получения функций отклика (ФО, на английском языке RF – response function).

В методе МТЗ, основанном на модели вертикально падающей плоской волны, модели Тихонова-Каньяра (Т-К), функцией отклика является импеданс и информационно равноценные ему адмитанс, кажущееся

сопротивление и другие. ФО выбирают в таком виде, чтобы было удобно выполнять последующий этап – нахождение  $\sigma(x)$ . Это кажущееся сопротивление, фазовый тензор импеданса, помогающий уменьшить помехи от статических искажений, профильные псевдорезы, наглядно показывающие можно ли профиль аппроксимировать двумерной структурой.

В методе МВЗ ранее функциями отклика были магнитное отношение и вычисляемое по нему отношение вторичного внутреннего поля к первичному внешнему, от которых, как было предложено в работе (Бердичевский и др., 1969), перешли к спектральному импедансу, то есть к импедансу, определяемому для конкретной пространственной гармоники. Если выполняется условие частотного зондирования (Рокитянский, 1981, стр. 44–46):

$$\delta = (\mu \sigma \omega / 2)^{-1/2} \ll (r/n(n+1))^{1/2}, \quad (1)$$

(где  $n$  – порядок сферической гармоники,  $r$  – радиус Земли,  $\sigma$  – проводимость слоев Земли, куда проникает поле частоты  $\omega$ ), то есть глубина скин-слоя  $\delta$  меньше пространственного размера сферической гармоники порядка  $n$ , то данные МВЗ можно совмещать на общей частотной кривой с данными более локальных глубинных МТЗ для определения нормального разреза региона, который используется при интерпретации данных МВГ.

В методе МВП используются две основные ФО: вектор индукции и горизонтальный магнитный тензор, профильные графики которых связаны преобразованием Гильберта. По этим графикам однозначно определяется местоположение оси или эпицентра аномалии и оценивается ее максимально возможная глубина и ширина. По частотной характеристике можно оценить суммарную продольную проводимость аномального тела. Эти результаты отличаются высокой достоверностью, поэтому им следует придавать большее доверие по сравнению с данными МТЗ, подверженным различным искажениям.

С Абдулхаем Азымовичем (Борей) Жамалетдиновым я познакомился где-то в середине 1960-х.



Проф., д-р, Академик РАН  
А.А. Жамалетдинов, 2011 г. – 70 лет



Боря – выпускник университета, 1963 г.

### Работы с контролируруемыми источниками

Работами с контролируруемыми источниками самостоятельно я никогда не занимался, а только в содружестве с Абдулхаем Азымовичем Жамалетдиновым и под его руководством. Первая наша работа (Жамалетдинов и др., 1979) была на севере Мурманской области на полуострове Рыбачий там, где находились заземления МГД-генератора, вторая (Рокитянский и др., 1983) – на склоне Украинского щита над Кировоградской аномалией. Обе выполнены методом частотного зондирования в диапазоне 0.28–900 Гц стандартными электроразведочными станциями с питанием и приемом откликов заземленными линиями. Конфигурация установки известна. Казалось бы, не сложно получить функцию отклика  $\rho_k(\omega)$  и проинтерпретировать её. Но оказалось, что нужно разграничить зоны геометрического и частотного зондирования в условиях разномасштабных неоднородностей. Эти проблемы были приближенно решены и получены важные результаты: уточнена электропроводность полуостровов Средний и Рыбачий, использованная для расчета излучения МГД-источника, установлено глубинное залегание Кировоградской аномалии.

Эти работы показали желательность записей и магнитных компонент.

Методом МВП мы совместно уточнили параметры аномалии Имандра-Варзуга на Кольском полуострове (Рокитянский, Жамалетдинов и др., 1980). Впоследствии Абдулхай Азымович неоднократно использовал и обсуждал результаты МВП. Он организовал издание и выступил редактором сборника «Коровые аномалии электропроводности» (1984), написал с С.Н.Куликом обзор «Крупнейшие аномалии электропроводности мира» (Жамалетдинов и Кулик, 2012), во многих работах обсуждал природу аномалий, творчески отстаивая в одних случаях их электроннопроводящую природу (Жамалетдинов, 1996), в других случаях флюидную (Жамалетдинов, 2011). В своих исследованиях он обычно не ограничивался естественными полями, а дополнял их наблюдениями с искусственными контролируруемыми источниками, с которыми связаны его главные фундаментальные достижения.

### Зондирование с МГД-источником «Хибины» мощностью до 80 МВт

В эти работы были вовлечены многие ведущие специалисты страны (Л.Л. Ваньян, М.Н. Бердичевский, М.С. Жданов, Б.С. Светов, Э.Б. Файнберг и др), разрабатывавшие вопросы теории и методики обработки. Абдулхай Азымович участвовал в выборе пунктов наблюдения, установке аппаратуры и проведении наблюдений, как импульсов МГД, так и других «обычных» источников, собирал все эти материалы. Импульсы МГД, принятые во всех пунктах, он выложил в Интернет и каждый мог поучаствовать в их интерпретации. Я не раз пересматривал их, но никакой интерпретации сделать не мог. Для этого нужно знать геоэлектрическое строение трассы распространения сигнала. Сам сигнал бимодальный, для разделения мод не хватает данных, теория интерпретации для каждой моды различная. В коллективной монографии (Велихов, 1989) описывается множество подходов, но надежного способа глубинного зондирования не описано. Для небольших глубин сопоставление импульсов в близко расположенных пунктах (по существу, профилирование) позволило получить новые очень интересные результаты о проводимости в земной коре (Жамалетдинов, 1990).

### Проект Волгоград-Донбасс

Абдулхай Азымович задумал и организовал проект Волгоград-Донбасс – зондирование заземленной на концах питающей линией длиной 473 км с токовыми импульсами  $\pm 700$  А длительностью 100 с, питаемой от Волгоградской ГЭС напряжением 800 кВ. Первый сеанс был проведен в 1979 с двумя приемными станциями ЦЕС, за что инициатор получил выговор за отсутствие на подготовке пусков МГД. Однако успех последующей обработки позволил организовать Всесоюзный проект Волга-86 с участием более 20 отрядов различных организаций, обеспечивших наблюдения с разнесом до 700 км. Пятикомпонентные станции ночью регистрировали импульсы ЛЭП, а днем писали МТЗ. На Воронежском массиве была обнаружена неизвестная ранее коровая аномалия электропроводности. Десятки пунктов работали на Приазовском массиве и Донбассе. МВП на длинных периодах зафиксировало интенсивную аномалию

электропроводности – Донбасскую, однако на записях импульсов и МТЗ эта аномалия отразилась совсем слабо и без МВП не была бы обнаружена.

### СНЧ излучатель «Зевс» мощностью 5 МВт

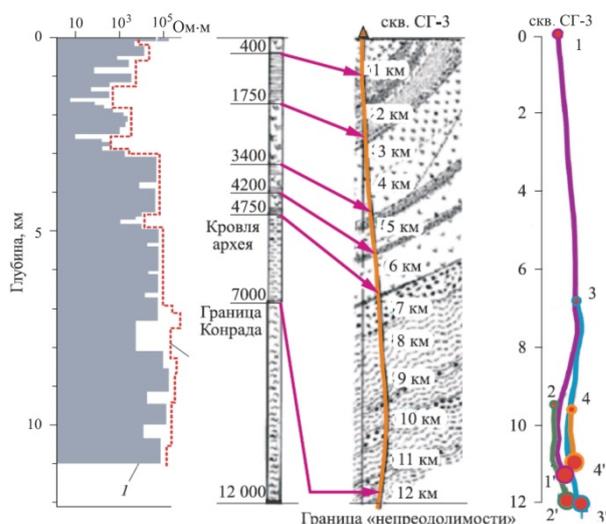
В конце 60-х годов возникла потребность в дальней связи с атомными подводными лодками, находящимися под водой в любой точке мирового океана. Несущая частота должна быть достаточно низкой, чтобы ЕМ-поле не затухло на глубине подводной лодки (до 100м). В России была выбрана частота 82 Гц и установка мощностью 5МВт с питающей горизонтальной линией длиной 60 км под кодовым названием «Зевс» была сооружена на Мурманском блоке Кольского полуострова. (Аналогичная американская установка работала в районе Великих озер на частоте 76 Гц). Геофизики стали использовать излучение «Зевса» в 1980-е. Абдулхай Азимович был еще полностью загружен работами по зондированиям с МГД, но в 1990 были проведены последние пуски МГД и после них он активно включился в работы с «Зевсом». Начиная с 1991 он ежегодно выезжает в поле, совершенствуя аппаратуру и методику наблюдений, получает новые уникальные результаты: профили до юга Карелии и Финляндии, зондирования на нефтяных структурах Западной Сибири на расстоянии 2100 км, регистрация сигналов «Зевс» в Китае на расстоянии 5000–7000 км.

### Тензорное зондирование «Феникс»

В этом варианте используется две длинные взаимно перпендикулярные заземленные линии, в которые подается со специально разработанного генератора мощностью 200 КВт два сигнала, синусоидальные с фиксированными частотами и с заданной поляризацией, линейной или круговой, или импульсные. Такой источник, в отличие от одной линии или диполя, позволяет получить тензоры (импеданса, магнитные), и изучать параметры анизотропии и неоднородности. Методика и полученные результаты описаны в работе (Жамалетдинов и др., 2009).

### Кольская сверхглубокая скважина СГ-3

Статью (Жамалетдинов, 2020) Абдулхай Азимович прислал мне с Новогодним поздравлением 31.12.2020. Приведу из неё 2 смонтированных рисунка с очень кратким описанием.



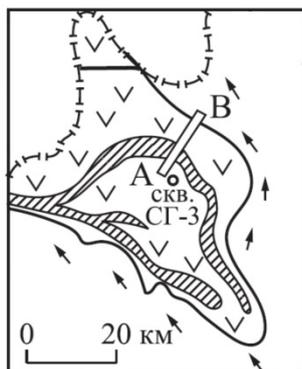
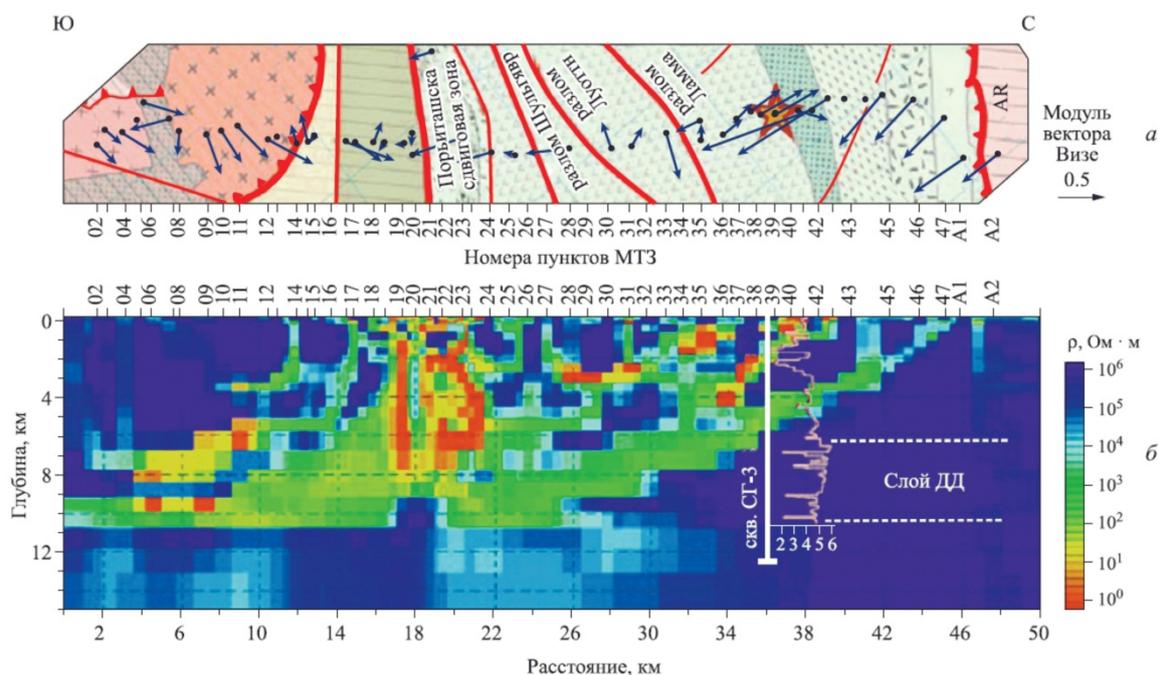
**Рисунок 1.** Вертикальные разрезы вдоль оси скважины. Слева направо: 1. Продольное (сплошная заливка) и поперечное (пунктир) сопротивления по данным бокового каротажа. 2. Геологические границы, предсказанные геофизиками до бурения. 3. – полученные при бурении. 4. Драматическая история бурения: Сначала пробурили до глубины 11662 м (ствол 1) и нижняя часть оборудования оборвалась. Новое бурение (2) от 9378 до 12065 м. Бурение 3 от 7010 до максимальной глубины 12262 м. Проектная глубина 15 км оказалась недостижимой.

### Выводы

1. В работах А.А. Жамалетдинова были разработаны методики интерпретации комплекса наблюдений с естественными и искусственными источниками, позволяющие по новому «увидеть» объект исследования. Этот опыт необходимо сохранить, обобщить, усовершенствовать и использовать.
2. При проведении современных синхронных многоточечных проектов МТЗ-МВП типа СМОЛЕНСК (Россия) или EMScore (США) целесообразно их дополнять тензорным зондированием типа Феникс с искусственными источниками поля, что несомненно повысит информативность и достоверность результатов всего комплекса работ.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Велихов ЕП, Жамалетдинов АА, Токарев АН, Асминг ВЭ, Шевцов АН, Гуревич АЕ, Ковалевский ВА, Мержеевский ВА, Тетерин ВП, Байсарович МН, Ингеров АИ, Попов ВМ, Ваньян ЛЛ, Рокитянский ИИ, Сапужак ЯС, 1989 Эксперимент «Волга» по глубинному зондированию земной коры с использованием линии электропередачи постоянного тока. ДАН СССР, **307**, № 5, с 1077–1081
- Жамалетдинов АА, Захарова ВИ, Павловский ВИ, Рокитянский АИ, Рокитянский ИИ, Токарев АД, 1979 Опыт частотных зондирований на полуострове Рыбачьем. Геофиз. журн. АН УССР, №3, с 73–77
- Жамалетдинов АА, 1990 Модель электропроводности литосферы по результатам исследований с контролируемыми источниками поля (Балтийский щит, Русская платформа). Л: Наука, 159 с.
- Жамалетдинов АА и др., 2009 Международный эксперимент FENICS по тензорному частотному электромагнитному зондированию литосферы... ДАН, **427**, №3, с 388–393
- Жамалетдинов АА, 2011 О флюидной природе промежуточных проводящих слоев в земной коре по результатам электромагнитных зондирований и каротажа сверхглубоких скважин. Физика Земли, №1. с 1–11
- Жамалетдинов АА, 2020 Кольская сверхглубокая скважина СГ-3 – 50 лет. Геофизические процессы и биосфера №4, с 94–116. <https://doi.org/10.21455/GPB2020.4-7>
- Рокитянский ИИ, 1970 Исследование глубинной электропроводности. Геофиз. сб. АН УССР, №38, с 102–106
- Рокитянский ИИ, Жамалетдинов АА, Кулик СН, Павловский ВН, Таначев ГС, 1980 Аномалия короткопериодных геомагнитных вариаций над структурой Имандра-Варзуга (Кольский полуостров). Геофиз. журн. АН УССР, №1, с 91–96
- Рокитянский ИИ, Шуман ВН, Логвинов ИМ, Лысенко ЕС, Павловский ВИ, Жамалетдинов АА, Токарев АД, Захарова ВИ, 1983 Частотные зондирования над Кировоградской аномалией проводимости. Геофиз. журн. АН УССР, №2, с 88–90
- Backus GE, Gilbert JF, 1967 Numerical applications of a formalism for geophysical inverse problem. Geophys J Roy Astronom Soc, 13, p 247–276



**Рисунок 2.** а. Векторы Визе на геологической карте вдоль профиля В-А (см. рисунок слева) от АR до скв. СГ-3 (внутри звезды) с продолжением на ЮЮЗ. б. Разрез по данным МТЗ (Litvinenko et al., 2014). Слой ДД – дилатантно-диффузионный слой из проводящих прослоек повышенной проводимости порядка 1 См почти повсеместно встречается на Балтийском щите (Жамалетдинов, 2020). Рисунок слева. Положение скважины относительно электроннопроводящих сульфидно-графитистых структур (косая штриховка) Печенги. Граница непроходимости на глубине 12 км (рисунок 1) подразумевает механическую непроходимости при бурении и непроходимости для постоянного тока, установленную при выполнении проекта «Мурман-2018». Жамалетдинов (2020) объясняет это уменьшением пористости, уменьшением содержания флюидов и упрочением пород на этой глубине.

## Результаты аудиоманнитотеллурических зондирований на геотраверсе Умба

А.А. Скороходов  
Геологический институт КНЦ РАН, sammicne@yandex.ru

---

### АННОТАЦИЯ

Геофизические исследования в районе Умба рифтовой зоны Имандра-Варзуга ведутся с 60-х годов. Проведены аэромагнитные, аэроэлектроразведочные работы и профилирование на постоянном токе. Вся структура контактирует с рудными зонами Кольского региона и представляет промышленный интерес. Несмотря на комплексное изучение участка, есть сомнения в понимании структуры и происхождения этой зоны.

Целью работы было определение строения убминской свиты, в частности направления падения горных пород на глубинах около 1 км.

Сотрудниками Геологического института КНЦ РАН проведено аудиоманнитотеллурическое зондирование (АМТ) на профиле, пересекающем убминскую свиту вдоль реки Умба (геотраверс Умба). Поскольку структура содержит электропроводящий графит и сульфитсодержащие породы, она сильно контрастирует в данных магнитотеллурических (МТ) зондирований.

Измерения проводились в 11 точках, в том числе за пределами этой зоны. В ряде точек измерения проводились с использованием 2-х аппаратных комплексов для расширения диапазона регистрируемых частот и контроля.

Первый комплекс – VMTU-10, разработанный «VEGA Geophysics». Он способен записывать сигнал частотой до 3000 Гц на 24 разряда АЦП. Второй – КВВН-7, разработанный совместно Геологическим институтом КНЦ РАН и Центром физико-технических проблем энергетики Севера КНЦ РАН. Он записывает сигнал на частотах до 10 000 Гц с 14 битами АЦП. Кроме того, он имеет 5 режекторных фильтров для нечетных гармоник промышленной частоты (50–450 Гц). Несмотря на наличие ЛЭП в непосредственной близости, при измерениях обоими комплексами удалось получить качественные данные.

Обработка данных проводилась с помощью программного обеспечения VMTU1d, созданного М.С. Петрищевым (ИЗМИРАН СПб). Эта программа определяет направление поляризации поля МТ. В этих направлениях проводится расчет кривых кажущегося сопротивления и фазы импеданса. В условиях протяженных структур МТ-поле можно представить в виде 2-х составляющих: ТЕ-моды (электрическая составляющая ориентирована вдоль оси структуры) и ТМ-моды (магнитная составляющая ориентирована вдоль структуры).

При соблюдении определенных критериев такое разделение позволяет рассматривать поле МТ как двумерное и значительно упростить инверсию.

2D-инверсия выполнялась с помощью программы Zond MT2D. Эта программа может инвертировать данные МТ как для каждой поляризации отдельно, так и для полного тензора.

Инверсия проводилась последовательно. Сначала были инвертированы данные ТЕ-моды, полученный геоэлектрический разрез использовался в качестве априорной модели для инверсии ТМ-моды.

На полученном разрезе Убминского Геотраверса выделяются несимметричные токопроводящие тела. Для определения точных углов падения необходима дополнительная обработка, в частности детальное моделирование данных.

Работа поддержана грантом РФФИ 18-05-00528 и госзаданием Министерства образования и науки РФ – тема ГИ КНЦ РАН №0226-2019-0052

**Ключевые слова:** аудиоманнитотеллурическое зондирование, 2D инверсия

---

## Результаты площадных работ методом МТЗ в Южном Приладожье

В.А. Куликов<sup>1</sup>, А.П. Ионичева<sup>1</sup>, П.Ю. Пушкарев<sup>1</sup>, Е.Ю. Соколова<sup>2</sup>, А.Г. Яковлев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, vic@nw-geo.ru, yaroslavtseva.anna@gmail.com, pavel\_pushkarev@list.ru, mail@nw-geo.ru

<sup>2</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, sokol\_l@mail.ru

---

### АННОТАЦИЯ

В докладе представлены результаты магнитотеллурических работ, выполненных за последние 3 года сотрудниками кафедры геофизики МГУ им. М.В. Ломоносова в Южном Приладожье. Ладожская аномалия электропроводности была открыта около 50 лет назад и является одной из наиболее изученных электроразведочными методами коровых аномалий на территории России. Основной объем работ методом МТЗ в 70-90 годы прошлого столетия был сконцентрирован в Северном Приладожье, тогда как южная часть Ладожской аномалии изучалась в меньшей степени. Это связано, с одной стороны, с высоким уровнем промышленных помех в Южном Приладожье от электрифицированных железных дорог г. Санкт-Петербург – г. Мурманск и г. Санкт-Петербург – г. Вологда, а, с другой стороны, с увеличением мощности проводящих осадков, выполняющих роль экрана при изучении коровых структур. Работы последних лет позволили собрать в Южном Приладожье набор площадных данных МТЗ высокого качества и провести 3D инверсию. В геоэлектрической модели выделяются две зоны коровой аномальной электропроводности юго-восточного и северо-восточного направлений. Первая является продолжением известной Ладожской аномалии. Вторая зона была выявлена в начале 80-х годов прошлого столетия по результатам одиночных магнитовариационных зондирований, выполненных Игорем Ивановичем Рокитянским, она маркирует границу между Новгородским массивом и Валдайским поясом.

**Ключевые слова:** Ладожская аномалия, магнитотеллурическое зондирование, коровые проводники, Восточно-Европейский кратон

---

### ВВЕДЕНИЕ

В 2013 году была образована Рабочая группа ЛАДОГА, в которую вошли сотрудники кафедры геофизики Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, ИФЗ РАН, Института геологии КарНЦ РАН и компании ООО «Северо-Запад». Основная цель группы ЛАДОГА – дальнейшее и более детальное изучение глубинной электропроводности в районе Ладого-Ботнической шовной зоны. В период с 2013 по 2018 гг. основные работы группы ЛАДОГА были сосредоточены в Северном и Северо-Восточном Приладожье (Соколова и др., 2016; Куликов и др., 2019). Начиная с 2018 года, основной объем работ был перенесен в Южное Приладожье, где за три года было организовано 5 экспедиций, снято более 100 точек МТЗ. Полученные данные были проанализированы на качественном уровне – построены карты и разрезы параметров тензора импеданса и фазового тензора, полярные диаграммы, определены основные направления. По отдельным профилям была проведена 1D и

2D инверсии. Проведен первый вариант трехмерной инверсии МТ-данных Южного Приладожья.

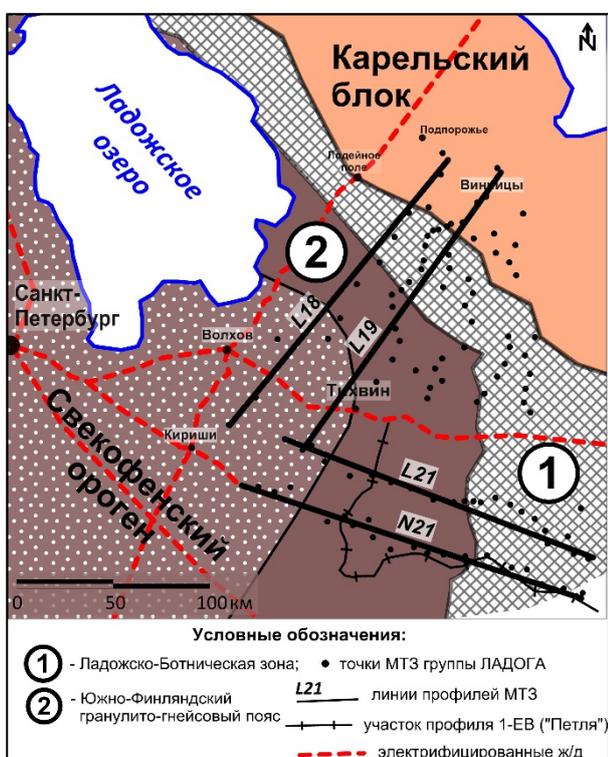
### МЕТОДИКА

При проведении магнитотеллурических измерений использовалось два вида аппаратуры: низкочастотные станции LEMI-417M (ЛЦ ИКИ, Украина) и магнитотеллурические станции «МЭРИ-ПРО», разработанные в компании ООО «Северо-Запад» (г. Москва), с датчиками магнитного поля IMS-010 (ООО «Вега», г. Санкт-Петербург). Станции LEMI-417M использовались только на начальной стадии работ в Южном Приладожье, а основной объем измерений был выполнен со станциями «МЭРИ-ПРО». Регистрировались пять компонент МТ-поля.

Общий объем измерений методом МТЗ в Южном Приладожье с 2018 по 2021 гг. составил более 100 ф.т. (физических точек). В 2018, 2019 и 2021 годах работы выполнялись (рисунок 1) в профильном варианте по линиям Кириши-Подпорожье (профиль L18), Тихвин-Винницы (профиль L19),

Струнино-Долоцкое (профиль L21), Будогощь-Климовщина (профиль N21). По этим профилям была проведена двумерная интерпретация и построены глубинные модели удельного электрического сопротивления (УЭС) (Kulikov et al, 2020).

Для качественного площадного анализа данных и трехмерной инверсии к материалам, полученным группой ЛАДОГА в 2018–2021 гг., были добавлены результаты магнитотеллурических работ на профиле 1-ЕВ (рисунок 1). Для того, чтобы согласовать результаты работ группы ЛАДОГА со старыми данными профиля 1-ЕВ, зимой и летом 2021 года были проведены повторные измерения на отдельных точках опорных профилей L21 и N21.

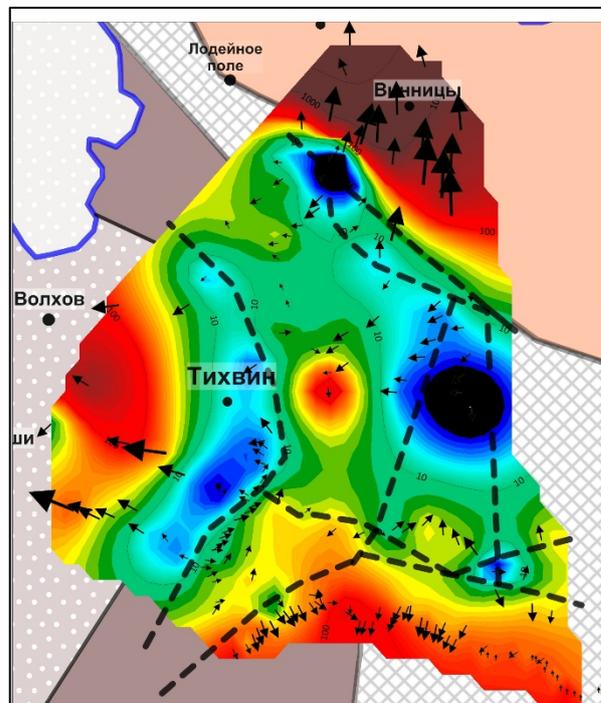


**Рисунок 1.** Положение точек МТЗ в Южном Приладожье.

### РЕЗУЛЬТАТЫ

На основе качественного анализа МТ-данных можно выделить два основных направления проводящих структур в земной коре. В северной части площади работ главное направление северо-западное, отвечающее простиранию Ладожско-Ботнической зоны. На основании поведения индукционных векторов можно заключить, что при продвижении на юг направление проводника изменяется с СЗ на субмеридиональное. Общая ширина аномальной

области составляет около 80 км, но максимальные проводимости прослеживаются по ее северо-восточному флангу. В южной части площади работ превалирует северо-восточное направление проводников, что отвечает азимуту простирания Южно-Финляндского гранулитового пояса (рисунок 2).



**Рисунок 2.** Карта эффективной компоненты кажущегося сопротивления на периоде 100с. Черными стрелками обозначены действительные индукционные вектора (в конвенции Визе – «от проводника»), по результатам анализа амплитуд и азимутов которых намечены оси коровых проводников (пунктирные линии).

Трехмерная инверсия магнитотеллурических данных осуществлялась с помощью программы ModEM (Egbert and Kelbert, 2012; Kelbert et al., 2014).

В качестве стартовой модели использовалось однородное полупространство сопротивлением 1000 Ом·м. По горизонтали модель была разбита на ячейки размером 3000x3000 м, мощность первого слоя составила 50 м, размер ячеек вертикальной сетки увеличивался с глубиной.

Качество решения обратной задачи определяется расхождением между наблюдаемыми и модельными данными. В программе ModEM для оценки точности подбора используется параметр nRMS (среднеквадратичная невязка, нормированная

на ошибку данных). Мы использовали в качестве критерия остановки вычислений условие  $RMS \leq 3$ .

Наиболее ярким результатом 3D инверсии является выделение Ладожского корового проводника, ось которого лежит примерно на линии продолжения северо-восточного берега Ладожского озера. На картах-срезах УЭС до 20 км мы можем увидеть загиб Ладожского проводника на юг.

Вторая область низких УЭС находится на пересечении профилей 1-ЕВ и L21. Предположительно, этот проводник имеет северо-восточное направление и проходит дальше на север несколько восточнее г. Тихвин. К сожалению, в этой части площади работ откартировать его положение затруднительно из-за пересечения электрифицированной железной дороги г. Санкт-Петербург – г. Вологда.

Для уточнения глубинного строения коровых проводников и сравнения с предыдущими вариантами двумерной интерпретации, мы провели сопоставление глубинных разрезов УЭС, полученных по 3D и по 2D инверсиям по профилям L18, L19, L21 и N21.

Профили L18 и L19 имеют северо-восточное направление и пересекают практически в крест Ладожскую аномалию.

Основные черты проводящих зон земной коры ЮВ Приладожья, полученные по результатам 2D и 3D инверсий, близки (рисунок 3). Наиболее крупная проводящая структура Ладожской аномалии имеет наклон около  $40^\circ$  в юго-западном направлении, погружаясь под Южно-Финляндский пояс. Минимальные значения УЭС в ее пределах фиксируются в районе профиля L19 на глубинах 12–20 км. На северном профиле L18 присутствует еще одна проводящая субвертикальная зона, расположенная западнее (под т. 4, т. 5) и соединяющаяся на глубинах около 20 км с основной осью Ладожского проводника. Эта зона приурочена к известной палеорифтовой структуре – Ладожско-Пашскому грабену, который изучался ранее аудиоманнителлурическими методами (Stepanov et al, 2016).

Азимут профилей L21 и N21 близок к широтному. Профили закладывались, в первую очередь, для изучения глубинной структуры проводника северо-восточного направления, ортогонального Ладожской зоне. Геоэлектрические модели по профилям L21 и N21 по результатам 2D имеют много общих черт (рисунок 3). В западной части профилей наблюдается субвертикальная проводящая зона, уходящая на глубины более 50 км.

Наклон проводника западный, угол наклона составляет  $75\text{--}80^\circ$ . Минимальные значения УЭС в пределах аномальной зоны фиксируются на глубинах от 8 до 25 км и составляют десятые доли Омм. По результатам 3D инверсии минимальный уровень сопротивлений значительно выше и составляет около 100 Омм. Восточная часть профиля, как это видно на картах кажущихся параметров и карт-срезов УЭС, проходит параллельно субширотным проводящим структурам, которые и проявляются за счет бокового влияния на геоэлектрических разрезах в виде ложного горизонтального проводника.

### Выводы

Качественный анализ МТ-данных показывает, что в Южном Приладожье мы имеем дело со сложным трехмерным геоэлектрическим строением земной коры, определяемым суперпозицией ряда тектонических структур, включая палеорифтовые, имеющих различные простираия. Тектонические (и геоэлектрические) структуры, протягивающиеся в северо-западных румбах, соподчинены простираию Ладожско-Ботнической зоны, а северо-восточные – отвечают изгибу Южно-Финляндского гранулитового пояса (Минц и др., 2010). Если для построения геоэлектрической модели севера Ладожской аномальной зоны можно было использовать в качестве основного инструмента интерпретации двумерную инверсию, то в сложных условиях Южного Приладожья единственным возможным инструментом интерпретации МТ-данных остается трехмерная инверсия, учитывающая влияние всех аномалиеобразующих объектов. Сложное геологическое строение изучаемого региона отражается и в потенциальных геофизических полях наложением аномалий разной ориентации.

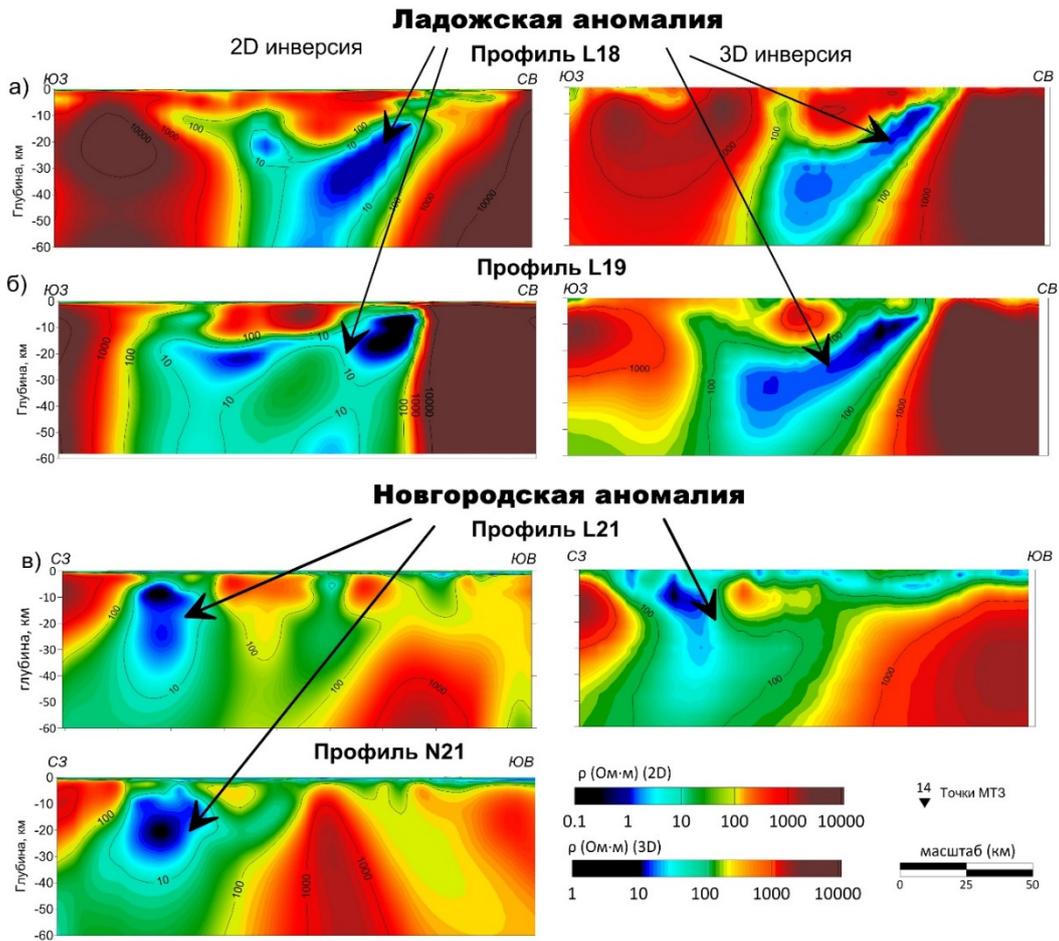
Применение аппарата современной 3D инверсии позволило нам получить принципиально новый результат – построить объемную модель структуры Ладожской аномалии коровой электропроводности в Южном Приладожье. В рамках 3D инверсии мы объединили данные магнитотеллурических зондирований, полученных в разные годы и с разной аппаратурой, в частности, согласовали материалы группы ЛАДОГА и профиля 1-ЕВ. Контрастная проводящая структура, выявленная в западной части профилей L21 и N21, имеет северо-восточное простираие и,

возможно, маркирует северную границу широкого палеорифтового пояса, разделяющего Фенноскандию с одной стороны и Сарматия и Волго-Уралию с другой.

Существование данной проводящей структуры было предсказано Игорем Ивановичем Рокитянским в работе (Рокитянский и др., 1982) по результатам одиночных магнитовариационных зондирований, выполненных в разных участках северо-востока Восточно-Европейской платформы в начале 80-х годов прошлого столетия.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Куликов ВА, Соколова ЕЮ, Десятков ДО, Ионичева АП, Пушкарев ПЮ, Сумарокова ЕС, 2019 Новые данные МТЗ-ГМТЗ по профилю Кириши-Подпорожье 2018г. Сборник тезисов Международной геолого-геофизической конференции и выставки «ГеоЕвразия-2019. Современные технологии изучения и освоения недр Евразии». Москва, с 446–452
- Минц МВ, Сулейманов АК, Бабаянц ПС, Белоусова ЕА, Блох ЮИ, Богина ММ, Буш ВА, Докукина КА, Заможная НГ, Злобин ВЛ, Каулина ТВ, Конилов АН, Михайлов ВО, Натапов ЛМ, Пийп ВБ, Ступак ВМ, Тихоцкий СА, Трусов АА, Филиппова ИБ, Шур ДЮ, 2010 Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. М.: Геокарт; ГЕОС
- Рокитянский ИИ, Кулик СН, Логвинов ИМ, Рокитянская ДА, 1982 Аномалии геомагнитных вариаций на СЗ европейской части СССР, Физика Земли, №11, с 101–106
- Соколова ЕЮ, Голубцова НС, Ковтун АА, Куликов ВА, Лозовский ИН, Пушкарев ПЮ, Рокитянский ИИ, Таран ЯВ, Яковлев АГ, 2016 Результаты синхронных магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований в районе Ладожской аномалии электропроводности. Геофизика, №1, с 48–61
- Egbert, GD, Kelbert, A, 2012 Computational recipes for electromagnetic inverse problems. *Geophys. J. Int.*, №189, pp 167–251
- Kelbert, A, Meqbel N, Egbert GD, and Tandon K, 2014 ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data. *Comput. Geosci.* v. 66, pp 40–53
- Kulikov VA, Sokolova EYu, Ionicheva AP, Pushkarev PYu, Yakovlev AG, 2020 Electrical conductivity of the basement of east European platform in the southeastern Ladoga region from magnetotelluric data. *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, vol. 56, no. 6, pp 789–807
- Stepanov K, Antashchuk K, Saraev A, 2016 Clarification of Pasha Rift Structure in Pasha-Ladoga Basin Based on AMT and Gravity Data, *Geophysica*, 51(1), pp 51–67



**Рисунок 3.** Сравнение результатов 2D и 3D инверсии по отдельным профилям в Южном Приладожье

## О роли Марка Наумовича Бердичевского в геоэлектрических исследованиях коры и мантии Земли

П.Ю. Пушкарев, Н.С. Голубцова  
Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, pavel\_pushkarev@list.ru

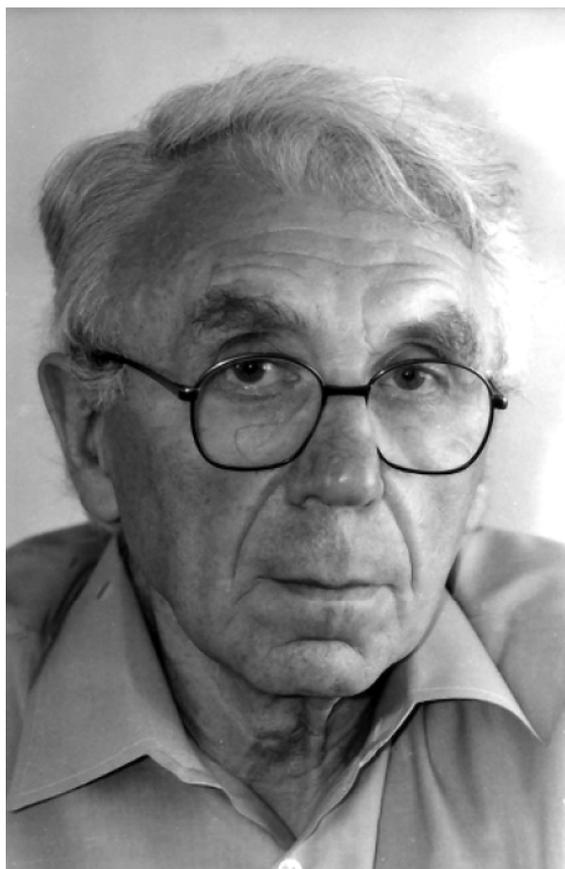
---

### АННОТАЦИЯ

Доклад посвящён создателю теории и практики метода магнитотеллурического зондирования Земли Марку Наумовичу Бердичевскому (1923–2009). Кратко излагается его биография, включая ранние годы, участие в Великой Отечественной войне, обучение в МГУ, работу во ВНИИГеофизике и дальнейшую научную и преподавательскую деятельность в МГУ. Рассматривается вклад М.Н. Бердичевского в создание магнитотеллурических методов, разработку методики интерпретации электромагнитных зондирований горизонтально-неоднородных сред, изучение коровой электропроводности на территории СССР, построение геоэлектрических моделей коры и мантии Земли ряда регионов.

**Ключевые слова:** М.Н. Бердичевский, магнитотеллурическое зондирование, электропроводность, земная кора

---



Учёный с мировым именем, профессор Московского университета Марк Наумович Бердичевский был удивительно талантливым, интеллигентным и всесторонне развитым человеком, создавшим новое направление в геофизической науке и воспитавшим множество учеников.

### Ранние годы

Марк Бердичевский родился 2 апреля 1923 года в Киеве, в семье педагогов. Отец, Бердичевский Наум Маркович (1888–1959), был доцентом кафедры электромеханики Киевского Политехнического института. Мать, Бердичевская Софья Марковна (1895–1964), многие годы проработала учителем русского языка и литературы в старших классах. Вероятно, именно в семье и были заложены в юноше любовь к литературе, поэзии, и, в то же время, стремление к познанию природы вещей, явлений. Возможно, это сочетание и привело Марка Бердичевского в геологическую науку, и конкретно в геофизику: ведь каждый геофизик – это исследователь процессов, происходящих в недрах Земли, а в душе – почти всегда романтик и, хоть чуточку, поэт. Уже в молодости он писал стихи, входил в кружок молодых поэтов наряду с Наумом Коржавиным, Семёном Гудзенко, Яковом Гальпериным. Хотя позднее он выбрал служение науке, увлечение поэзией осталось с ним на всю жизнь.

В 1940-м году Марк Бердичевский окончил школу и поступил на геолого-географический факультет Киевского государственного университета имени Т.Г. Шевченко (КГУ). Перед началом Великой Отечественной войны КГУ был третьим по величине университетом в СССР (после Москвы и Ленинграда).

## Великая Отечественная война

В 1941-м году, сразу после объявления войны, Марк Бердичевский вместе с товарищами отправился на призывной пункт. После прохождения медицинской комиссии он был направлен в военно-авиационное училище.

С июня 1941 г. по сентябрь 1942 г. Марк Бердичевский – курсант Тбилисского военно-авиационного училища (по подготовке младших авиаспециалистов). Затем переведён для дальнейшего обучения в Черниговскую военно-авиационную школу пилотов ВВС Красной Армии, которая была передислоцирована в Кызыл-Арват Туркменской ССР. Парк самолетов, на которых проходили обучение курсанты, включал самолеты марок У-2, УТ-2, И-16, УТИ-4.

Окончив авиашколу в г. Кызыл-Арват осенью 1943 года и получив воинское звание сержанта, Марк Бердичевский был отправлен на фронт в действующую армию. Но ход войны менялся, и через некоторое время вышел приказ о переподготовке летных кадров на самолеты дальней авиации. Молодые летчики, в их числе и Марк Бердичевский, были направлены в Новосибирскую военную авиашколу пилотов (ВАШП), которая дислоцировалась в г. Бердск, и к тому времени была переведена в систему авиации дальнего действия.

Условия проживания и обучения в ВАШП были очень тяжелые. В первую очередь все необходимое отправлялось на фронт в действующие воинские части и подразделения. Авиационной техники не хватало, ее технический ресурс был использован полностью.

Во время прохождения службы в Новосибирской ВАШП, в сентябре 1944 г., Марк Бердичевский получил тяжелейшую военную травму, и по февраль 1945 г. находился на лечении в эвакогоспитале. Впоследствии был демобилизован из рядов Красной Армии, получив на всю жизнь инвалидность из-за расстройства опорно-двигательного аппарата.

Война отложила отпечаток на всю дальнейшую жизнь Марка Бердичевского. Многие его сверстники не вернулись с фронта, кто-то погиб в оккупированном фашистами Киеве. Он потерял товарищей по литературному кружку в довоенном Киеве: талантливый поэт, Яков Гальперин – был расстрелян немцами в гестапо в апреле 1943 г.; Мун Лумкис – погиб под Киевом в ноябре 1943 года; Анатолий Юдин – пропал под Вязьмой в

октябре 1941 года. Да и последствия травмы не давали о себе забыть.

Марк Бердичевский вернулся в освобожденный и разрушенный Киев, где продолжил учёбу на геологическом факультете КГУ. В это время там появилась новая геофизическая специальность, и он перешел на нее. В своих кратких воспоминаниях он пишет: «Однако в те годы геофизика в Киеве была в самом зачаточном состоянии, поэтому мне скоро стало ясно, что учиться надо в Москве. Я поехал в Москву и меня приняли на третий курс геофизической специальности геологического факультета МГУ. При поступлении мне пришлось досдать несколько предметов».

## ПЕРВЫЕ УЧИТЕЛЯ В ГЕОФИЗИКЕ

За время обучения наиболее глубокие впечатления Марка Наумовича были связаны с Александром Игнатьевичем Заборовским и Львом Моисеевичем Альпиным, которых он считал своими учителями.

А.И. Заборовский (1894–1976), выдающийся геофизик, автор фундаментальных теоретических работ и классических учебников по электроразведке, был создателем кафедры геофизики в МГУ и возглавлял её в те годы. Марк Наумович писал о нём так: «Энциклопедически высокообразованный учёный и блестящий педагог, он был основателем русской геофизической школы, достижения которой во многом определили современное состояние методов прикладной геофизики, направленных на поиски месторождений полезных ископаемых».

Л.М. Альпин (1898-1986) был одной из самых ярких фигур среди геофизиков середины прошлого века, специалистом в области теории геофизических полей и электроразведки. Он работал в Московском геологоразведочном институте (МГРИ), со специалистами которого геофизики МГУ всегда тесно сотрудничали. В 1998 году в своей статье в журнале «Геофизика» М.Н. Бердичевский и Б.С. Светов писали: «Геофизическое мышление авторов статьи и их, если можно так выразиться, геофизическая философия формировались под сильным воздействием бесед с Львом Моисеевичем Альпиным и его книг и лекций».

Большое влияние на становление Марка Наумовича, как ученого, оказал и известный геофизик-теоретик Сергей Михайлович Шейнман (1903-1986). «На последнем курсе (в 1948 г.) я поехал в экспедицию в Фергану в

электроразведочную партию, которую возглавлял Сергей Михайлович. В то время он руководил первыми опытными исследованиями, связанными с разработкой метода теллурических токов (ТТ). Мне повезло: я решил несколько задач по методу ТТ, которые были полезны для дальнейшего развития этого метода. К сожалению, наше первоначальное знакомство с Сергеем Михайловичем и общение с ним было недолгим, т.к. осенью 1949 года его арестовали. Наше общение возобновилось только в 1956 году, когда он вернулся из заключения», – вспоминал Марк Наумович. С.М. Шейнман был осужден ОСО при НКВД на 10 лет как «меньшевик», реабилитирован прокуратурой Ленинградской области в 1989 г. По результатам производственной практики в Фергане М.Н. Бердичевский написал свою дипломную работу и с блеском защитил её. Вот что пишет Б.К. Матвеев, профессор Пермского государственного университета, выпускник МГУ 1952 г. «В июне 1949 г. состоялся первый выпуск геофизиков МГУ (М. Бердичевский, А. Гайнанов, В. Зайцев, В. Кун и другие). Выдающимся событием была защита дипломной работы М.Н. Бердичевским. Руководитель А.И. Заборовский в своем отзыве оценил ее на уровне кандидатской диссертации и посоветовал автору переоформить работу в диссертацию и представить к защите на Ученом Совете. Такое заявление бурно приветствовали все присутствующие». А.И. Заборовский хотел взять выпускника в аспирантуру, но парторг факультета резко возразил, что М.Н. Бердичевский индивидуалист и педагогической деятельностью в университете ему лучше не заниматься, а пойти в научный институт. (В то время парторги часто решали судьбу выпускников. И вероятно, не только независимый характер Марка Наумовича был причиной такого решения). Так он попал в НИИПГ (Научно-исследовательский институт прикладной геофизики), переименованный потом во Всесоюзный НИИ геофизических методов разведки Мингео СССР (ВНИИГеофизика).

В 1949 году Марк Наумович начал работать во ВНИИГеофизике в должности младшего научного сотрудника. Здесь ему предстояло проработать 20 лет. Основным направлением его деятельности стала разработка методов низкочастотной глубинной электроразведки.

### **Состояние электроразведки в середине XX века**

Данное направление разведочной геофизики оформилось в 1910-е годы, когда французские исследователи Конрад и Марсель Шлюмберже разработали метод вертикального электрического зондирования (ВЭЗ), впоследствии внедрённый ими для решения ряда геологических задач, в том числе для поисков и разведки нефтегазовых месторождений.

Однако к середине XX века метод ВЭЗ не отвечал возросшим потребностям к детальности нефтегазовых исследований, особенно на фоне успешного развития сейсморазведки. Проблема заключалась в том, что для достижения большой глубинности исследования необходимы были многокилометровые разности между питающими и приёмными электродами, что при использовании установки Шлюмберже было технически сложно.

Частично проблему удалось решить с использованием дипольных электрических зондирований (ДЭЗ), предложенных профессором МГРИ Л.М. Альпиным. В дипольных установках использовались меньшие длины питающих линий, что было проще и обеспечивало более высокую помехоустойчивость.

Тем не менее, принципиальная проблема точности и детальности исследований на больших разностях отчасти сохранялась. Нужны были новые методы электроразведки, основанные на другом принципе зондирования. Такими методами стали методы низкочастотного электромагнитного поля, в них эффект зондирования достигается за счёт использования разных частот колебаний поля.

### **Работа во ВНИИГеофизике**

В послевоенные годы быстрое развитие и внедрение новых методов разведочной геофизики, использующих низкочастотные электромагнитные поля, обеспечили молодые учёные ВНИИГеофизики. Так, другой будущий профессор, Леонид Львович Ваньян, разрабатывал методы частотного зондирования и зондирования становлением поля, использующие искусственные источники. Марк Наумович занимался методами естественного низкочастотного поля космической природы, получившими название магнитотеллурических.

Разработки начались с наиболее простого метода теллурических токов (МТТ). Этот метод предложили братья Шлюмберже, позднее в СССР занимался его теоретическим обоснованием С.М. Шейнман. Марк Наумович обеспечил быстрое развитие и внедрение МТТ, результаты этой работы нашли отражение в его кандидатской диссертации на тему «Электрическая разведка погребенных структур методом теллурических токов» (1953 год).

К этому времени А.Н. Тихоновым была предложена идея использования отношения ортогональных электрической и магнитной компонент магнитотеллурического поля. Эта идея была реализована М.Н. Бердичевским в виде относительно простого метода магнитотеллурического профилирования (МТП). Описанию этого метода посвящена его диссертация на соискание степени доктора технических наук «Электрическая разведка методом магнитотеллурического профилирования» (1967 год).

Наконец, применение новых разработок в области регистрации и обработки сигналов позволило Марку Наумовичу внедрить метод магнитотеллурического зондирования (МТЗ), широко применяемый и в настоящее время.

Новые методы сразу опробовались в Западной Сибири, освоение которой тогда было приоритетным для страны. Полученная информация о строении осадочного чехла и рельефе кристаллического фундамента в сочетании с данными сейсморазведки использовалась при выборе перспективных зон, в которых затем проводилось разведочное бурение, в свою очередь приведшее к открытию крупнейших нефтяных и газовых месторождений, например, Уренгойского, которое эксплуатируется до сих пор. Открыто месторождение было в 1966 г. Добыча газа началась в 1978. 25 февраля 1981 на Уренгойском месторождении добыты сто миллиардов кубометров природного газа. С января 1984 газ с Уренгойского месторождения начинает экспортироваться в Западную Европу.

Открытие Уренгойского месторождения дало начало бурному освоению богатств недр Западной Сибири, и немаловажную роль в этом сыграли геофизические методы разведки (в том числе и МТ-методы). В дальнейшем, в Западносибирском нефтегазоносном районе были выявлены свыше 500 месторождений важнейших горючих полезных ископаемых (нефти и газа), в которых содержится свыше 60% российских запасов нефти и до 90% природного газа.

После открытия Уренгойского месторождения во многих нефтяных организациях появились электромагнитные партии, ведущие МТ исследования в нефтеперспективных регионах. Начались масштабные исследования МТ-методами в пределах Восточно-Европейской платформы (Прикаспийская впадина, Тимано-Печерская впадина, Волгоуральская провинция), а также в Восточной Сибири – в Якутии, Забайкалье и других регионах.

На определенном этапе использования магнитотеллурических методов стало ясно, что классическая одномерная интерпретация данных МТЗ, основанная на горизонтально-слоистой модели среды, может приводить к построению ложных глубинных геологических структур. Появилась необходимость в развитии как методики наблюдения электромагнитных данных, так и в теории и методах их интерпретации.

#### **Сотрудничество с А.Н. Тихоновым**

Говоря о магнитотеллурических методах, нельзя обойти вниманием выдающегося математика, академика и профессора МГУ Андрея Николаевича Тихонова (1906–1993). Как уже отмечалось, им в 1950-м году была предложена идея метода магнитотеллурического зондирования, а затем заложены основы решения прямых задач магнитотеллурики в горизонтально-однородных и неоднородных средах.

М.Н. Бердичевский, специализируясь на этом направлении, активно взаимодействовал с А.Н. Тихоновым и его сотрудниками. В 1966 году вышла совместная работа двух родоначальников магнитотеллурики в Известиях АН СССР (серия «Физика Земли») «Опыт применения магнитотеллурических методов при изучении геологического строения осадочных бассейнов», подводившая итоги развития теории и практики этих методов на тот момент.

#### **Первые шаги в изучении горизонтально-неоднородных сред**

На начальных этапах развития методов электромагнитного зондирования Земли изучались квазислоистые структуры. При исследовании сложно построенных геологических сред эти методы давали грубую и подчас недостоверную информацию.

В магнитотеллурике основным интерпретационным параметром являлся скалярный импеданс  $Z$ . В начале 1960-х годов Марк Наумович предложил новую идею, сыгравшую важнейшую роль – использовать линейные соотношения между горизонтальными векторами электрического и магнитного полей через тензор импеданса  $[Z]$ . Его использование открыло большие возможности магнитотеллурики при изучении горизонтально-неоднородных сред. Это повлекло за собой развитие и других методов электроразведки применительно к их изучению.

Переход от одномерной к двумерной и трехмерной интерпретации придал новый мощный импульс в развитии электромагнитных методов в геофизике. Совершенствование вычислительной техники привело к развитию численных методов и созданию вычислительных программ, которые позволили строить двумерные и трехмерные модели геологических сред.

#### Учебная работа в МГУ

В 1969 году М.Н. Бердичевский вернулся на свою родную кафедру уже в качестве профессора. В число его обязанностей вошло чтение лекций и участие в организации и проведении студенческих практик. Необходимо отметить, что Марк Наумович был выдающимся лектором, его способность доступно объяснять материал и интеллигентные манеры привлекали слушателей, а интересные и актуальные темы научной работы под его руководством всегда обеспечивали ему способных учеников.

По инициативе Марка Наумовича и при активном участии профессора Владимира Ивановича Дмитриева в учебный процесс на кафедре геофизики были введены существующие поныне курсы «Теория геофизических полей», «Некорректные задачи геофизики» и «Теория электромагнитных зондирований». Было затрачено очень много сил, чтобы добиться почти-что невозможного в то время: сократить в учебном плане количество часов по таким дисциплинам, как История КПСС и Марксистско-ленинская философия, чтобы увеличить количество часов для преподавания математических дисциплин. Настольными книгами для студентов-геофизиков стали монографии М.Н. Бердичевского.

Также М.Н. Бердичевский работал в Методическом совете геологического факультета, разрабатывая учебные планы для

кафедры геофизики. Он участвовал в деятельности Научного студенческого общества, приходил читать лекции студентам и аспирантам в общежитие.

Однажды, Марк Наумович должен был в общежитии прочитать студентам лекцию на тему «Электромагнитное поле Земли». Но человек, который писал объявление о лекции, ошибся, и написал «Электромагнитное поле человека». Узнав об этом, лектор, чтобы не разочаровать пришедших слушателей, в течение часа рассказывал им про биополе.

Совместно с профессорами В.И. Дмитриевым и Л.Л. Ваньяном, Марк Наумович организовывал Всесоюзные школы по электромагнитным зондированиям Земли, которые проходили в разных городах страны с 1969 по 1988 годы. Школы существенно способствовали обмену опытом и информацией между учёными из разных организаций, а также подготовке молодых специалистов.

Первая Всесоюзная школа-семинар по электромагнитным зондированиям состоялась в 1969 году в поселке Фирюза (Туркмения). Уже тогда в ее работе принимали участие представители 12 союзных республик. На ней были заложены традиции дальнейших школ, которые были окончательно закреплены на второй школе-семинаре (Сухуми, 1973 г.) Обширна география дальнейших школ (Фирюза, Звенигород, Мукачево, Баку, Киев, Дагомыс).

По форме и содержанию эти мероприятия носили научно-образовательный характер. Под флагом «школьного» движения объединились тогда академическая, вузовская и производственная деятельность ученых, преподавателей и полевиков-геофизиков в области относительно молодой еще науки – геоэлектрики. В организации школ принимали участие институты АН СССР и Союзных республик (ИЗМИРАН, ИО РАН, ИФЗ, МГК и др.), МГУ им. М.В. Ломоносова, многие другие ВУЗы, НИИ и производственные организации СССР.

С распадом СССР «школьная» традиция прервалась более чем на 15 лет. Она возродилась лишь в 2003 г. и продолжается до сих пор.

#### НАУЧНАЯ РАБОТА В МГУ

В 1970-е годы М.Н. Бердичевским и В.И. Дмитриевым на основе решения прямых двумерных и трехмерных задач была создана теория искажений кривых магнитотеллурического зондирования в горизонтально-неоднородных средах. Это

позволило начать разработку методики интерпретации магнитотеллурических данных, впоследствии успешно применявшуюся для построения глубинных геоэлектрических моделей тектонически активных зон, а также для поисков и разведки месторождений горючих и твёрдых полезных ископаемых.

В 1980-х годах под руководством Марка Наумовича осуществлялся проект по составлению модели электропроводности земной коры на территории СССР. В нём участвовали учёные из регионов от Ленинграда и Киева до Камчатки и Сахалина. Были обобщены сведения об электропроводности земной коры разных тектонических структур, сделаны выводы о природе аномалий.

Исследование коровых аномалий представляет большой интерес, так как они несут важную информацию о петрофизическом составе, термодинамическом и фазовом состоянии пород на больших глубинах. Эта информация, в свою очередь, позволяет определять условия и прогнозировать области формирования полезных ископаемых.

В 1980-е годы глубинные электромагнитные исследования осуществлялись уже почти на всей территории бывшего СССР. В них принимали участие крупнейшие научно-производственные геологические объединения, институты Академии наук и ведущие Вузы страны. Все чаще в литературе стали появляться сообщения об аномалиях электропроводности в земной коре и верхней мантии. Возникла необходимость обобщить накопленный опыт и систематизировать полученные результаты по электропроводности земной коры.

В связи с этим по инициативе ведущих ученых страны и по поручению Мингео СССР в ГКНТ была создана рабочая программа: «Разработка модели распределения корового проводящего слоя на территории СССР по данным электромагнитных исследований». Головная организация – Геологический факультет МГУ, исполнители – все ведущие ВУЗы страны, крупнейшие научно-исследовательские институты Академии Наук, а также научно-производственные объединения Мингео. Работу возглавлял Редсовет карты (председатель М.Н. Бердичевский, заместители – Л.Л. Ваньян, М.С. Жданов). В Редсовет вошли представители более 30 организаций участников. Работа планировалась на 1986–1995 гг. и должна была завершиться составлением геоэлектрических моделей земной коры Восточной Европы и

Северной и Центральной Азии, карт и схем глубинного геоэлектрического районирования. Однако из-за распада СССР и прекращения финансирования не всё задуманное удалось осуществить.

В 1990-е и 2000-е годы Марк Наумович много внимания уделял изучению глубинного строения земной коры и верхней мантии тектонически активных регионов. Развитие вычислительной техники позволило перейти к построению детальных двумерных геоэлектрических моделей. М.Н. Бердичевским, В.И. Дмитриевым и их учениками была разработана методика двумерной интерпретации данных МТЗ и построены геоэлектрические модели коллизионной зоны Тянь-Шаня, Байкальской рифтовой зоны, Малого Кавказа, Каскадной субдукционной зоны и другие. Эти модели отражают глубинные тектонические процессы в литосфере, связанные с тепломассопереносом и приводящие к формированию сейсмической и вулканической активности, месторождений полезных ископаемых и геотермальных ресурсов.

Научные достижения М.Н. Бердичевского были хорошо известны во всём мире, чему способствовали его активное участие в зарубежных конференциях и публикации в ведущих европейских и американских журналах. На протяжении многих лет он представлял СССР в рабочей группе по электромагнитной индукции в Земле в рамках Международной ассоциации геомагнетизма и аэрономии. Марк Наумович по праву считался самым авторитетным учёным на постсоветском пространстве, его причисляли к патриархам мировой геофизической науки, его монографии были и до сих пор остаются, говоря без преувеличения, настольными книгами геофизиков на всех континентах.

За всю жизнь М.Н. Бердичевский написал, в том числе в соавторстве, 14 монографий и более 250 статей, подготовил более 20 кандидатов наук и 4-х докторов наук.

Главным итогом работы Марка Наумовича является достигший высокого уровня эффективности метод магнитотеллурического зондирования, который применяется в широком диапазоне частот для решения с высокой детальностью целого ряда геологических задач. К ним относятся:

- глубинные исследования земной коры и верхней мантии платформенных областей, зон спрединга, субдукции и коллизии;
- региональные геофизические работы для выявления зон, перспективных с точки зрения различных видов полезных ископаемых;

- изучение нефтегазоносных осадочных бассейнов;
- поиск и разведка месторождений твёрдых полезных ископаемых;
- исследование сейсмоактивных зон и вулканов;
- оценка геотермальных ресурсов;
- изучение подземных вод и многолетнемерзлых горных пород.

#### **ЛИТЕРАТУРА**

Доклад подготовлен на основе статьи:  
В.И. Дмитриев, Н.С. Голубцова, П.Ю. Пушкарев.  
Создатель теории и практики метода магнитотеллурического зондирования Земли.  
Марк Наумович Бердичевский (1923-2009).  
В книге «Судьбы творцов Российской науки и культуры». Том 8, 2021 (в печати).

## Геоэлектрическая модель глубинного строения Енисей-Хатангского регионального прогиба

Г.Е. Слинчук<sup>1,2</sup>, Д.В. Яковлев<sup>1</sup>, А.Г. Яковлев<sup>1</sup>, М.А. Андреев<sup>1</sup>, Е.П. Широкова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ООО «Северо-запад», mail@nw-geophysics.com

<sup>2</sup> Геологический ф-т МГУ

---

### АННОТАЦИЯ

Доклад посвящён построению глубинной геоэлектрической модели Таймыра на основе результатов трёхмерной инверсии магнитотеллурических данных.

**Ключевые слова:** магнитотеллурические исследования, глубинная модель, Таймыр, МТЗ

---

Доклад посвящён глубинной геоэлектрической модели Таймыра, построенной на основе результатов трёхмерной инверсии магнитотеллурических данных в программе ModEM, которая на сегодняшний день является одним из самых распространённых и популярных средств работы для 3D-моделирования и инверсии МТ-данных.

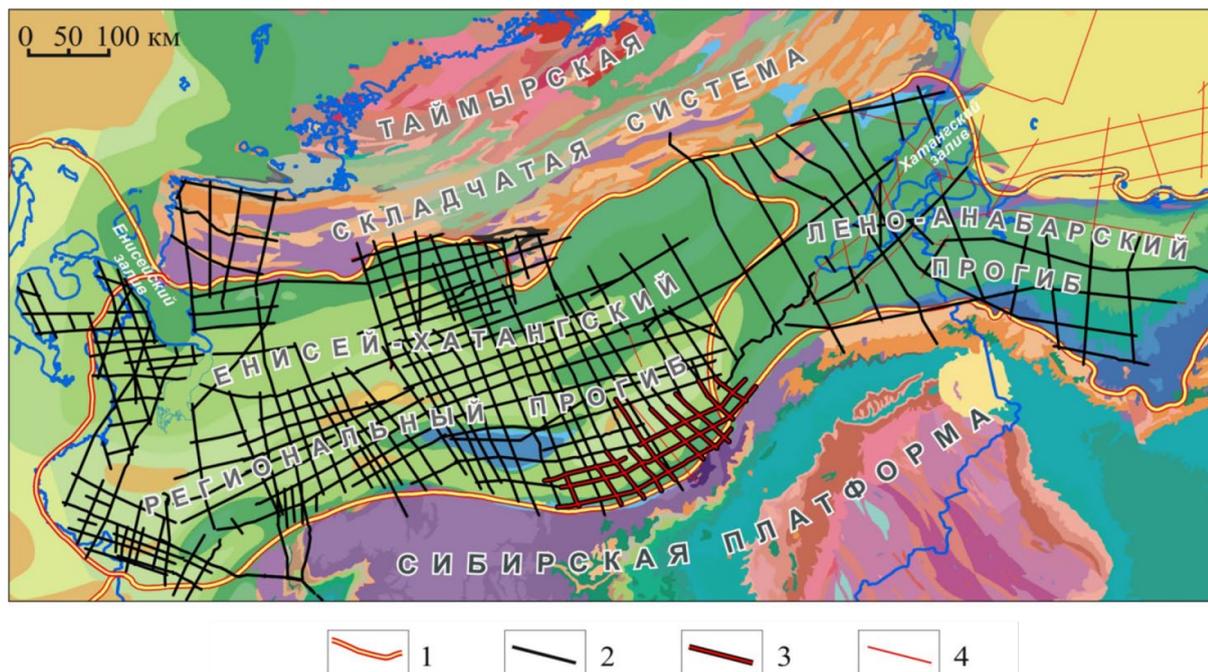
На площади исследования, представленной на рисунке 1, размером 1300x400 км<sup>2</sup> в пределах Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП) и Лено-Анабарского прогиба (ЛАП) с 2005 по 2021 год отработано более 27 500 пог. км региональной электроразведки методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ) и выполнено больше 22 500 точек. Такое количество пикетов в современных 3D инверсиях, в том числе ModEM, невозможно использовать, так как для этого не хватит доступных вычислительных ресурсов, и даже если бы хватило, то расчёт инверсии потребовал бы колоссального времени. Поэтому необходимо проредить пикеты МТЗ, при этом соблюдая равномерное распределение пикетов по всей площади.

В ходе исследований были рассмотрены разные наборы входных данных и параметров модели: менялось количество пикетов МТЗ, количество периодов, количество ячеек в модели, размеры ячеек, параметры стартовой модели, параметр пространственного сглаживания и другие. В результате оптимальным был выбран следующий набор. Из всего массива данных на площади исследований для инверсии использовался 641 пикет МТЗ. Среднее расстояние между пикетами составляло около 25 км. Ячейки

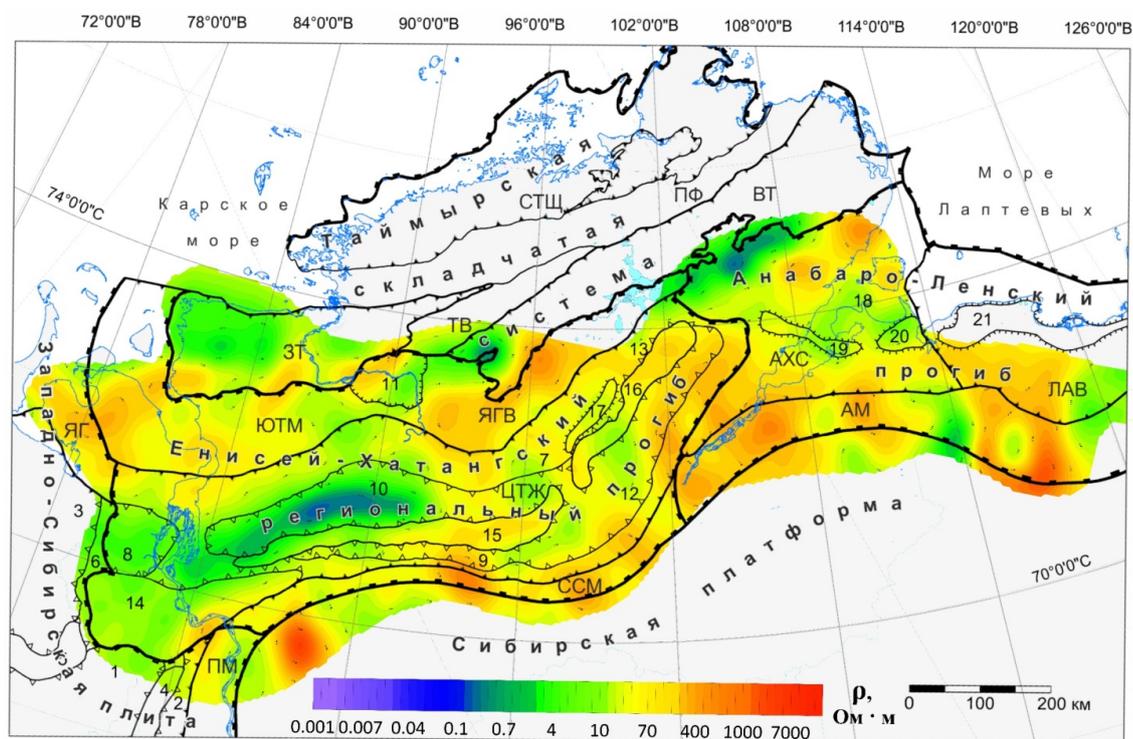
модели имели размеры 7,5x7,5 км. Модель состояла из 1 661 088 ячеек (132 ячейки по оси X, 242 ячейки по оси Y, 52 ячейки по оси Z). Сопротивление всех ячеек в стартовой модели составляло 100 Ом·м. Для инверсии использовался диапазон периодов от 0,01 до 1000 с, сетка периодов была прорежена до 5 точек на декаду (около 30 периодов на кривой МТЗ).

Расчет обратной 3D задачи выполнялся с помощью облачного сервиса Яндекс, являющегося аналогом «суперкомпьютера». Использовались 8 узлов (6 Гб оперативной памяти на каждый). Длительность расчёта одной итерации для оптимального набора данных и параметров составляла около 7 часов, а общее время расчёта – около 60 часов. В результате 25 итераций невязка достигла значения 3,91% (RMS).

По результатам трёхмерной инверсии была получена геоэлектрическая модель, которая позволила существенно расширить и дополнить современные представления о глубинном строении Таймырского региона. На рисунке 2 представлена карта-срез на глубине 25 км, с наложенной тектонической схемой. В западной части ЕХРП отсутствуют высокоомные породы фундамента, наблюдается субширотная проводящая зона, что в целом может указывать на «надрифтовую» теорию происхождения этой части прогиба. Восточная часть ЕХРП имеет схожее с Сибирской платформой глубинное строение и направления структур. Это говорит о том, что рифтовые процессы здесь не происходили. Скорее всего, данная часть прогиба образовывалась согласно теории «эклогитизации».



**Рисунок 1.** Геологическая карта Таймырского региона и северной части Сибирской платформы. Условные обозначения: 1 – границы структурно-тектонических элементов, 2 – региональные профили МОГТ 2D и МТЗ, 3 – профили 2021 года не используемые для построения модели, 4 – прочие региональные сейсморазведочные профили.



**Рисунок 2.** Контуры и основные структуры тектонической схемы Таймырского полуострова, наложенные на карту сопротивлений на глубине 25 км.

## Комплексное геофизическое изучение глубинного строения Енисей-Хатангской НГО: новые результаты и вклад МТЗ

Е.Ю. Соколова<sup>1,2</sup>, В.С. Андреев<sup>1</sup>, И.А. Бисеркин<sup>1</sup>, Е.М. Большаков<sup>1</sup>, Г.М. Довыденко<sup>1</sup>, И.С. Куприянов<sup>1</sup>,  
Н.Н. Пиманова<sup>1</sup>, В.А. Спиридонов<sup>1</sup>, Т.П. Широкова<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>ВНИГНИ, sokol\_l@mail.ru

<sup>2</sup>ИФЗ РАН им. О.Ю. Шмидта

<sup>3</sup> МГУ им. М.В. Ломоносова, tpshirokova@yandex.ru

---

### АННОТАЦИЯ

Представлены результаты анализа материалов комплексных геофизических исследований центральной части Енисей-Хатангского регионального прогиба, полученные в процессе разработки объемной модели его глубинного строения как основы научного прогноза и поисков углеводородов в одноименной НГО. Данные региональных профильных постановок МОГТ и МТЗ интерпретируются с опорой на районирование потенциальных полей, результаты 2D и 3D геофизических инверсий и классификацию основных осадочных и магматических породных комплексов по физическим свойствам. Внимание фокусируется на вкладе электроразведочных данных в результаты изучения глубинной архитектуры прогиба: выявление в профильных разрезах разломных зон, флюидизированных областей и осадочных грабен, построение поверхностей палеозойского структурного этажа и кристаллического фундамента, а также локализацию и определение морфологии магматических образований периода геодинамической активизации рубежа Pz-Mz – крупных интрузивов и погребенных трапповых толщ.

Полученные сведения важны для актуализации структурно-тектонических и геодинамических моделей ЕХРП – главных продуктов региональной стадии изучения нефтегазовых провинций. В докладе обсуждаются возможности использования результатов проведенного анализа как свидетельств основных этапов формирования ЕХРП, связанных с эволюцией Хатангского локального центра Сибирского суперплюма, а также в прикладном аспекте – для направления поисков потенциальных углеводородных ловушек.

Авторы выражают глубокую благодарность коллегам из ООО «Северо-Запад» за предоставленные уникальные магнитотеллурические данные и плодотворное двустороннее обсуждение получаемых результатов.

**Ключевые слова:** глубинное строение нефтегазоносных регионов, комплексный анализ геофизических данных, 2D и 3D инверсии, геоэлектрические неоднородности земной коры, Енисей-Хатангский региональный прогиб, продукты активности Сибирского суперплюма

---

## Результаты электроразведочных исследований на опорном геофизическом профиле 1-СБ (Забайкалье)

Д.В. Яковлев<sup>1</sup>, Е.Д. Алексанова<sup>1</sup>, Е.П. Широкова<sup>1</sup>, С.А. Окулов<sup>1</sup>, А.Г. Яковлев<sup>1</sup>  
<sup>1</sup>ООО «Северо-запад», mail@nw-geophysics.com

---

### АННОТАЦИЯ

Комплексные геофизические исследования глубинного строения регионов ежегодно проводятся в нашей стране по заказу Министерства Природных Ресурсов. Эти исследования выполняются по системе опорных и региональных профилей, опирающихся на глубокие параметрические скважины (в районах, где такие скважины имеются). Там, где глубокое бурение отсутствует, по результатам работ на опорных профилях закладываются параметрические скважины. Опорные профили (геотраверсы) имеют протяженность до нескольких тысяч километров и пересекают крупнейшие тектонические структуры.

В комплекс проводимых на региональных геофизических опорных профилях исследований входят сейсморазведка МОГТ-2D и ГСЗ (до 2015 года и КМПВ), электроразведка методом магнитотеллурического зондирования МТЗ в трёх модификациях АМТЗ, МТЗ и ГМТЗ. Также используются архивные материалы гравиметрии, магнитометрии и других методов, в том числе геохимических в 150-километровой полосе профиля.

В докладе рассматриваются результаты интерпретации данных МТЗ, полученных на опорном геофизическом профиле 1-СБ. Профиль расположен в Забайкальском крае и республике Бурятия и имеет протяженность 1750 км. Он пересекает с юга на север Амурскую складчатую область (СО), Селенгино-Становую СО, Байкальскую СО и северным окончанием выходит на Сибирскую платформу. Всего на профиле 1-СБ выполнено 1750 МТЗ и около 180 глубинных МТЗ.

На основе анализа МТ-данных определены размерность среды и направление основных геоэлектрических структур, выполнены поворот кривых МТЗ и коррекция статического сдвига амплитудных кривых. Геоэлектрический разрез до глубины 70 км построен на основе 2D-инверсии МТ-данных. На разрезе выделяются основные пересекаемые профилем тектонические блоки, зоны их сочленения и особые зоны активизации. Результаты МТЗ позволяют по-новому провести тектоническое районирование территории исследований и понять глубинное строение граничных зон.

**Ключевые слова:** магнитотеллурические зондирования, опорный профиль, 1-СБ, геотраверс

---

## Вариации вектора индукции

И.И. Рокитянский  
Институт геофизики им. С.И.Субботина Национальной АН Украины  
rokityansky@gmail.com

### АННОТАЦИЯ

Вектор индукции определяется отношением вертикальной компоненты переменного геомагнитного поля к его горизонтальным компонентам. Работа посвящена пространственно-временным вариациям вектора индукции. Пространственные вариации несут информацию о неоднородном распределении электропроводности в литосфере Земли. Работа напоминает, что все аномалии электропроводности обнаружены с помощью векторов индукции, которые, вместе с родственным параметром – горизонтальным тензором, с достоверностью устанавливают существование и местоположение аномалий. Это важное на фоне неоднозначности обратной задачи свойство необходимо широко использовать. Распределение электропроводности в Земле предполагается постоянным во времени, но при наличии геодинамических процессов оно может изменяться. В ряде сейсмоактивных регионов был развернут электромагнитный мониторинг, в частности, с построением векторов индукции. В Китае на участках размером в сотни км наблюдали аномальные изменения векторов индукции за несколько месяцев до сильных землетрясений, которые можно рассматривать как предвестники. Интерпретация двоякая: изменение электропроводности или/(и) наложение внутреннего поля литосферной эмиссии с другим соотношением вертикальной и горизонтальных компонент. Обсерватории мира с 1991 года поставляют в сеть Intermagnet непрерывные записи трех компонент геомагнитного поля. Источники поля: внешние – токи в ионосфере и магнитосфере Земли – используются для изучения электропроводности литосферы, поверхностные – помехи, внутренние – литосферная эмиссия. Выполнена обработка данных 137 обсерваторий с 1991 по 2014 год и получены временные ряды (с разрешением 1 месяц) четырех компонент вектора индукции для 5 интервалов периодов в диапазоне 1503600 с. На многих обсерваториях наблюдаются годовые вариации, фрагменты полугодовых и 11-летних вариаций, а также изредка тренды и аперiodические вариации, не связанные с близкими землетрясениями. В более ранних работах предполагалось, что периодические вариации являются «эффеkтом источника». Более полные данные и их анализ показывают, что в их формировании участвуют также различные в основном локальные факторы, не исключены и внеземные воздействия. Графики иллюстрируют особенности изучаемых вариаций.

**Ключевые слова:** геомагнитные вариации, аномалии электропроводности, геоэлектрика

### ВВЕДЕНИЕ

Векторы индукции строятся по коэффициентам линейной связи  $A$  и  $B$  между вертикальной и горизонтальными компонентами геомагнитного поля  $\mathbf{B}$

$$B_z = AB_x + BB_y \quad (1)$$

Все величины в формуле (1) являются комплексными числами, и определяется пара векторов индукции: действительный (индекс  $u$ ) и мнимый (индекс  $v$ )

$$\mathbf{C}_u = Au \mathbf{e}_x + Bu \mathbf{e}_y, \quad \mathbf{C}_v = Av \mathbf{e}_x + Bv \mathbf{e}_y \quad (2)$$

$x$ ,  $y$ ,  $z$  направлены соответственно на север, восток и вниз,  $\mathbf{e}$  – единичные векторы. Векторы индукции зависят от частоты/периода

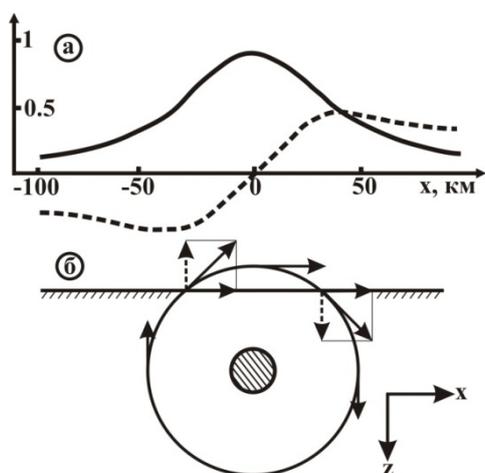
$T$  и вычисляются для некоторого интервала периодов  $T_1$ - $T_2$ . Действительный вектор  $\mathbf{C}_u$  в конвенции (правиле знаков) Визе направлен от хорошо проводящего тела, над осью тела он обращается в ноль и изменяет направление на противоположное.

Базовой моделью геоэлектромагнитных методов является модель Тихонова-Каньяра, в которой в качестве источника принимается вертикально падающая плоская волна, содержащая только горизонтальные компоненты. В такой модели появление вертикальной компоненты, указывает на наличие в Земле аномалии электропроводности и вектор индукции используется для поиска и изучения таких аномалий, что составляет предмет метода магнитовариационного профилирования – МВП

(Рокитянский, 1975).

Аномальные поля геомагнитных вариаций наблюдаются в горизонтальных и вертикальных компонентах, например, над двумерным телом (рисунок 1).

Профильные кривые горизонтального аномального поля  $H_x(x)$  и вертикального  $H_z(x)$  связаны преобразованием Гильберта, которое позволяет по одной измеренной компоненте найти другую, и тем самым проверить правильность выделения аномального поля, а также наглядно видеть преимущества и недостатки каждого из двух методов обработки – поточечного определения векторов индукции и построения горизонтального тензора по записям синхронным с базисным пунктом. Преимуществом горизонтального тензора является локальность исследования: аномальное поле в горизонтальной компоненте отражает наличие или отсутствие аномальной электропроводности под пунктом наблюдения, аномальное поле в вертикальной компоненте «собрано» со значительной площади вокруг точки наблюдения. Профильные графики аномального поля с полной достоверностью определяют факт **существования** аномалии и картируют положение её оси (если аномалия вытянута) или эпицентра (если аномалия изометрическая). Профильные графики позволяют оценить максимально возможную глубину и ширину аномалии, к глубине залегания верхней кромки аномально проводящего тела кривые МВП не чувствительны. Эту глубину следует определять методами зондирования, в первую очередь МТЗ.



**Рисунок 1.** Формирование горизонтального  $H_x$  (сплошная кривая) и вертикального  $H_z$

(пунктир) аномальных магнитных полей над двумерным проводником. а) Профильные графики нормированного (к нормальному полю) аномального поля. б) Аномально проводящий погруженный цилиндр и силовая линия аномального магнитного поля вокруг него с разложением на горизонтальную и вертикальную компоненты. Параметры модели примерно соответствуют Кировоградской аномалии.

Методом МТЗ было выполнено 25 пунктов для определения  $h$  – глубины залегания верхней кромки Кировоградской аномалии (КирА). На Украинском щите (УЩ) и ДДВ 15 кривых МТЗ определяли  $h$ , но из-за искажений от приповерхностных неоднородностей с большим разбросом, что не позволило сделать вывод о пространственных изменениях  $h$  и был получен только средний результат  $h=15\pm 5$  км. Остальные 10 МТЗ были поставлены на южном склоне УЩ – на Южно-Украинской моноклинали вдоль профиля над осью КирА. Эти кривые МТЗ имели длинные восходящие ветви и вообще не «чувствовали» присутствие аномалии. Причина – экранирование наклонно залегающими пластами. Вывод: МТЗ следует проводить в комплексе с МВП, отдавая приоритет последнему, как это делает М.И. Варенцов с соавторами и последователями.

Аномальные токи в проводящем теле возникают благодаря локальной электромагнитной индукции в этом теле, а также в результате кондуктивного перетекания из вмещающей среды токов, индуцированных на территориях, сопоставимых с размерами внешнего источника. Оценки натуральных ситуаций показали, что кондуктивные аномалии преобладают, и для них была разработана соответствующая теория. Частотные характеристики аномального поля равны произведению неубывающей функции периода, зависящей от степени заполнения проводника аномальными токами (определяемой суммарной продольной проводимостью  $G$  вытянутого аномального тела) на нормальный импеданс данного региона, определяемый по данным МВЗ-МТЗ. По положению максимума  $T_0$  амплитудной частотной характеристики можно определить  $G$  – масштаб аномалии. На периоде  $T_0$  аномальные поля и вектор индукции становятся действительными  $C=C_u$ , мнимый вектор индукции  $C_v$  обращается в нуль. На более коротких периодах  $C_u$  и  $C_v$  параллельны, на более длинных – антипараллельны. Имея оба вектора на одном периоде, можно по их соотношению

определить где находится период  $T_0$  и получить одностороннюю оценку  $G$ . Это справедливо для двумерных аномалий. Непараллельность  $C_u$  и  $C_v$  является признаком трехмерности геоэлектрического строения.

### Фрагменты истории

Векторы индукции были введены Паркинсоном (1959), Визе (1965) и Шмукером (1970). Модельные расчеты показали, и натурные наблюдения подтвердили, что вектор индукции является чувствительным и простым (обработка одного пункта) инструментом для поиска и изучения контрастов проводимости в недрах Земли. Многие аномалии электропроводности были обнаружены и изучены с помощью векторов индукции. Только в Восточной Европе: Кировоградская (1969), Карпатская (1972), Московско-Тамбовская (1977), Ладожская (1981, причем МТЗ проводились там еще раньше, но аномалия не проявилась), Донбасская (1988, причем одновременно проводились наблюдения импульсов с длинной линии Волгоград-Донбасс и более десятка МТЗ, но в данных этих методов аномалия не выделялась). В сейсмически активных регионах векторы индукции использовались для поиска предвестников землетрясений. В Китае для этого с начала 1970-х было развернуто более 40 магнитных обсерваторий. Аномальные изменения векторов на участках размером в сотни км наблюдались в промежутках времени от нескольких месяцев до двух лет перед землетрясениями: Haicheng (M7.3, 1975), Tangshan (M7.8, 1976), Songpan (M7.2, 1976), Heze (M5.9, 1983), Zhangbei (M6.2, 1998) и другими (Zeng et al., 2002) Это означает, что в верхней части литосферы там происходят сильные изменения электропроводности или/(и) наложения полей литосферной эмиссии с другим соотношением вертикальной и горизонтальных компонент. В Японии выделены аномалии векторов индукции перед землетрясением Тохоку (Rokityansky et al. 2019).

### Методика обработки

Обработка записанных во временном интервале  $\Delta T = t_2 - t_1$  (обычно 1 сутки в данной работе) данных представляет собой преобразование из 3-х синхронных временных рядов компонент геомагнитного поля с дискретностью  $\Delta t$  (1 мин – данные Intermagnet) во временные ряды компонент вектора

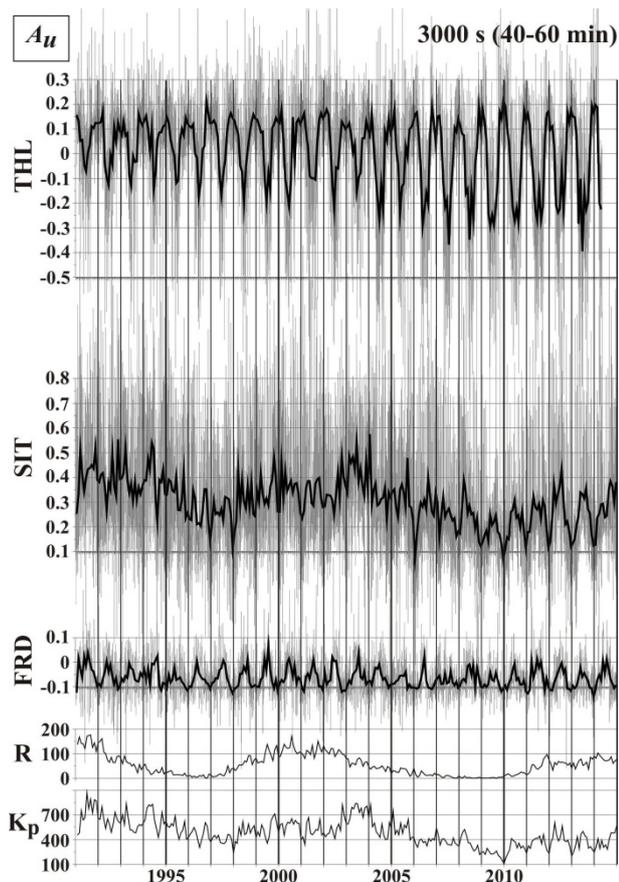
индукции для набора полученных периодов  $T_1, T_2, T_3, T_4, T_5$  с дискретностью  $\Delta T$ . Очевидно,  $\Delta t \ll T_n \ll \Delta T$ .

Обработка выполнялась по исследовательской программе PRC-MTMV (Варенцов и др, 2003, Varentsov, 2007) и программе Климович (2009). Обе основаны на БПФ высокого разрешения, вычислении энергетических спектров взаимной и автокорреляции между компонентами магнитного поля и последующей процедуре частных оценок в наборе перекрывающихся окон и многоэтапном выборе приемлемых оценок согласно критериям когерентности. Программа Варенцова многофункциональна и обеспечивает решение широкого круга задач, программа Климович создана специально для расчета векторов индукции в фиксированном интервале периодов и содержит минимум регулировок ( $\text{Coh2Multy} \geq 0,6$ ), что обеспечивает единообразие результатов обработки всех обсерваторий.

### Результаты обработки данных «Intermagnet»

Сеть «Intermagnet» ([www.intermagnet.org](http://www.intermagnet.org)) сохраняет цифровые трехкомпонентные записи геомагнитного поля со временем считывания 1 мин с 1991 года. Вначале было в сети 39 геомагнитных обсерваторий, позднее в сеть «Интермагнит» вошли еще сотня обсерваторий.

Выполнена обработка данных 137 обсерваторий с 1991 по 2014 год и получены временные ряды (с разрешением 1 сутки) четырех компонент вектора индукции  $A_u, B_u, A_v, B_v$  для 5 интервалов периодов 2,5–5, 5–10, 10–20, 20–40 и 40–60 мин с центральным периодом 225, 450, 900, 1800 и 3000 с соответственно.



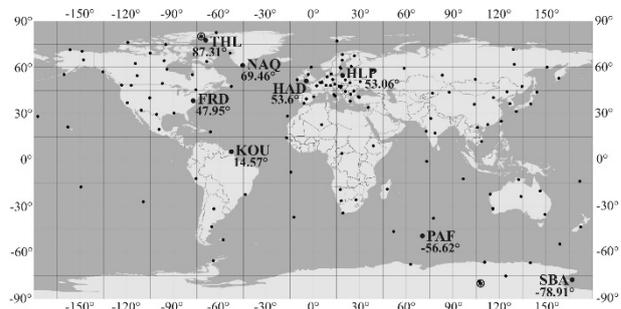
**Рисунок 2.** Временные изменения  $A_u$  для 3 обсерваторий: THL (геомагнитная широта  $83,31^\circ$ ), SIT ( $60,19^\circ$  – чуть южнее зоны полярных сияний) и FRD ( $47,95^\circ$ ). Результаты ежесуточной обработки представлены серым цветом, среднемесячные значения – черной линией. R – индекс солнечной активности (число Вольфа),  $K_p$  – месячная сумма планетарного индекса геомагнитной активности.

Для трех обсерваторий на рисунке 2 статистическая неопределенность ежесуточной обработки и среднемесячной оценки составила 0,06 и 0,011 в THL, 0,055 и 0,01 в SIT, 0,022 и 0,004 в FRD. Наблюдаемый разброс значительно больше. То же самое наблюдается в графиках, приведенных в работе (Araya & Ritter, 2016). Тем не менее, на ежесуточных записях легко видна 11-летняя вариация в SIT и годовая на всех трех обсерваториях. На среднемесячных кривых они видны совсем хорошо.

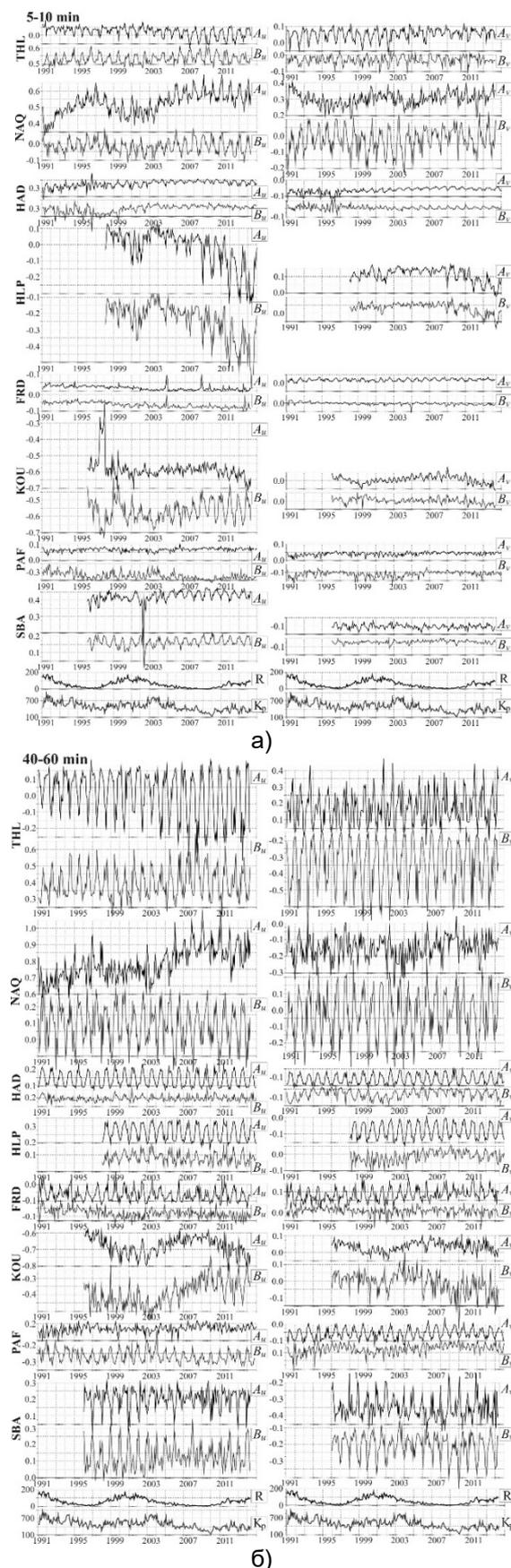
В дальнейшем будем оперировать только со среднемесячными значениями. Их средняя статистическая неопределенность в зоне полярных сияний составляет 0,02–0,04, близ границ этой зоны и внутри полярной шапки 0,01–0,02, в средних и низких широтах

0,003–0,01. Это исключило изучение вариаций короче 3 месяцев, но и оставшийся материал настолько объемный, что можно показать только его отдельные фрагменты. Таблицу обсерваторий не приводим, она есть в ([www.intermagnet.org](http://www.intermagnet.org)). Карта обсерваторий с векторами индукции для периода 1800 с представлена на рисунке 3.

На рисунке 4 дано местоположение 8 обсерваторий, выбранных так, чтобы показать характерные вариации вектора индукции при изменении геомагнитной широты от полюса до полюса, на рисунках 5 и 6 даны сами вариации с 1991 по 2014 годы для двух+одного периодов.



**Рисунок 4.** Карта использованных обсерваторий Intermagnet (мелкие точки). 8 выбранных обсерваторий, представленных на рисунке 5, обозначены большими точками, трехбуквенным кодом и геомагнитной широтой. Геомагнитные полюса для эпохи 2010 отмечены 6-лучевой звездой внутри круга.



**Рисунок 5.** Среднемесячные компоненты  $A_u$ ,  $B_u$ ,  $A_v$ ,  $B_v$  за 1991–2014 гг. для периодов (а) 450 с и (б) 3000 с для 8 выбранных

обсерваторий (рисунок 4) в порядке убывания геомагнитной широты. R и Kr см. рисунок 2 (Бабак и др., 2017)

### Обсуждение

На многих обсерваториях наблюдаются годовые вариации, фрагменты полугодовых и 11-летних вариаций, а также изредка тренды. Годовые вариации имеют тенденцию увеличения амплитуды с ростом периода (рисунки 5-6 и более подробно в (Бабак и др., 2017)).

В работе (Araya & Ritter, 2016) и в более ранних исследовалось не более 12 обсерваторий и только среднеширотные, и был получен вывод, что северная компонента годовой вариации всегда положительна (имеет максимум в июне, минимум в декабре). Результат глобального изучения показал, что почти на всех высокоширотных обсерваториях полярность  $A_u$  отрицательна (см. рисунки 2, 5, 6). Имеются исключения. Очень интересные изменения вектора индукции на обсерватории NAQ ( $69.46^\circ$ ) недалеко от южной оконечности Гренландии, омываемой с трех сторон глубоководным океаном. 11-летняя вариация одна из наибольших в мире наблюдается на всех периодах на северной компоненте. На нее наложен большой тренд порядка до 0,2 за 24 года. В Гренландии тают ледники. Связано ли аномальное поведение векторов в NAQ с этим глобальным потеплением? И как? Еще один большой тренд на коротком периоде обсерватории HLP (рисунок 5а). Его обсуждали в работе (Бабак и др., 2017), к окончательным выводам не пришли. Каждый тренд желательно проверить, продлив наблюдения до сегодняшнего дня.

### Выводы

1. Метод магнитовариационного профилирования (МВП) с его основными инструментами – вектором индукции и горизонтальным тензором характеризуется высокой достоверностью результатов о существовании и местоположении аномалии, дает оценку ее максимально возможной глубины и ширины, а так же при некоторых предположениях оценку ее интегральной проводимости. Вывод давно известный, но еще недостаточно используемый.
2. Обработка 137 обсерваторий Intermagnet позволяет сделать следующие выводы: годовая вариация на высоких широтах более  $65^\circ$  имеет размах (двойную амплитуду) до 0,3–0,5 на некоторых компонентах, периодах,

обсерваториях и, как правило, отрицательный знак на  $A_u$  (максимум в декабре, минимум в июне в обоих полушариях). В средних и низких широтах размах уменьшается до 0,05–0,015, знак северной компоненты – положительный. Годовая вариация видна примерно на 2/3 записей. 11-летняя вариация изучена хуже: половина обсерваторий не имеет достаточно длительной записи. На оставшейся половине эта вариация видна на 1/3 обсерваторий, больше всего в северных Америке и Европе, экваториальной и южной Африке, на южных островах Индийского океана.

3. Поведение вариаций характеризуется многими локальными и не локальными особенностями, расшифровка которых откроет новый информационный канал, как из земных недр, так и из космоса.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает признательность И.М. Варенцову и Т.А. Климкович за программы обработки, В.И. Бабак и А.В. Терешину, за обработку данных, сотрудникам геомагнитных обсерваторий за выполненные наблюдения.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бабак ВИ, Рокитянский ИИ, Соколова ЕЮ, Терешин АВ, 2017 Годовые, 11-летние и апериодические вариации вектора индукции на 8 обсерваториях сети Intermagnet. Геофиз журн, №1, с 97–110
- Варенцов ИМ, Соколова ЕЮ, Мартанус ЕР, Наливайко КВ, 2003 Методика построения передаточных операторов ЭМ поля для массива синхронных зондирований BEAR. Физика Земли, №2, с 30-50

Климкович ТА, 2009 Особливості часових змін аномального магнітного поля та векторів індукції у Закарпатському сейсмоактивному прогині. Дис канд фіз-мат наук. Київ: Інститут геофізики НАНУ

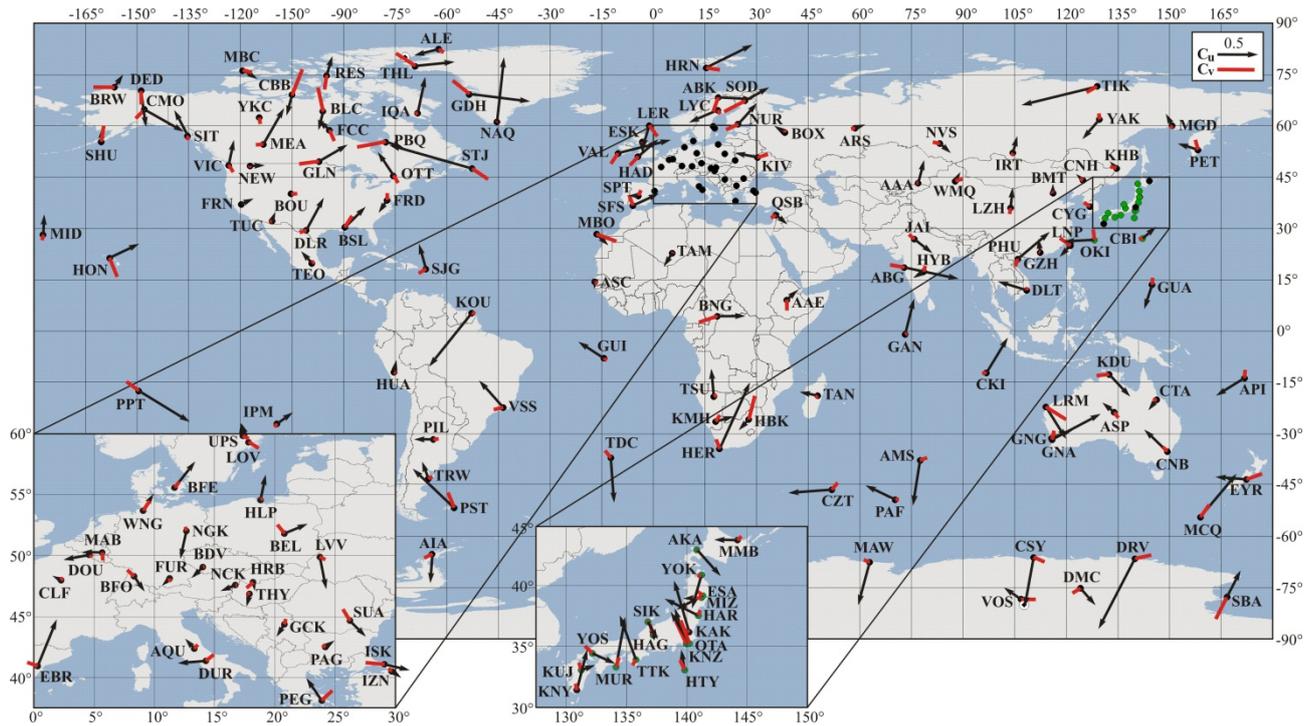
Рокитянский ИИ, 1975 Исследование аномалий электропроводности методом магнитовариационного профилирования. Киев: Наукова думка, 296 с.

Araya JV, Ritter O, 2016 Source effects in mid-latitude geomagnetic transfer functions, *Geophys J Int*, 204, pp. 606-630, doi: 10.1093/gji/ggv474

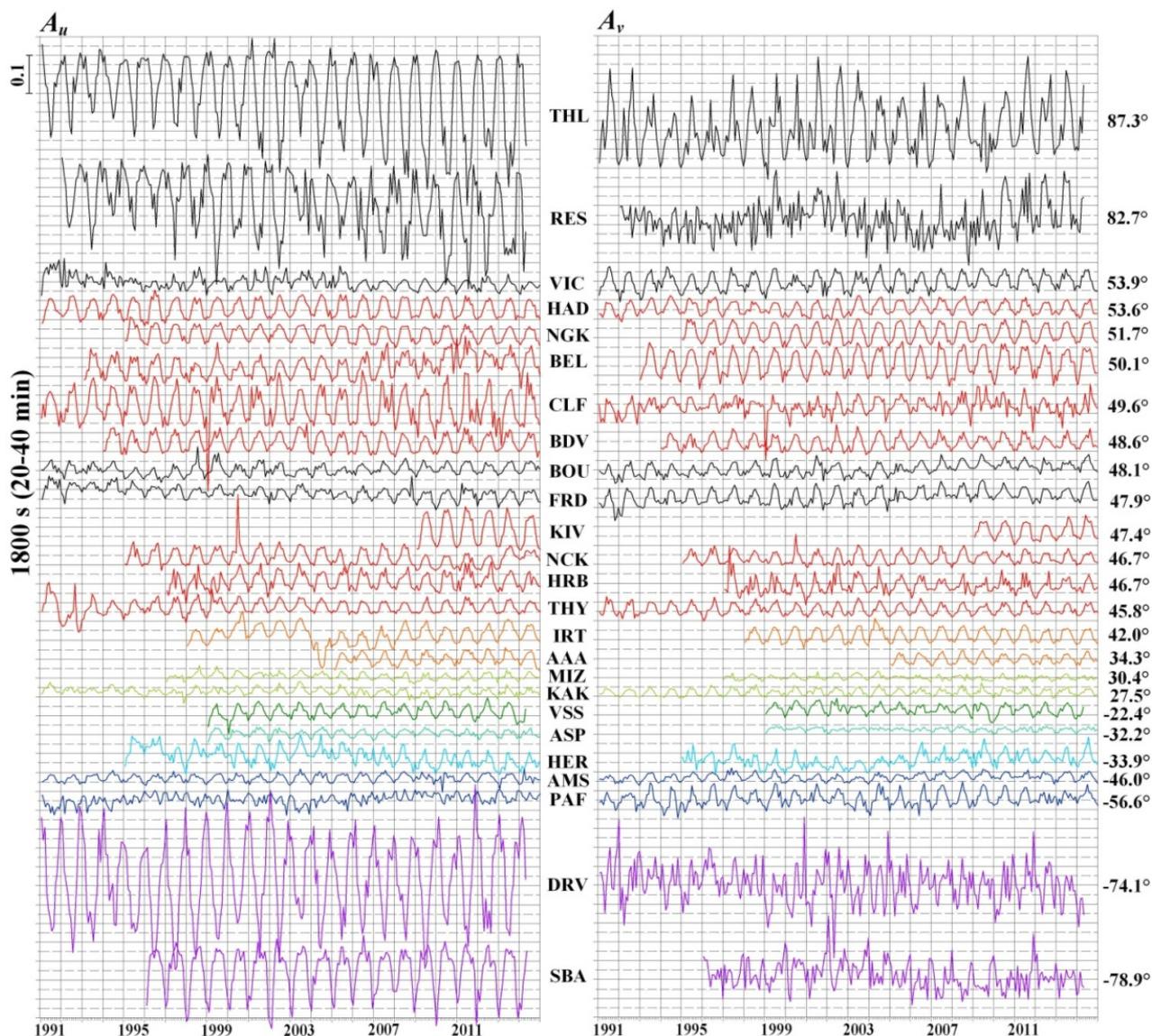
Rokityansky II, Babak VI, Tereshyn AV and Hayakawa M, 2019 Variations of Geomagnetic Response Functions before the 2011 Tohoku Earthquake. *Open Journal of Earthquake Research*, 8, с 70–84. <https://doi.org/10.4236/ojer.2019.82005>

Varentsov, IM, 2007 Arrays of Simultaneous Electromagnetic Soundings: Design, Data Processing and Analysis. In: Spichak VV, Ed., *Electromagnetic Sounding of the Earth's Interior: Theory, Modeling, Practice*, Elsevier, Amsterdam, с 263–277

Zeng X, Liu J-Y, Lin Y, Xu C, 2002 The evolution of dynamic images of geomagnetic field and strong earthquake. *J Atmos Electr*, v. 22, N. 3, pp.191–205



**Рисунок 3.** Карта 137 обсерваторий Intermagnet + 14 японских с реальными  $C_u$  и мнимыми  $C_v$  векторами индукции на периоде 1800 с (20–40 мин).



**Рисунок 6.** Среднемесячные компоненты  $A_u$  и  $A_v$  в 1991–2014 годах для периода 1800 s (20-40 min) на 25 отобранных с хорошо видимыми годовыми вариациями обсерваториях с геомагнитными широтами, надписанными справа. Цвет кривых зависит от локализации: красный – Европа, черный – Америка.

## **Изменчивость теллурических полей в высокоширотных регионах со сложным геоэлектрическим строением при аномалиях космической погоды (по данным поисковых МТ зондирований на площадях Енисей-Хатангской и соседних НГО)**

Д.В. Епишкин<sup>1</sup>, И.И. Куприянов<sup>2</sup>, О.В. Козырева<sup>3</sup>, Е.Е. Маршалко<sup>3</sup>, В.А. Пилипенко<sup>3</sup>, Г.Е. Слинчук<sup>1,4</sup>,  
Е.Ю. Соколова<sup>2,3</sup>, Д.В. Яковлев<sup>1</sup>, А.Г. Яковлев<sup>1,4</sup>

<sup>1</sup>Геофизическая компания ООО «Северо-Запад», dmitri\_epishkin@mail.ru

<sup>2</sup>ВНИГНИ, sokol\_l@mail.ru

<sup>3</sup>ИФЗ РАН им. О.Ю. Шмидта, elena.e.marshalko@gmail.com

<sup>4</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, slin4ukgr@yandex.ru

---

### **АННОТАЦИЯ**

В докладе демонстрируются результаты использования уникальной коллекции экспериментальных широкополосных частотных зависимостей тензоров магнитотеллурического импеданса по региону Енисей-Хатангского регионального прогиба, собранной в ООО «Северо-Запад», для изучения изменчивости теллурических полей в связи с экстремальными событиями космической погоды. Проанализированы пространственно-временные распределения электрических полей, синтезированных по материалам этой коллекции с использованием реальных магнитных записей во время интенсивной геомагнитной бури, а также простейших гармонических аппроксимаций полей подобных магнитных возмущений.

В результате сопоставления построенных карт распределения компонент синтезированного теллурического поля с геологическими данными выявляются геолого-структурные домены изучаемого региона, характеризующиеся наиболее сложными и интенсивными откликами. Полученные оценки экстремальных амплитуд и направлений поля, индуцированного аномальными магнитными вариациями, могут служить важной информацией для проектирования региональных инфраструктурных объектов (трубопроводов / их опор, будущих линий электропередач) с учетом возможных деструктивных эффектов геомагнитно-индуцированных токов.

**Ключевые слова:** теллурические поля, геоэлектрические неоднородности земной коры, космическая погода, геомагнитно-индуцированные токи, ГИТ, Енисей-Хатангский региональный прогиб

---

### **ВВЕДЕНИЕ**

На территории Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП) и его окружения на Таймырском полуострове и севере Сибирской платформы в течение двух последних десятилетий в рамках нефтегазопроисловых программ Агентства по недропользованию РФ ведутся масштабные комплексные геофизические исследования. Магнитотеллурические зондирования в их современной постановке с использованием высокоточной цифровой аппаратуры, GPS синхронизации и привязки, а также шумоподавляющих приемов обработки являются базовой составляющей комплекса наряду с сейсморазведкой (Афанасенков, Яковлев, 2018). Пройдено уже свыше 50 тыс. км геофизических профилей и сформирован уникальный по качеству, детальности и охвату арктического региона (1500x300-700км) массив широкополосных МТ данных, который

эффективно используется при построении моделей глубинного строения Енисей-Хатангской и соседних НГО (Кушнир, 2021; Андреев и др., 2021 и др.) (рисунок). Однако потенциал этого материала далеко не исчерпывается возможностями решения различных структурно-геологических и прогнозных задач, связанных с поисками УВ и минерального сырья.

В докладе демонстрируются результаты использования собранной в ООО «Северо-Запад» обширной коллекции экспериментальных тензоров импеданса  $Z(T, x, y)$  по региону ЕХРП и прилегающих территорий для изучения пространственной и временной изменчивости геоэлектрических полей в связи с экстремальными событиями космической погоды.

## Методы и результаты

Подобные исследования активно развиваются в мире в рамках изучения процессов ЭМ взаимодействия земных оболочек, а также – в целях предотвращения угроз, создаваемых объектам инфраструктуры внезапными геомагнитными возмущениями (Osella et al., 1998; Pulkinen et al., 2001; Cannon et al., 2013 и др.). Характеристики вариаций геоэлектрического (теллурического) поля являются необходимыми входными данными для оценивания величины вредоносных низкочастотных токов (ГИТ), индуцируемых этими возмущениями в заземленных низкоомных промышленных конструкциях. Электрический отклик проводящих недр, а, следовательно, и возможные ГИТ, определяются как характером внешнего магнитного возбуждения, так и неоднородностями геоэлектрической структуры (Bedrosian, Love, 2015; Соколова и др., 2019; Marshalko et al., 2021 и др.).

Синтез электрического поля по имеющимся МТ данным региона ЕХРП проводится на базе двух подходов. В рамках первого в качестве внешнего возбуждения берется простейшая аппроксимация магнитного поля Dst источника в виде гармонической волны: вектор  $\mathbf{H}(T_0)$  с амплитудой 1-500 нТл, осциллирующий с периодом  $T_0$  (1-10 мин) в направлениях В-З\С-Ю. Расчет с его использованием векторов электрического поля по имеющимся комплексным тензорам МТ импеданса и зависимости  $\mathbf{E}(T,x,y)=\mathbf{Z}(T,x,y)\cdot\mathbf{H}(T_0)$  позволяет непосредственно анализировать пространственно-частотные искажения падающей волны эффектами реальных неоднородностей глубинной электропроводности.

Второй подход дает представление о динамике (изменение во времени) отклика региональной геоэлектрической структуры на реальную аномальную вариацию магнитного поля. За неимением синхронного массива ЭМ наблюдений для этого применяется специально разработанная программа синтеза временного ряда электрического поля  $\mathbf{E}(t,x,y)$  по заданной частотной зависимости МТ импеданса и конкретному временному ряду  $\mathbf{H}(t,x,y)$ . Программа использует устойчивые схемы прямых и обратных преобразований Фурье и также основана на плосковолновой модели внешнего поля (Epishkin et al., 2018; Соколова и др., 2019). В качестве входного сигнала  $\mathbf{H}(t,x_0,y_0)$  поочередно берутся 8-ти часовые сегменты записи во время интенсивной магнитной бури в одном из

пунктов зондирований на Таймыре, а также на магнитных станциях Росгидромета: в регион окружают станции Норильск, Диксон, м. Челюскин, Сеяха, (о-ва Известий ЦИК рисунок), Тикси и о. Визе.

В результате сопоставления карт распределения компонент векторов  $\mathbf{E}(T,x,y)$  с геологическими данными выявляются геолого-структурные домены изучаемого региона, дающие наибольшие искажения ЭМ поля, анализируется их природа. Получаемые оценки диапазона и экстремальных величин теллурических полей и их направлений могут служить важной информацией для проектирования региональных инфраструктурных объектов (трубопроводов\их опор, будущих линий электропередач) с учетом возможных деструктивных эффектов ГИТ во время геомагнитных бурь и суббурь.

Демонстрируемая последовательность временных срезов  $E_x\backslash E_y(t,x,y)$  для яркого события космической погоды отражает изменения во времени индуцирующего магнитного поля, на которые наложены эффекты неоднородности реальной структуры глубинной электропроводности. Первые выводы о степени и характере влияния пространственной изменчивости внешнего поля получаются при сопоставлении синхронных временных срезов для рядов электрических полей, синтезированных по записям одной и той же бури в разных пунктах магнитных наблюдений. К анализу привлекаются также и имеющиеся оценки горизонтального магнитного тензора по данным МТ зондирований.

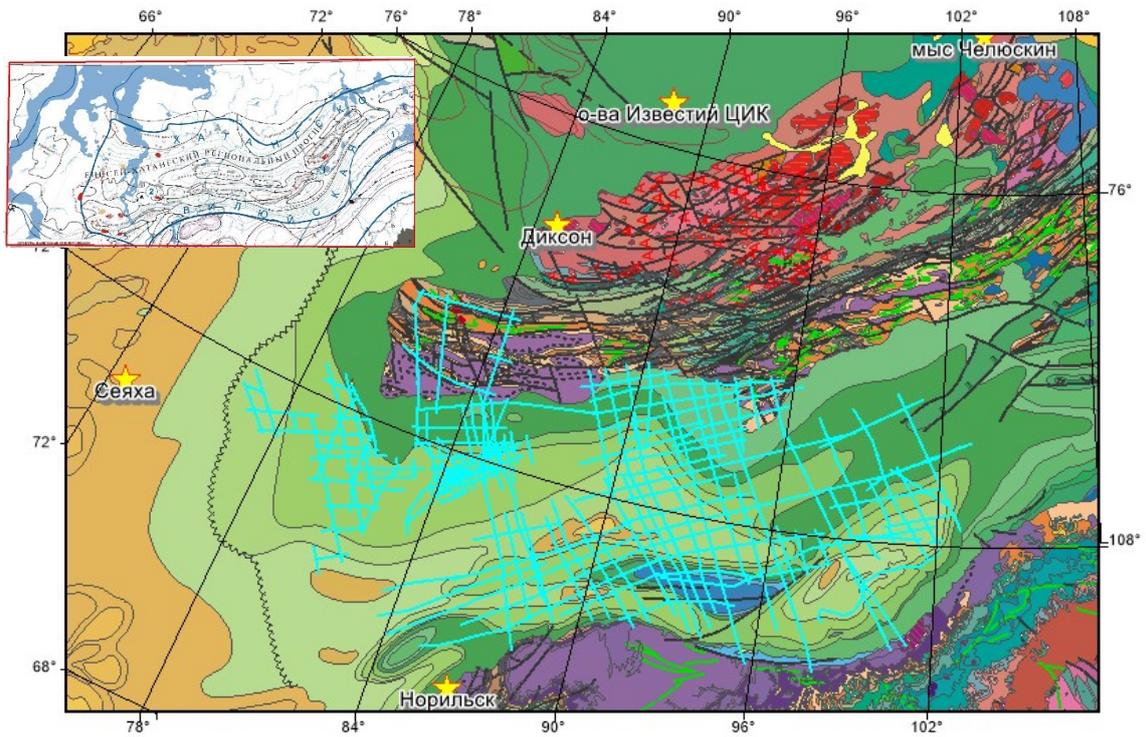
Построенные распределения индуцируемых электрических полей региона ЕХРП служат полезной верификацией и детализацией аналогичных построений, проводящихся по глобальным моделям электропроводности земли. Электроразведочные данные по ЕХРП дают богатый материал для фундаментального изучения ЭМ и геодинамического взаимодействия оболочек Земли, а также солнечно-земных связей (от плюм-тектоники до эффектов космической погоды).

## БЛАГОДАРНОСТИ

Уникальна коллекция геофизических данных по региону Таймыра сформирована в результате нефтегазопроисковых работ, финансируемых Агентством по недропользованию РФ. Представленный анализ МТ данных проводился по Госсзаданиям ИФЗ РАН и ВНИГНИ, а также при поддержке ООО «Северо-Запад».

## ЛИТЕРАТУРА

- Афанасенков АП, Яковлев ДВ, 2018 Применение электроразведки при изучении нефтегазоносности северного обрамления Сибирской платформы. Геология и геофизика, 2018, №7, С. 1032–1052
- Андреев ВС, Бисеркин ИВ, Довыденко ГМ, Пиманова НН Слинчук ГЕ, Соколова ЕЮ, Спиридонов ВА, Широкова ТП, Яковлев ДВ Новые результаты геолого-геофизического изучения пермотриасовых магматических образований Енисей-Хатангского прогиба. Тезисы конференции «Новые Идеи в Геологии Нефти и Газа-2021. Новая реальность». МГУ имени М.В. Ломоносова, 27-28 мая 2021 г.
- Кушнир ДГ Континентальная геодинамика по данным Таймырского полигона. Тезисы конференции «Новые Идеи в Геологии Нефти и Газа-2021. Новая реальность». МГУ имени М.В. Ломоносова, 27-28 мая 2021 г.
- Соколова ЕЮ, Козырева ОВ, Пилипенко ВА, Сахаров ЯА, Епишкин ДВ, 2019 Вариации геомагнитных и теллурических полей в северо-западных регионах России при возмущениях космической погоды: Связь с геоэлектрической структурой и индуцированными токами в ЛЭП. Геофизические процессы и биосфера, 18, 4: 66–85. <https://doi.org/10.21455/GPB2019.4-7>
- Bedrosian PA, and JJ Love, 2015 Mapping geoelectric fields during magnetic storms: Synthetic analysis of empirical United States impedances, Geophys. Res. Lett., 42, doi:10.1002/2015GL066636
- Cannon P et al. 2013. Extreme space weather: Impacts on engineered systems and infrastructure. Roy. Acad. Eng. London, UK, 68p.
- Epishkin D, Pilipenko V, Sokolova E, Sakharov Ya, Yagova N and Selivanov V Temporal and spatial variability of space weather driven telluric fields in Northwestern Russia. Abstracts of 24th EM Induction Workshop, Helsingor, Denmark, August 12–19, 2018. Session 3. P. 107
- Marshallko Elena, Kruglyakov Mikhail, Kuvshinov Alexey, Juusola Liisa, Kwagala Norah Kaggwa, Sokolova Elena Yu, Pilipenko Vyacheslav A. 2021 Comparing three approaches to the inducing source setting for the ground electromagnetic field modeling due to space weather events. Space Weather, AGU, 19, 2, doi.org/10.1029/2020SW002657
- Osella A., Favetto A., and Lopez, E. 1998. Currents induced by geomagnetic storms on buried pipelines as a cause of corrosion. J. Appl. Geophys. 38: 219–233. [https://doi.org/10.1016/S0926-9851\(97\)00019-0](https://doi.org/10.1016/S0926-9851(97)00019-0), 1998
- Pulkkinen A, Pirjola R, Boteler D, Viljanen A, Yegorov I. 2001 Modelling of space weather effects on pipelines. J. Appl. Geophys. 48: 233–256. [https://doi.org/10.1016/S0926-9851\(01\)00109-4](https://doi.org/10.1016/S0926-9851(01)00109-4)



**Рисунок 1.** Профили МТЗ, пройденные с шагом 2000-500 м в рамках нефтегазопроисковых работ региональной стадии изучения территорий Енисей-Хатангской и прилегающих НГО, на фоне геологической карты региона. Звездочками отмечены положения магнитных станций Росгидромета в регионе изучения (по Гвишиани, Лукьянова, 2015).

## 2ДВ 0–2110 км – уникальный объект глубинных исследований земной коры

И.С. Фельдман<sup>1</sup>, А.С. Сальников<sup>2</sup>, В.Л. Кузнецов<sup>2</sup>, А.А. Чернов<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ООО «ЕМГЕО»,

<sup>2</sup>ФГУП «СНИИГГ и МС», г. Новосибирск,

<sup>3</sup>ОАО «Пангея», г. Москва

---

### АННОТАЦИЯ

Рассмотрены геолого-геофизические модели земной коры по геотраверсу 2 ДВ на интервале 0–2110 км. На этом отрезке профиля выполнены работы ОГТ, КМПВ, ГСЗ и МТЗ.

Три независимых геофизических метода дают единую петрофизическую модель строения земной коры, где зависимости между физическими свойствами ( $V$ ,  $\rho$ ,  $\sigma$ ) определяются достаточно понятными закономерностями истории их генезиса. Наиболее ярким свойством этой модели является наличие прослеживаемых на значительных расстояниях складчато-глыбовых структур, охватывающих верхнюю и среднюю часть земной коры. Горизонтальная расслоенность в этой модели характерна только для нижней части земной коры.

В результате удалось построить уникальную совокупность геофизических разрезов – сейсмические, геоэлектрические и плотностные.

**Ключевые слова:** геотраверс 2ДВ, петрофизические модели, комплексная интерпретация, геофизические разрезы

---

### ВВЕДЕНИЕ

Работы на профиле 2ДВ являются практически первым значительным объектом исследования земной коры и верхней мантии на основе Федеральной программы МПР России. В отличие от предшествующих работ в ней был предусмотрен полный набор всех видов геофизических и геологических работ, оснащенных новой специализированной аппаратурой для глубинных исследований, прежде всего, сейсмических. Работы начались в 2001 году, а закончились в 2006 году. Первый интервал 0-730 км выполнялся с 2001 по 2003 год и завершился отчетом в 2004 году. Результаты работ были опубликованы в 2007 году в сборнике под редакцией Сальникова А.С. «Структура и строение земной коры Магаданского сектора России по геолого-геофизическим данным». В нем опубликована также совместная статья «Комплексная сейсмогеоэлектрическая и плотностная модель земной коры по геотраверсу 2ДВ». Авторы этой статьи являются авторами моего доклада. Они заложили основу анализа и интерпретации. Совместно с исполнителями обработки сейсмических данных КМПВ и МОГТ следует добавить участие специалистов «Спецгеофизики». Следующий этап интерпретации выполнен осенью 2006 года для интервала 0-1100 км.

Коллективных действий по анализу и комплексной интерпретации всех участников не планировалось. Первичные материалы различных методов добывались с большим трудом. Последний этап работ выполнялся по договору с «Спецгеофизикой» от 2006 года и завершился в 2008 году.

Поскольку полевые работы МТЗ выполнялись ООО «Северо-Запад», то нам первичные полевые данные передавать не спешили, а результаты своей обработки и интерпретации этих же данных отправляли другим исполнителям проекта, несмотря на то что было известно, что за эту работу отвечаем и выполняем ее мы. Поскольку операции проводились подковожно, то на свет божий вытаскивались различные отчеты, а в ряде случаев и публиковались, где уже в комплексных моделях 2ДВ присутствует вклад выше упомянутой организации. Мы их покажем на стендах, также на сопоставлении т.н. моделей с результатами обработки и интерпретации ООО «ЕМГЕО» практически по всему профилю 2ДВ. Везде по профилю данные ООО «Северо-Запад» никак не вяжутся с другими геофизическими разрезами и геологией строения ВЧР. С другой стороны, мы не можем переобработать большую часть данных других организаций, что наносит огромный ущерб государству. Но мы можем передать наш опыт другим коллективам, что

и попытаемся сделать, для начала, на этом показательном объекте 2ДВ. Стоит также заметить, что полное представление всех видов геофизических работ по профилю 2ДВ 2110 км никогда не публиковалось.

### Сейсмические исследования

Сейсмические исследования выполнялись по комбинированной системе наблюдений ОГТ-вибро + КМПВ-вибро с использованием докритических и закритических отраженных, рефрагированных и головных волн. Основные параметры системы наблюдений: шаг между каналами – 50 м, взрывной интервал – 100 м для ОГТ и 15000 м для КМПВ, максимальная длина годографов – 9 км для ОГТ и 30 км для КМПВ.

Работы ГСЗ выполнялись по методике точечных (дифференциальных) сейсмических зондирований с использованием мощного передвижного (сборно-разборного) виброисточника ЦВП-40 и дискретно расположенных малоканальных регистрирующих станций. Частотные диапазоны зондирующих сигналов от вибратора составляли 7,031–10,547 Гц; длительность сеансов составляла 40 минут. Для получения разрешенных записей и уменьшения влияния шумов на коррелограммах использовалось суммирование сеансов вибратора от 2–3 до 10–12.

Графы обработки и интерпретации сейсмических материалов ОГТ, КМПВ и ГСЗ, а также подробная характеристика полученных результатов приведены в статьях сборника (1). Приведем лишь основные черты сейсмических разрезов, важные для последующего сопоставления.

Сейсмическая модель по данным ГСЗ состоит из достаточно уверенно выделяемой границы Мохоровичича и скоростной модели земной коры, полученной по алгоритмам и программам сейсмотомографической обработки ФГУП «СНИИГГиМС». Поверхность Мохоровичича построена по данным головных и закритических отраженных волн. Средняя скорость распространения сейсмических волн до нее меняется по профилю в диапазоне 6,3–6,5 км/с. Граничная скорость вдоль профиля изменяется от 7,5 до 8,4 км/с. Пониженными значениями граничных скоростей продольных волн отмечаются, соответственно, участки  $X = 70 - 140$  км и  $X = 510 - 595$  км. Повышенными (до 8,4 км/с) значениями граничных скоростей продольных волн характеризуются центральный ( $X = 160 - 310$ ) и конечный ( $X = 500 - 600$  км) участки профиля. Мощность земной коры по профилю

изменяется от 31 до 43–45 и более километров.

На скоростной модели ГСЗ на общем фоне возрастания скорости с глубиной в верхней и средней части земной коры достаточно выразительно выделяются горизонты с пониженной и повышенной скоростью. Граница подошвы относительно низкоскоростного слоя варьирует по профилю от первых километров до 25–30 км, формируя крупноамплитудные поднятия и впадины. В нижней части земной коры скоростная модель становится квазислоистой.

По данным МОВ-ОГТ в разрезе земной коры выделены: осадочный чехол, кристаллическая кора и верхняя мантия. Осадочный чехол выделяется в виде интенсивно расслоенных толщ и сравнительно однородных, перемежающихся по профилю. На большей части профиля поверхность кристаллического фундамента выделяется достаточно надежно по переходу от сравнительно плотных сейсмических отражений нижней части чехла к акустически более прозрачной и неоднородной толще кристаллической земной коры. Верхняя часть кристаллической земной коры характеризуется гетерогенным волновым полем, протяженные пакеты высокоамплитудных отражений которого осложнены крупными акустически прозрачными областями и зонами резкого снижения уровня сейсмической записи. «Средняя кристаллическая кора», выделяющаяся в интервале глубин 20–33 км, характеризуется сравнительно ослабленным волновым полем, осложненным крупными областями и зонами снижения уровня сейсмической записи. Внутренняя структура блоков более плотной сейсмической записи представлена чешуйчато-надвиговой системой высокоамплитудных отражений, свидетельствующей о значительной тектонической расслоенности коры. «Нижняя кора» отличается аномально высокой плотностью сейсмической записи, в рисунке которой отчетливо видна тонкая субгоризонтальная и наклонная тектоническая расслоенность разреза.

Граница Мохоровичича на разрезе МОВ-ОГТ выражена горизонтом сильных субпараллельных рефлекторов мощностью от 1–2 до 5–7 км. В ряде районов наблюдаются локальные разрывы сплошности поверхности Мохоровичича. Разрыв поверхности Мохоровичича сопровождается субвертикальными зонами ослабления уровня сейсмической записи, прослеживающейся до приповерхностных горизонтов земной коры.

### Магнитотеллурические зондирования

Магнитотеллурические зондирования выполнялись в трёх различных модификациях: глубинной (ГМТЗ), среднеглубинной (МТЗ) и малоглубинной (Аудио-МТЗ или АМТЗ). Измерения выполнялись с шагом: АМТЗ – 1 км, МТЗ – 3 км, ГМТЗ – 15 км. В течение двух суток выполнялись: одно измерение ГМТЗ+МТЗ+АМТЗ (длительность записи не менее 36 часов, диапазон частот 400–0,0001 Гц), 5 ночных измерений МТЗ+АМТЗ (длительность записи 12–14 часов, диапазон частот 400–0,0006 Гц) и 2 дневных измерения АМТЗ (длительность записи 4–6 часов, диапазон частот 400–0,001 Гц).

Интерпретация по данным МТЗ выполнялось с использованием программы MT-Driver (ООО «Центр ЭМИ»). Ее главная отличительная особенность – анализ и преобразования тензора импеданса в пространственно-частотной области. Районирование данной области позволяет связать частотные интервалы тензора-импеданса с интервалами их пространственных спектров. Далее выполняется в определенной последовательности мультипликативное и аддитивное разложение комплексных пространственных матриц в спектральной области. При этом достигается эффективное подавление действия трехмерных неоднородностей, перекрывающих целевой уровень глубинности разреза. На заключительной стадии использовались 2d инверсии Rebook 1d инверсии МЭЛ и IPI. Более подробная технология интерпретации рассмотрена в отдельной статье, посвященной электроразведочным работам МТЗ.

Основная особенность геоэлектрического разреза – наличие практически по всему профилю проводящих горизонтов на глубинах от нескольких км до 30 км. Хотя сопротивление горизонтов существенно изменяется вдоль профиля, оно остается достаточно низким по отношению к вмещающим значительно более высокоомным образованиям. В конфигурации проводящих горизонтов достаточно ярко вырисовываются крупноамплитудные складки поперечником в десятки км, которые удается проследить по всему профилю. На отдельных участках проводящие горизонты достаточно близко подходят к поверхности.

Проводящие горизонты были прокоррелированы по профилю. Полученные геоэлектрические границы были вынесены на сейсмические разрезы по данным МОВ-ОГТ и ГСЗ. Прежде всего, обращает на себя внимание близкая корреляция между конфигурацией скоростной модели и геоэлектрической.

### Интерпретация гравимагнитных данных

Конфигурация сейсмогеоэлектрических горизонтов находится в близкой положительной корреляционной связи с гравитационным полем. На значительных интервалах профилей коэффициенты корреляции превышают 0,9, что свидетельствует о значительной положительной избыточной плотности ( $\Delta\sigma$ ) на границах, соответствующей кровле выделенных основных сейсмогеоэлектрических горизонтов.

По результатам математического моделирования гравимагнитных данных рассчитаны плотностные характеристики и построены геоплотностные разрезы до глубины более 50 км. Плотностные характеристики гранулитобазитового слоя определяют его блоковое строение. Плотность блоков меняется в достаточно широких пределах: от 2,75–2,8 г/см<sup>3</sup> до 3,2–3,25 г/см<sup>3</sup>. Поверхность гранулитобазитового слоя неровная, бугристая, с колебаниями амплитуд абсолютных отметок от –10 км в океане до –26 км в средней части фрагмента профиля и его окончании. По своим плотностным характеристикам слой Мохоровичича имеет также блоковое строение. Общий фон плотности заметно повышен. Однако, в отличие от гранулитобазитового слоя наблюдается уменьшение расчетной плотности от периферии к центру, от 3,40–3,45 г/см<sup>3</sup> до 3,00–3,05 г/см<sup>3</sup>. Поверхность Мохоровичича, как и гранулитобазитового слоя имеет также бугристый характер с колебаниями амплитуд абсолютных отметок от –20 км в океане до –50 км на континенте.

Отмеченные выше закономерности были использованы для совместного анализа сейсмических и геоэлектрических разрезов с целью построения согласованных петрофизических моделей земной коры. При расчетах плотностной модели использовались обобщенные статистические зависимости между параметрами скорость ( $V_p$ ), сопротивление ( $\rho$ ) и плотности ( $\sigma$ ) различных метаморфических и магматических образований (Канамори-Музутани, Пузырева, Шрайбмана, Воларовича, Пахроменко и др). Обратная задача для поля  $\Delta g$  решалась методом подбора при закреплении границ геоэлектрической модели и ее значениям плотности, рассчитанными по скоростной модели с использованием статистических связей между  $V_p$  и  $\sigma$ .

### **Построение геофизических разрезов и комплексная геологическая и геотектоническая интерпретация**

Как сейсмические, так и электроразведочные методы зондирования позволяют получать некоторые упрощенные отражения реальных заведомо более сложнопостроенных сейсмических и геоэлектрических моделей. Эти отражения (разрезы) зависят не только от свойств реальных объектов, но и от тех или других характеристик измерительных систем и программ обработки. Связь между сейсмическими разрезами и реальными моделями определяется двумя главными характеристиками (свойствами) последних: распределением скоростей ( $V$ ), т.е. интегральными (объемными) характеристиками, и динамическим особенностями, зависящими от дифференциальных свойств локальных объектов среды. Чем сложнее строение среды (выше степень ее неоднородности), тем менее выразительна картина суммарных откликов на динамическом разрезе. Скоростные модели в значительной степени зависят от дифференциальных особенностей среды.

В геоэлектрическом разрезе отражаются интегральные характеристики реальной среды, т.е. распределение объемных проводимостей всей толщи. Геоэлектрический отклик от проводящих объектов в глубоких горизонтах осадочного чехла и фундамента практически не зависит от сложности строения этих объектов. Таким образом, при изучении строения глубоких горизонтов неоднородного по строению фундамента и земной коры способности электроразведки, связанные с определением интегральных характеристик среды, оборачивается существенным преимуществом по сравнению с сейсморазведкой. Оно выражается в способности электроразведки непрерывно проследивать в разрезе относительно проводящие горизонты при практической независимости от сложности их внутреннего строения. Таким образом, при комплексировании мы должны сопоставить интегральные характеристики двух методов, т.е. скоростные и геоэлектрические разрезы. Рассмотрим теперь возможные связи между реальными физическими свойствами горных пород и их петрографическим составом. Для осадочных пород скорости сейсмических волн зависят от фациального состава, стадии катагенеза и степени уплотнения. В пределах складчатого фундамента и в более глубоких горизонтах земной коры в процессе

метаморфизма и складчатости происходит увеличение скорости и плотности пород, тем больше, чем выше стадия прогрессивного метаморфизма. Регрессивный метаморфизм разрыхляет структуру и уменьшает скорости. Геоэлектрические параметры (удельное электрическое сопротивление ( $\rho$ ) или суммарная продольная проводимость ( $S$ )) отражают объемное содержание свободных электрических зарядов в горных породах и, поэтому, являются прямым индикатором их петрографического состава, текстуры и термодинамического состояния. Для осадочных образований основным фактором является фациальный состав пород: глинистые фации и породы с высокой пористостью имеют низкие сопротивления (первые Ом·м), карбонатные и эффузивные – высокие (сотни Ом·м). На больших глубинах за счет литогенеза осадков и изменения термодинамических условий, с одной стороны, происходит значительное уменьшение пористости и вытеснение к поверхности свободной воды. Сопротивление пород возрастает на несколько порядков. С другой стороны, за счет катагенеза органогенных образований, появляется электронная проводимость, что приводит к значительному уменьшению сопротивлений терригенных разностей (черносланцевые породы).

В глубоких эрозионных срезках на щитах породы, слагающие земную кору, хорошо изучены как в естественном залегании малоглубинной электроразведкой, так и в лабораторных условиях при больших температурах и давлениях. Хорошо проводящие породы из этой серии относятся к "черным сланцам", обогащенным углеродом. Их сопротивление в массиве может опускаться до долей Ом·м. Все остальные образования высокоомны ( $\rho > 1000$  Ом·м). Насыщение последних рассолами при соответствующих РТ-условиях в земной коре приводит к снижению сопротивлений на один-два порядка, но оно не может быть меньше сотен Ом·м. Необходимо также учесть, что в тектонически-стабильных регионах вода в земной коре находится не в свободном, а в кристаллизационно-связном состоянии.

Перекристаллизация пород при возрастании стадии метаморфизма приводит к увеличению сопротивлений. При этом графит остается устойчивым в термодинамических условиях земной коры и верхов мантии. Он может быть только растворен при процессах мигматизации (образование гранитов). Нужно добавить к этому замечательную способность углеродистых образований создавать

пленочные структуры, как на микро, так и на макроуровнях. Это обеспечивает объемную связность проводников при их незначительной доле в общем объеме. Сопротивление существенно реагирует на характер и степень вторичных изменений с участием флюидно-газовых эманаций. В восстановительной среде происходит интенсивное восстановление углерода (до графита). Здесь должны наблюдаться чрезвычайно контрастные аномалии проводимости.

Из общего объема органических образований Земли, содержащих углерод, 95% было накоплено в докембрии. Максимум приходится на средний-верхний протерозой. Оставшиеся 5% приходятся на палеозой и более молодые образования. Поскольку основной объем земной коры сложен докембрийскими образованиями, углеродистые образования должны играть главенствующую роль в формировании ее геоэлектрического облика.

Таким образом, три независимых геофизических метода дают единую петрофизическую модель строения земной коры, где зависимости между физическими свойствами ( $V$ ,  $\rho$ ,  $\sigma$ ) определяются достаточно понятными закономерностями истории их генезиса. Наиболее ярким свойством этой модели является наличие прослеживаемых на значительных расстояниях складчато-глыбовых структур, охватывающих верхнюю и среднюю часть земной коры. Горизонтальная расслоенность в этой модели характерна только для нижней части земной коры.

## Выводы

По результатам обработки и интерпретации перечисленных выше полевых геофизических работ построены следующие разрезы земной коры и верхней мантии:

сейсмодинамические разрезы волновых полей МОВ-ОГТ и ГСЗ, скоростная модель на основе сейсмотомографической обработки данных ГСВ, скоростная модель верхней части разреза (3–5 км) по сейсмотомографической обработке данных КМПВ, геологические разрезы по данным МТЗ, ГМТЗ и НМТЗ по параметру  $\rho$  Ом м по верхней части разреза (0–5 км) и глубинной части до глубины 50 км.

На основе обработки и математического моделирования гравимагнитных данных построены геоплотностные разрезы земной коры до глубины более 50 км.

Рассмотрена проблема их геотектонического толкования. Выявлены следующие общие для всех профилей закономерности:

- геоэлектрические границы достаточно контрастно отражают складчатые структуры древнего основания и прослеживаются на протяженных (сотни км) участках профилей;
- геоэлектрические границы совпадают с томографическими разрезами скоростей сейсмических волн ГСЗ и МОГТ и с рядом элементов сейсмических волновых разрезов и находят прямое и, практически, однозначное соответствие с гравитационным полем;
- Основным элементом геологического строения земной коры, по крайней мере, ее большей верхней части, являются запечатленные в ней складчатые структуры поперечником от 40 до 80 км и амплитудой до 20 км.

## Сессия 4

«Поиск и разведка месторождений полезных ископаемых, геотермальные и гидрогеологические исследования»

Конвинеры:

Е.Д. Алексанова, В.А. Куликов

## Возможности аэрогеофизики при поисках месторождений цветных и благородных металлов

Е.В. Каршаков<sup>1</sup>, В.М. Керцман<sup>2</sup>, Е.В. Мойланен<sup>1</sup>, Ю.Г. Подмогов<sup>3</sup>

<sup>1</sup> ИПУ РАН, moilanen@mail.ru

<sup>2</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, natagm@bk.ru

<sup>3</sup>ООО «Геотехнологии», info@geotechnologies-rus.com

### АННОТАЦИЯ

Описаны возможности современной аэрогеофизики при поисках месторождений цветных и благородных металлов. Показано, как параллельное использование каналов электроразведки, магнитометрии и гамма-спектрометрии повышает эффективность аэрогеофизических исследований при поисках рудных месторождений. Приводятся результаты применения аэрогеофизики при поисково-съёмочных работах в районе Центрально-Африканского разлома, детальных исследованиях золоторудных и меденосных месторождений Восточной Сибири.

**Ключевые слова:** аэрогеофизика, электроразведка, магниторазведка, гамма-спектрометрия

### ВВЕДЕНИЕ

Проблема повышения эффективности поисков рудных месторождений, как в пределах известных рудных районов, так и на новых перспективных площадях весьма актуальна. Важную роль при этом играют аэрогеофизические методы, отличительной особенностью которых являются высокая мобильность и производительность, возможность опосредованного изучения закрытых площадей, равномерность изучения больших территорий (Kaufman et al., 2014). Постараемся показать, как использование современных аэрогеофизических технологий вместе с традиционными наземными исследованиями позволяет резко повысить эффективность поисков рудных месторождений.

#### **Практически результаты работ. Центрально-Африканский разлом**

На рисунке 6 показаны возможности аэрогеофизического комплекса по картированию и классификации гранитных интрузий по результатам работ масштаба 1:50 000 (Podmogov et al., 2019). По результатам аэродетализации масштаба 1:10 000 приводятся примеры детального картирования линейных рудо-перспективных зон. На рисунке 1 приведен пример картирования линейных зон повышенной намагничённости. Наибольший интерес представляют линейные зоны максимально высоких сопротивлений (вероятно кварцевые жилы) симметрично расположенные на

крыльях складки, они сопровождаются зонами низких сопротивлений (рисунок 2) и повышенными концентрациями калия (рисунок 3) и тория (рисунок 4) (Grasty and Minty, 1995, Бабаянц и др., 2015). Положительно намагничённые объекты с пониженными сопротивлениями вероятно связаны с межпластовыми интрузиями основных пород, а понижение сопротивлений связано с зонами сульфидизации, либо с графитизированными отложениями. Результаты интерпретации данных, наложенные на геологическую основу, представлены на рисунке 5.

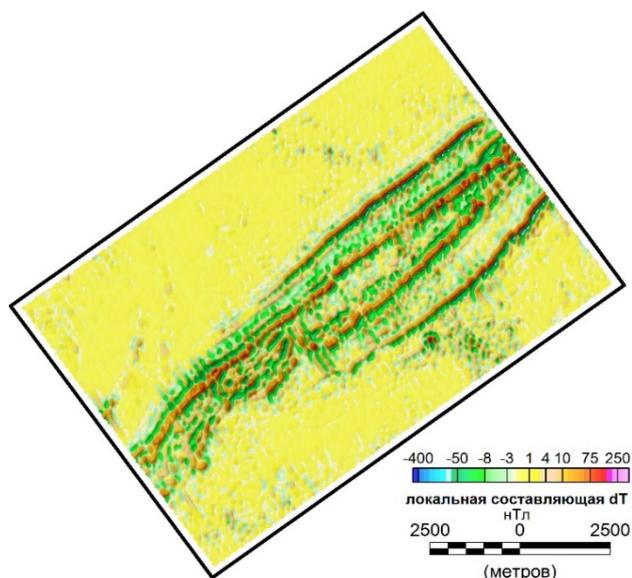
#### **Урях**

Уряхский рудный узел, приуроченный к зоне регионального Сьюльбанского разлома. Эта зона включает ряд известных месторождений и рудопроявлений золота. Всего в пределах площади выполненных исследований выделяются три типа перспективных участков (рисунок 7):

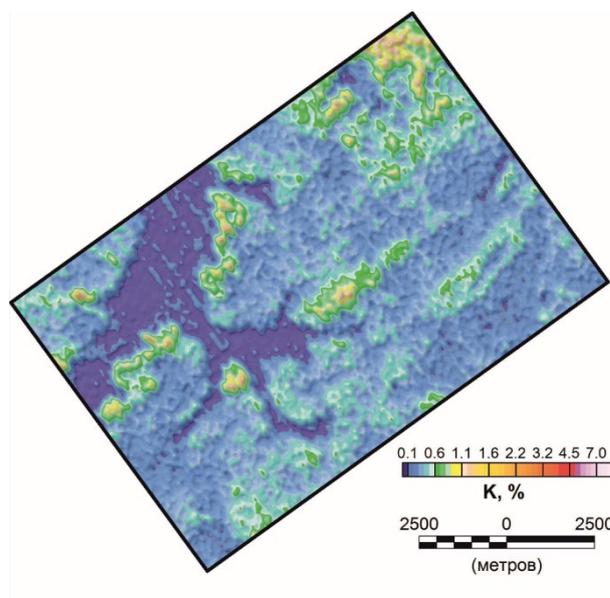
1. Участки в пределах Усть-Келянской толщи с асинхронным (пестрым) поведением в сочетании концентраций радиоактивных элементов, которые можно связать с активными метасоматическими процессами (показаны фиолетовым контуром и штриховкой на картах).
2. Участки с аномально низкими сопротивлениями могут быть связаны с зонами активной сульфидизации и (или) графитизации.

3. Участки с линейно вытянутыми магнитоактивными зонами могут быть представлены основными породами или березитами с которыми связана зона активных вторичных изменений.

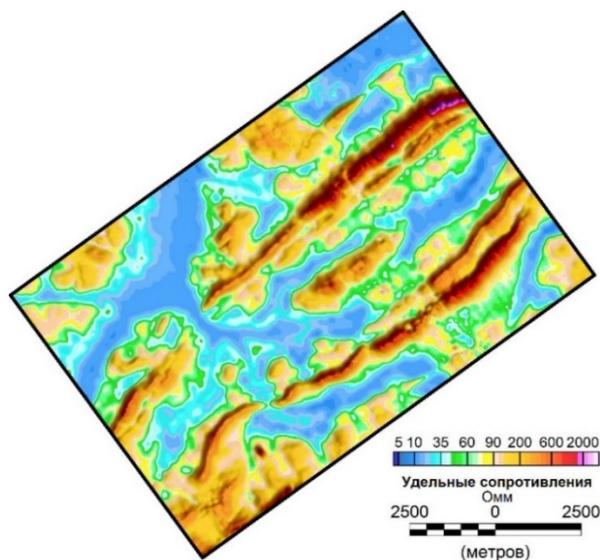
Карты кажущихся сопротивлений, вычисленных для схожих частотных каналов аэроэлектроразведки и наземной системы АМТЗ (рисунок 7, нижние рисунки), хорошо согласуются.



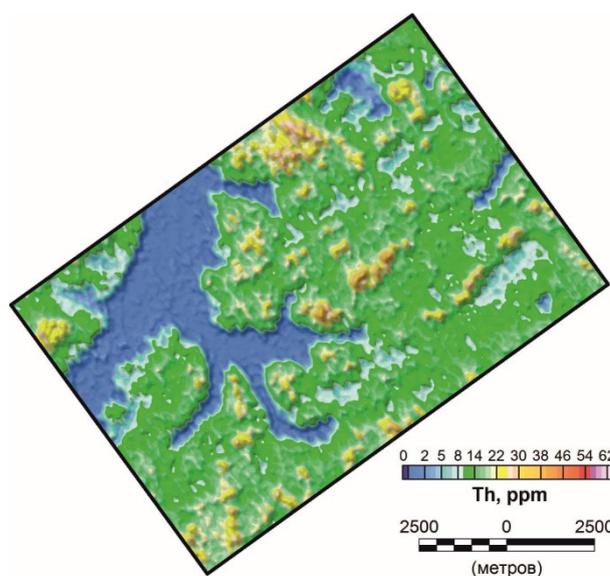
**Рисунок 1.** Карта локальной составляющей аномального магнитного поля, республика Руанда, 2017 г.



**Рисунок 3.** Карта концентраций калия, республика Руанда, 2017 г.



**Рисунок 2.** Карта кажущихся сопротивлений для интервала 0-200 м, республика Руанда, 2017 г.



**Рисунок 4.** Карта концентраций тория, республика Руанда, 2017 г.

### Сухой Лог

Следующий пример – месторождение Сухой Лог в Иркутской области. Наиболее информативными, с точки зрения картирования перспективно рудоносных черносланцевых отложений оказались геоэлектрические разрезы, полученные в результате массовой 1-D инверсии аэроэлектроразведочных данных. Распределение удельных сопротивлений среды как в вертикальной, так и горизонтальной плоскостях хорошо согласуются с имеющейся геологической информацией, данными бурения и каротажа скважин (рисунок 8).

Черносланцевые углефицированные отложения достаточно контрастны по сопротивлениям (2–80 Ом·м) на фоне 800–3 000 Ом·м характерным для вмещающих пород. Обращает на себя внимание, что большинство выделенных отложений-проводников не имеет выхода на дневную поверхность.

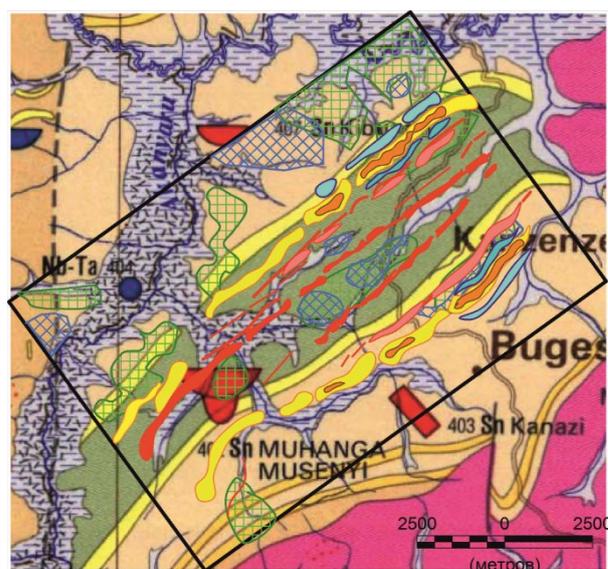
Распределение сопротивлений внутри черносланцевой толщи с достаточной вероятностью может связываться со степенью их сульфидной минерализации и, как следствие, с содержаниями рудных минералов. Об этом свидетельствует хорошее совпадение минерализованной зоны, выделенной по геологическим данным, с областью минимальных значений сопротивлений на геоэлектрических разрезах, построенных по данным бурения (рисунок 8, показано черными кривыми на центральном рисунке). Сопоставление геоэлектрических разрезов, построенных по данным аэроэлектроразведки, с данными электрокаротажа по результатам бурения, говорит о достоверности определения границ проводников и их сопротивлений.

Следует отметить, что низкие сопротивления типичны для зон вторичных приконтактных изменений, связанных с сульфидизацией и графитизацией (Becker et al., 1987, Приходько, 2006).

Следующий пример – медное месторождение в Забайкальском крае. Структурное положение похоже на Удоканское месторождение (Куликов, 2015), расположенное неподалеку. Плановое положение проводников на участке часто не совпадает с гидросетью (рисунок 9). Проводники находятся на склонах и водоразделах, что необычно для низкоомных пород.

Максимально низкоомным зонам на карте сопротивлений и на геоэлектрических разрезах соответствуют проводники, не выходящие на поверхность. Предполагаемая глубина объектов 20–50 м. Радиоактивность фоновая. Проводящая зона северо-западного простирания прерывает основное направление распространения (СВ-ЮЗ) магнитоактивных тел.

Оценка глубины верхней кромки магнитоактивных тел участка составляет 160–200 м.



#### Условные обозначения

-  Оси положительных линейных локальных магнитных аномалий
-  Немагнитные линейные зоны повышенных сопротивлений (вероятно, области интенсивного окварцевания)
-  Линейные зоны повышенных сопротивлений (вероятно, кварцевые жилы)
-  Положительно намагнитненные объекты со средними сопротивлениями
-  Положительно намагнитненные объекты с пониженными сопротивлениями
-  Линейные зоны повышенной электропроводности
-  Области повышенных концентраций калия
-  Области повышенных концентраций тория

**Рисунок 5.** Результат комплексной интерпретации аэрогеофизических данных.

### Выводы

Аэрогеофизические исследования по сравнению с наземной геофизикой обеспечивают более высокую производительность, стабильно-равномерные условия измерений, более детальный шаг исследований вдоль линии профиля. Современная навигация позволяет выполнять аэросъемку с межмаршрутным расстоянием 50 м (масштаб 1:5 000). Аэроэлектроразведочные зондирования позволяют изучить геоэлектрическое строение вплоть до глубины 400 м. При измерениях магнитного поля высотой полета надежно фильтруются источники приповерхностных помех, что существенным образом повышает соотношение сигнал/помеха. Затухание поля с высотой компенсируется чувствительностью датчика и высокой точностью измерений магнитометра.

### Благодарности

Авторы выражают глубочайшую признательность компаниям Нгали Холдингс, Нордголд, Полюс за возможность публикации материалов, В.А. Куликову за ценные советы и рекомендации.

### ЛИТЕРАТУРА

Бабаянц ПС, Керцман ВМ, Лёвин ФД, Трусов АА, 2015 Особенности современной аэрогамма-спектрометрии: Разведка и охрана недр, 12, 10–16

Кузьмицкая ЛЮ, 2018 Применение метода аудиоманнитотеллурического зондирования при поисках коренных месторождений золота в черносланцевых толщах (Сухоложское, Уряхское и Олбот-Верхне Хатыннахское рудные поля): выпускная работа, СПбГУ, 97 с.

Куликов ВА, 2015 Электроразведочные технологии на этапах поиска и оценки рудных месторождений: докторская диссертация, М., 237 с.

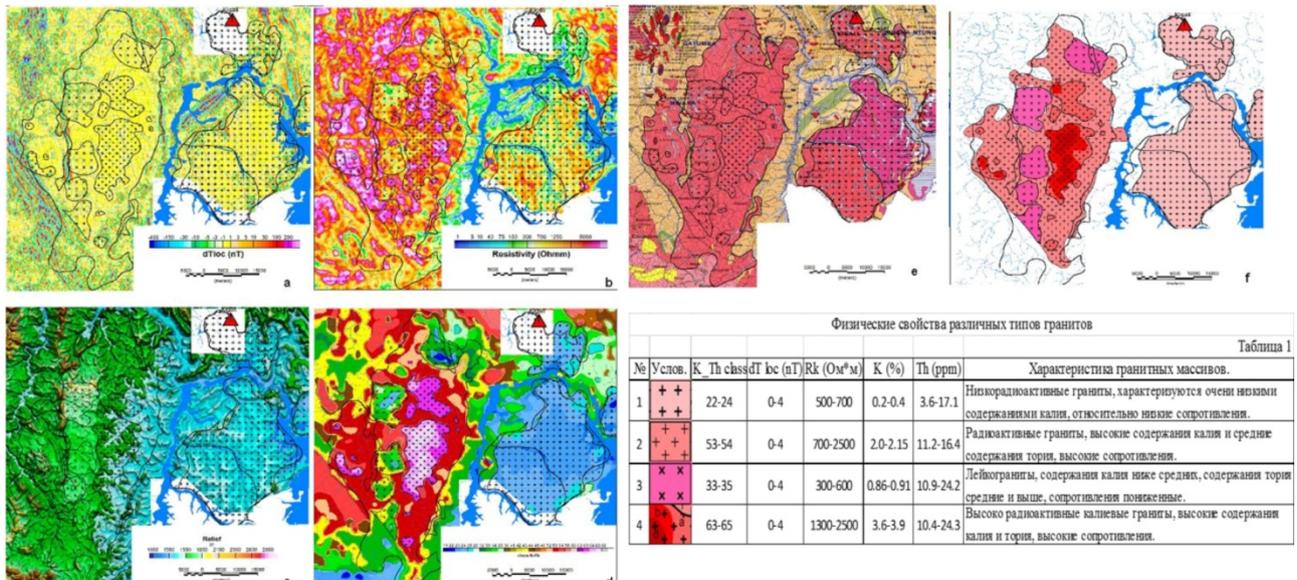
Приходько АЮ, 2006 Условия формирования золоторудных месторождений по геофизическим данным: Геофизические исследования на твердые полезные ископаемые, тезисы докладов Международной геофизической конференции. – СПб., 2–6 октября 2006. – СПб.: ООО «Издательство Welcome», 284–285

Becker A, Barringer AR, Annan AP, 1987 Airborne electromagnetics 1978–1988, in *Developments and Application of Modern Airborne Electromagnetic Surveys*, D.V. Fitterman (ed.). United States Geological Survey Bulletin, 1925, 9–20

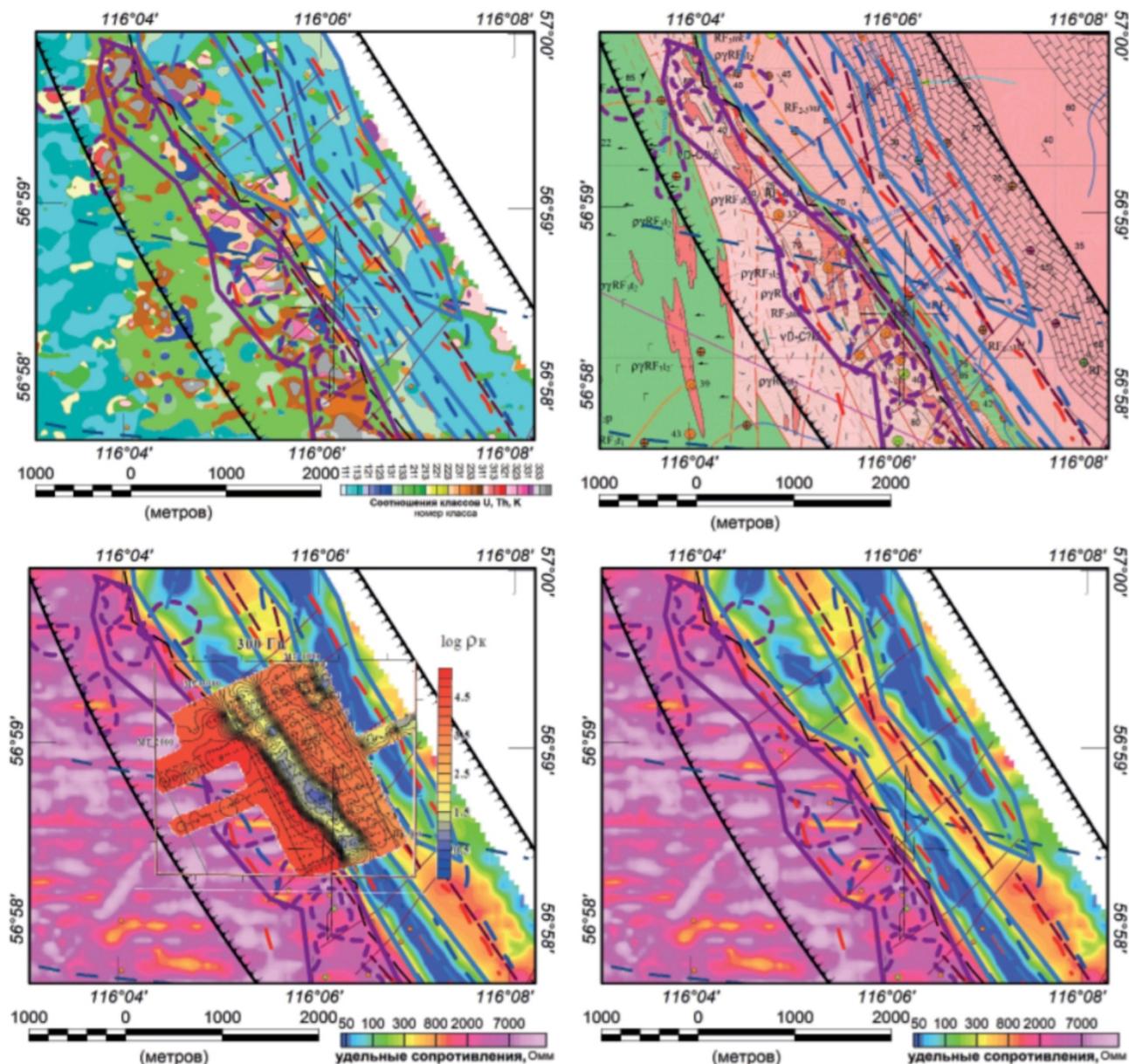
Grasty RL, Minty BRS, 1995 A guide to the technical specifications for airborne gamma-ray surveys: Australian Geological Survey Organisation, Canberra, 90 p.

Kaufman AA, Alekseev DA, Oristaglio M, 2014 *Principles of Electromagnetic Methods in Surface Geophysics. Methods in Geochemistry and Geophysics*, Elsevier, 45, 469 p.

Podmogov YuG, Moilanen J, Kertsman VM, 2019 Results of the Complex Airborne Geophysical Survey in the Central African Ridge Area / *Practical and Theoretical Aspects of Geological Interpretation of Gravitational, Magnetic and Electric Fields*. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Cham, Switzerland: Springer, p. 387–394



**Рисунок 6.** Картирование гранитных интрузий и их классификация по физическим характеристикам.



**Условные обозначения:**



Установленные рудопроявления:  
а - золота; б - меди



Области асинхронного поведения концентраций РАЗ U, Th, K



Перспективные участки по АГСМ данным в пределах Усть-келянкой площади (RF3uk2)



Перспективные участки связанные с зонами аномально низких сопротивлений.



зона Сюльбанского разлома



Линейные зоны магнитного поля:  
а - отрицательные; б - положительные



Тектонические нарушения, определены по сдвигам осей линейных магнитных аномалий



Линейные зоны и области сопротивлений:  
а - пониженных; б - повышенных

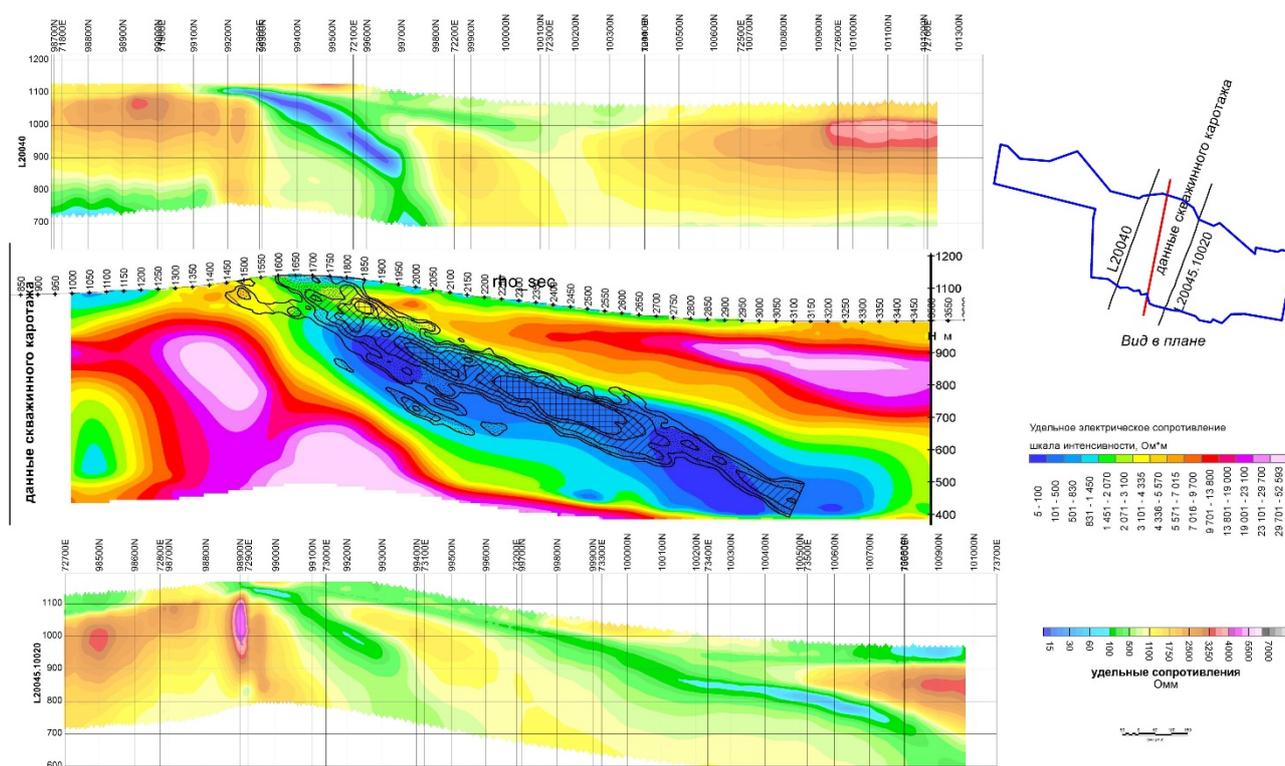


Тектонические нарушения, определены по сдвигам осей линейных аномалий сопротивлений

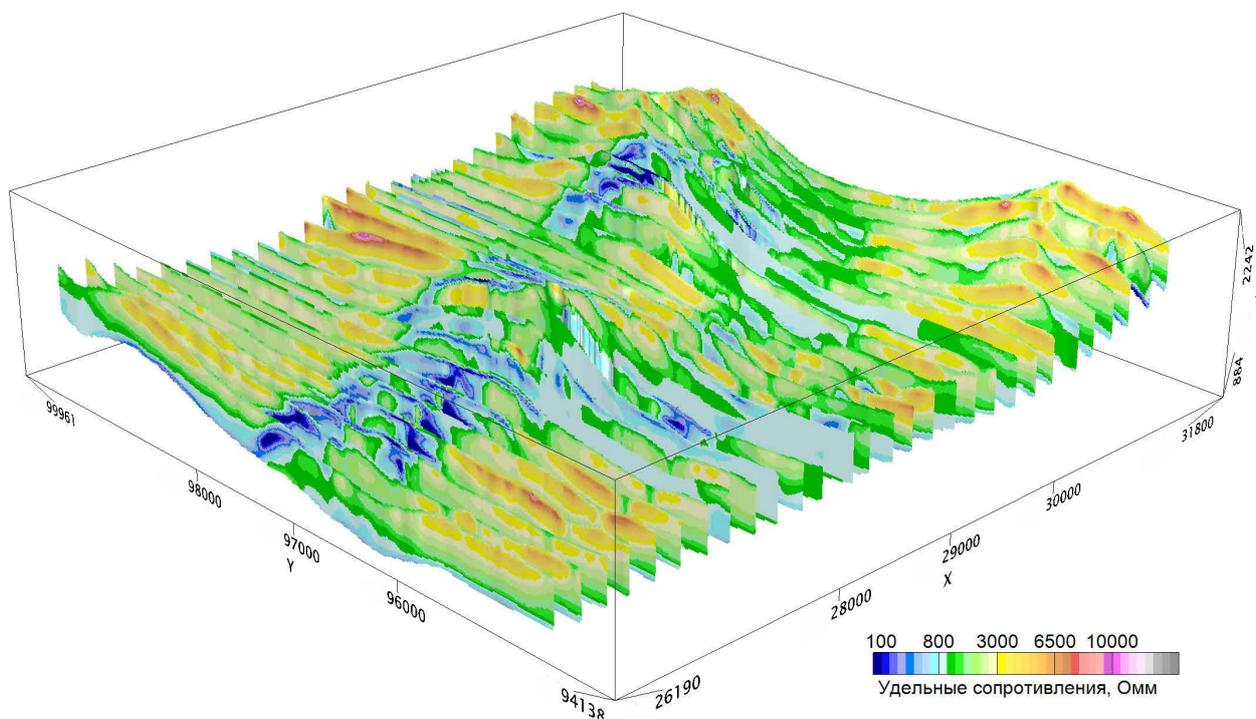


Зоны высокого градиента сопротивлений

**Рисунок 7.** Участок Урях. Карты соотношений классов урана, тория, калия (сверху слева), геологическая схема (сверху справа), сопоставление карт кажущихся сопротивлений канала 300 Гц наземных работ АМТЗ (Кузьмицкая, 2018) (слева снизу) и для частотного канала 230 Гц аэроэлектроразведочной системы (снизу справа).



**Рисунок 8.** Геоэлектрические разрезы месторождения Сухой Лог, построенные по данным скважинного каротажа (в центре) и аэроэлектроразведки (совместное использование и частотных, и временных данных).



**Рисунок 9.** Схема геоэлектрических разрезов медного месторождения в Забайкальском крае. По оси z – высота над уровнем моря, м.

## Опыт изучения складчатых поясов методом МТЗ

Н.А. Пальшин<sup>1,2</sup>, К.О. Соборнов<sup>2</sup>, Е.Д. Алексанова<sup>2</sup>, Д.В. Яковлев<sup>2</sup>, А.Г. Яковлев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, palshin@ocean.ru

<sup>2</sup>ООО «Северо-запад», mail@nw-geophysics.com

---

### АННОТАЦИЯ

Складчатые пояса являются сложными объектами для геофизических исследований. Пересеченный горный рельеф затрудняет возбуждение сейсмических волн, интерпретация данных традиционной профильной (двумерной) сейсмики сталкивается с определенными трудностями в зонах развития соляной тектоники и в осевых частях антиклиналей из-за крутых углов падения пластов, развитой разрывной тектоники и дисгармоничной складчатости. Как результат, именно в складчатых поясах, по всей видимости, в настоящее время сосредоточены большие неразведанные запасы углеводородов.

Применение метода магнитотеллурических зондирований (МТЗ), как относительно недорогого источника информации о глубинном строении складчатых поясов показало свою эффективность при решении широкого круга геологических задач. Несмотря на меньшее по сравнению с сейсмическими методами пространственное разрешение метод МТЗ позволяет определять положение осей погребенных антиклинальных складок, выделять разломные зоны и получать информацию о геометрии соляных тел.

Другой важной задачей, в решение которой вносят свой вклад магнитотеллурические исследования, является выявление и картирование глубоких водоносных горизонтов. В складчатых областях антиклиналям обычно соответствуют частично эродированные горные хребты, представляющие собой области водосбора, а синклинали являются областями разгрузки.

За последние годы ООО «Северо-Запад» выполнило большой объем работ методом МТЗ в различных складчатых поясах. В докладе будут представлены результаты региональных и детальных исследований в складчатом поясе Загрос (Иран), результаты детальных работ МТЗ на севере Субандской складчатой зоны (Боливия) и в Тимано-Печерской нефтегазоносной области (Россия).

Результаты, полученные в Иране, свидетельствуют, что выделение водоносных артезианских горизонтов на больших глубинах, а также картирование трещиноватых и закарстованных слоев и проницаемых разломных зон является задачей, с которой метод МТЗ с успехом справляется.

Опыт использования данных МТЗ в комплексе с данными сейсморазведки и других видов геолого-геофизических исследований позволяет существенно уточнить строение перспективных нефтегазоносных объектов. Комплексная интерпретация этих данных существенно повышает надежность прогноза нефтегазоносности и определения целей поискового бурения.

**Ключевые слова:** складчатые пояса, магнитотеллурические исследования, месторождения нефти и газа, глубокие водоносные горизонты

---

## **Изучение перекрывающих кимберлитовые трубки пород Якутской провинции по данным радиоманнителлурических зондирований с контролируемым источником**

А.К. Сараев<sup>1</sup>, А.А. Шлыков<sup>2</sup>, Б. Тезкан<sup>3</sup>

<sup>1</sup> СПбГУ, Институт наук о Земле, a.saraev@spbu.ru

<sup>2</sup> СПбГУ, Институт наук о Земле, a.shlykov@spbu.ru

<sup>3</sup> Университет г. Кельн, Германия, tezkan@uni-koeln.de

---

### **АННОТАЦИЯ**

Задача поиска кимберлитовых трубок на закрытых территориях Якутской провинции является очень сложной из-за значительной неоднородности строения и свойств пород, перекрывающих трубки. В перекрывающих толщах терригенно-осадочных отложений присутствуют породы траппового комплекса (силлы долеритов, туфовые тела). Мы рассматриваем результаты метода радиоманнителлурических зондирований с контролируемым источником (РМТ-К) на двух участках Алакит-Мархинского кимберлитового поля Якутской провинции. На одном участке кимберлитовая трубка перекрыта толщей терригенно-осадочных пород и траппов, на другом две трубки перекрыты терригенно-осадочными отложениями. Работы методом РМТ-К проводились в дальней зоне источника электрического типа (заземленного на концах кабеля длиной 1000 м) в скалярном варианте в диапазоне частот 1–1000 кГц. Из-за значительной мощности перекрывающих пород (около 100 м) и небольших размеров кимберлитовых трубок в плане (80–200 м) аномалии трубочных тел в данных РМТ-К проявлены слабо. Дополнительную сложность при выявлении аномалий трубок создает наличие в составе перекрывающей толщи слоя проводящих углистых алевролитов. Поэтому основное внимание нами было уделено изучению перекрывающих пород и выявлению косвенных признаков наличия трубок. Показаны возможности использования данных РМТ-К для изучения морфологии силлов долеритов, расположенных в перекрывающих отложениях, и картирования кровли вмещающих трубки карбонатных пород. Проявленное в данных РМТ-К выклинивание долеритовых силлов над трубками («окна в траппах») и понижение кровли вмещающих карбонатных пород около трубок можно рассматривать как косвенные признаки наличия трубок. Кроме того, перекрывающие терригенно-осадочные отложения содержат погребенные ореолы минералов-спутников алмаза. Данные о детальном строении перекрывающих отложений, получаемые с помощью метода РМТ-К, важны для интерпретации материалов минералогических методов поиска кимберлитов. Необходимо также учитывать получаемую информацию о структурных особенностях и свойствах перекрывающих трубки пород при интерпретации данных других геофизических методов, нацеленных на выявление аномалий трубок. Работа выполнена при поддержке Российского Научного Фонда (номер проекта 21-47-04401).

**Ключевые слова:** радиоманнителлурические зондирования с контролируемым источником; кимберлитовые трубки

---

## От региональной до локальной геофизической модели. Проект D-Rex в Фенноскандии

М.Ю. Смирнов<sup>1</sup> и D-Rex WG

<sup>1</sup>Университет Лулео, Швеция, maxim.smirnov@ltu.se

---

### АННОТАЦИЯ

Рудные месторождения являются частью, в геологическом контексте, так называемой минеральной системы, которая также включает часто глубоко залегающие источники флюидов, пути миграции обогащенных флюидов, механизмы осадконакопления, ответственные за формирование залежи и отток флюидов. Региональная геофизика позволяет выявить глубинные аномалии в коре и верхней мантии, которые могут быть связаны с приповерхностными месторождениями полезных ископаемых и пролить свет на их генезис. Основная цель проекта D-Rex связать региональные геофизические модели с детальными исследованиями известных рудных месторождений. Метод магнитотеллурического зондирования является одним из наиболее перспективных методов для этих целей. Трехмерная съемка запланирована в трех перспективных областях в Швеции, Гренландии и Финляндии для создания региональных трехмерных моделей электрической проводимости до глубин порядка ста километров.

Летом 2021 года проводятся магнитотеллурические региональные полевые работы в Швеции и Финляндии, которые дополнены также более детальными наблюдениями в районе известных железорудных месторождений. На данный момент получены данные МТЗ в более чем 500 точек зондирования. Первые результаты этих наблюдений будут представлены в докладе.

**Ключевые слова:** магнитотеллурика, инверсия, обработка данных

---

## Применение электроразведки в поисково-оценочных работах для обеспечения водоснабжения объектов Озерного ГОКа

М.С. Шкиря<sup>1</sup>, Ю.А. Давыденко<sup>2</sup>, П.С. Бадминов<sup>3</sup>, С.А. Терешкин<sup>4</sup>, А.С. Башкеев<sup>5</sup>

<sup>1</sup> ИРНТУ, mshkiria@geo.istu.edu

<sup>2</sup> ИРНТУ, ООО «Гелиос», ИЗК СО РАН, dya@geo.istu.edu

<sup>3</sup> ИЗК СО РАН, prokop\_sbada@mail.ru

<sup>4</sup> ИРНТУ, stereshkin@geo.istu.edu

<sup>5</sup> ИРНТУ, abashkeev@geo.istu.edu

---

### АННОТАЦИЯ

Целью комплексных электроразведочных работ являлись поиски подземных вод для технологического водоснабжения объектов Озерного ГОКа в Республике Бурятия. Работы выполнялись на поисковой площади, где перспективным для технологического водоснабжения являются высоконапорные подмерзлотные воды. Для решения поставленных задач применялись два метода: электротомография и метод электромагнитного зондирования и вызванной поляризации. В результате проведенного комплекса исследований уточнено геологическое строение района работ, выбрана в качестве перспективной на подземные воды часть разреза, соответствующая интервалу 90–200 м. Бурением и комплексом геофизических исследований скважин подтверждены обводнённые разломные зоны, определены границы многолетней мерзлоты, в которой выделены межмерзлотные талики и слой «вялой» мерзлоты, характеризующийся низкими значениями удельного электрического сопротивления.

**Ключевые слова:** электротомография, импульсная электроразведка, электромагнитные зондирования, разломная зона, запасы подземных вод

---

### ВВЕДЕНИЕ

В 2020 г. проводились поисково-оценочные гидрогеологические работы для обеспечения производственно-технического водоснабжения объектов Озерного ГОКа, находящегося на территории Еравнинского района Республики Бурятия, за счет напорных подмерзлотных вод межгорного артезианского бассейна р Заза. Учитывая высокую, 3-ю категорию сложности участка, в комплекс работ входили два электроразведочных метода: электротомография и метод электромагнитного зондирования и вызванной поляризации (ЭМЗ-ВП) (Давыденко Ю.А. и др., 2015).

В комплексе гидрогеологических исследований электроразведочные работы должны были решить следующие задачи: выделение таликовых зон и определение их границ; уточнение мощности многолетнемерзлых пород (ММП); определение ширины и крутизны разломных зон. Учитывая неблагоприятный для электротомографии фактор – мощный экранирующий слой высокоомных ММП (около 100 м), для обеспечения глубинности исследований в 200 м применялась технология

ЭМЗ-ВП. Полученные в результате решения обратных задач геоэлектрические разрезы использовались для уточнения положения поисковых гидрогеологических скважин. Результаты бурения и данные каротажа были сопоставлены с электроразведочными моделями, что позволило получить достаточно полное понимание геологического строения участка работ. По данным ЭМЗ-ВП с точностью до 5 м, определены границы многолетней мерзлоты, в которой выделены межмерзлотные талики и слой «вялой» мерзлоты с низкими значениями УЭС. Зазинская межгорная впадина представляет собой грабенообразную линейно вытянутую структуру, выполненную юрско-меловыми нормально-осадочными и эффузивно-осадочными отложениями общей мощностью до 1500 м, которые перекрыты мерзлыми четвертичными образованиями. Фундамент впадины и его горно-складчатое обрамление сложено палеозойскими гранитоидами Бичурского комплекса (Гидрогеология СССР. Т. XXII). Зоны разломов, связаны с мезозойским рифтогенезом и имеют преимущественно северо-восточное простирание, плоскости их сместителей падают, как правило, в сторону оси впадины. Такие

разломы, прослеживающиеся вдоль мезозойских структур, развивались одновременно с ними, определяя границы мезозойского осадконакопления и распределение фаций осадков внутри впадин. Наблюдается также несколько разломов северо-западного и субширотного простирания, показанных на рисунке 2. В гидрогеологическом отношении Зазинская межгорная впадина представляет собой небольшой артезианский бассейн подмерзлотного типа. Питание подземных вод бассейна происходит за счет подтока трещинных вод горных массивов, окаймляющих впадину, поверхностными водами через подрусловые и подозерные талики. Подмерзлотные воды юрско-меловых отложений вскрыты скважинами на глубине 60–100 м непосредственно под мерзлыми породами. Дебиты скважин, вскрывших воды песчаников, алевролитов, гравелитов составляют 12–15 л/с при понижении на 24,8–39,0 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на высоте 6–6,5 м над поверхностью земли. Воды характеризуются значительным напором, достигающим 100 м, и являются наиболее перспективными для водоснабжения.

#### МЕТОД И ТЕОРИЯ

Для получения общей информации о геоэлектрическом строении площади работ использовались результаты съемки аэроэлектроразведочной системой EM-4Н. Исходные данные съемки, выполненной по профилям через 500 м, были любезно предоставлены начальником отдела геолого-геофизических технологий А.А. Трусовым. Аппаратура EM-4Н производит одновременные измерения на четырех частотах 130, 520, 2080 и 8320 Гц с шагом по профилю в первые метры. В качестве источника поля используется закрепленная на фюзеляже летательного аппарата горизонтальная многовитковая рамка (вертикальный магнитный диполь). Результатом работы системы EM-4Н являются квадратурные компоненты и фазы компонент вектора переменного магнитного поля на каждой из рабочих частот 130, 520, 2080 и 8320 Гц. Кроме того, вычисляются традиционные для метода ДИП-А отношения полуосей, квадраты больших полуосей и углы в осях приемника больших полуосей эллипсов поляризации (Shargorodsky A.V. et al., 2014). В первичных обработанных данных электроразведки на всех частотах сильно преобладают региональные компоненты полей, что не позволяет получить полезную информацию о геологическом строении участка.

Для выделения локальных параметров было принято решение использовать средства математической статистики, таких как многомерный регрессионный анализ и робастное сглаживание. Обработку данных аэроэлектроразведки выполнил профессором А.Ю. Давыденко в программе MatLab. В результате в данных частотной аэроэлектроразведки выделяются зоны пониженного и повышенного сопротивлений, которые, опираясь на данные наземных электромагнитных зондирований, можно условно привязать по глубине.

Детальное строение верхней части разреза до глубин 70–100 м было получено по данным электротомографии, выполненной аппаратурой «Скала-64» (Официальный сайт GEODEVICE).

При проведении электротомографии для увеличения глубинности исследований использовалась прямая трехэлектродная установка с выносным питающим электродом на расстоянии 1000 м. перпендикулярно профилю. При регистрации разности потенциалов использовался прямоугольный импульс тока продолжительностью 80 мс и две косы длиной по 155 м с шагом между электродами в 5 м. Инверсия данных электротомографии выполнялась в рамках двухмерных моделей в программе «ZondRes2D» (Официальный сайт Zond Software).

Глубинность исследования до 200 м достигалась за счет применения метода импульсной электроразведки ЭМЗ-ВП. Разрез возбуждался с помощью электрического диполя АВ, в то время как разность потенциалов измерялась на приемных электродах. В методе ЭМЗ-ВП используется установка срединного градиента (Жданов М.С. и др., 1986). Использование установки с закрепленным генераторным источником и перемещающимся относительно него измерителем, используется в электроразведке с конца 80-х годов прошлого века (Соловейчик Ю.Г. и др., 2003; Gorunov A. et al, 2003). В различных модификациях метода вызванной поляризации (ВП) измерительные установки и временные диапазоны подбираются таким образом, чтобы минимизировать вклад индукционных процессов, которые традиционно рассматриваются как мешающий фактор (Давыденко Ю.А. и др., 2015). В методе ЭМЗ-ВП эти процессы используются для извлечения информации о строении геоэлектрического разреза. Разница напряжений между приемными электродами контролируется во времени (интервал 125 мс). Переходный процесс также регистрируется во время

выключения тока. Такой подход позволяет устойчиво выделять эффект ВП в исследуемых породах и, в конечном итоге, перейти от традиционных кажущихся параметров (кажущегося сопротивления ( $\rho_k$ ) и кажущейся поляризуемости ( $\eta_k$ ) к построению трехмерных геоэлектрических моделей по результатам решения обратной задачи, с учетом частотной дисперсии электропроводности (Veeken, P. et al., 2009).

В рамках одномерных моделей с целью определения перспективных зон для постановки поисково-разведочного бурения скважин на воду была выполнена инверсия электромагнитных зондирований. При моделировании, осуществляемом в программе Mars1D, расчеты велись путём использования комплексного значения УЭС, зависящего от частоты. Для описания частотной зависимости УЭС использовалась формула Cole-Cole, применение которой позволяет описать большинство экспериментальных дисперсионных зависимостей в горных породах (Cole, K.S. and R.N. Cole, 1941). В нашем случае вклад эффектов вызванной поляризации оценен как незначительный, поскольку на в хвосте кривой, на поздних временных задержках от 80 до 125 мс значения кажущейся поляризуемости (отношение интегрального значения на заданном интервале в хвосте кривой к значению поля пропуска, взятого перед выключением ток) не превышало 0,5%. В результате моделирование электромагнитных зондирований выполнялось с закрепленными на нулевых значениях поляризации параметрами, что не отразилось на качестве подбора.

Геофизические исследования скважин (ГИС) включал классический комплекс методов для исследований гидрогеологических скважин: гамма-каротаж (ГК), метод кажущегося электрического сопротивления (КС), каротаж потенциалов собственной поляризации (ПС), кавернометрия (КВ), расходомерия (РМ), резистивиметрия (РЗ) и термометрия (ТМ).

Метод кажущегося электрического сопротивления проводился комплексным скважинным прибором КСП-48МКС-2 с применением стандартного градиент-зонда с формулой  $M0.5A0.1B$  (Официальный сайт Геофизическое оборудование и услуги ООО «НПФ УГФ»), рассчитанным на выделение пластов рабочей мощности (0,5 м и более), с целью литологического расчленения разреза, и выделения обводнённых интервалов. Термометрия выполнялась с применением скважинного термометра КТ-38МК2 для определения температуры воды в скважине и выделения в разрезе зоны ММП.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты инверсии данных ЭМЗ-ВП в виде горизонтального среза на глубине 100–125 м показаны на рисунке 2. Представлена карта УЭС на подложке с результатом обработки данных аэроэлектроразведки на частоте 2080 Гц методами многомерного статистического анализа.

Анализ всей совокупности геофизических данных, включая каротаж и результаты бурения показывает, что многолетнемерзлые породы делятся на «сплошную» мерзлоту с УЭС от 200 до 1500 Ом·м, расположенную от поверхности до глубины 30–100 м, и подстилающую ее «вялую» мерзлоту, как правило, с меньшими УЭС – до 10 Ом·м. На некоторых профилях между сплошной и вялой мерзлотой встречаются межмерзлотные воды мощностью от 20 до 30 м., характеризующиеся низкими УЭС – около 5–10 Ом·м. В пределах исследованных участков выделены межмерзлотные воды – таликовые зоны, которые не были отдельно исследованы гидрогеологическими методами.

На профиле 1, представленном на рисунке 3, в вертикальном разрезе выявлена относительно большая мощность сплошных многолетнемерзлых пород – около 65 м при общей мощности ММП от 110 до 135 м. Межмерзлотные зоны отсутствуют. Повышенные зоны проводимости находятся в интервале от 125 до 270 м. Профиль пересекает субвертикальную разломную зону на ПК 8–10.

Разрез характеризуется высокой изменчивостью мощностей ММП, как по данным электротомографии, так и ЭМЗ-ВП. Мощность сплошной мерзлоты в среднем составляет от 50 до 70 м; общей от 100 до 130 м. Присутствуют межмерзлотные зоны с низкими значениями УЭС в интервале от 80 до 100 м. Подмерзлотные воды залегают в интервале от 100 до 300 м. Профиль пересекает две разломные зоны на ПК 3–6 и ПК 11–17 с углом падения около 30° на Ю-В. Описание результатов интерпретации по данным электротомографии, ЭМЗ-ВП и каротажа КС приведены в таблице 1.

Сопоставление данных ГИС, бурения и инверсии наземных электротомографии и ЭМЗ-ВП помогло получить следующие результаты:

а) по данным электротомографии на разрезах достаточно уверенно выделяются зоны развития «сплошной» мерзлоты, имеющие повышенные значения УЭС, что, в целом, соответствует данным каротажа сопротивлений. Разломные зоны отражаются на данных

электротомографии пониженными УЭС, в ряде случаев надежно определяется наклон разрывного нарушения;

б) технология ЭМЗ-ВП позволила выделить тектонические нарушения северо-восточного направления, определить общую мощность многолетнемерзлых пород и наличие в них межмерзлотных вод, а также определить интервалы глубин залегания подмерзлотных вод, которые на данной площади находятся под подошвой «вялой» мерзлоты. По результатам инверсии по пониженным значениям УЭС высказано предположение о возможном наличии подмерзлотных вод на глубинах 100–200 и более м, что подтвердилось результатами бурения.

Признаком наличия многолетнемерзлых пород явилось повышенное сопротивление и радиоактивность пород (мерзлые глины и глинистые породы). По термометрии выделить зону ММП не удалось, так как при проведении работ все скважины самоизливались.

Признаками зоны повышенной трещиноватости являются как неровности стенок скважины, которые выделяются по кривым кавернометрии, так и наличие в трещинах низкопроводящей мерзлоты (повышенные значения сопротивлений, полученные методом КС).

### Выводы

По комплексу геофизических методов были определены перспективные участки для бурения гидрогеологических скважин. Они связаны с зонами тектонических нарушений, имеющих повышенную проницаемость и емкостные свойства пород, что в дальнейшем подтвердилось результатами опытно-фильтрационных работ. Выделенные на этих перспективных участках продуктивные подмерзлотные водоносные горизонты предложены для оценки эксплуатационных запасов подземных вод и использования их для производственных и технологических нужд объектов Озерного ГОКа. Горизонты межмерзлотных вод представляют собой линзы, не связанные с поверхностными надмерзлотными или подмерзлотными водами и не представляют практического интереса.

### Благодарности

Авторы благодарны геологам Озерного ГОКа Булату Баировичу Намжилову и Андрею Викторовичу Красных за оперативную поддержку и сопровождение проекта, а так же главному гидрогеологу проекта Ларисе

Ивановне Аузиной за работу, выполненную со страстью и профессионализмом.

Работа выполнена при поддержке гранта РФ №20-67-47037 «Методологическое и программное обеспечение обработки больших объемов данных электромагнитных зондирований, гравиразведки и БПЛА-магниторазведки на основе комплексного решения трехмерных обратных задач рудной геофизики».

### ЛИТЕРАТУРА

Гидрогеология СССР. Т. XXII. Бурятская АССР. – М.: Недра, 1970. – 432 с.

Жданов МС Электроразведка: Учебник для вузов. М.: Недра, 1986. 316 с.

Давыденко ЮА, Попков ПА, Новопашина АВ Перспективы использования индукционной составляющей переходного процесса в традиционных методах постоянного тока // Геофизические исследования. 2015. Т. 16, №4. С. 73–84

Официальный сайт Геофизическое оборудование и услуги ООО «НПФ УГФ» [Электронный ресурс]. – Режим доступа свободный. – URL: [http://ooougf.ru/index/skvazhinnye\\_pribory/0-23](http://ooougf.ru/index/skvazhinnye_pribory/0-23) (18.06.2021).

Официальный сайт GEODEVICE [Электронный ресурс]. – Режим доступа свободный. – URL: <https://geodevice.ru/main/electric/units/skala64> (18.06.2021)

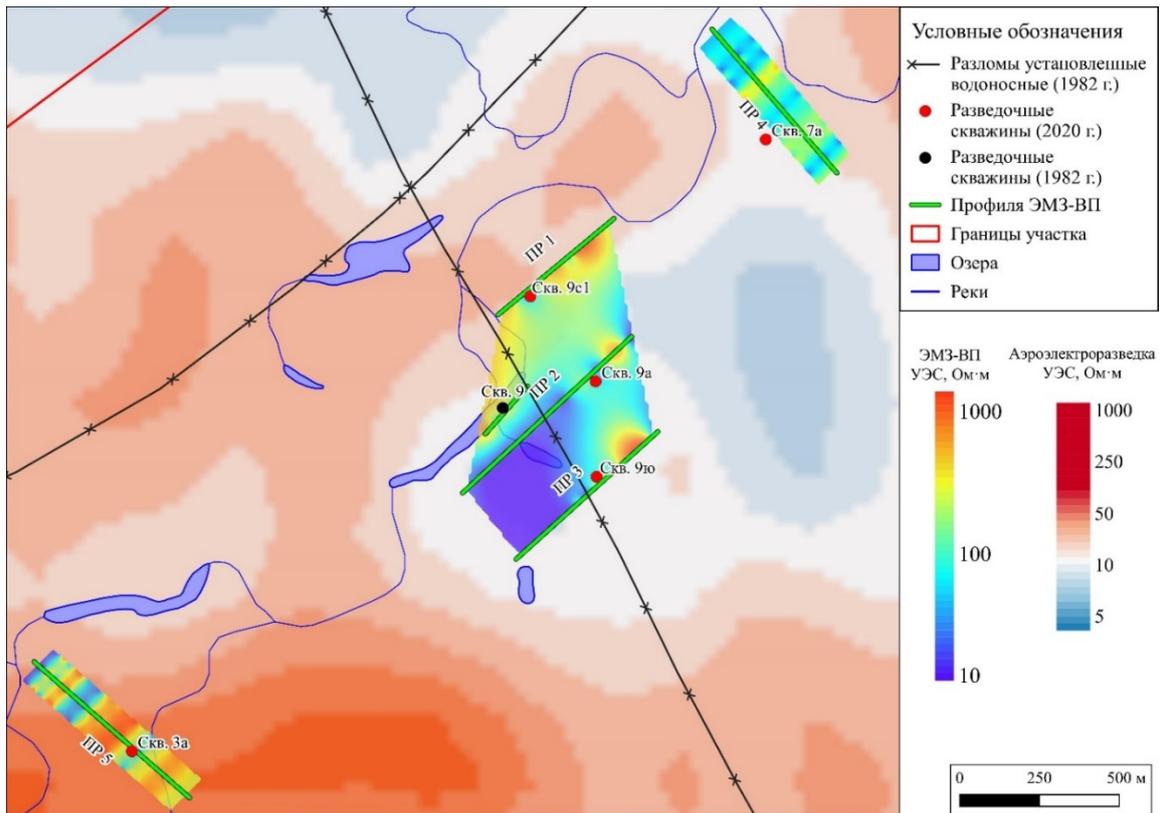
Официальный сайт Zond Software [Электронный ресурс]. – Режим доступа свободный. – URL: <http://zond-geo.com/software/resistivity-imaging-ves/zondres2d/> (18.06.2021)

Соловейчик ЮГ, Тригубович Г М, Чернышев АВ, Рояк МЭ «Об одном подходе к решению трехмерной обратной задачи электромагнитного зондирования Земли становлением поля», Сиб. журн. индустр. матем., 6:1 (2003), 138–153

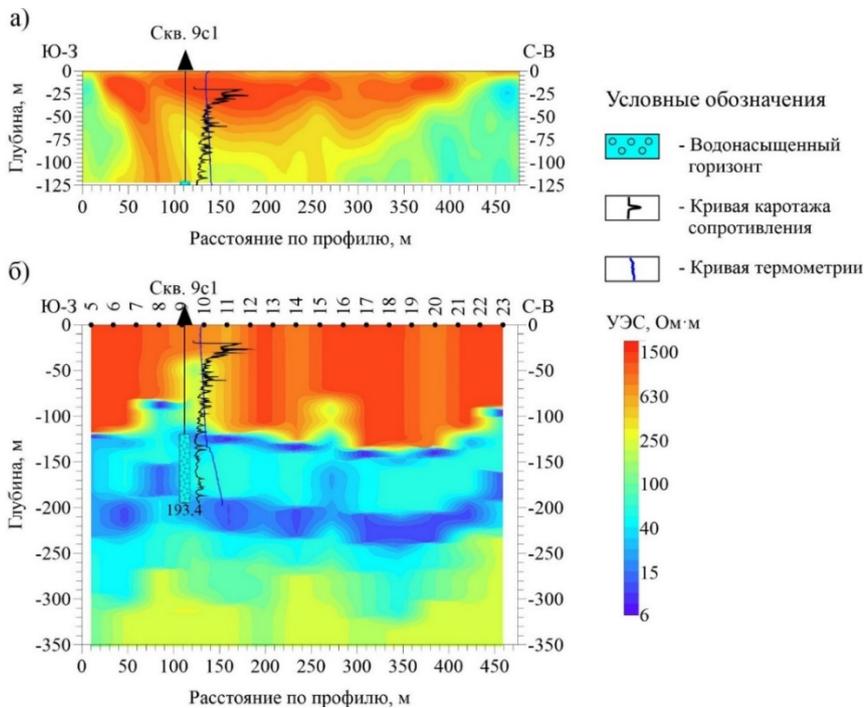
Cole KS and RH Cole, 1941 Dispersion and absorption in dielectrics. Journal of Chemical Physics, 6, 341–353

Gorunov A, Kiselev E, Kondratiev I, Safonov A, Tertyshnikov K and Chernov V The role of high-resolution electrical survey (HRES-IP) in complex of geophysical methods during exploration, prospecting and exploitation of oil





**Рисунок 2.** Карта УЭС на глубинах 100–125 м по данным ЭМЗ-ВП, наложенная на результат обработки данных аэроэлектроразведки на частоте 2080 Гц.



**Рисунок 3.** Разрез сопротивлений по данным: а) электротомографии и б) ЭМЗ-ВП по профилю 1.

ПР	Мощность сплошной мерзлоты (электро-томография, каротаж, ЭМЗ-ВП), м	Общая мощность мерзлоты (ЭМЗ-ВП, каротаж), м	Интервал межмерзлотных вод (ЭМЗ-ВП, каротаж), м	Интервал подмерзлотного слоя повышенной проводимости (ЭМЗ-ВП, каротаж), м	Тектоническое нарушение/ его ориентировка
1	65	110-135	отсутствует	125-200 и более	Тектоническое нарушение на ПК 8-10 (протяженность 50 м)/ субвертикальная
2	25-50	90-120	30-50 (ПК 10-17, протяженность 175 м)	90-200 и более	Тектоническое нарушение (протяженность 150 м)/ субвертикальная
3	20-30	60-140 (в среднем около 100)	отсутствует	100-200 и более	Надежно не выделяется
4	50-70	100-130	80-100	100-200 и более	Два тектонические нарушения (протяженность 75 м и протяженность 150 м)/ угол падения 30 град на ЮВ
5	25-70	70-140 м. Мощность сильно изменяется по профилю (в среднем около 100 м)	мощности в пределах 20-30 м на интервалах 20-80 м. (ПК 7-20, протяженность 325 м)	70-200 и более	Два тектонических нарушения (протяженность 75 м и 125 м)/ субвертикальная
6	Около 50	По данным ЭМЗ-ВП 110 м	отсутствует	100-200 и более	Надежно не выделяется

**Таблица 1.** Описание результатов интерпретации разрезов сопротивлений.

## Возможности аэроэлектроразведки при детальном поисках кимберлитов

Е.В. Каршаков<sup>1</sup>, В.М. Керцман<sup>2</sup>, Е.В. Мойланен<sup>1</sup>, Ю.Г. Подмогов<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ИПУ РАН, moilanen@mail.ru

<sup>2</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, natagm@bk.ru

<sup>3</sup>ООО «Геотехнологии», info@geotechnologies-rus.com

### АННОТАЦИЯ

Описаны возможности современной аэроэлектроразведки при работе в комплексе с магниторазведкой на поиск кимберлитов. Приведены примеры аэроэлектроразведочных данных в условиях платформенного чехла на зимнем берегу Белого моря и в пределах Мало-Ботуобинского района Якутской алмазоносной провинции, а также в условиях Ангольского кристаллического щита. Оценены возможности современной аэроэлектроразведки при поисках изометричных тел разной контрастности удельных сопротивлений по отношению к вмещающим породам.

**Ключевые слова:** аэроэлектроразведка во временной области, аэроэлектроразведка в частотной области, магниторазведка, кимберлитовая трубка

### ВВЕДЕНИЕ

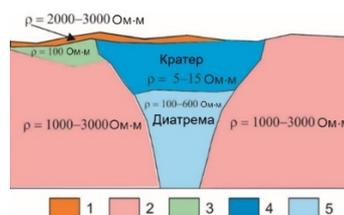
С середины 1950-х годов до середины 2000-х магниторазведка являлась единственным массовым геофизическим методом поиска кимберлитовых трубок. С помощью этого метода обнаружены сотни кимберлитовых тел и, в том числе, крупные месторождения алмазов. Однако, в последние десятилетия поисковая эффективность метода резко упала. Например, в Архангельской области статистика обнаружения кимберлитов на магнитных аномалиях составляет менее 1.2% (Кутинов и Чистова, 2004). Появление в середине двухтысячных комплексных систем, включающих магнитный канал и канал аэроэлектроразведки, кардинально ситуацию не изменило. При выделении аномалий трубчатого типа и их ранжировании по степени перспективности многие специалисты продолжают считать магнитометрию основным поисковым методом, а электроразведку вспомогательным (Bournas et. al, 2018). Такой подход приводит к серьезным негативным последствиям, снижающим результативность поисков кимберлитов. Обоснуем этот вывод на примере алмазопроисхождения работ последнего десятилетия в Анголе, Западной Якутии и Архангельской области.

### АНГОЛЬСКИЙ ЩИТ

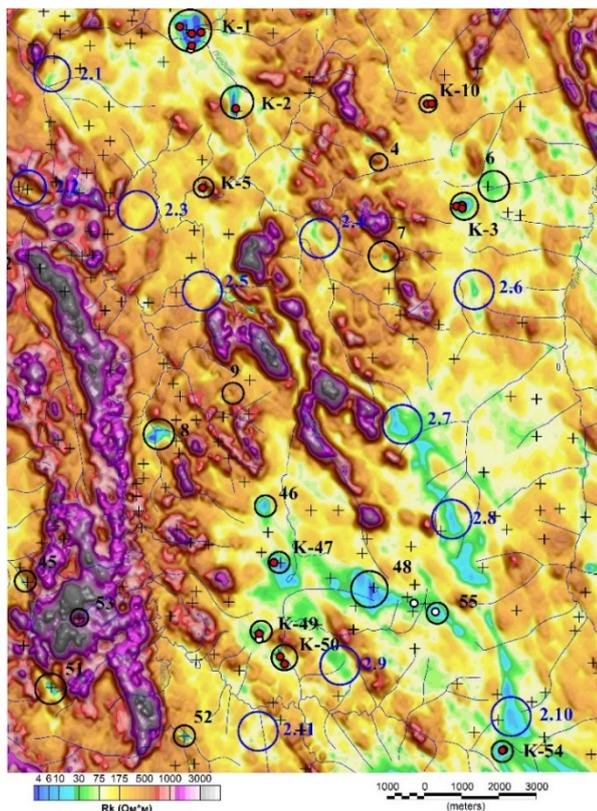
Вначале рассмотрим пример из Африки. В условиях Ангольского кристаллического щита основным поисковым критерием обнаружения кимберлитов является наличие локальных аномалий пониженных сопротивлений

значительного распространения на глубину. Удельные сопротивления трубки, в том числе ее кратера и диатремы, как правило, ниже удельных сопротивлений вмещающих пород (Рис. 1). Трубки взрыва некимберлитовой природы и многочисленные интрузивные образования различного состава похожие по форме на тела кимберлитов обычно имеют более высокие сопротивления. В условиях Ангольского щита это главный и достаточно надежный критерий выделения аномалий трубчатого типа кимберлитовой природы. Класс геологических помех, создающих «типично трубчатые» магнитные аномалии гораздо шире, чем для аномалий сопротивлений.

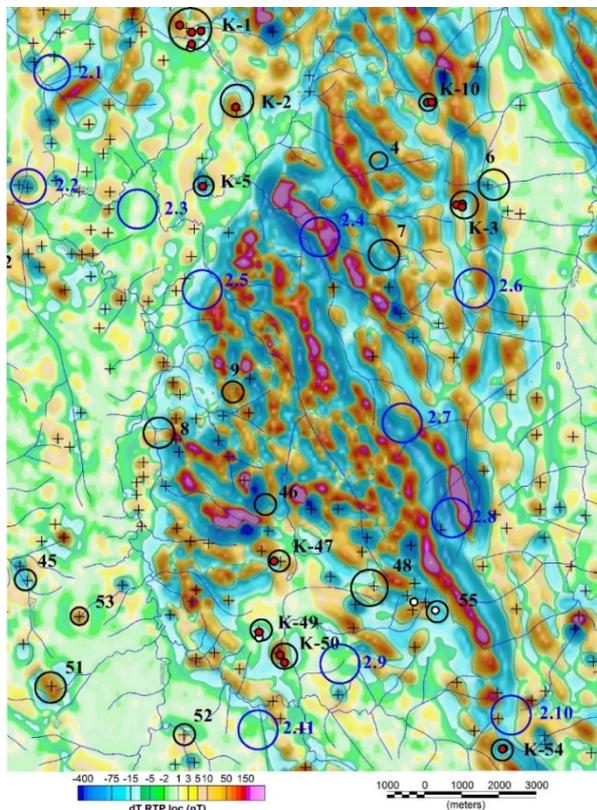
Приведем несколько примеров. Они будут касаться съемки выполненной в Анголе в 2013 г. Для площади характерно огромное количество локальных магнитных аномалий как прямого, так и обратного намагничивания, а количество локальных аномалий проводимости существенно меньше (Рис. 2-4).



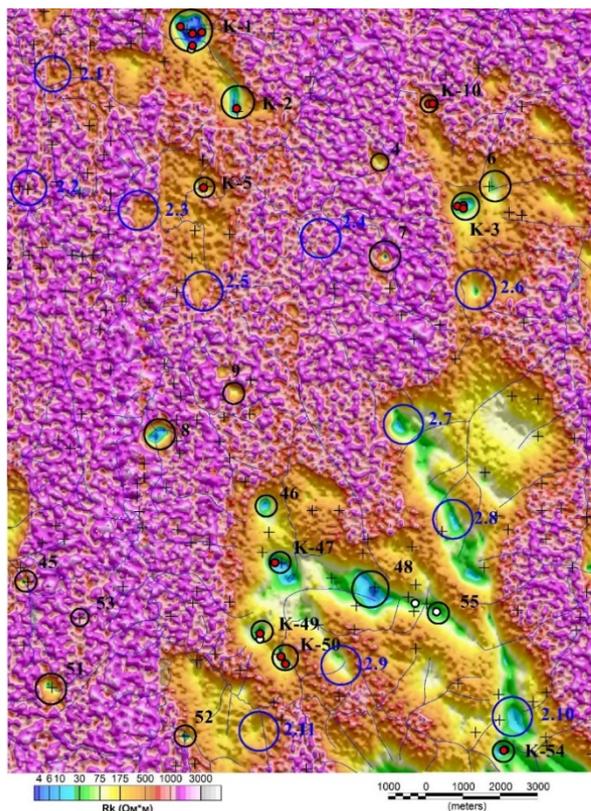
**Рисунок 1.** Схематическая геoeлектрическая модель для кимберлитовых трубок Ангольского щита. 1 – пески группы Калахари, 2 – кристаллическое основание, 3 – коры выветривания по породам основания, 4 – кратерная часть кимберлитовой трубки, 5 – диатрема.



**Рисунок 2.** Карта кажущихся сопротивлений, вычисленных для частотного канала 3163 Гц.



**Рисунок 3.** Карта локальной составляющей аномального магнитного поля, использован фильтр Керцмана (Бабаянц и Тарарухина, 2009) шириной 700 м.



-  K-2 Кимберлитовые трубки, обнаруженные при заверке аномалий проводимости
-  Скважины, вскрывшие кимберлит
-  Скважины, не вскрывшие кимберлит
-  8 Аномалии электропроводности, выделенные после первого этапа интерпретации (до сдачи отчета).
-  2.1 Аномалии электропроводности, выделенные после второго этапа интерпретации и использования процедур повышения контрастности аномалий.
-  Эпицентры локальных магнитных аномалий трубчатого типа.

**Рисунок 4.** Карта кажущихся сопротивлений, вычисленных для временного канала 250 мкс.

Анализ электрических и магнитных свойств аномалий позволил идентифицировать объекты кимберлитовой природы, даже в неблагоприятных условиях развития низкоомных латеритных кор выветривания мощностью 30-70 м.

Это подтверждают результаты проведенных в 2015 году заверочных буровых работ (рис. 2-4). Кимберлит был вскрыт в 80% случаев.

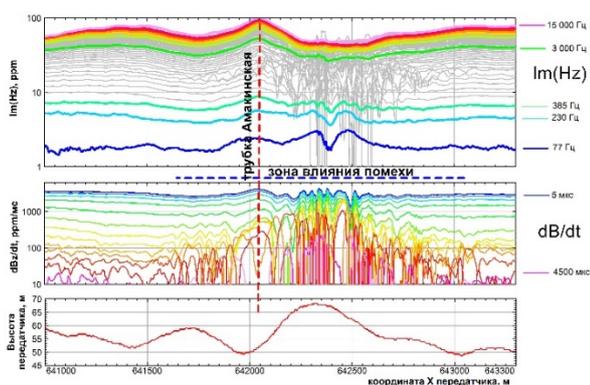
Кимберлитовые трубки К-1, К-2, К-3, К-5, К-10, К-47, К-49, К-50 вскрыты при заверке локальных аномалий пониженных сопротивлений. Другие аномалии на приводимом участке не заверялись.

В целом, при изучении верхней части разреза высокочастотные каналы более предпочтительны чем ранние временные (Hodges, 2013). В то же время для изучения глубинных проводников в изоляторе

временная область подходит лучше частотной.

### Западная Якутия

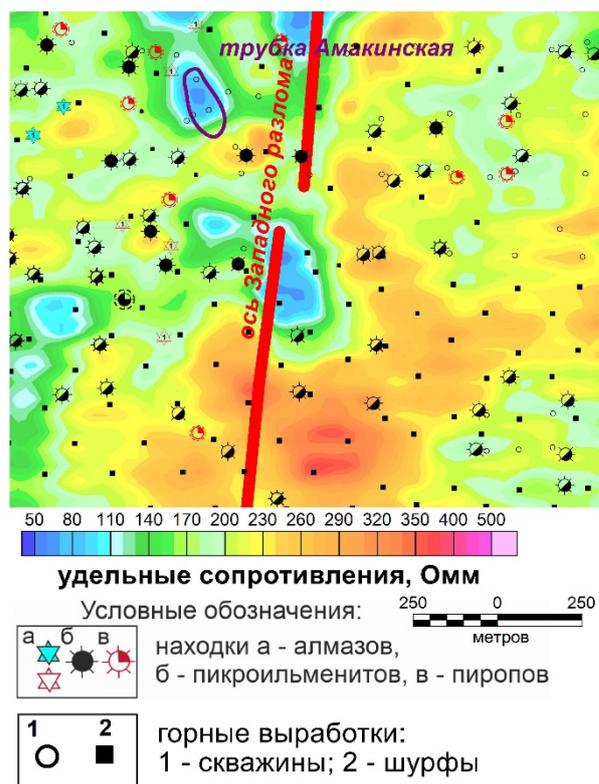
В условиях Якутской Алмазоносной Провинции (ЯАП) контрастность кимберлитов по электрическим свойствам существенно ниже по сравнению с вмещающими породами карбонатного цоколя. На значительной части территории регистрируются эффекты индуктивно-вызванной поляризации, что осложняет условия поиска (Viezzoli and Kaminski, 2016, Каршаков и Мойланен, 2020). Трубки, как правило, значительно эродированы и не содержат низкоомных кратерных фаций (Зинчук и др., 2002). Поэтому, в зависимости от степени глинистости карбонатных пород, разница сопротивлений вмещающие породы – кимберлит может меняться от нескольких единиц до трехсот Ом·м. Другими словами, в определенных условиях, по электрическим свойствам возможны пропуски кимберлитовых тел. Но вероятность наличия локальных аномалий сопротивлений 30-150 Ом·м, связанных с кимберлитами остается довольно высокой.



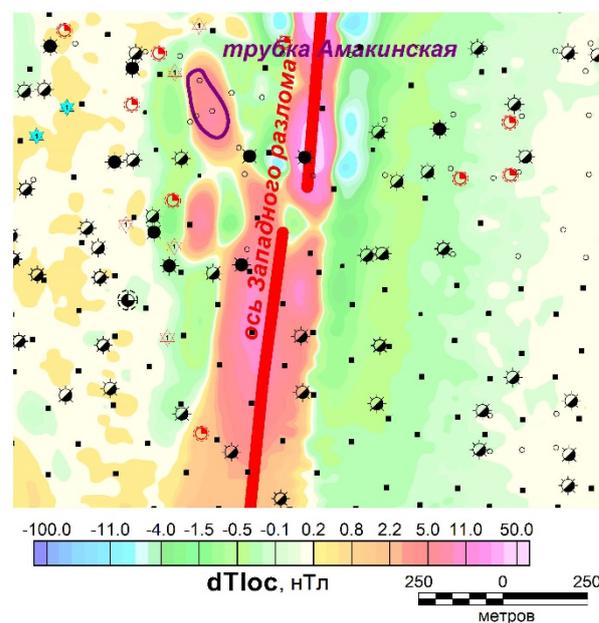
**Рисунок 5.** Отклики в частотной (верхние графики) и временной (средние графики) областях, высота полета (нижний график) над трубкой Амакинская в присутствии промышленных помех. Серыми графиками показаны данные на частотах, подвергшихся влиянию промышленной помехи.

Возможности магнитометрии в условиях Западной Якутии, как отдельного метода, для поисков кимберлитов, по нашему мнению, практически исчерпаны, по следующим причинам:

1. Начиная с 2000 г. и по настоящее время в ЯАП выполнен огромный объем работ (многие десятки тысяч кв.км) кондиционной, по современным стандартам, высокоточной и детальной аэромагнитной съемки.



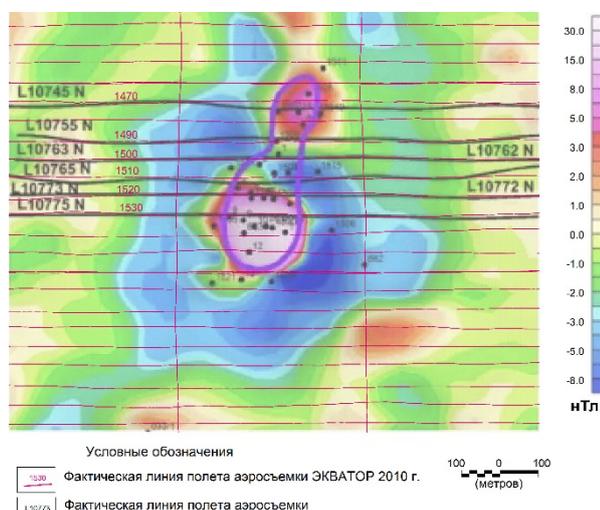
**Рисунок 6.** Карта удельных сопротивлений для глубины 10 м в районе тр. Амакинская.



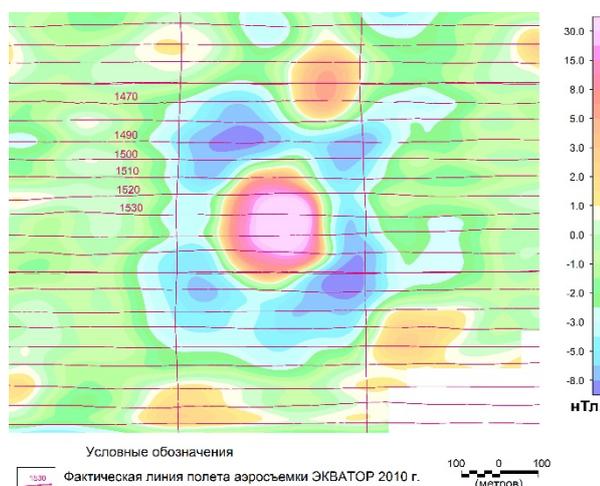
**Рисунок 7.** Карта локальной составляющей аномального магнитного поля в районе тр. Амакинская. Использовался фильтр Керцмана, шириной 175 м.

Существенная часть работ выполнялась в пределах площадей, шлихоминералогическая обстановка на которых явно свидетельствовала о наличии алмазонасных кимберлитов. Выделены и заверены сотни магнитных аномалий трубчатого типа, вскрыты единичные мелкие неалмазонасные кимберлитовые тела на участках с простым геологическим строением, где перекрывающие отложения отсутствуют.

2. Следует считать, что в пределах известных алмазонасных кимберлитовых полей, не перекрытых палеозойскими и мезозойскими породами (площади 1 геотипа), все магнитные объекты с аномалиями более 5 нТл обнаружены.



**Рисунок 8.** Карта локальной составляющей аномального магнитного поля для данных ГНПП «Аэрогеофизика» в районе трубки Волчья.



**Рисунок 9.** Карта локальной составляющей аномального магнитного поля (использован фильтр Керцмана шириной 350 м) для системы ЭКВАТОР в районе трубки Волчья.

3. Современная магнитометрия способна надежно фиксировать очень слабые аномалии (доли нТл), которые потенциально могут связываться со слабомагнитными кимберлитовыми телами. Повышение чувствительности и разрешающей способности магнитной съемки, приводит к значительному росту количества аномалий-помех некимберлитовой природы. При этом вероятность обнаружения кимберлитового тела не возрастает.

В отличие от аэромагнитной съемки аэроэлектроразведочные работы в пределах известных алмазонасных кимберлитовых полей и перспективных площадей в массовом порядке никогда не проводились. Однако есть все основания считать, что массовая аэросъемка с использованием магнитного и электрического каналов, особенно в относительно простых условиях площадей 2-3 геотипа (Зинчук и др., 2002), может существенно повысить эффективность алмазопроисковых работ.

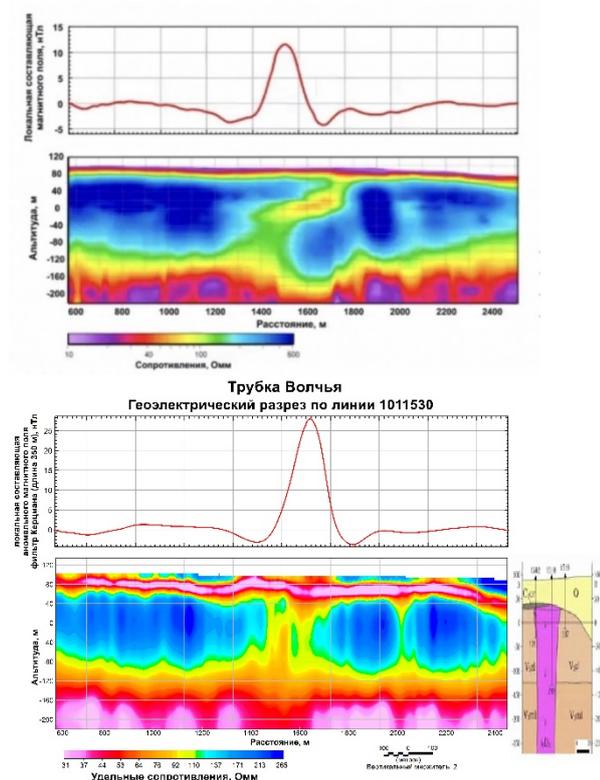
Приведем пример по результатам опытно-методических работ (ОМР) на небольшом участке Улегир Мало-Ботубинского района. Тестовый объект - трубка Амакинская сопровождается магнитной и электропроводной аномалиями (Рис. 5-7). Наблюдается различное влияние промышленных помех на данные во временной и частотной областях. В частотной области искажены только смежные частоты с частотами промышленных помех и их гармоники (рис. 5).

#### АРХАНГЕЛЬСКАЯ АЛМАЗОНАСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Алмазопроисковые работы с использованием комплекса ЭКВАТОР выполнялись в 2010 г. совместно с ГНПП «Аэрогеофизика» на условиях аренды оборудования. На рисунках 8 и 9 представлены карты локальной составляющей аномального магнитного поля для съемок, выполненных ГНПП «Аэрогеофизика») и системы ЭКВАТОР («Геотехнологии»). На исследуемой территории четвертичные отложения представлены всем разнообразием водно-ледниковых отложений мощностью до 120 м. По значениям удельных сопротивлений они варьируют от торфяников и глин (удельные сопротивления <50 Ом·м) до перемытых песков (в сухом состоянии >300-500 Ом·м).

Трубка Волчья является единственным эталонным объектом в пределах зимнего берега Белого моря, на котором есть возможность сравнить электроразведочные данные двух систем ЭКВАТОР и HelITEM (Калмыков и Трусов, 2021).

На геоэлектрических разрезах (рис. 10) проводник (70-100 Ом·м на фоне 140-260 Ом·м), связанный с кимберлитовым телом по данным системы ЭКВАТОР имеет вид вертикальной неоднородности и соответствует имеющейся геологической модели.



**Рисунок 10.** Геоэлектрические разрезы по совмещенным профилям через трубку Волчья по данным систем HelITEM (вверху), ЭКВАТОР (профиль 1011530) (внизу) и геологическая модель трубки.

### Выводы

Для условий Ангольского Щита основным критерием присутствия кимберлитов является наличие локальных аномалий проводимости значительного распространения на глубину. Магнитные локальные аномалии должны использоваться как дополнительный признак для классификации аномалий.

Особенностью Якутской алмазонасной провинции является низкий контраст сопротивлений кимберлитов по сравнению с вмещающими породами. Для приведенного

участка удельное сопротивление кимберлитов и выявленных аномалий только на 25-50 Ом·м отличается от вмещающих пород (100-300 Ом·м). Тем не менее современная аэроэлектроразведка надежно фиксирует эти слабоинтенсивные аномальные изменения. Что позволяет выделять по комплексу признаков перспективные рудовмещающие зоны и локальные аномалии трубчатого типа.

Массовое использование комплексных аэрогеофизических исследований в пределах перспективных площадей 1-3 геотипа, может существенным образом повысить эффективность алмазопроисковых работ в Западной Якутии, за счет надежного картирования рудовмещающих зон и высокой вероятности обнаружения локальных аномалий трубчатого типа.

Имеются достаточные предпосылки, что и на Зимнем берегу Белого моря геоэлектрические условия позволяют с помощью современной электроразведки детектировать кимберлитовые трубки.

Класс геологических помех, создающих «типично трубчатые» магнитные аномалии гораздо шире, чем для аномалий сопротивлений. Игнорирование этого факта приводит к выделению огромного числа «ложных» аномалий, не связанных с кимберлитами, что дает значительное увеличение затрат по их заверке.

Концептуальные изменения в подходах к выделению аномалий кимберлитовой природы и оценки их перспективности привело к резкому повышению эффективности алмазопроисковых работ в Анголе.

### Благодарности

Авторы выражают благодарность коллективу ГНПП «Аэрогеофизика», Д.Б.Дьяконову, К.В.Гаранину за ценные советы и замечания.

### ЛИТЕРАТУРА

Бабаянц, П.С., Тарарухина, Н.М., 2009, Особенности технологии интерпретации комплексных аэрогеофизических данных в условиях широкого развития пород траппового комплекса: Современные аэрогеофизические методы и технологии вып. 1, т. 1, С. 71-110.

- Зинчук, Н.Н., Бондаренко, А.Т., Гарат, М.Н., 2002, Петрофизика кимберлитов и вмещающих пород: М., Недра, с. 695.
- Кутинов, Ю.Г., Чистов, З.Б., 2004, Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск: ОАО «ИПП «Правда Севера», с. 285.
- Калмыков, Б.А., Трусов А.А., 2021, Особенности отражения трубок взрыва в материалах аэроэлектромагнитной съемки (на примере Зимнебережного алмазоносного района): Тезисы X Международной научно-практической конференции Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов, ЦНИГРИ, Москва, с. 102-104.
- Каршаков, Е.В., Мойланен Е.В., 2020, Использование частотных данных для расчета индуктивно вызванной поляризации: Тезисы конференции EAGE, Пермь, с. 1-8.
- Bournas, N., Legault, J., Prikhodko A., Polianichko, V., Kwan K., Treshchev S., 2018, A new approach for kimberlite exploration using helicopter-borne TDEM data: In Extended Abstracts: SEG-2018, p. 1-5.
- Hodges, G., 2013, The power of frequency domain: when you should be using it: in Extended Abstracts: 6th International AEM Conference & Exhibition, 2013, 5 pp.
- Karshakov, E., Podmogov, Y., Kertsman, V. and Moilanen, J., 2017, Combined frequency domain and time domain airborne data for environmental and engineering challenges: Journal of Environmental & Engineering Geophysics, 22(1), 1-11.
- Karshakov, E., 2020, Iterated extended Kalman filter for airborne electromagnetic data inversion: Exploration Geophysics 51(1):66-73, DOI: 10.1080/08123985.2019.1593790.
- Viezzoli, A., and Kaminski, V., 2016, Airborne IP: examples from the Mount Milligan deposit, Canada, and the Amakinskaya kimberlite pipe, Russia: Exploration Geophysics, 47(4), 269-278.

## О необходимости высокоточного мониторинга геомагнитного поля при наклонно-направленном бурении в азрф

А.А. Соловьев<sup>1</sup>, Р.В. Сидоров<sup>2</sup>, А.А. Ощенко<sup>3</sup>, А.Н. Зайцев<sup>4</sup>, В.Е. Чинкин<sup>5</sup>, Д.В. Кудин<sup>6</sup>

<sup>1</sup>Геофизический центр РАН, a.soloviev@gcras.ru

<sup>2</sup>Геофизический центр РАН, r.sidorov@gcras.ru

<sup>3</sup>Геофизический центр РАН, a.oshchenko@gcras.ru

<sup>4</sup>Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн имени Н. В. Пушкова РАН, alex.zaitsev1940@mail.ru

<sup>5</sup>Геофизический центр РАН, v.chinkin@gcras.ru

<sup>6</sup>Геофизический центр РАН, d.kudin@gcras.ru

---

### АННОТАЦИЯ

Для корректировки траектории при проведении наклонно-направленного бурения используются скважинные инклинометры, показания которых сильно зависят от текущих резких изменений геомагнитного поля, – прежде всего, магнитных бурь. Особенно сильно эти эффекты заметны при бурении в авроральных широтах. Данный доклад ставит своей целью продемонстрировать влияние спорадических колебаний магнитного поля во время магнитных бурь на основные показатели траектории бурения скважины при проведении наклонно-направленного бурения. Приведены закономерности изменения геометрических параметров скважины на разных широтах во время геомагнитных событий различной интенсивности. Измерения проводились на диапазоне от средних до высоких широт, в том числе на несуществующих моделируемых месторождениях внутри и за пределами аврорального овала. На высоких широтах отклонения фактических геометрических параметров скважины от проектируемых выходят за пределы допустимого. Таким образом, задача отслеживания быстрых изменений магнитного поля стоит особенно остро при проведении наклонно-направленного бурения на углеводородных месторождениях в Арктике. Исследование подтверждает актуальность развития и поддержания сетей геомагнитных обсерваторий в авроральных широтах, а также применения новых методов обработки геомагнитных данных.

**Ключевые слова:** вариации магнитного поля, наклонно-направленное бурение, моделирование траектории бурения скважины

---

### ВВЕДЕНИЕ

Магнитное поле Земли широко используется в задачах навигации, т. к. его направление постоянно в каждой точке и квазипостоянно во времени. Технология навигации по магнитному полю Земли применяется при проведении наклонно-направленного бурения для освоения месторождений углеводородов (Гвишиани, Лукьянова, 2015). Такое бурение предполагает создание целой сети преимущественно горизонтальных скважин, в длину достигающих более десяти километров (Short, 1993).

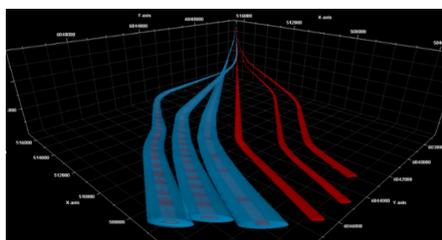
На Аляске, где эта технология была впервые применена компанией Шлюмберже, расстояние между плотно сгруппированными протяженными скважинами выдерживается в пределах сотни метров (Poedjono et al., 2013). При этом задачи субгоризонтального бурения нередко предполагают низкую погрешность,

чего невозможно добиться при использовании традиционной инклинометрии (рисунок 1). Например, в процессе нефтегазодобычи на шельфе Охотского моря, при прокладке рекордных по протяженности субгоризонтальных скважин, попадание в заданную точку под землей обеспечивается с погрешностью  $\pm 3$  метра на расстоянии 15 000 метров от устья. Требуемая точность позиционирования буровой колонны и невозможность использования ГНСС приемников (в связи с глубиной измерений) ведет к необходимости навигации по геомагнитной привязке.

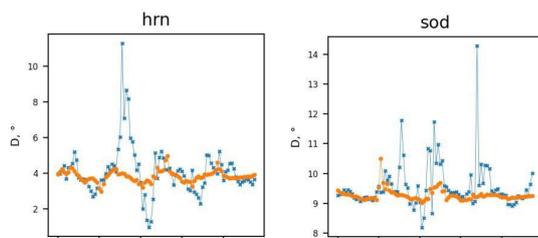
На рисунке 2 приведены среднечасовые данные вариаций магнитного склонения, полученные на высокоширотных геомагнитных обсерваториях сети ИНТЕРМАГНЕТ (St-Louis, 2012) Хорнзунд (IAGA-код HRN, архипелаг Шпицберген, Норвегия) и Соданкюля (SOD, Финляндия) во время сильной магнитной бури

29-30 октября 2003 г. (Гвишиани, Лукьянова, 2018). На кривую, полученную за указанный период, наложены вариации склонения, полученные за магнитоспокойный период. Из рисунка видно, что размах вариаций при повышенной магнитной активности может достигать  $10^\circ$ , тогда как допустимые отклонения азимута ствола скважины при наклонно-направленном бурении не должны превышать  $1-2^\circ$  (Гвишиани, Лукьянова, 2018).

Для учета столь сильных и продолжительных по времени вариаций требуется постоянный высокоточный мониторинг магнитного поля для обеспечения эталонных текущих значений и постоянной коррекции показаний магнитометра, установленного на буровой колонне.



**Рисунок 1.** Уменьшение пространственной неопределенности при горизонтальном бурении до 70%. Синий — традиционная инклинометрия, красный — геомагнитная привязка.



**Рисунок 2.** Вариации магнитного склонения, зарегистрированные на обсерваториях Хорнзунд (HRN) и Соданкюля (SOD). Синие точки соответствуют данным за период геомагнитной бури, оранжевые — спокойному периоду.

### МЕТОДИКА РАСЧЕТА ФАКТИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ СТВОЛА СКВАЖИНЫ

Основная задача при проведении наклонно-направленного бурения состоит в необходимой корректировке направления буровой колонны. Это осуществляется с помощью мониторинга фактической траектории скважины и ее отклонения от

запланированной. Исследуемые параметры включают:

- истинный географический азимут  $\phi$
- величину отклонения оси скважины от вертикали (зенитный угол  $\alpha$ )

Эти два параметра однозначно определяются по измеренным скважинным магнитнометром угловым компонент магнитного поля. Также скважинными приборами регистрируются:

- вертикальная глубина скважины
- общая длина скважины от устья до точки измерения  $L$ .

Для моделирования скважинных параметров использовался метод минимальной кривизны, подробно описанный в (Гвишиани, Лукьянова, 2018). В качестве системы координат будем использовать прямоугольную систему координат  $x, y, z$ , где ось  $x$  направлена по географический север,  $y$  — на восток, ось  $z$  — вертикально вниз. В результате расчетов по известным  $\phi$  и  $\alpha$  получаются приращения координат на отрезке  $\Delta L$  в соседних точках замера  $i, i+1$  вдоль длины ствола  $\Delta x, \Delta y, \Delta z$ . По приращениям координат далее рассчитываются текущие координаты  $x, y, z$  и геометрические параметры скважины: горизонтальное смещение  $A$  и азимут смещения  $\psi$  для  $i$ -й точки скважины от ее устья. Также находятся угол пространственного искривления ствола скважины  $\Delta \gamma$  на интервале  $(i, i+1)$  и интенсивность искривления ствола скважины  $J$  на интервале между точками измерений. Расчеты на модели проводились со следующими условиями:

- бурение производится в точке установки обсерватории
- Показания на скважинном инклинометре равны вариациям магнитного склонения на обсерватории
- Проектный (фактический) азимут  $\phi_n$  ( $\phi$ ) равен невозмущенной (фактической) величине магнитного склонения  $D_n$  ( $D$ )
- все измерения проводятся на участке скважины начиная с ее длины  $L_0=1020$  м
- Интервал между точками замеров — 20 м (~1 час бурения)
- Зенитный угол  $\alpha$  изменяется равномерно с шагом  $0.5^\circ$  от начального значения  $15^\circ$  на глубине 1000 м.

## Обсуждение

Гистограммы нормы  $L1$ , построенные для бури №1 (рисунок 3а), указывают на достаточно резкое (в некоторых случаях — на порядок) возрастание значений траекторных параметров скважины при движении от низких широт к высоким для таких параметров, как  $dy$ ,  $y$ ,  $S$ ,  $\Psi$ , начиная с широты станции KHS.

Аналогичное резкое возрастание наблюдается на гистограммах нормы  $L2$ , демонстрирующих результаты для бури №2. Это можно объяснить существенной разницей в уровне геомагнитной возмущенности в зоне полярных сияний (определяемой в этой зоне главным образом эффектом ионосферных токов) по сравнению более низкими широтами. На гистограммах для нормы  $L1$  невозможно выделить какие-либо четкие закономерности отдельно для значений в высокоширотном и низкоширотном интервалах.

Для нормы  $L2$  наблюдается слабый широтный тренд для значений, находящихся в низких широтах, а для высокоширотного интервала также наблюдается отсутствие какой-либо закономерности.

Для СКО рассматриваемых параметров (рисунок 3г) также в ряде случаев характерны пиковые значения в высокоширотном интервале. Пиковые значения гистограмм, вероятно, также соответствуют границе аврорального овала. Тем не менее, для  $dy$  и  $\phi$  пиковые значения в высокоширотном интервале не выражены.

Практически во всех случаях, когда на широтных зависимостях виден хорошо выраженный пик, он находится на широтах, примерно соответствующих положениям аврорального овала. Однако ввиду некоторой изменчивости положения овала во времени, а также ввиду пространственной и временной изменчивости геомагнитных возмущений, вызываемых приполярными электроджетами, пики широтных зависимостей меняются не только для разных бурь, но и для разных параметров в период одной бури.

## Выводы

Таким образом, наклонно-направленное бурение скважин требует надёжного контроля ориентации буровой колонны под землей, и особенно при бурении в Арктическом регионе.

Поэтому учет вариаций магнитного поля при помощи высокоточной магнитометрической аппаратуры является неотъемлемым элементом при высокотехнологичной добыче углеводородного сырья в Арктике. Ключевой идеей решения проблемы контроля параметров наклонно-направленного бурения является параллельный независимый мониторинг геомагнитных вариаций на обсерваториях, расположенных непосредственно в районе бурения.

Это придает актуальность задаче развёртывания и поддержки стационарных непрерывных геомагнитных наблюдений в высокоширотных областях.

## Благодарности

Представленные в докладе результаты получены на основе данных, зарегистрированных на магнитных обсерваториях. Мы благодарим национальные институты, обеспечивающие их работоспособность, и ИНТЕРМАГНЕТ (<http://intermagnet.org>) за продвижение высоких стандартов в области геомагнитных наблюдений, а также Межрегиональный центр геомагнитных данных ГЦ РАН (<http://geomag.gcras.ru>) за свободное распространение данных. Авторы также выражают благодарность международному проекту SuperMAG за свободное распространение данных мировой сети магнитовариационных станций (<https://supermag.jhuapl.edu/>). В работе использовались данные и сервисы ЦКП «Аналитический центр геомагнитных данных» Геофизического центра РАН.

Работа выполнена в рамках государственного задания Геофизического центра РАН, утвержденного Министерством науки и высшего образования Российской Федерации.

#### ЛИТЕРАТУРА

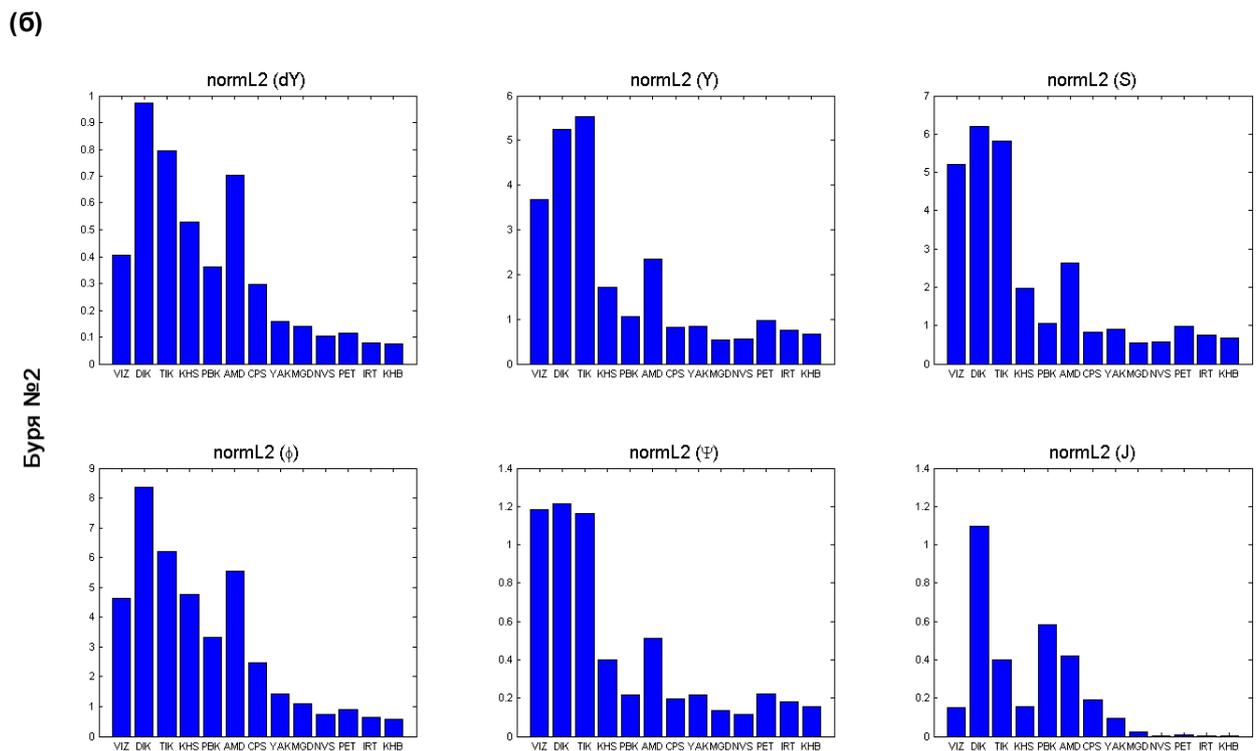
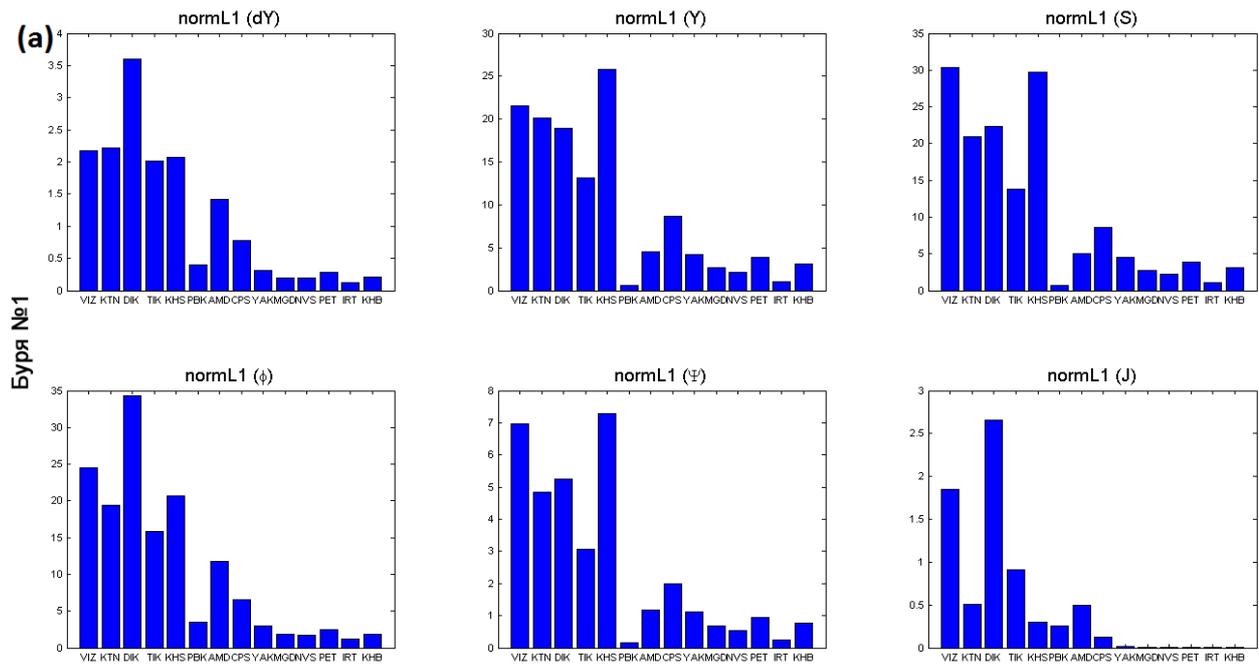
- Гвишиани АД, Лукьянова РЮ, 2015 Исследование геомагнитного поля и проблемы точности бурения наклонно-направленных скважин в Арктическом регионе. Горный журнал, №10, с 94-99.
- Гвишиани АД, Лукьянова РЮ, 2018 Оценка влияния геомагнитных возмущений на траекторию наклонно-направленного бурения глубоких скважин в Арктическом регионе. Физика Земли, №4, с 19-30.
- Poedjono B, Beck N, Buchanan AC, Borri L, Maus S, Finn C, Worthington EW, White T, 2013 Improved geomagnetic referencing in the Arctic environment. SPE Arctic and Extreme Environments Technical Conference and Exhibition. October 15–17. 2013. Moscow, Russia. Paper Number: SPE-166850-MS. <https://doi.org/10.2118/166850-MS>.
- St-Louis B, 2012 INTERMAGNET technical reference manual. Version 4.6. Murchison House West Mains Road, Edinburgh, UK
- Short JA, 1993 Introduction to directional and horizontal drilling. Tulsa: PennWell Publishing. Tulsa, OK, USA

№	Код	Тип	Название	Географические координаты, град		Геомагнитные координаты, град		D <sub>n</sub> , град
				Широта	Долгота	Широта	Долгота	
1	VIZ	С	Визе	79.48	76.98	74.7	156.12	44
2	KTN	С	Котельный	75.94	137.71	70.98	-157.19	-16.2
3	DIK	С	Диксон	73.55	80.57	69.36	156.64	30.8
4	TIK	С	Тикси	71.58	129	66.7	-161.29	-17.1
5	KHS	С	Харасавей	71.16	66.83	63.02	152.27	29
6	PBK	С	Певек	70.1	170.9	65.94	-128.74	-2.15
7	AMD	С	Амдерма	69.5	61.4	65.85	138.2	26.7
8	CPS	О	Мыс Шмидта	68.878	-179.37	64.41	-126.51	2.7
9	YAK	О	Якутск	60.02	129.72	54.88	-157.4	-20.2
10	MGD	О	Магадан	59.97	150.86	54.3	-139.32	-13.45
11	NVS	О	Новосибирск	55.03	82.9	51.26	156.55	8.25
12	PET	О	Паратунка	52.97	158.25	46.73	-132.07	-6.1
13	IRT	О	Иркутск	52.17	104.45	47.79	178.45	-3.55
14	KHB	О	Хабаровск	47.61	134.69	41.44	-151.91	-12.75

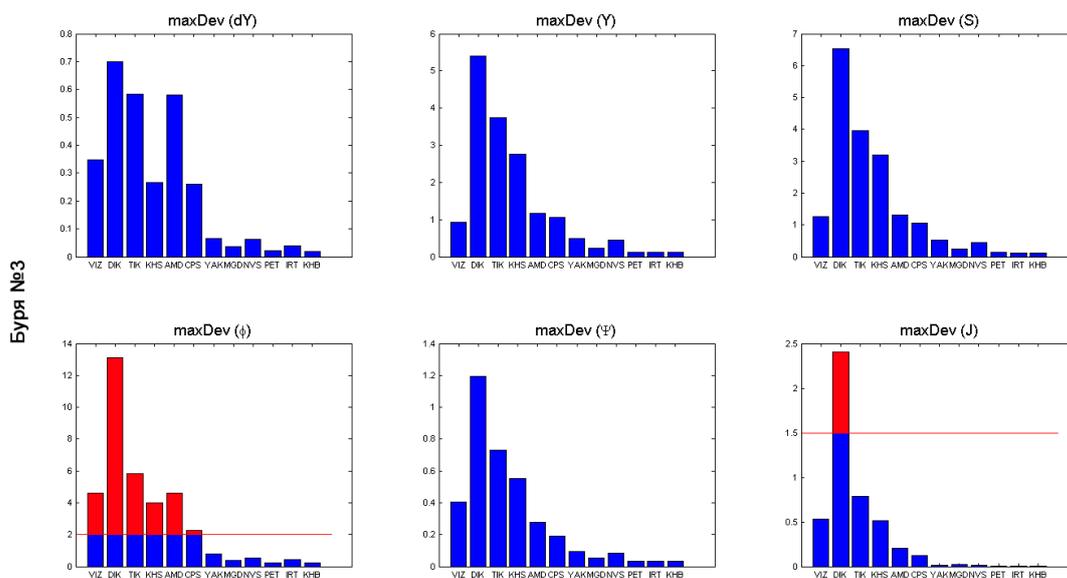
**Таблица 1.** Геомагнитные обсерватории и станции, данные которых использовались в исследовании.

№	Период бури	D <sub>st</sub> <sub>max</sub> , нТл	AЕ <sub>max</sub> , нТл	Рассматриваемый интервал
1	6–8.03.2016	-98	1428	AMD, CPS, PBK: 6.03.2016 Остальные: 7.03.2016
2	12–14.10.2016	-104	1992	13.10.2016
3	6–11.09.2017	-124	2677	AMD: 7.09.2017 Остальные: 8.09.2017
4	25–28.08.2018	-174	2200	TIK: 27.08.2018 Остальные: 26.08.2018

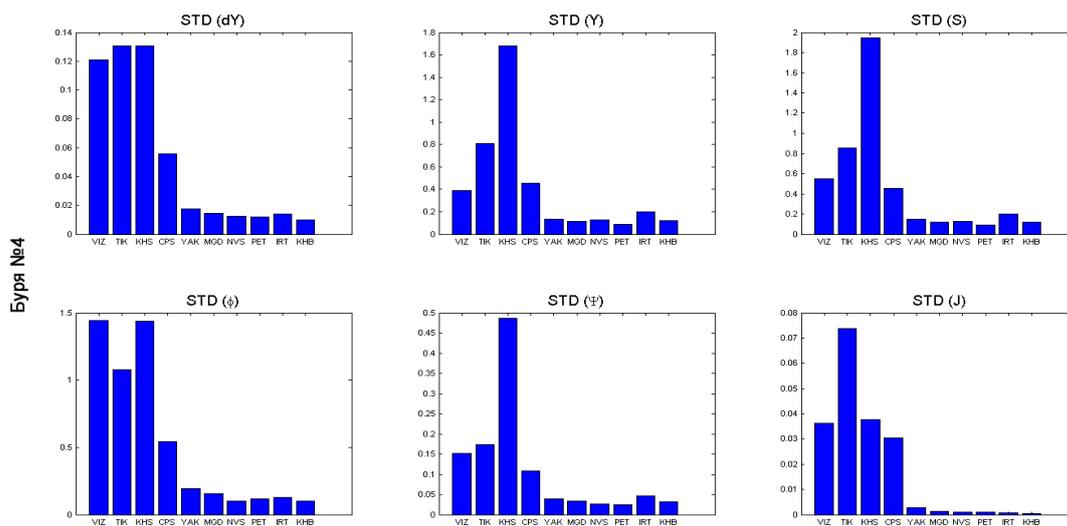
**Таблица 2.** Информация о рассматриваемых геомагнитных бурях и выбранные для исследования суточные интервалы.



(в)



(г)



**Рисунок 3.** Обобщенные статистические показатели, полученные для каждого параметра скважины ( $dY$ ,  $S$ ,  $\phi$ ,  $\Psi$ ,  $J$ ), пункта наблюдений и бури: норма L1 для бури №1 (а), норма L2 для бури №2 (б), максимальные отклонения для бури №3 (в) и среднее квадратическое отклонение для бури №4 (г). По горизонтальной оси пункты наблюдений упорядочены по убыванию широты. На графиках с максимальными отклонениями (в) горизонтальной чертой показаны максимально допустимые отклонения для соответствующих параметров скважины.

## Применение электромагнитных зондирований для выделения минерализованной зоны надвига на участке Кызыл-Сор (северный Казахстан)

М.С. Шкирия<sup>1</sup>, Ю.А. Давыденко<sup>2</sup>, М.Г. Персова<sup>3</sup>, А.С. Башкеев<sup>4</sup>, Т.С. Шойхонова<sup>5</sup>

<sup>1</sup>ИРНТУ, [mshkiria@geo.istu.edu](mailto:mshkiria@geo.istu.edu)

<sup>2</sup> ИРНТУ, ООО «Гелиос», ИЗК СО РАН, [davidenkoya@gmail.com](mailto:davidenkoya@gmail.com)

<sup>3</sup>НГТУ, [persova@ami.nstu.ru](mailto:persova@ami.nstu.ru)

<sup>4</sup>ИРНТУ, ООО «Гелиос», [abashkeev@geo.istu.edu](mailto:abashkeev@geo.istu.edu)

<sup>5</sup>ИРНТУ, [tuyanas@list.ru](mailto:tuyanas@list.ru)

---

### АННОТАЦИЯ

Импульсная электроразведка применялась при поисково-разведочных работах на севере Казахстана по оконтуриванию скрытых зон сульфидной минерализации медно-порфирового типа. Основная задача работ была направлена на изучение депрессии «Кызыл-Сор» и выделение минерализованной зоны надвига. Способом решения поставленной задачи являлось комплексное применение аппарата одномерного и трехмерного моделирования данных электромагнитных зондирований.

В тезисах приводится сравнение результатов моделирования друг с другом и их сопоставление с априорной геологической информацией и данными бурения. Приводятся выводы о точности применения одномерного и трехмерного моделирования. Делается вывод о наличии или отсутствии медной минерализации в коре выветривания.

**Ключевые слова:** импульсная электроразведка, кора выветривания, зона надвига, штокверковая минерализация

---

### ВВЕДЕНИЕ

Поисково-разведочные работы были проведены на участке работ «Кызыл-Сор» на территории северного Казахстана. Он располагается к северо-востоку в 200 км от города Нур-Султан и к востоку в 70 км от города Степногорск. Основной целью проведенных геофизических исследований являлось выявление скрытых зон сульфидной минерализации, для которых определяющими параметрами являются повышенные значения поляризуемости и высококонтрастные значения удельного электрического сопротивления (УЭС). Одной из задач являлось установление существования зоны надвига, в результате которого произошло разрушение штокверковой минерализации и последующий перенос минерализации в кору выветривания. Также задачей являлось оконтуривание и определение мощности коры выветривания. Для решения поставленных задач была применена технология электромагнитного зондирования и вызванной поляризации (ЭМЗ-ВП), а также было применено трехмерное моделирование данных электромагнитных зондирований. Полученные результаты были сопоставлены с данными бурения.

### МЕТОД И ТЕОРИЯ

Метод ЭМЗ-ВП является методом импульсной электроразведки. Разрез возбуждается с помощью электрического диполя АВ, в то время как разность потенциалов измеряется на приемных электродах. В методе ЭМЗ-ВП используется установка срединного градиента (Жданов М.С., 1986). Использование установки с закрепленным генераторным источником и перемещающимся относительно него измерителем, используется в электроразведке с конца 80-х г. прошлого века (Соловейчик Ю. Г. и др., 2003; Gorunov A. et al, 2003). В различных модификациях метода вызванной поляризации (ВП) измерительные установки и временные диапазоны подбираются таким образом, чтобы минимизировать вклад индукционных процессов, которые традиционно рассматриваются как мешающий фактор (Давыденко Ю.А. и др., 2015). В методе ЭМЗ-ВП эти процессы используются для извлечения информации о строении геоэлектрического разреза. Разница напряжений между приемными электродами контролируется во времени (интервал 125 мс). Переходный процесс также регистрируется во время выключения тока. Такой подход позволяет устойчиво выделять эффект ВП в исследуемых породах и, в конечном итоге,

перейти от традиционных кажущихся параметров (кажущегося сопротивления ( $Rho$ ) и кажущейся поляризуемости ( $Eta$ ) к построению трехмерных геоэлектрических моделей по результатам решения обратной задачи, с учетом частотной дисперсии электропроводности (Пестерев И.Ю., 2012; Veeken, P. et al).

В методе ЭМЗ-ВП разрез возбуждается последовательностью прямоугольных разнополярных импульсов с помощью генераторного диполя АВ – горизонтальной электрической линией (ГЭЛ). На приемных электродах заземленной линии регистрируется полная последовательность импульсов, что позволяет рассчитать переходный процесс на заданных временных задержках, нормированных на разность потенциалов, взятую перед выключением токового импульса (Рисунок 1б).

В методах зондирования становлением поля при использовании петлевого незаземленного источника и приемника измеряется только вторичное электрическое поле, возникающее в результате резкого изменения магнитного поля из-за выключения (или включения) электрического поля в генераторной петле, в то время как в методе ЭМЗ-ВП измеряются оба поля, т. к. ГЭЛ является источником смешанного типа. При этом сама линия является источником индуктивного типа (как петля) и возбуждает поперечное электрическое поле, в то время как электроды, заземляющие эту линию, возбуждают поперечное магнитное поле, т. е. иными словами в земле протекает электрический ток, пропускаемый генератором через питающие электроды А и В – ток пропускания ( $\vec{E}_1$ ). Наряду с этим вокруг питающего провода создается переменное магнитное поле ( $\vec{H}_1$ ), которое после выключения тока в линии индуцирует вторичное электрическое поле ( $\vec{E}_2$ ), которое создает вторичный электрический ток (Рисунок 1а). Поля токов при этом накладываются и при наблюдениях вблизи питающей линии регистрируются суммарные напряженности  $E$  электрического или  $H$  магнитного поля.

При одномерном моделировании, осуществляемом в программе Mars1D, расчеты велись путём использования комплексного значения УЭС, зависящего от частоты. Для описания частотной зависимости УЭС использовалась формула Cole-Cole, применение которой позволяет описать большинство экспериментальных дисперсионных зависимостей в горных

породах (Cole, K.S. and R.H. Cole, 1941).

При выполнении 3D моделирования использовалось специализированное программное обеспечение (ПО) «Информационно-программная система обработки данных для сопровождения электромагнитных технологий геологоразведки», разработанное в Новосибирском государственном техническом университете.

Это ПО реализует конечноэлементное 3D моделирование геоэлектромагнитных полей (Persova, M.G. et al) с учетом разномасштабных, контрастных и, при необходимости, криволинейных (рельеф дневной поверхности) структурных частей геоэлектрической модели и геометрическую 3D инверсию (Персова М.Г. и др., 2020), которая в ходе решения трехмерной обратной задачи позволяет определять электрофизические параметры (проводимость, поляризуемость) структурных частей геоэлектрической модели и размеры этих структурных частей. Методика 3D инверсии базируется на использовании блочных структур, которые задавались с учетом системы наблюдений. В ходе 3D инверсии для каждого из блоков определялись проводимость, поляризуемость и координаты границ блоков.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

На участке работ Кызыл-Сор с использованием технологии ЭМЗ-ВП было записано 1472 точки зондирования, общим объемом 36 погонных километров на 17 профилях с шагом 25 м.

В рамках одномерных поляризуемых моделей с целью поиска слепых рудных тел на глубине, содержащих сульфидную минерализацию, была выполнена одномерная инверсия электромагнитных зондирований. В результате одномерной инверсии не удалось получить приемлемую модель среды. Вследствие этого возникла необходимость в выполнении геометрической 3D инверсии. Результатом трехмерного подбора является наиболее достоверная в данной ситуации геологическая модель.

Анализ всех имеющихся исторических данных позволил сделать вывод о том, что медная минерализация участка Кызыл-Сор с потенциальным промышленным значением контролируется такими факторами, как наличие слабо эродированных «карманов» коры выветривания, присутствие в монцодиоритах первичной Cu-Mo прожилково-штокверковой минерализации. В дополнение к расположению в пределах

гранитоидного комплекса, выделяются такие рудоконтролирующие факторы, как разломы северо-западного простирания, кварцевые штокверки с бедной минерализацией меди и дайки риодацит-порфиров, несущие рассеянную медную минерализацию. Вся потенциально-промышленная медная минерализация участка Кызыл-Сор была сформирована в зоне выветривания и окисления за счет бедной сульфидной прожилковой и штокверковой минерализации. Практически повсеместно отмечаются процессы вторичного восстановления, которые привели к образованию халькозина и самородной меди (Гуревич Д.В., 2013). В глинистой части коры выветривания наблюдается вторичное обогащение, приводящее к формированию руд с содержанием меди до процента и более, при этом обогащение происходит за счет накопления различных минеральных форм - окисленных, карбонатных и вторичных сульфидных. По отношению к зональности, связанной с процессами выветривания и современного осадкообразования, основная доля оруденения сосредоточена в глинистых породах –структурных глинах верхней зоны коры выветривания и переотложенных глинах. Основная часть оруденения в коре выветривания была сформирована за счет гипергенного перераспределения меди и ее накопления (предположительно сорбционного) в глинистых фациях. Исходя из имеющихся палеоклиматических и геологических данных этот процесс может быть отнесен к мел-палеогеновому времени. Более поздние (неоген-четвертичные) тектонические процессы привели к неравномерному (блоковому) подъему территории и неравномерной денудации. В результате большая часть кор выветривания была эродирована, при этом часть высвобожденной меди в виде растворов мигрировала с подземными водами и переотлагалась в глинистых породах, часть – преимущественно в виде обломков и взвесей - мигрировала с поверхностными водами и фиксировалась в переотложенных (бесструктурных и слоистых) каолиновых глинах и, реже, песках. Изучение керна скважин и минералого-петрографические данные позволили предположить, что в пределах рудной зоны Кызыл-Сор наиболее важную роль в рудоконтроле играет надвиг. Выдвинута гипотеза о разрушении штокверков в результате надвига, вследствие чего вся потенциально-промышленная медная минерализация участка Кызыл-Сор была

сформирована в зоне выветривания.

По итогам инверсии были построены разрезы по данным УЭС и поляризуемости на глубину 300 метров. На разрезах УЭС отчетливо проявляются структурные особенности строения территории. По одномерной инверсии выделена кора выветривания мощностью до 50 метров (Шкиря М.С., 2020). На разрезе по результатам трехмерной инверсии, выделяется высокоомный объект (выделен синим контуром). Данные образования под корой соответствуют сульфидной минерализации. Указан предполагаемый надвиг, расположенный в зоне депрессии (рисунок 2).

На рисунке 3 представлены результаты трехмерного моделирования по параметрам УЭС. Выделена область пониженного УЭС, скорее всего приуроченная к обводненной зоне, содержащей рассол. На карте наблюдается также раздробленность высокоомных аномалий, которую можно объяснить ранее упомянутой зоной надвига. Красным контуром обозначена зона убогой штокверковой минерализации, выделенная по данным ЭМЗ-ВП.

### Выводы

При выполнении интерпретации данных, полученных на участке «Кызыл-сор» с использованием технологии ЭМЗ-ВП, было установлено, что полученная по 1D инверсии оценка мощности коры выветривания не противоречит имеющимся данным бурения и может использоваться для оценки запасов окисленных руд. Благодаря применению геометрической трехмерной инверсии удалось существенно улучшить сходимость модельных и наблюдаемых кривых, что в свою очередь, позволило получить геологически непротиворечивую модель среды.

Было выдвинуто предположение об образовании надвига в результате тектонических нарушений северо-западного направления, после чего произошло разрушение предполагаемого сульфидного штокверка, а также образование зоны депрессии.

Отмечено, что вся потенциально-промышленная медная минерализация участка Кызыл-Сор сформирована в зоне выветривания и окисления за счет бедной сульфидной прожилковой и штокверковой минерализации. Надвиг взрыхлил убогие медные штокверки и обеспечил проницаемость и перераспределение меди в коре выветривания.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы чрезвычайно благодарны Дмитрию Владимировичу Гуревичу за творческую геологическую интерпретацию электромагнитных зондирований и активную позицию в продвижении передовых геофизических технологий.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 20-67-47037 «Методологическое и программное обеспечение обработки больших объемов данных электромагнитных зондирований, гравиразведки и БПЛА-магниторазведки на основе комплексного решения трехмерных обратных задач рудной геофизики».

### ЛИТЕРАТУРА

Гуревич Д.В. Картирование куполо-кольцевых структур при поисках порфириновых и эфитермальных месторождений. В кн.: Материалы конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский, с. 280-290 с. <http://www.kscnet.ru>.

Давыденко Ю.А., Попков П.А., Новопашина А.В. Перспективы использования индукционной составляющей переходного процесса в традиционных методах постоянного тока // Геофизические исследования. 2015. Т. 16, №4. С. 73–84.

Жданов М.С. Электрорастворение: Учебник для вузов. М.: Недра, 1986. 316 с.

Персова М.Г., Соловейчик Ю.Г., Трубачева О.С., Вагин Д.В., Киселев Д.С., Сивенкова А.П., Кошкина Ю.И. Подходы к геометрической 3D-инверсии данных электромагнитных зондирований с гальванически заземленными линиями с учетом вызванной поляризации // ГеоБайкал 2020. – Европейская ассоциация геоученых и инженеров (EAGE), 2020. – Т. 2020. № 1. С. 1-6. УДК: 10.3997/2214-4609.202052022.

Пестерев И.Ю. а.с.2012660743 Российская федерация. Программа одномерной инверсии «Mars1D»/ Пестерев И.Ю. – заявка 2012618705 от 16.10.2012; зарег. 28.11.2012.

Соловейчик Ю. Г., Тригубович Г. М., Чернышев А. В., Рояк М. Э. «Об одном подходе к решению трехмерной обратной задачи электромагнитного зондирования Земли становлением поля», Сиб. журн. индустриал. матем., 6:1 (2003), 138–153

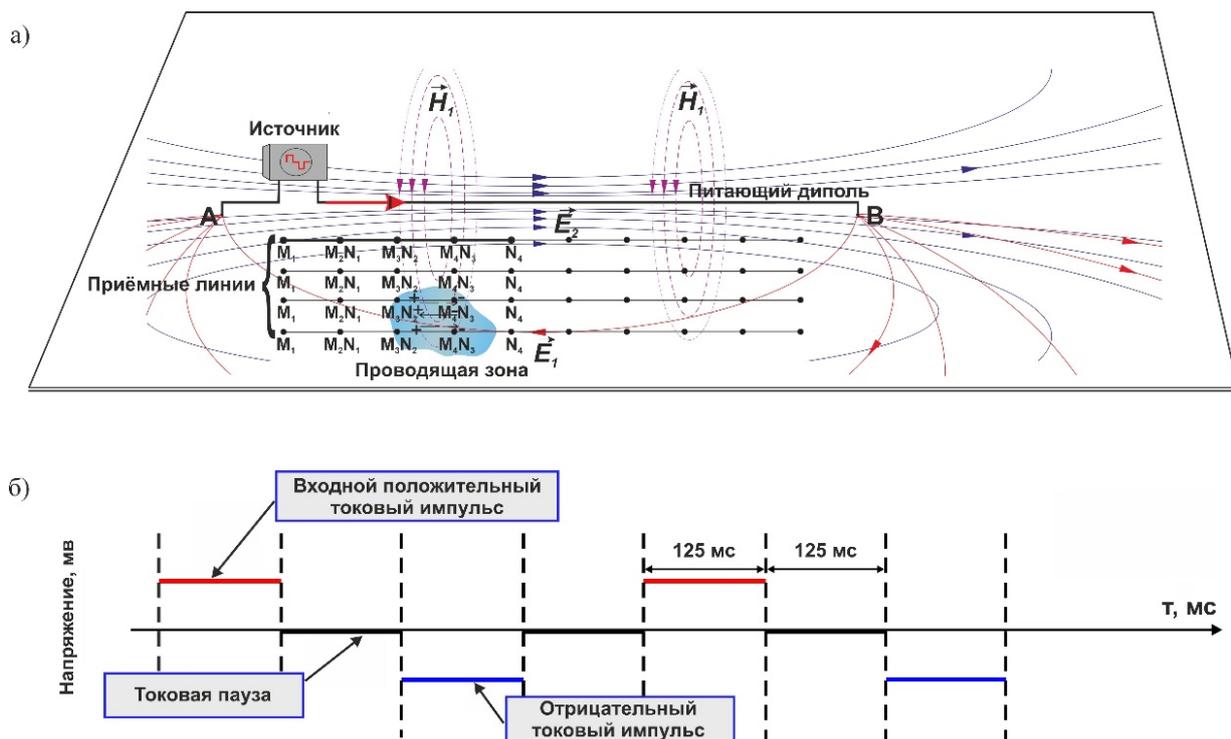
Шкиря М.С, Гуревич Д.В., Терешкин С.А., Белова А.Ю., Давыденко Ю.А. Применение импульсной электрорастворки для выделения зон сульфидной минерализации медно-порфирирового типа на территории Северного Казахстана. // ГеоБайкал 2020. – Европейская ассоциация геоученых и инженеров (EAGE), 2020. - Т. 2020. № 1. С. 1 - 5. УДК: 10.3997/2214-4609.202052031.

Cole, K.S. and R.H. Cole, 1941, Dispersion and absorption in dielectrics. Journal of Chemical Physics, 6, 341-353.

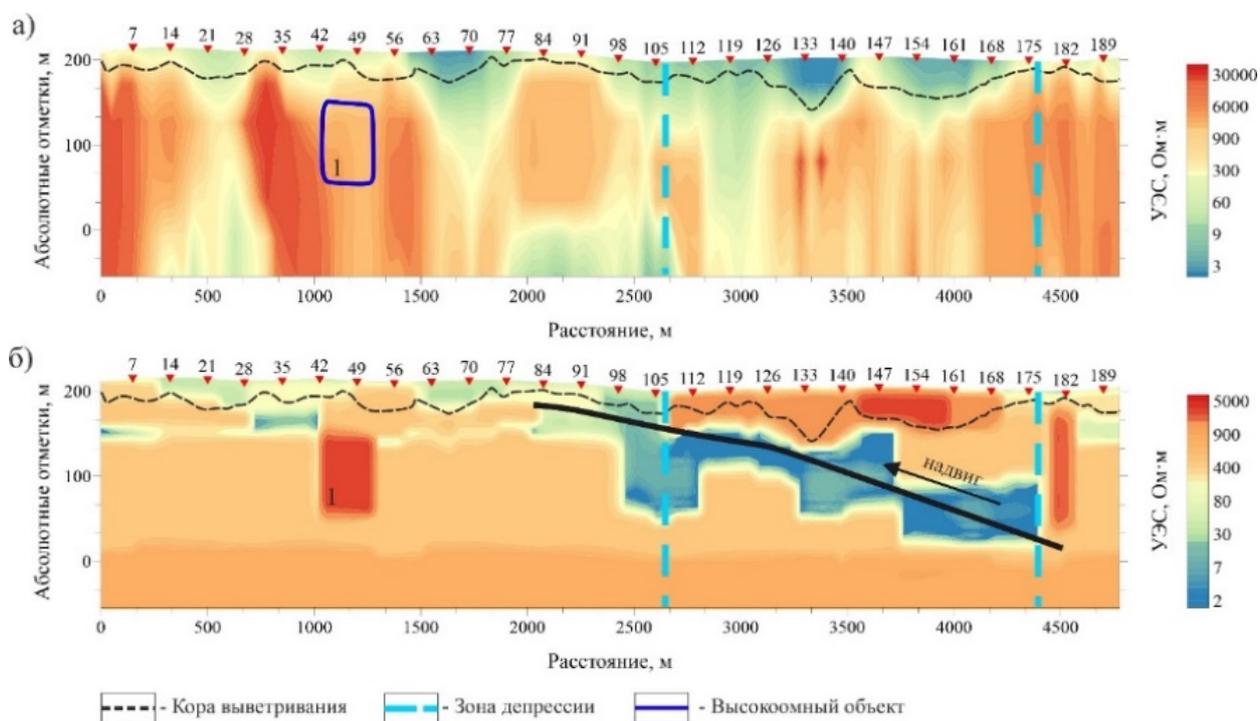
Gorunov A., Kiselev E., I. Kondratiev, Safonov A., Tertyshnikov K. and Chernov V. The role of high-resolution electrical survey (HRES-IP) in complex of geophysical methods during exploration, prospecting and exploitation of oil and gas deposits. European Association of Geoscientists & Engineers. Source: Conference Proceedings, Geophysics of the 21st Century - The Leap into the Future, Sep 2003, cp-38-00297. DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.38.F188>.

Persova, M.G., Soloveichik, Y.G., Vagin, D.V., Kiselev, D.S. & Koshkina, Y.I., 2020. Finite element solution to 3-D airborne time-domain electromagnetic problems in complex geological media using non-conforming hexahedral meshes. Journal of Applied Geophysics 172 (103911).

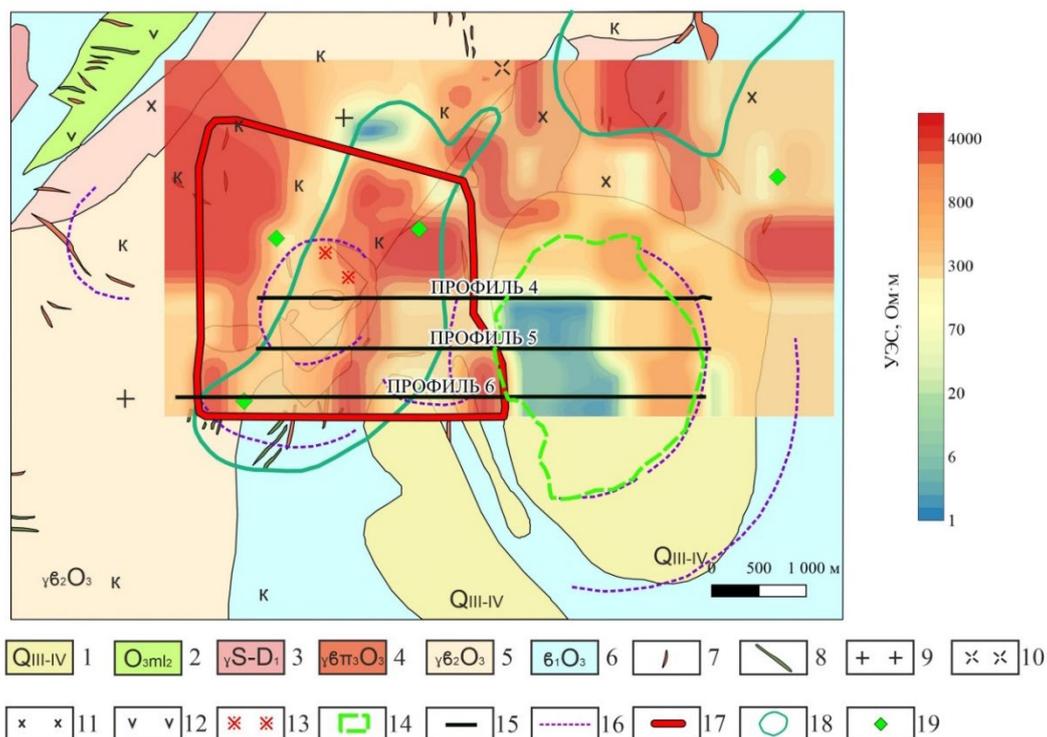
Veeken, P., Legeydo, P., Davidenko, Y., Kudryavceva, E., Ivanov, S., Chuvaev, A. [2009]. Benefits of the induced polarization geoelectric method to hydrocarbon exploration. (Vol. a). Geophysics, 74, 47-59.



**Рисунок 1.** Гальванический способ возбуждения нестационарных электромагнитных полей: а) Схема установки, используемая в методе ЭМЗ-ВП; б) График зависимости напряжения от времени, отображающий форму переходных процессов.



**Рисунок 2.** Разрезы по профилю №4 по параметру УЭС по результатам одномерной (а) и трехмерной (б) инверсии.



**Рисунок 3.** Результаты 3D моделирования по параметру УЭС. 1 – Верхний – современный отделы. Аллювиальные и озерно-болотные отложения: пески, глины, супеси; 2 - Подсвета дацитовых порфиров; 3 – Боровский интрузивный комплекс. Аляскитовые граниты; 4 – Породы фазы дополнительных интрузий ко второй интрузивной фазе. Порфиroidные гранодиориты, гранодиорит-порфиры; 5 – II главная фаза. Среднезернистые гранодиориты; 6 – Диорит; 7 – Дайки фельзит-порфиров; 8 – Дайки основного состава; 9 – Граниты; 10 – Порфиroidные гранодиориты; 11 – Диориты, кварцевые диориты; 12 – Андезитовые и дацитовые порфиры; 13 – Кварц - турмалиновые метасоматиты; 14 – Озеро «Кызыл-Сор»; 15 – Линии ЭМЗ-ВП; 16 - Элементы кольцевых структур; 17 - Зона убогой штокверковой минерализации; 18 – Ареалы вторичных ореолов меди (>0.03-0.05%); 19 – Рудопроявления меди.

## Опыт применения беспилотных ЭМ зондирований при проведении геолого-съемочных работ

К.М. Антащук<sup>1</sup>, А.И. Атаков<sup>2</sup>, А.Б. Кочеров<sup>3</sup>, А.В. Теремков<sup>4</sup>

<sup>1</sup>ФГБУ «ВСЕГЕИ», Kseniya\_Antashuk@vsegei.com

<sup>2</sup>ФГБУ «ВСЕГЕИ», Aleksei\_Atakov@vsegei.ru

<sup>3</sup>ФГБУ «ВСЕГЕИ», akochero@marineem.ru

<sup>4</sup>ФГБУ «ВСЕГЕИ», teremok@inbox.ru

---

### АННОТАЦИЯ

Рассмотрены результаты применения беспилотных ЭМ зондирований при решении задач геолого-съемочных работ на нескольких участках, перспективных для обнаружения золоторудных объектов. Показана эффективность применения данной технологии для быстрого исследования площадей и выделения проводящих аномалий, проверка которых может быть выполнена наземными методами.

**Ключевые слова:** беспилотные съемки, электромагнитные зондирования, золоторудные месторождения

---

### ВВЕДЕНИЕ

Геофизические исследования на этапе сопровождения геолого-съемочных работ (ГСР) проводятся с целью решения широкого круга задач, а именно: изучение структурных особенностей площади, картирование скрытых структур, в том числе интрузивных образований, детальное изучение геологического строения на опорных и поисково-оценочных участках, выделение структур, перспективных для обнаружения полезных ископаемых. Перечисленные задачи требуют изучения достаточно больших площадей (несколько сотен квадратных километров), использования комплекса геофизических методов, обеспечения надежности получаемых интерпретационных моделей до глубин первые сотни метров.

Для оценки возможностей беспилотных ЭМ съемок и целесообразности их включения в комплекс геофизических методов, применяемых при проведении ГСР, были проведены опытно-методические работы на нескольких участках, перспективных на обнаружение золото-кварц-сульфидного оруденения. На исследуемых площадях также был выполнен комплекс наземных магниторазведочных и электроразведочных (методами АМТЗ, РМТ-К, СЭП-ВП и ВП-ТЗ) работ.

Задачей комплекса геофизических исследований являлось выявление аномалий, связанных с зонами сульфидной

минерализации, интенсивной трещиноватости, сопровождающихся жильной и сульфидной минерализацией, и определение точек заложения поисковых скважин.

По результатам проведенных работ была выполнена оценка возможностей и эффективности применения беспилотных ЭМ исследований в комплексе геофизических методов на этапе сопровождения ГСР.

### Методика проведения работ

Беспилотные ЭМ зондирования проводились на нескольких перспективных площадях Республики Алтай и Алтайского края. Измерения проводились с использованием разработанного нами совместно с компанией ООО «АЛПОМ» электроразведочного комплекса МЭМИ, включающего трехканальный регистратор, три магнитных датчика, инклинометр и GPS, собранных в единый буксируемый модуль (рисунок 1). Комплекс позволяет проводить измерения трех магнитных компонент переменного ЭМ поля в диапазоне частот от 10 до 100 000 Гц, частота дискретизации составляет 312 кГц. Конструкция системы позволяет минимизировать взаимное влияние и шумы, создаваемые каждым элементом.

В качестве источника ЭМ полей использовался горизонтальный электрический диполь (ГЭД). Поскольку при проведении ГСР необходимо изучать достаточно большие площади, необходимо обеспечить достаточный уровень

сигнала на достаточно больших расстояниях от питающей линии. Для возбуждения переменного ЭМ поля использовался электроразведочный генератор мощностью 37 кВт. Длина питающего диполя составляла от 4 до 6 км, сила тока около 20 А. Использование меандра позволило регистрировать не только несущую частоту, но и от 5 до 9 её гармоник. Частота излучения подбиралась для каждого участка в диапазоне от 100 до 500 Гц. Выбор частоты базировался на учете шумов носителя, общей помеховой обстановки, особенностей распространения ЭМ поля на исследуемой территории.



**Рисунок 1.** Комплекс беспилотных электромагнитных зондирований МЭМИ: буксируемый модуль (слева), размещение на носителе в ходе проведения съемки (справа).

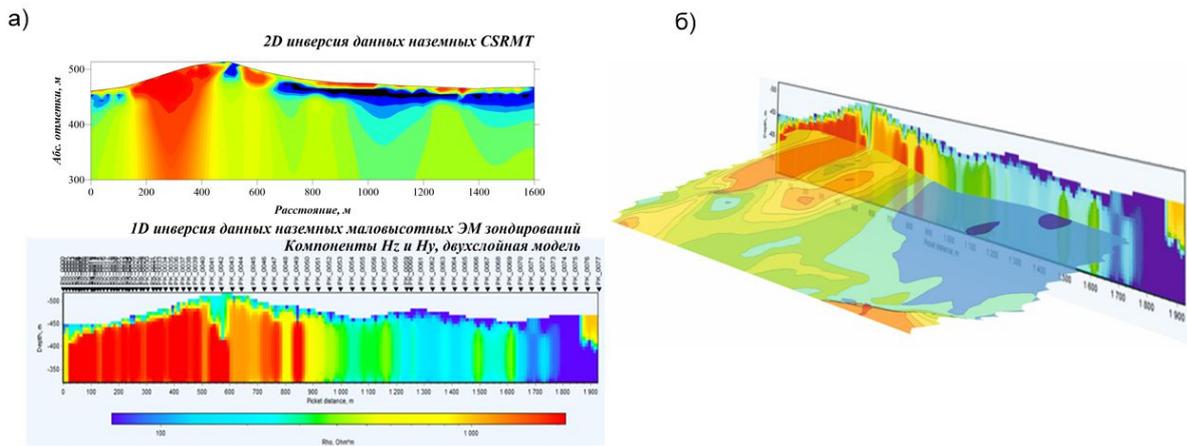
#### Результаты опытно-методических работ

Приведем результаты, полученные на Кивдинском участке (Алтайский край), перспективном для обнаружения золото-сульфидного оруденения. Участок был локализован по результатам интерпретации данных геохимического опробования и данных АМТ зондирований по опорному профилю.

Выполненный комплекс наземных электроразведочных работ позволил выделить в пределах Кивдинского участка локальную аномальную зону северо-восточного простирания на глубине около 80 м и мощностью около 60 м, характеризующуюся пониженными значениями удельного сопротивления и повышенными значениями поляризуемости. Данная зона рекомендована для заверки бурением как наиболее перспективная для обнаружения золото-сульфидного оруденения. По результатам беспилотной ЭМ съемки были получены значения трех магнитных компонент ЭМ поля в диапазоне частот от 1 до 100 кГц. Была выполнена 1D инверсия данных и получены геоэлектрические разрезы до глубины 200 м. Сопоставление результатов 1D инверсии данных беспилотных ЭМ зондирований и наземных методов (электропрофилированием на постоянном токе и РМТ-К) показано на рисунке 2. Наблюдается достаточно хорошая сходимости полученных материалов.

#### Выводы

Опыт применения беспилотных ЭМ зондирований на этапе сопровождения ГСР позволил сделать вывод о высокой эффективности данной технологии при изучении геоэлектрического разреза до глубины первые сотни метров. По результатам выполненных беспилотных ЭМ исследований могут быть выделены локальные аномальные области, на которых в дальнейшем следует проводить работы методами ВП для уточнения природы аномалий проводимости. Беспилотные ЭМ исследования могут быть эффективной альтернативой наземных исследований методам профилирования и зондирования при работах на удаленных участках при объемах съемки более 100 пог. км. Кроме того, использование контролируемого источника позволяет оперативно увеличивать глубину исследований при обнаружении перспективного объекта без изменения технологии работ и применяемого аппаратно-программного комплекса. Для наиболее эффективного планирования работ исходя из геологических задач и особенностей района исследований необходимо создание индивидуальной комбинации пилотируемых, беспилотных и наземных ЭМ съемок.



**Рисунок 2.** Сравнение результатов инверсии маловысотных ЭМ зондирований и наземных электроразведочных работ: а) зондирований РМТ-К, б) электропрофилирования СЭП.

## Опыт интерпретации данных аэроэлектроразведки ЗСБ с использованием S-плоскости

В. Ю. Хальбауэр-Задорожная<sup>1</sup>, Е. Стеттлер<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Консультант, Претория, ЮАР, valeriya.hallbauer@gmail.com

<sup>2</sup>Университет Витватерсранда, Претория, ЮАР, stettlere@gmail.com

---

### АННОТАЦИЯ

Целью проведенных полевых работ было обнаружение новых потенциальных запасов медных и никелевых месторождений на двух участках в ЮАР. Работы проводились с использованием электроразведочных модификаций метода становления поля: гексакоптера (дрона) и вертолета. Основной задачей наших исследований была разработка способов интерпретации данных ЗСБ для обоих способов зондирования и интерпретация полученных данных. При работе с гексакоптером на земле раскладывалась генераторная петля размером 500 x 800 м<sup>2</sup>, в качестве приемников поля использовались магнитометры. Зондирования выполнялись как внутри генераторной рамки, так и вне ее (до удаления в 500 м от каждой ее стороны). Общее количество точек ЗСБ 1000. Во втором случае интерпретировались материалы, полученные компанией Skytem. Эти работы проводились компанией по классическим для электроразведки методам: генераторная и приемная рамки были подвешены под вертолетом на тросе. В первом эксперименте для интерпретации использовался модифицированный нами метод расчета кажущейся продольной проводимости  $\sigma_{\text{stau}}$ . Вначале для каждой точки зондирования определялись параметры эквивалентной проводящей плоскости продольной проводимости при фиксированной глубине. Затем для каждой точки зондирования рассчитывалась теоретическая кривая эдс при определенных параметрах «плавающей» плоскости. Для соблюдения условий ближней зоны расчет теоретических кривых производился для установки малых размеров. По этим теоретическим кривым эдс рассчитывалась кажущаяся продольная проводимость от глубины по общеизвестной методике. При работах с данными вертолетной разведки использовался классический способ расчета с учетом превышения установки над землей. В отличие от способа  $\sigma_{\text{stau}}$ , широко применяемого в СССР, нами не ставилась задача расчленения разреза на определенное число слоев, а лишь выявление проводящих объектов и оценка глубины их залегания. В вертолетном варианте ЗСБ было зарегистрировано около 330 000 точек. Полный расчет и подготовка файлов для визуализации отдельно по 143 профилям составил 8 часов. В результате построены трехмерные изображения геоэлектрических параметров исследуемой территории. Все имеющиеся скважины, вскрывшие рудные тела отразились в зонах повышенной продольной проводимости. Выявлены многочисленные аномалии, возможно, связанные с неразведанными пока запасами медных и никелевых руд.

**Ключевые слова:** аэроэлектроразведка, дрон, ЗСБ, интерпретация

---

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время аэроэлектроразведка методом становления поля лидирует в шеренге модификаций этого метода. Это достаточно дешевый метод, который несоизмерим по скорости проведения полевых работ и плотности сети зондирования по сравнению с наземными методами. За несколько дней аппаратура, установленная на вертолете или самолете способна записать сотни тысяч точек зондирования. В аэроэлектроразведке используются как самолеты, так и вертолеты. В настоящее время в практику полевых работ входят такие инновации, как дроны.

Новые модификации ЗСБ принесли с собой новые проблемы как технического, так и интерпретированного характера. Очевидно, что для аэромодификаций ЗСБ необходимы алгоритмы и программы, способные максимально быстро провести первичную обработку и интерпретацию данных. И если с первичной обработкой дело состоит не так уж плохо, то программы интерпретации, как правило, лишь визуализируют вдоль профилей сигналы, зарегистрированные на всех временах. Это слишком примитивный подход к интерпретации. Неоднородности верхней части разреза могут завуалировать проводящие тела. Но самое главное, ни

вертолет, ни даже дрон не летают на одной и той же высоте и изменения высоты полета могут кардинально изменить картину в выявлении проводящего объекта. При понижении высоты полета сигнал увеличивается, и наоборот. Уровень сигналов изменяется, амплитуда сигнала от проводящих тел может быть соизмерима или меньше, чем необходима для ее уверенного выделения на кривых ЗСБ.

Нами проведены опытные работы с использованием гексакоптера и интерпретированы данные, полученные известной компанией Skytem. В основу интерпретации положен известный способ (St). Однако в данном случае перед нами не стояла задача расчленения разреза на серию слоев. Геологической задачей являлись выявление в разрезе проводящих объектов, обусловленных скоплениями рудных минералов и оценка глубины их залегания.

#### **Технология полевых работ ЗСБ с дроном и вертолетом**

Высокоразрешающая магнитная съемка и фотометрия с помощью дронов используется давно. Новым является сбор данных суммарного переходного электромагнитного поля (TFTEM) одновременно с магнитными данными с помощью того же датчика полного поля и большой токовой петли на земле. В парке компании AeroPhysX Ltd используются два гексакоптера (дрона): DJI 600 Pro или Gaya 160S. Оба гексакоптера работают с программным обеспечением UGC, но обновлены специально для наших целей компанией UGC. В качестве приемника магнитного и электромагнитного полей (ЗСБ) используются магнитометры Geometrics MagArrow Cesium Vapour, которые производят замеры на частоте 1 кГц с разрешением 0,01 нТл. Гексакоптеры могут находиться в воздухе от 50 до 70 минут с гондолой MagArrow (общий вес 1,2 кг) в зависимости от погодных условий (рисунок 1).

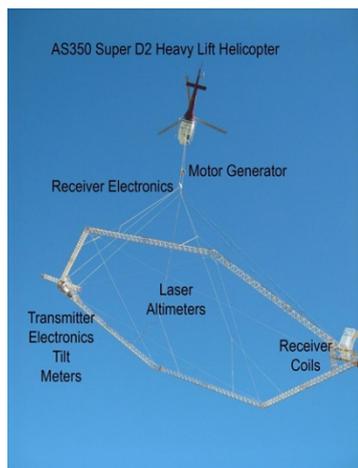


**Рисунок 1.** Гексакоптер DJI 600 Pro с подвеской, где размещены магнитометры.

Что важно в геофизической съемке с помощью дронов, так это иметь очень подробную digital terrain model (DTM) то есть карты альтитуд в цифровом виде. Высота полета определяется с помощью GPS. Высота полета над местностью на высоте обычно 35 метров. Для TFTEM скорость полета гексакоптера ~ 13 км/ч.

Ток в генераторной рамке 100 А, напряжение 240 В. Длина импульса тока 250 мс во включенном и 250 мс в выключенном состоянии. Обработка собранных магнитных данных заключается в том, чтобы отделить сигнал ЗСБ от магнитного поля Земли, изолировать токи отключения и суммировать переходные процессы с помощью метода Халверсона. Для подавления помех производится суммирование 16, 32 или 64 значений магнитного поля на каждом времени зондирования.

В вертолетном варианте (стандартная модификация VTEM) приемная шестигранная рамка подвешена под вертолетом, а приемная крепится на одном из ее углов (рисунок 2). Амплитуда тока 109 А. Превышение установки над землей составляет 20–40 м.



**Рисунок 2.** Установка зондирования VTEM, используемая компанией Skytem.

### Модификация способа расчета кажущейся продольной проводимости $\sigma_{st}$

Так называемый способ дифференциальной трансформации кривых зондирования в кривые кажущейся продольной проводимости был разработан В.А.Сидоровым и В.В.Тикшаевым в конце шестидесятых годов прошлого века. К сожалению, авторы и многие пользователи возлагали на этот способ слишком большие надежды, а наиболее увлеченные даже пытались выделить в разрезе более десяти слоев различного сопротивления. Дифференциация сигнала сама по себе приводит к флуктуациям на кривых  $\sigma_{st}$ . В. Задорожной в кандидатской диссертации (1984) было показано, что зачастую даже разрезы, включающие всего три проводящие пластины, не могут быть однозначно идентифицированы. В. Агеевым (1997) провел расчеты и доказал, что локальные нарастания на кривых в большинстве своем обусловлены процессами вызванной поляризации. Сейчас в век тотальной компьютеризации большинство исследователей использует для интерпретации коммерческие программы, основанные на решении прямых задач становления поля и способ  $\sigma_{st}$  ушел в историю. Однако, способ  $\sigma_{st}$  обладает определенными преимуществами. Его использование позволяет определить суммарную проводимость разреза и глубину, где происходит ее заметное нарастание, если в разрезе присутствуют проводящие тела и/или слои. Этим свойством мы и воспользовались при интерпретации данных аэроэлектроразведки.

Магнитометры, укрепленные на гексакоптере, записывают все три компоненты магнитного поля. После преобразований (вычитания суммарного магнитного поля) мы выделяем компоненту  $B_z$ . Далее происходит сложная процедура сглаживания сигнала для подавления многочисленных помех. Процедура сглаживания для компоненты поля  $B_z$  требовала особой тщательности. Способ  $\sigma_{st}$  может быть использован только для условия ближней зоны в то время, как используемая установка и расположение точек наблюдения условиям ближней зоны не удовлетворяют.

По положению Смайта (1954), независимо от положения точки наблюдения в каждый момент времени амплитуда вектор потенциала  $A_x$  (и, соответственно,  $B_z$ ) будет равна амплитуде некой «плавающей» плоскости, залегающей на глубине  $h$  и с проводимостью  $S$  эквивалентной суммарной продольной проводимости всего разреза до глубины  $h$ . Для диполя или короткой электрической линии АВ имеем:

$$B_z(t) = I AB \mu / 2\pi / f(m)^{3/2}, \quad (1)$$

где  $f(m) = (r^2 + 4m^2)^{3/2}$ ,  $2m = 2h + z_0 + 2t/\mu S$ .

$I$  – ток,  $t$  – время,  $z_0$  – превышение установки над поверхностью земли,  $\mu$  – магнитная проницаемость. Таким образом, вертикальная компонента магнитной индукции  $B_z$  зависит от одного неизвестного параметра  $m$ , который включает и глубину, и проводимость эквивалентной разреза плоскости.

Определение параметров разреза в каждой точке зондирования производится следующим образом:

1. Сопоставляя зарегистрированную кривую  $B_z$  с теоретической, рассчитанной для той же установки (при фиксированном  $h$ ) мы получаем  $m(t)$  в каждой точке зондирования.
2. Для заданной функции  $m(t)$  рассчитывается теоретическая кривая  $B_z$ , но для установки петля в петле с малыми размерами приемной рамки ( $AB=25$  м) и находящейся на поверхности земли.
3. Дифференцирование сигнала по времени позволяет получить теоретическую кривую эдс как функцию определенного нами параметра  $m$ .
4. Последующее сглаживание сигнала эдс.
5. Трансформация сигнала в кривые кажущейся продольной проводимости, по известным формулам (Сидоров В.А., Тикшаев В.В., 1970).

Что касается данных электроразведки, полученных при вертолетной съемке, то кривые предварительно сглаживались, а затем

производилась трансформация кривых эдс в кривые  $St$  (пункт 5). Однако, часть кривых искажена явлениями поляризации, возможно, связанными с присутствием в породах рассеянных минералов. Написанная программа позволяет идентифицировать такие кривые, а при построении трехмерной модели на глубинах проявления этого эффекта сопротивление пород принималось очень высокими.

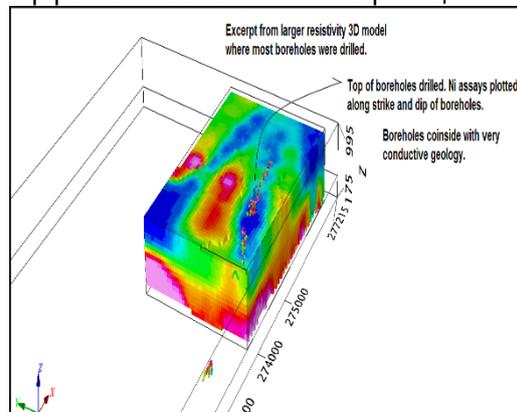
### Результаты работ ЗСБ с использованием дрона

Территория исследования О'Кьер расположена на юго-востоке Южно-Африканской республики. На этой территории идет разработка месторождений меди. Минералы, содержащие медь, характеризуются, в основном, низкими или пониженными значениями сопротивлений. На рисунке 3 показана трехмерная геоэлектрическая модель, построенная по данным ЗСБ. В северной стороне модели четко прослеживается падение проводящего тела с глубиной. Здесь же расположены многочисленные скважины, вскрывшие это тело. На этом участке ведутся разработки месторождения. Единичные скважины пробурены в южной части модели. Скважины эти неглубокие, они вскрыли небольшие запасы меди на этом участке. Однако, уверенная аномалия очень низкой проводимости, простиравшаяся с севера на юг и погружающаяся +600 до +250 м, пока дожидается дополнительного финансирования для производства бурения.

### Результаты работ ЗСБ с использованием вертолета

Работы проводились на участке Hondekloof (собачье ущелье). Общее число точек зондирования около 330 000. Месторождения никеля приурочены к кольцеобразной структуре. Плотность зондирования – 5 м между точками, 25 м – между профилями. На рисунке 4 показана трехмерная модель, построенная по данным ЗСБ. Синим цветом показаны зоны низкого сопротивления. На рисунке 5 показан участок, где интенсивно ведется экскавация никеля содержащих пород. Все скважины, вскрывшие рудное тело (показаны розовым цветом) находятся в центральной части данной аномалии. Скважины с невысоким содержанием никеля (желтый цвет) расположены на периферии аномальной зоны. Есть основания полагать,

что зоны высокого сопротивления связаны с присутствием не массивных рудных тел, а рассеянных минеральных частиц, также представляющих поисковый интерес. На этих участках кривые становлением поля искажены эффектами вызванной поляризации.



**Рисунок 5.** Аномалии продольной проводимости на разрабатываемом участке зондирования. Диапазон изменения проводимости показан на рисунке 4.

### Выводы

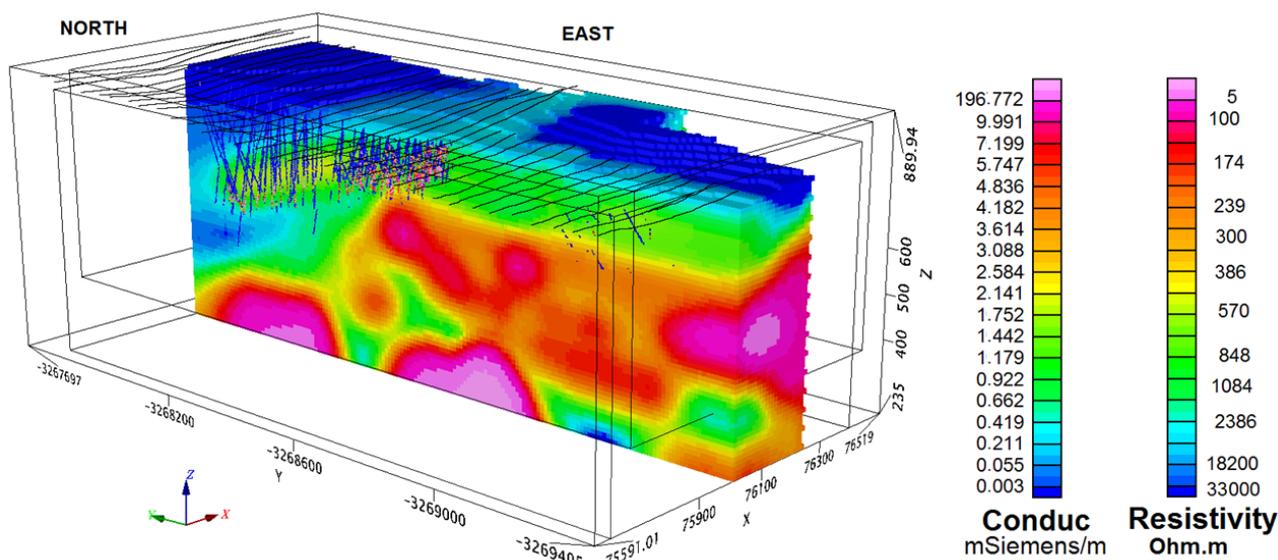
Целью проведенных полевых работ было обнаружение новых потенциальных запасов медных и никелевых месторождений на двух участках в ЮАР О'Кьер и Hondekloof. Использовались электроразведочные модификаций метода становления поля. На первой территории записи сигналов эдс осуществлялись с гексакоптера, зондирования на участке Hondekloof выполнялись в классической модификации VTEM. Общее количество точек ЗСБ 1000 составляло и 330 000, соответственно. В первом эксперименте для интерпретации использовался модифицированный нами метод расчета кажущейся продольной проводимости  $stau$ . При работах с данными вертолетной разведки использовался классический способ расчета с учетом превышения установки над землей. Полный расчет и подготовка файлов для визуализации отдельно про 143 профилям составил 8 часов. В результате построены трехмерные изображения геоэлектрических разрезов исследуемой территории. Все имеющиеся скважины, вскрывшие рудные тела отразились в зонах повышенной продольной проводимости. Выявлены многочисленные аномалии, возможно, связанные с неразведанными пока запасами медных и никелевых руд.

**ЛИТЕРАТУРА**

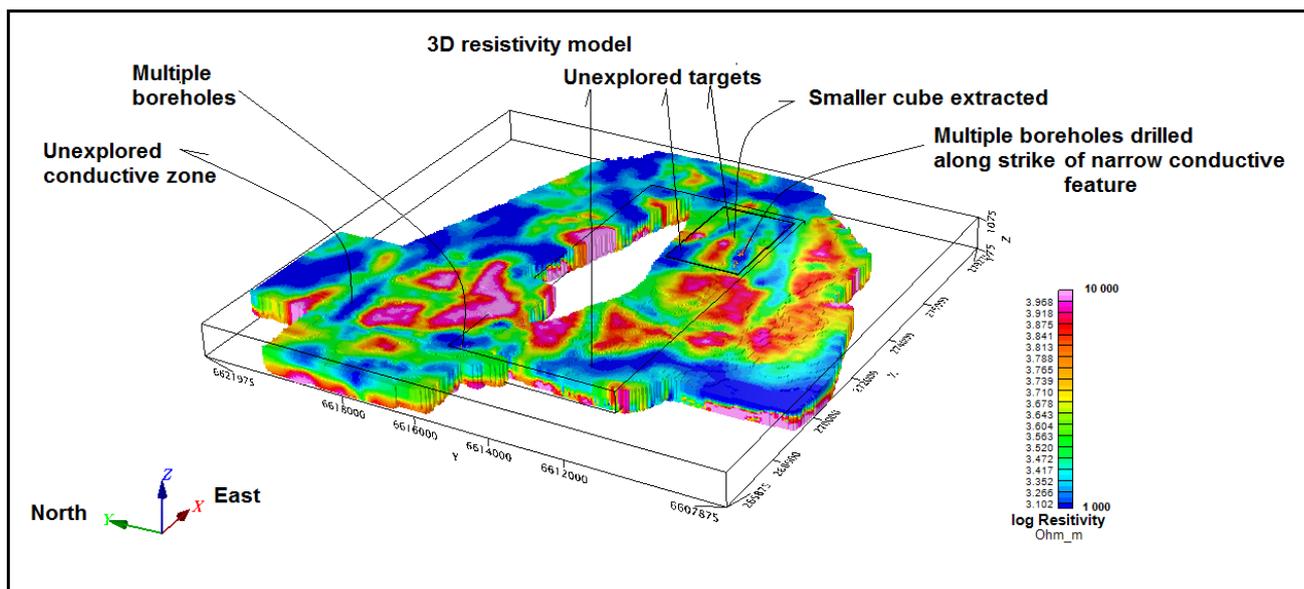
Задорожная В.Ю., 1984 Интерпретация результатов зондирований становлением электромагнитного поля в ближней зоне при поисках органогенных образований в Прикаспийской синеклизе. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. М: ВНИИГеофизика

Сидоров В.А., Тикшаев В.В., 1970 Интерпретация кривых становлением поля в ближней зоне. Разведочная геофизика, № 42, М: Изд-во Недра, с 48–59

Смайт В.Р., 1954 Электростатика и электродинамика. М: Изд-во ИЛ



**Рисунок 3.** Трехмерная геоэлектрическая модель, месторождение О'Кьер.



**Рисунок 4.** Трехмерная геоэлектрическая модель, месторождение Hondekloof.

## Сессия 5

«Малоглубинные методы геоэлектрики для решения задач инженерной, экологической и археологической геофизики»

Конвинеры:

Э.Б. Файнберг, А.А. Бобачев

## Бесконтактные измерения в электроразведке методом сопротивлений; опыт математического моделирования

А.Д. Каринский<sup>1</sup>, В.А. Шевнин<sup>2</sup>, А.А. Иванов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе (МГРИ), akarinski@mail.ru, biwolf@mail.ru.

<sup>2</sup>Московский государственный университет имени Ломоносова (МГУ), shevninvlad@yandex.ru.

---

### АННОТАЦИЯ

В работе представлены полученные на основе решения прямой задачи электродинамики результаты численных расчётов для модели, соответствующей возможным условиям бесконтактных измерений в электроразведке методом сопротивлений. Приведены результаты моделирования для предельной дипольно-осевой установки, расположенной на небольшой высоте  $h$  над однородным проводящим полупространством. Расчёты выполнены при частоте 16 кГц, применённой в нескольких видах электроразведочной аппаратуры для бесконтактных измерений. Показано, что по сравнению с применяемой сейчас методикой при не очень высоком удельном электрическом сопротивлении проводящей среды более эффективным может быть определение значения кажущегося удельного электрического сопротивления  $\rho_k$  по реактивной составляющей напряжения электрического поля в измерительной линии  $MN$ , меняющейся синфазно с электрическим током  $I$  в токовой линии  $AB$ .

**Ключевые слова:** метод сопротивлений; бесконтактные измерения; моделирование

---

### ВВЕДЕНИЕ

В 70-х годах XX века были начаты исследования с целью обоснования возможности применения бесконтактных измерений в электроразведке методом сопротивлений. Необходимость применения такой модификации возникает при проведении измерений методами сопротивлений в зонах многолетнемерзлых пород, скальных грунтов, при наличии снежного покрова, либо, например, такого непроводящего искусственного покрытия, как асфальт или бетон. Кроме того, отсутствие необходимости заземления токовых ( $A, B$ ) и измерительных ( $M, N$ ) электродов позволяет значительно ускорить процесс измерений. Некоторые результаты таких исследований были опубликованы, например, в работах (Тимофеев, Бяшков, 1976), (Нахабцев и др., 1985).

### МЕТОДЫ

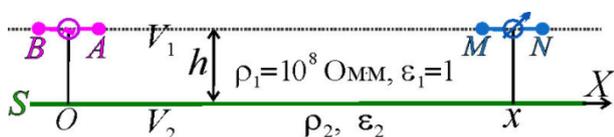
Теоретическое обоснование применения бесконтактных измерений и интерпретации получаемых результатов основывалось не на «строгом» решении соответствующей прямой задачи электродинамики, а на приближённых подходах. И, судя по недавним публикациям, положение с теоретическим обоснованием

метода до сих пор существенно не изменилось. Например, часть работы (Груздев и др., 2020) посвящена обоснованию тех ограничений, которые имеет применяемая приближённая методика расчётов.

В этой работе представлены некоторые, полученные совсем недавно на основе «строгого» решения соответствующей прямой задачи электродинамики, результаты математического моделирования для расположенной на небольшой высоте  $h$  над однородным проводящим полупространством предельной дипольно осевой установки  $BAMN$ . Очевидно, что проведение бесконтактных измерений в методах сопротивления возможно лишь при переменном токе  $I$  в питающей линии  $AB$ . Некоторые результаты математического моделирования при переменном токе  $I = I_0 \cdot \cos(2\pi \cdot f \cdot t)$  в электроразведке методом сопротивлений и каротаже КС, были приведены в работах (Kaufman et al, 1996), (Каринский, 1998), (Каринский, Шевнин, 2001, 2020, а, 2020, б). В статье (Каринский, Шевнин, 2001) были приведены решение прямой задачи электродинамики и полученные на его основе результаты моделирования для случая, когда линия  $AB$  переменного тока лежит на поверхности «двухслойного» проводящего полупространства. Основой для получения решения задачи послужила методика,

описанная в книге (Заборовский, 1960). Эта же методика была применена при получении приведенных ниже результатов моделирования.

На рисунке 1 показана модель, для которой были проведены расчёты. Горизонтальная плоскость  $S$  разделяет полупространства  $V_1$  и  $V_2$ . Генераторный ( $AB$ ) и измерительный ( $MN$ ) диполи расположены в полупространстве  $V_1$  на одной прямой, параллельной оси  $X$ , на высоте  $h$  над границей  $S$ . Компоненту  $E_x$  электрического поля  $E$ , которой пропорционально напряжение  $E_{MN}$  поля  $E$  в предельно короткой измерительной линии  $MN$ , определяет несобственный интеграл в смысле главного значения (см. Альпин и др., 2020, с. 96–101). Подынтегральная функция содержит функции Бесселя первого рода нулевого и первого порядка. Приведенные на рисунках 2, 3 значения кажущегося удельного электрического сопротивления  $\rho_k(E_x)$  для предельной дипольно-осевой установки определены по формулам:  $\rho_k(E_x) = K \cdot |E_x| / I_0$ ,  $K = \pi x^3$ , где  $|E_x|$  – амплитуда компоненты  $E_x$ , а  $K$  – коэффициент расположенной на поверхности проводящего полупространства предельной дипольно-осевой установки.



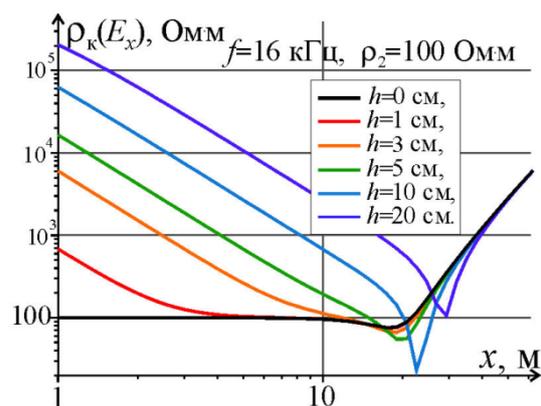
**Рисунок 1.** Модель среды и электроразведочной установки.

### РЕЗУЛЬТАТЫ

На рисунке 2 представлены зависимости  $\rho_k(E_x)$  от разноса  $x$  при частоте  $f=16$  кГц, удельном электрическом сопротивлении  $\rho_2=100$  Ом·м и нескольких значениях высоты  $h$ . Заметим, что 16 кГц – это та «рабочая» частота, которая была выбрана для бесконтактных измерений в методах сопротивлений. При наших расчётах была задана диэлектрическая проницаемость  $\epsilon_2=10$ . Хотя легко оценить то, что при частоте 16 кГц и значениях  $\rho_2$  менее первых десятков тысяч Ом·м выбор величины  $\epsilon_2$  – не существен, так как при любых, реальных для горных пород значениях  $\epsilon_2$  и  $\rho_2 < 10^4$  Ом·м можно пренебречь влиянием на результаты расчётов токов смещения в нижнем

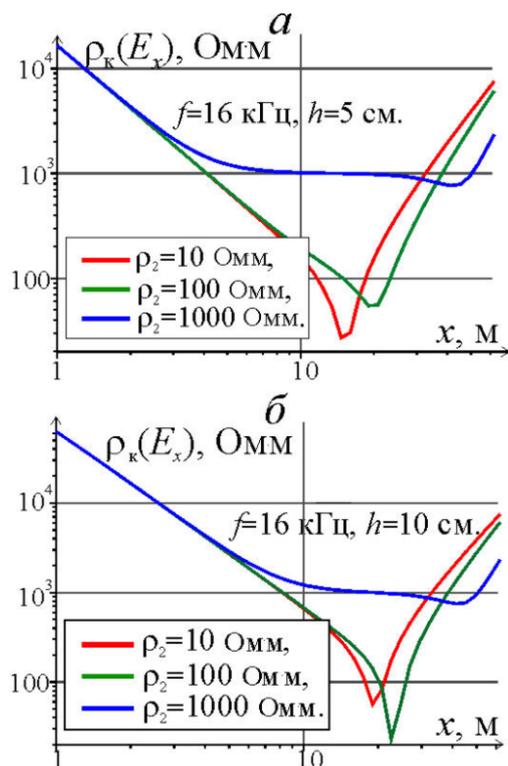
полупространстве.

Полученные результаты моделирования показали, например, что при  $h=5$  см величина  $\rho_k \approx \rho_2$ , если разнос  $x \approx 15$  м. При  $h=20$  см значения  $\rho_k$  значительно больше  $\rho_2$  при любых разносах  $x$ . Если  $x > 25-30$  м, то значения  $\rho_k$  перестают зависеть от  $h$ . Это – известная при проведении измерений на переменном токе в методе ВЭЗ индукционная асимптота.



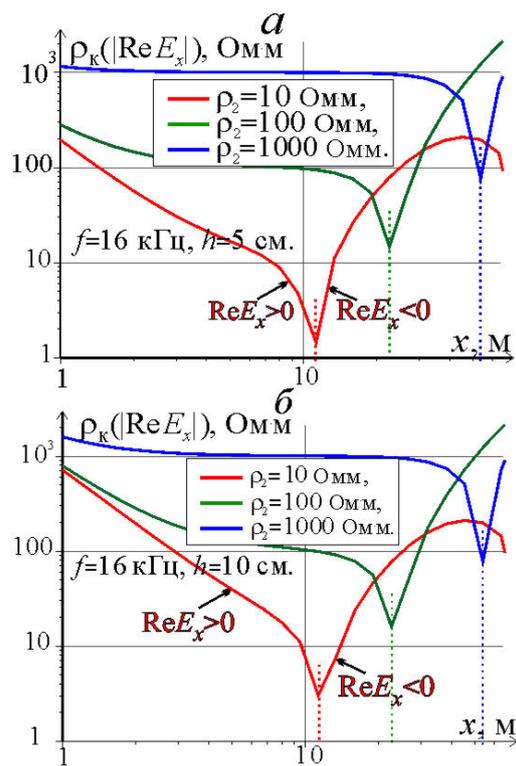
**Рисунок 2.** Зависимости  $\rho_k(E_x)$  от разноса  $x$  при нескольких значениях высоты  $h$

На рисунке 3 показаны зависимости  $\rho_k(E_x)$  от разноса  $x$  при фиксированной высоте  $h=5$  см (а) и  $h=10$  см (б) и при трёх значениях удельного электрического сопротивления  $\rho_2$ . Из приведенных на этом рисунке результатов моделирования следует, что при частоте 16 кГц, указанных выше высотах  $h$  и разносах  $x$  порядка 10-и – 20-и метров величина  $\rho_k \approx \rho_2$  только при «достаточно высоких» значениях  $\rho_2$  (порядка 1000 Ом·м, как на рисунке 3, или более). При более низких значениях  $\rho_2$  (часто типичных для верхней части геологического разреза «немёрзлых» осадочных горных пород) значения  $\rho_k$  могут не иметь «тесной связи» с удельным электрическим сопротивлением  $\rho_2$ .



**Рисунок 3.** Зависимости  $\rho_k(E_x)$  от разнosa  $x$  при нескольких значениях  $\rho_2$

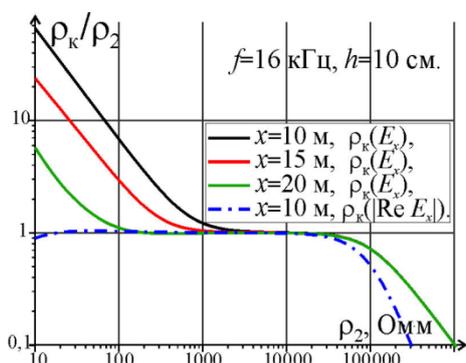
Значения  $\rho_k(|\text{Re } E_x|)$  на рисунке 4 определены по амплитуде  $|\text{Re } E_x|$  реактивной составляющей  $\text{Re } E_x = E_x \cdot \cos \varphi(E_x)$ , меняющейся синфазно, либо в противофазе, с током  $I$  в генераторном диполе  $AB$ . То есть  $\rho_k(|\text{Re } E_x|) = K \cdot |\text{Re } E_x| / I_0$ . Здесь  $\varphi(E_x)$  – начальная фаза компоненты  $E_x$ , либо (в более общем случае) разность фаз между компонентой  $E_x$  и гармонически меняющимся током  $I$ . Некоторые особенности графиков на этом рисунке связаны с тем, что функция  $\text{Re } E_x(x)$  не является знакопостоянной. Значения  $x$ , при которых составляющая  $\text{Re } E_x$  меняет знак, отмечены на этом рисунке вертикальными пунктирными линиями. Результаты расчётов, представленные на рисунке 4, а, получены при  $h=5$  см, а на рисунке 4, б при  $h=10$  см.



**Рисунок 4.** Зависимости  $\rho_k(|\text{Re } E_x|)$  от разнosa  $x$  при нескольких значениях  $\rho_2$

При сравнении рисунка 4 с рисунками 2, 3 видно, что определение  $\rho_k$  по значению  $|\text{Re } E_x|$  при невысоких значениях  $\rho_2$  имеет явные преимущества по сравнению с определением  $\rho_k$  по величине  $|E_x|$ . В соответствии с рисунком 4 при заданной частоте  $f$  можно выбрать такой разнос  $x$ , чтобы при широких пределах изменения удельного электрического сопротивления  $\rho_2$  значения  $\rho_k(|\text{Re } E_x|)$  были близки к  $\rho_2$ , т.е. (применительно к показанной на рисунке 1 модели) эти значения  $\rho_k(|\text{Re } E_x|)$  характеризовали истинное удельное электрическое сопротивление проводящей среды. Из показанных на рисунке 4 результатов моделирования следует, что при частоте  $f=16$  кГц,  $h=5-10$  см и  $10 \text{ Ом}\cdot\text{м} \leq \rho_2 \leq 1000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$  таким «оптимальным» является разнос  $x \approx 8-10$  м.

На рисунке 5 показано то, как зависит от удельного электрического сопротивления  $\rho_2$  отношение  $\rho_k/\rho_2$ . Понятно, что если это отношение близко к единице, то (применительно к показанной на рисунке 1 модели) величина  $\rho_k$  характеризует истинное удельное сопротивление  $\rho_2$  проводящей среды. Сплошные линии отвечают случаю, когда величины  $\rho_k$  определены по амплитуде компоненты  $E_x$ . Видим, что при различных разносах  $x$  и невысоких значения  $\rho_2$  эти величины  $\rho_k$  не отражают истинное удельное электрическое сопротивление проводящей среды. Например, при указанных на рисунке 5 значениях  $f$ ,  $h$  и при  $x=10$  м эти значения  $\rho_k$  близки к  $\rho_2$  при пределах изменения  $\rho_2$  от первых тысяч Ом·м до десятков тысяч Ом·м. При больших разносах  $x$  эти пределы шире, но с увеличением разноса уменьшается «детальность исследования» верхней части разреза при электропрофилировании методом сопротивлений. Кроме того, в этом случае есть «опасность выхода» на индукционную асимптоту.

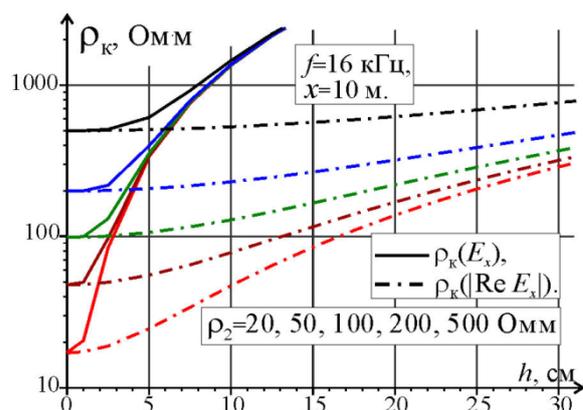


**Рисунок 5.** Зависимости отношения  $\rho_k/\rho_2$  от удельного электрического сопротивления  $\rho_2$

Штрихпунктирной линией на рисунке 5 показана зависимость отношения  $\rho_k/\rho_2$  от  $\rho_2$  при определении  $\rho_k$  по реактивной составляющей  $\text{Re } E_x$  компоненты  $E_x$ . При тех значениях  $f$  и  $h$ , при которых были проведены расчёты, определённые по этой составляющей значения  $\rho_k$  близки к  $\rho_2$  при пределах изменения  $\rho_2$  от десяти Ом·м до первых десятков тысяч Ом·м. Это означает, что определение  $\rho_k$  по составляющей  $\text{Re } E_x$  может позволить значительно расширить возможности применения бесконтактной модификации электропрофилирования в электроразведке.

Заметим ещё, что anomalно низкие значения  $\rho_k$  при удельном электрическом сопротивлении  $\rho_2$  выше первых десятков тысяч Ом·м обусловлены влиянием на электромагнитное поле токов смещения в проводящем полупространстве. Не сложно оценить, что при частоте  $f=16$  кГц и диэлектрической проницаемости  $\epsilon_2=10$  амплитуды соответствующих компонент векторов плотности тока смещения и плотности тока проводимости одинаковы, если  $\rho_2 \approx 100000$  Ом·м.

На рисунке 6 показаны зависимости  $\rho_k$  от высоты  $h$  при пределах изменения  $\rho_2$  от 20 до 500 Ом·м. На этом рисунке высота  $h$  меняется от нуля до 30-и сантиметров. Показанные сплошными линиями значения  $\rho_k$  определены «традиционным» способом, а значения  $\rho_k$  на штрих-пунктирных линиях определены по синфазной току  $I$  реактивной составляющей  $\text{Re } E_x$ .



**Рисунок 6.** Зависимости  $\rho_k$  от высоты  $h$

В соответствии с полученными результатами моделирования, как нам кажется, не должно вызывать сомнений то, что при бесконтактных измерениях в электроразведке методом сопротивлений определение  $\rho_k$  по составляющей  $\text{Re } E_x$  (либо по составляющей напряжения  $\text{Re } E_{MN}$  электрического поля в «непредельной» электроразведочной установке) может позволить значительно расширить область применения бесконтактной модификации электропрофилирования в электроразведке методом сопротивлений. Отметим ещё, что в более близкой к реальности, чем показанная на рисунке 1, 1D-модели среды, содержащей несколько горизонтальных границ, при моделировании можно воспользоваться при численных

расчётах всё тем же, применённым нами, алгоритмом. Но при этом надо уделить время решению системы  $(4n)$  алгебраических уравнений с  $(4n)$  числом неизвестных, где  $n$  – число плоско-параллельных (горизонтальных) границ, которые «содержит» 1D-модель среды.

### Выводы

Проведено математическое моделирование для возможных условий при бесконтактных измерениях в электроразведке методом сопротивлений. Результаты моделирования показали, что при не очень высоких значениях удельного электрического сопротивления  $\rho_2$  проводящей среды при принятой методике определения кажущегося удельного электрического сопротивления  $\rho_k$  величины  $\rho_k$  значительно отличаются от  $\rho_2$ . В таких случаях целесообразно определять  $\rho_k$  по реактивной составляющей напряжения  $Re E_{MN}$  в измерительной линии  $MN$ , меняющейся синфазно с током  $I$  в генераторной линии  $AB$ .

### ЛИТЕРАТУРА

Альпин ЛМ, Даев ДС, Каринский АД Теория полей, применяемых в разведочной геофизике. Учебник для ВУЗов. Часть IV. Глава шестая «Переменное электромагнитное поле». Глава седьмая «Прямая задача теории переменного электромагнитного поля», 2020, 104 с. [Электронный ресурс/Текст]. <https://elibrary.ru/item.asp?id=43803479>

Груздев АИ, Бобачев АА, Шевнин ВА Определение области применения бесконтактной технологии метода сопротивлений. Вестник Московского университета. Серия 4: Геология, издательство Изд-во Моск. ун-та (М.), 2020, №5, с. 100–106

Заборовский АИ Переменные электромагнитные поля в электроразведке. М., Изд-во МГУ, 1960, 186 с.

Каринский АД Решение осесимметричной прямой задачи теории каротажа КС при возбуждении поля переменным током. // Геофизика. 1998, №2, С. 20–28

Каринский АД, Шевнин ВА Влияние индукции на результаты ВЭЗ на переменном токе. // Геофизика. 2001, №5, с. 50-56

Каринский АД, Шевнин ВА К влиянию расстояния между линиями АВ и MN в методе вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ). В сборнике: Разведочная геофизика и геоинформатика. Материалы Всероссийской научно-практической конференции. 2020. С. 37–41. <https://elibrary.ru/item.asp?id=42729946>

Каринский АД, Шевнин ВА Влияние кулоновой и индукционных составляющих электрического поля на результаты ВЭЗ на переменном токе. // Теория и практика разведочной и промысловой геофизики: сборник научных трудов / гл. ред. В.И. Костицын; Пермский государственный национальный исследовательский университет. Пермь, ноябрь 2020. 295 с. С. 117–123

Нахабцев АС, Сапожников БГ, Яблчанский АИ Электропрофилирование с незаземленными рабочими линиями 1985. Л., Недра, 96 с.

Тимофеев ВМ, Бяшков ГП О некоторых путях повышения эффективности электропрофилирования при инженерно-геокриологической съемке. – Тр. ВСЕГИНГЕО, вып. 81, 1976, с. 28–36

Kaufman AA, Karinsky AD, Wightman EW Influence of inductive effect on measurements of resistivity through casing // Geophysics. Vol. 61, 1996, Pp. 34–42

## Электротомография с погруженными установками

А.А. Бобачев  
Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, bobachev@gmail.com

---

### АННОТАЦИЯ

При электротомографии традиционно используются поверхностные установки (на грунте или на поверхности воды). В некоторых случаях существенный прирост информативности метода может быть достигнут с использованием погружения кос.

В первую очередь это касается работы на акваториях. Если глубина воды более 5 метров, то вода будет существенно затруднять изучение верхнего слоя донных отложений. Так как этот слой будет проявляться интегрально со слоем воды. В результате мы не можем получить высокое разрешение при исследовании донных отложений. При увеличении глубины воды эта проблема будет проявляться еще сильнее. Если опускать косу на дно, то влияние воды на результаты будет гораздо слабее. Особенно для пресноводных водоемов. Понятно, что работа с донной установкой значительно более трудозатратная, но повышение качества работ окупает эти затраты.

Второе направление при использовании заглубленных установок это скважинные исследования. Проводя электротомографические исследования в скважинах, мы получаем гораздо больше информации в сравнении с обычным каротажем КС.

В настоящей работе будут показаны практические примеры электротомографических работ с погруженными установками.

**Ключевые слова:** метод сопротивлений, электротомография, скважинная геофизика, работа на акваториях

---

### ВВЕДЕНИЕ

При выполнении работ по методике электротомографии обычно применяют многоэлектродную аппаратуру (Griffith, Turnbull, 1985), а электроды располагают на поверхности земли или воды. Измеряемое в методе сопротивлений кажущееся сопротивление зависит от распределения удельного сопротивления в значительном объеме грунта. Используя алгоритмы инверсии можно от интегрального (кажущегося) сопротивления перейти к удельному сопротивлению отдельных слоев и блоков. Разрешающая способность метода сопротивлений уменьшается с увеличением глубины исследования, которая достигается увеличением размеров используемой установки.

Для повышения надежности и эффективности метода электротомографии можно использовать погруженные установки, примеры которых даны в этой работе. Отметим, что большинство программ 2D инверсии работает с данными для погруженных установок.

### Донные установки

При работах на акваториях обычно используют различные плавающие установки. Либо применяется движущаяся установка ВЭЗ (непрерывные акваторные зондирования – НАЗ) (Бобачев и Ерохин, 2011), либо используют электротомографию с плавающей косой. Оба этих подхода хорошо работают при глубинах дна в первые метры. По мере увеличения глубины дна влияние слоя воды увеличивается. Это приводит к потере информативности поверхностных методик при глубинах больше 5–10 м. В этом случае имеет смысл работать с неподвижными донными установками для электротомографии [Dahlin и Loke, 2018; Wang и др., 2018] (рисунок 1).



**Рисунок 1.** Электроразведочная коса на дне водоёма.

Основное преимущество работ с донной косой в том, что вода уже мало мешает исследованию донных отложений. Особенно, если вода пресная и ее удельное сопротивление выше или сравнимо с удельным сопротивлением донных отложений. Таким образом, можно проводить детальные исследования при достаточно больших глубинах (первые десятки метров). С другой стороны, появляется возможность работы в транзитной зоне, в непосредственной близости от берега и даже совмещать на одном профиле донные и поверхностные наблюдения (рисунок 2).



**Рисунок 2.** Электротомография в транзитной зоне.

Использование неподвижной косы позволяет получать полевые данные высокого качества. Типичная точность 2D инверсии для донных установок – 0,6–3%. С другой стороны, существенно уменьшается производительность полевых работ. При работах по методике НАЗ измерения проводят на скорости до 10 км/час. Для данной установки необходимо размотать косу провести измерения, поднять косу, перейти к следующей расстановке. Таким образом, скорость работы – примерно две расстановки в час.

В качестве полевого примера приведем результаты, полученные на берегу Обской губы. Работы были выполнены с 72 электродной косой с шагом 4 м с аппаратурой Syscal Pro (IRIS Instruments, Франция). Такая коса позволяет добиться глубинности около

50 метров. Полевые работы выполнялись в два этапа. В начале прибор находился на лодке. Затем прибор был на берегу, а коса разматывалась с резиновой лодки (рисунок 2). В результате 2D инверсии данных электротомографии для двух раскладок получился разрез длиной 390 метров представленный на рисунке 3. Точность 2D инверсии 1,4 м. Вверху разреза синим цветом показан слой воды. Глубина дна достигает почти 4 м в начале профиля (370 м от линии прибора), а последние 20 м профиля были выполнены на пляже.

На этом разрезе четко выделяется высокоомный блок с мерзлыми породами на глубине примерно 5 м под берегом. Это блок продолжается почти на 50 м от кромки воды до глубины воды примерно 1 метр. На многих профилях к этому боку примыкает второй высокоомный блок, залегающий на глубине около 20 м. Наличие двух высокоомных блоков у берега хорошо видно при сравнении результатов по нескольким профилям (рисунок 4). Эти высокоомные блоки соответствуют мерзлым породам.

Относительно невысокая скорость работ с донной косой не мешает обрабатывать достаточно длинные профили. При изысканиях моста через р. Волга были отработаны три профиля длиной более трех километров каждый. Полевые данные и результаты 2D инверсии представлены на рисунках 5, 6 и 7.

### **Электротомографические наблюдения в скважине**

Падение разрешения метода сопротивлений с глубиной можно продемонстрировать сравнением результатов метода электротомографии и бурения на геофизическом полигоне МГУ «Александровка» (Калужская область). Верхняя часть разреза мощностью около 20 метров представлена четвертичными отложениями: песками и моренными суглинками. В основании разреза залегает терригенно-карбонатная толща нижнего карбона.

На рисунке 8 показаны результаты интерпретации данных электротомографии и результаты бурения. Хорошо видно, что инверсия дает мало контрастное эквивалентное решение с завышенной мощностью проводящих четвертичных отложений, без выделения отдельных слоев в высокоомном основании разреза. Электротомография уверенно показывает латеральные изменения разреза вдоль профиля: увеличение проводимости

моренных отложений и увеличение интегрального сопротивления карбонатных отложений вдоль профиля, но не обладает достаточно высоким разрешением по вертикали, особенно при чередовании слоев небольшой мощности.

Для получения удельных сопротивлений отдельных горизонтов можно использовать измерения по методике электротомографии в скважине (Бобачев и Стойнова, 2014) (рисунок 9).



**Рисунок 9.** Опускание косы в скважину.

Методика многоэлектродных зондирований в скважине является аналогом бокового каротажного зондирования с различными установками, который выполняется с неподвижной косой с шагом  $\sim 0,5$  м. Полученные данные можно интерпретировать либо качественно, либо в рамках одномерной модели. Применение нескольких разносов позволяет оценить эффект зоны проникновения и других особенностей ствола скважины. На рисунке 10 показаны результаты скважинных наблюдений для интервала скважины, показанной на рисунке 8.

Отметим, что пласты, выделяемые по удельному сопротивлению, не совпадают в точности с описанием скважины. Это ярко проявилось для мощного слоя известняков (глубина 18,5–24,5). В нем по результатам томографии можно выделить несколько пластов с разным сопротивлением. Таким образом, электротомография позволяет уточнить глубины слоев и определить удельное сопротивление слоев с высокой точностью. Это редко удается, если использовать обычный каротаж сопротивлений (КС).

## Выводы

Интегральный характер метода сопротивлений приводит к принципиальным ограничениям в разрешающей способности метода сопротивлений. Чтобы повысить детальность результатов, необходимо уменьшать объем пород влияющий на наши измерения. Для этого нужно использовать погруженные установки и комбинирование погруженных и поверхностных систем наблюдений.

Сегодня разработаны технологии, позволяющие проводить успешные электротомографические работы с погруженными установками.

## ЛИТЕРАТУРА

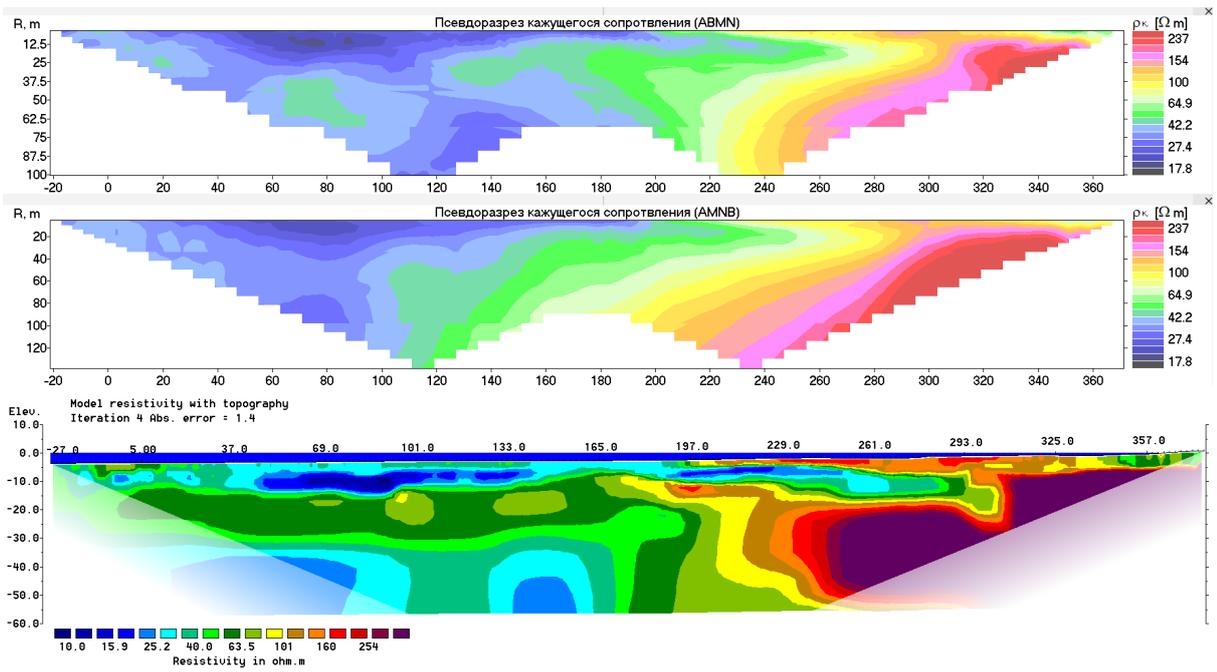
Griffith DH and Turnbull J A multi-electrode array for resistivity surveying // First Break. 1985 – Vol. 3, No 7 – pp. 16–20

Dahlin, T, Loke, MH. 2D Underwater ERT surveying in water with resistivity layering with example of application to site investigation for a rock tunnel in central Stockholm // Near Surface Geophysics – 2018 – Vol/ 16, Issue 3 – pp 230–237

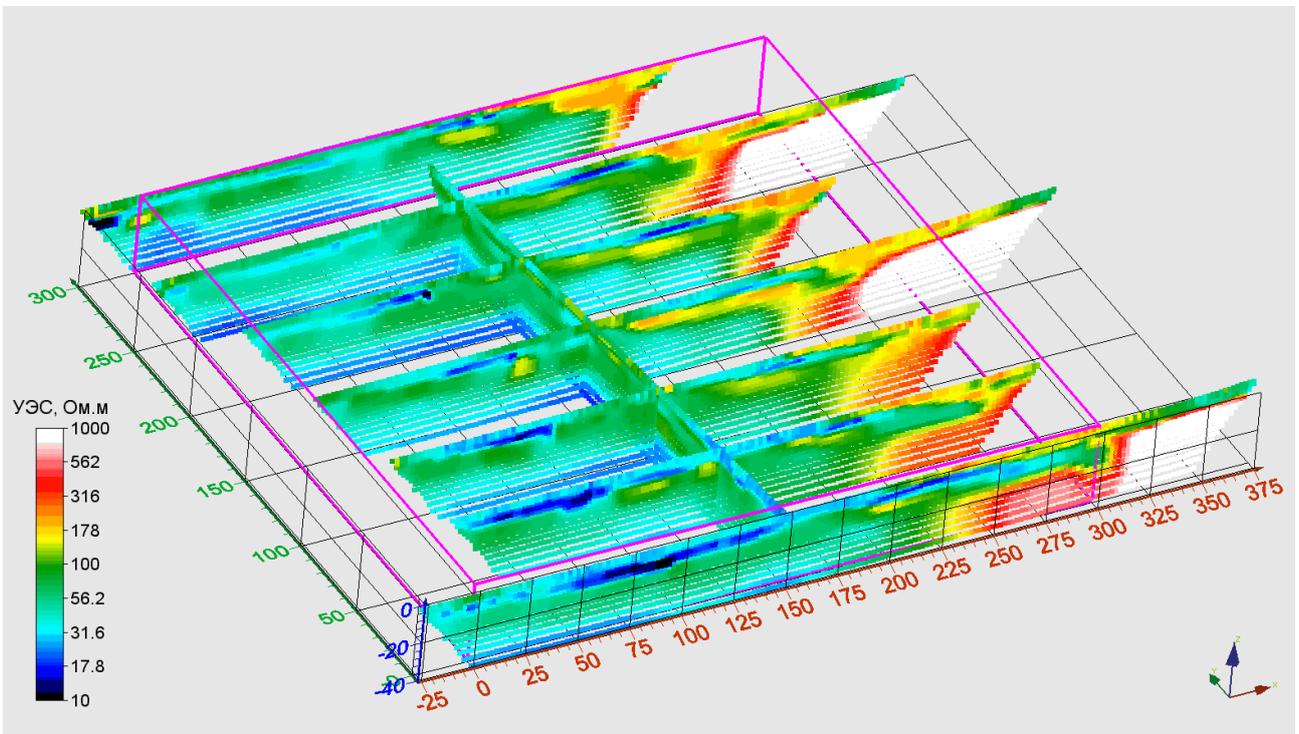
Shunguo Wang, Thomas Kalscheuer, Mehrdad Bastani, Alireza Malehmir, Laust B Pedersen, Torleif Dahlin, Naser Meqbel. Joint inversion of lake-floor electrical resistivity tomography and boat-towed radio-magnetotelluric data illustrated on synthetic data and an application from the Äspö Hard Rock Laboratory site, Sweden // Geophysical Journal International – 2018 – Vol. 213, Issue 1, – pp 511–533

Бобачев АА., Стойнова АМ Электротомография в скважинном варианте // Приборы и системы разведочной геофизики. 2014. – Т. 47, №1. – С. 111–121

Бобачев АА, Ерохин СА, 2011 Практика применения электротомографии на малоглубинных акваториях // Инженерные изыскания, №11. С. 24–29



**Рисунок 3.** Псевдоразрезы кажущегося сопротивления для двух установок (ДОЗ и Шлюмберже) и результат 2D инверсии (вода показана синим цветом).



**Рисунок 4.** 3D представление результатов донной электротомографии по всем профилям.

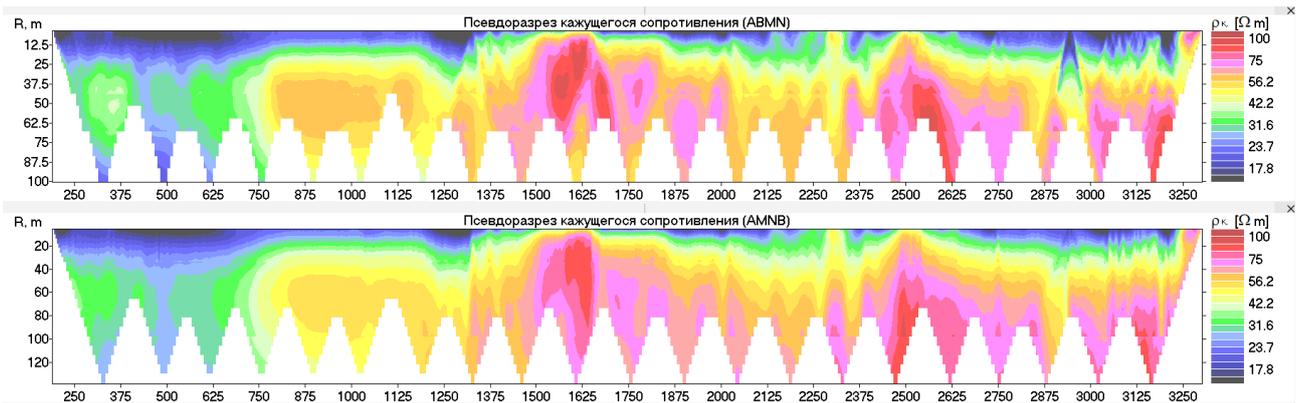


Рисунок 5. Полевые данные по профилю через р. Волга.

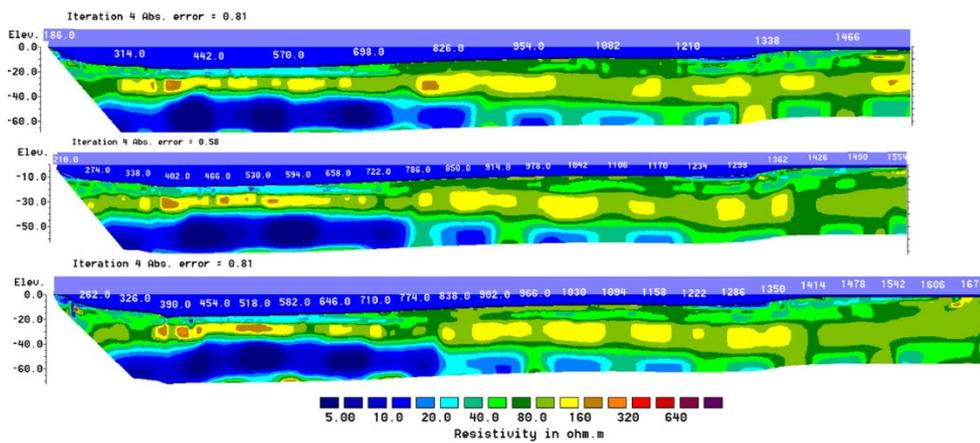


Рисунок 6. Результаты 2D инверсии по трем профилям через р. Волга у правого берега.

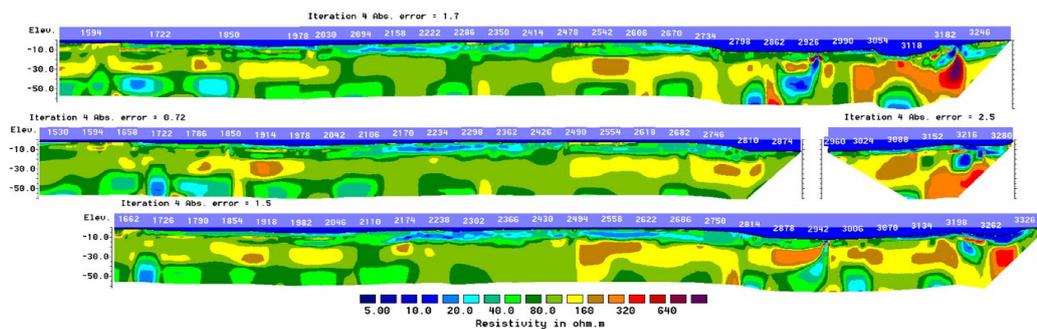


Рисунок 7. Результаты 2D инверсии по трем профилям через р. Волга у левого берега.

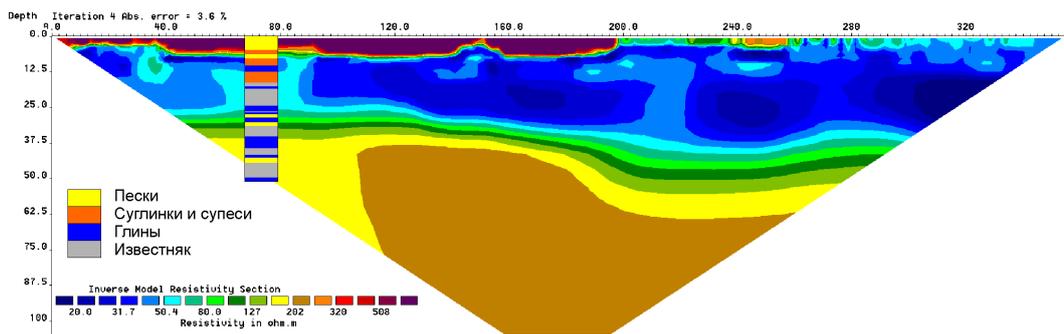


Рисунок 8. Сравнение результатов 2D инверсии данных электротомографии и бурения.

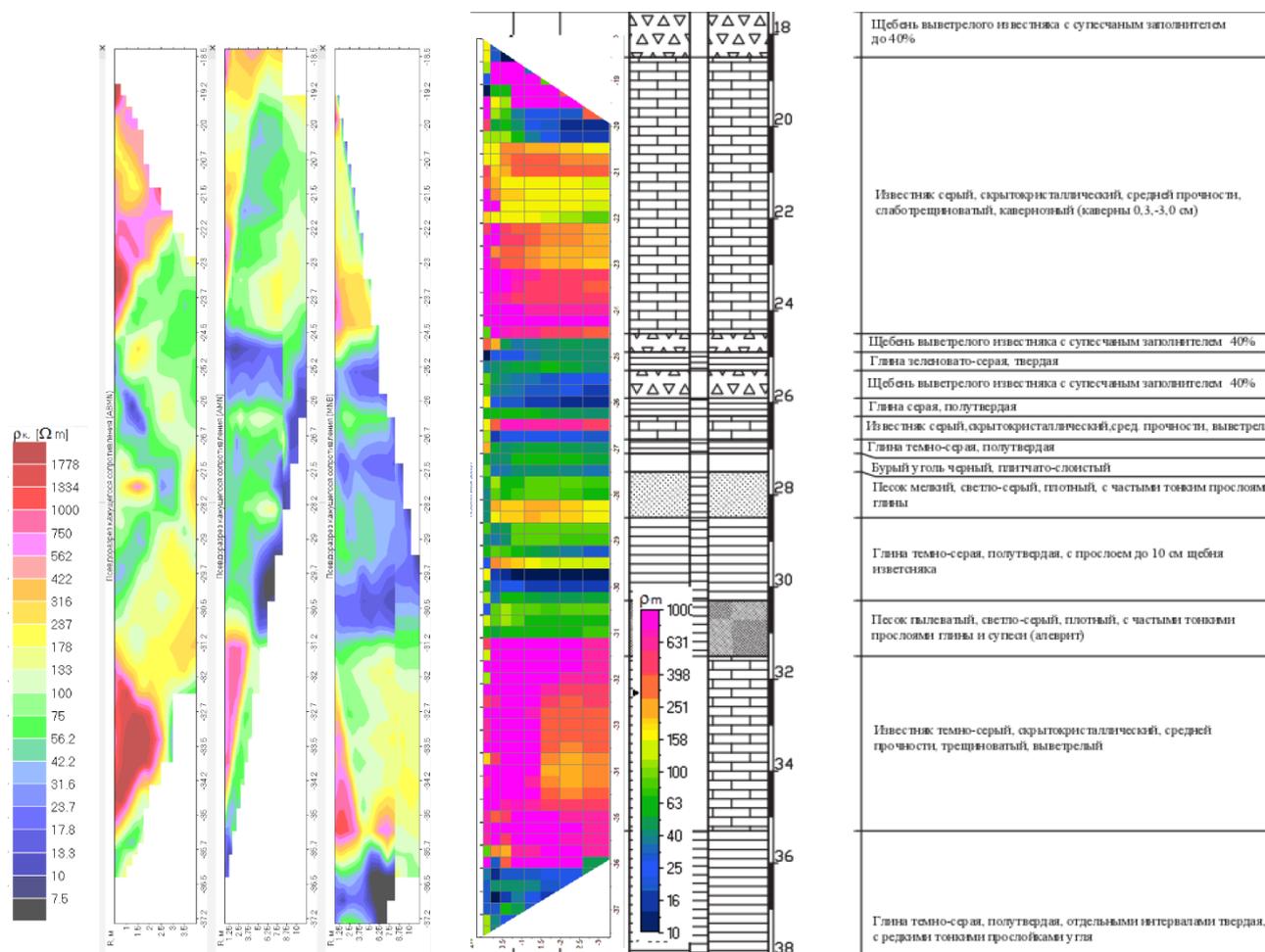


Рисунок 10. Полевые данные, результаты 2D интерпретации и фрагмент описание буровой колонки.

## Сессия 6

### «Электромагнитные методы на мерзлоте»

Конвинеры:

В.В. Агеев, Н.Ю. Бобров

## Modelling techniques for studying ice wedges with ground-penetrating radar

S.S. Bricheva<sup>1,2</sup>, S. Schennen<sup>3,4</sup>, I.I. Khristoforov<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, bricheva@igras.ru

<sup>2</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>3</sup>Leibniz Institute of Applied Geophysics, Hannover, Germany, Stephan.Schennen@leibniz-liag.de

<sup>4</sup>Institute of Geosciences, University of Potsdam, Potsdam, Germany

<sup>5</sup>Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia, zodik@mail.ru

---

### SUMMARY

Geophysical methods are widely used in permafrost environments to explore subsurface structures and their properties. Ground-penetrating radar (GPR) is a non-destructive geophysical method, which has proven its potential in permafrost studies, mostly in delineating the bottom of the active layer or imaging subsurface stratigraphy. However, when investigating ground ice like ice wedges, GPR data typically show complex reflection patterns. To accurately image such complex subsurface structures, sophisticated procedures of processing and interpretation are required. During this work, we focused on the physical and numerical modelling of an ice wedge in addition to the traditional GPR profiling. We intend to confirm current assumptions (hyperbolic wave patterns) and find new features that we can use to evaluate the shape and size of the ice body.

We constructed the 3D wedge from Styrofoam and put it into water and sand. Such host mediums are less complex than natural field conditions but allow us to detect even out-of-plane reflections, typically recorded below the signal-to-noise ratio. Using a classical survey system, we got high-quality results, which we used to identify typical patterns of ice in the host medium. To optimize our physical model experiment, we performed numerical modelling in advance. We implemented the physical modelling in a plastic tank (1.1 m × 0.9 m × 0.5 m), which contained the host medium and the wedge model. We used plastic tracks to guide our 1 GHz antenna sledge across our physical model. Furthermore, we set up a self-tracking total station to measure the antenna position.

Afterwards we compared our results with field GPR data collected on the two sites in Eastern Siberia: Samoylov Island and Chara depression. In both cases, the ice wedges were evident in the outcrops, and we used the outcrop-based sketches to build realistic numerical models.

The combination of numerical modelling and physical modelling showed a distinct benefit for analysing field data and to improve the interpretation.

**Key words:** ice wedge, permafrost, ground-penetrating radar, physical modelling, numerical modeling

---

## Применение аэроэлектроразведки для решения гидрогеологических задач

В.В. Агеев<sup>1</sup>, Е.В. Каршаков<sup>2</sup>, Е.В. Мойланен<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ЦГЭМИ ИФЗ РАН, ageevvv@yandex.ru

<sup>2</sup>ИПУ РАН, moilanen@mail.ru

---

### АННОТАЦИЯ

В работе описана технология наземных и вертолетных электроразведочных работ, направленных на оценку перспективности территории для разведки на воду. Для сложных геокриологических условий Якутии показана эффективность метода переходных процессов и частотного метода при выделении зон, рекомендуемых для бурения на воду.

**Ключевые слова:** аэроэлектроразведка, МПП, мерзлота, гидрогеология

---

### ВВЕДЕНИЕ

Интенсивное строительство протяженных линейных сооружений, ведущееся в последнее время в России, требует организации локальных водозаборов преимущественно для технического водоснабжения, при этом в критических ситуациях (пожары, аварии) источники водоснабжения должны обеспечивать большие расходы при невысоких требованиях к качеству воды. Строительство выполняется в тундре и тайге, где отсутствует транспортная сеть, кроме просек. В этих регионах широко развиты многолетнемерзлые породы с мощностью до 300–350 м. Сроки выполнения работ обычно невелики, составляя несколько рабочих недель.

Учитывая сложные мерзлотно-гидрогеологические условия и часто невысокий уровень изученности, геофизические исследования, направленные на выделение перспективных участков для бурения на воду, являются неотъемлемой частью общего комплекса разведочных работ на воду.

Возможные источники водоснабжения можно разделить на два типа:

1. Приповерхностные талики, приуроченные к непромерзающим участкам ручьев, рек, озер в рыхлых и коренных породах. В этих таликах воды обычно пресная.

2. Подмерзлотные воды, приуроченные к зонам повышенной трещиноватости в коренных терригенно – карбонатных породах. В этих зонах вода преимущественно с высокой минерализацией (10–25 г/л и более). Укажем, что наиболее перспективным для бурения на воду представляется метегеро-ичерский комплекс в интервале глубин 150–300м, в разрезе которого присутствуют карбонатные породы, из которых фиксировались притоки

при бурении скважин на углеводороды.

Как из физических предпосылок, так и из опыта работ в этих условиях очевидно, что наиболее пригодным методом для выделения участков, перспективных для бурения на воду, является электроразведка в модификации зондирования становлением поля (ЗСБ) – методом переходных процессов (МПП) с магнитным диполем для возбуждения и регистрации электромагнитного поля. Очевидные преимущества этой технологии: высокая чувствительность к проводящим объектам, к которым относятся как приповерхностные, так и подмерзлотные талики, а также возможность возбуждения и регистрации измеряемых параметров без контакта с поверхностью земли, что позволяет выполнять работы как с любых поверхностей (снег, лед, курумники), так и с воздуха. Дополнительно отметим, что в настоящее время в нашей стране отработаны и широко применяются технологии, обеспечивающие выполнение полного цикла работ (от натуральных наблюдений до получения результатов интерпретации) в сжатые сроки. Перед нами была поставлена задача выбрать участки для бурения на воду, на площади размером около 300 км<sup>2</sup>.

На начальном этапе мы выполнили наземные работы вдоль наиболее крупной реки и по ее притокам с петлями от 50х50м (на возможные приповерхностные талики) до 200х200м (на подмерзлотные воды до глубины 400м). Переезды между профилями выполнялись по зимникам на транспорте, передвижение по профилям и смотка – размотка производились пешком, по глубокому снегу. При измерениях использовалась аппаратура TEMFAST (Барсуков и др., 2006) – наиболее компактная аппаратура из известных нам образцов, позволяющая выполнять

измерения на глубину до нескольких сотен метров при пешем передвижении. Работы проводились в течение 20 дней и были остановлены после наступления оттепели. С середины лета появляется возможность пешего передвижения, при этом перемещение с профиля на профиль возможно только вертолетом. Укажем, что по опыту работ производительность наземных работ в тайге на больших площадях летом заметно снижается.

Анализ полученных данных позволил определить геоэлектрическое строение разреза и установить следующие особенности мерзлотно-гидрогеологических условий:

- На глубину до 350–400 м разрез имеет преимущественно четырех – пятислойное строение, при этом геоэлектрические горизонты хорошо увязываются с известными литолого-стратиграфическими элементами разреза, выделенными по результатам буровых работ и ГИС на углеводороды (в основном по данным ГК и КС).
- Положение подошвы мерзлых пород может быть установлено только предположительно. Причины этого – высокое содержание глинистых прослоев и интенсивное засоление как мерзлых, так и нижележащих талых пород.
- Подавляющее большинство приповерхностных таликов по геоэлектрическим параметрам ( $УЭС = 25–40 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ) литологически сложены преимущественно глинистыми отложениями и не могут быть рекомендованы для получения значительных объемов воды.
- Зона, представляющаяся перспективной в преимущественно карбонатных породах метегеро-ичерского комплекса была выделена только одна, что явно недостаточно даже для оценки перспективности всей площади при бурении на воду.

Из полученных данных стало очевидным, что необходимо выполнить исследования с охватом всей площади хотя бы по редкой сети профилей. В сложившихся условиях единственным вариантом выполнить эти работы было использование аэроварианта методом переходных процессов, чтобы успеть за оставшееся время провести оценку перспективности участка для поисков и разведки подземных вод.

Измерения с воздуха были выполнены отечественной аппаратурой ЭКВАТОР (Волковицкий, 2010), смонтированной на вертолете и выполняющей измерения

электромагнитного поля во временном и частотном диапазоне параллельно с измерением магнитного поля Земли. Основные особенности – измерения выполняются разнесенными петлями, временной диапазон регистрации позволяет изучить в условиях региона разрез на глубину до 350–400 м, кратность отсчетов в сочетании со скоростью полета позволяет уверенно проследить разрез с надежным выделением в нем субвертикальных неоднородностей. Полеты выполнялись с обтеканием рельефа на высоте 100 м, при этом навигационное оборудование обеспечивало высокую точность привязки.

Особо отметим, что требуемый объем измерений (9 профилей протяженностью 320 км) был выполнен за два дня.

Обработка данных выполнялась с использованием специального программного обеспечения, на основе алгоритма, приведенного в (Jupp and Vozoff, 1975). По участкам работ составлены разрезы распределения удельного электрического сопротивления и графиков локальной составляющей аномального магнитного поля.

Нами выполнен совместный анализ всех полученных данных, позволивший установить следующее:

- Геоэлектрические разрезы, составленные по данным наземных работ и аэроабот, хорошо совпадают, что говорит, как об устойчивости принятой геоэлектрической схематизации, так и об удовлетворительном расчленении разреза по удельному электросопротивлению.
- В разрезе выделены пять геоэлектрических горизонтов (рисунок 1) со следующей стратиграфической привязкой (описание ведется сверху вниз, номер горизонта соответствует номеру на разрезе, рисунок 1):
  1. Горизонт с  $УЭС = 100–200 \text{ Ом}\cdot\text{м}$  объединяющий отложения четвертичного и юрского возраста и, возможно, верхнюю часть верхоленской свиты (условно назовем «верхний» горизонт,  $Q + J1 + \text{€}2\text{vI}$ ).
  2. Горизонт с  $УЭС = 15–30 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ , относящийся к верхоленской свите ( $\text{€}2\text{vI}$ ) преимущественно глинистого состава. Является хорошим маркером при составлении геоэлектрических разрезов.
  3. Горизонт с  $УЭС = 120–250$ , уверенно отождествляющийся с терригенно-карбонатными породами метегеро-ичерской свиты ( $\text{€}1-2\text{mt-i}\check{\text{c}}$ ).
  4. Горизонт с  $УЭС = 40–90 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ , отождествляемый с породами чарской свиты

( $\epsilon 1-2\check{c}r$ ). Глубина до кровли этого горизонта около 300–350 м, альтитуда кровли от 0 до 50 м. (условно назовем «нижний» горизонт). Этот горизонт является последним для технологии, используемой нами.

В вышеперечисленных нами геоэлектрических горизонтах какие-либо неоднородности с относительно пониженными значениями удельного электросопротивления (УЭС) с высокой вероятностью фиксируются по всему участку. Именно такие зоны обычно рекомендуются для заверки бурением на воду. Наиболее уверенно эти зоны фиксируются в «верхнем» и «нижнем» геоэлектрических горизонтах (см. выше). Анализ пространственной изменчивости значений УЭС по этим горизонтам позволил выделить следующие граничные значения, ниже которых выделяемая зона обладает «аномально» низкими значениями УЭС для этих горизонтов: «Верхний» горизонт 1 ( $Q + J1 + \epsilon 2vI + \epsilon 1-2mt-i\check{c} + \epsilon 1\check{c}r$ ) – УЭС < 50 Ом·м.

«Нижний» горизонт 4 ( $\epsilon 1\check{c}r$ ) – УЭС < 40 Ом·м.

Можно выделить два типа таких зон:

- Первый тип – сравнительно небольшие размеры (до первых сотен метров) и как следствие, субвертикальность. Для «верхнего» горизонта такие зоны могут увязываться с таликами, для «нижнего» – с зонами повышенной трещиноватости и возможно, относительно более водообильными.
- Второй тип – размеры от пятисот метров и более и как следствие, субгоризонтальность. Для обоих горизонтов подобные зоны с высокой вероятностью могут увязываться с литологическими неоднородностями, когда уменьшение значений УЭС может объясняться увеличением относительной мощности глинистых (аргиллитистых) слабопроницаемых прослоев. Напомним, что глинистые отложения отличаются низкими значениями УЭС как в талом, так и мерзлом состоянии.

Необходимо указать, что часто в промежуточном горизонте ( $\epsilon 1-2mt-i\check{c}$ ) на участках, совпадающих в пространстве с зонами, описанными выше, фиксируются участки с сильной изменчивостью значений УЭС по профилю, приводящей к высокой погрешности решения обратной задачи (ОЗ). Наиболее вероятной причиной подобной ситуации является сильная горизонтальная неоднородность, что и предопределяет невозможность получения «хорошего» решения ОЗ в рамках горизонтально-слоистой модели (1-D).

Мы полагаем, что наибольший интерес для бурения на воду представляют участки, где субвертикальные зоны с относительно «аномальным» понижением УЭС прослеживаются по вертикали для всех изученных геоэлектрических горизонтов.

На рисунке 2 приведена схема сквозных зон с аномальными значениями УЭС по всему разрезу ( $Q + J1 + \epsilon 2vI + \epsilon 1-2mt-i\check{c} + \epsilon 1\check{c}r$ ). Наиболее достоверными представляются зоны, совпадающие в плане на участках пересечения профилей. В то же время для практики могут представлять интерес участки, расположенные вблизи кустов скважин на углеводороды. Исходя из этих соображений, нами рекомендованы несколько участков для бурения на воду до глубины 400 м с изучением разреза до чарской свиты включительно.

### Выводы

Необходимо понимать, что выделенные нами субвертикальные неоднородности не обязательно соответствуют зонам с высокой водообильностью.

Таким образом, наиболее значимые результаты геофизических исследований сводятся к следующему:

- Выполнено расчленение разреза на глубину до 350 м. Установлена хорошая сходимости полученных данных с результатами бурения и ГИС.
- По результатам заверочного бурения были получены водопритоки значительного дебета.

### Благодарности

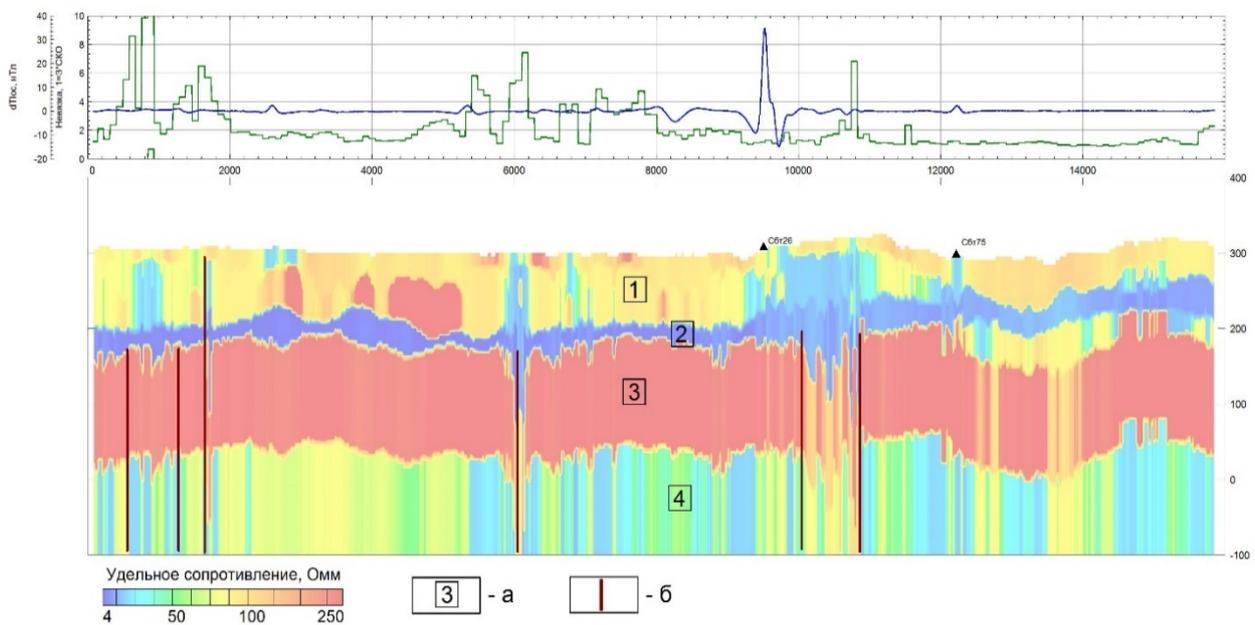
Авторы выражают благодарность С.З. Козаку и А.Г. Черняку за постановку задачи и внимание к работе.

**ЛИТЕРАТУРА**

Барсуков ПО, Файнберг ЭБ, Хабенский ЕО  
TEM-FAST-технология малоглубинной  
электроразведки // Приборы и системы  
разведочной геофизики. Саратов, 2006,  
№2, с. 28–34.

Jupp DL B, Vozoff K Stable Iterative Methods for  
the Inversion of Geophysical Data: Geophys. J.  
R. astr. SOC. (1975) 42, 957–976.

Волковицкий АК, Каршаков ЕВ, Мойланен ЕВ  
Новая вертолетная  
аэроэлектроразведочная система ЭКВАТОР  
для метода АМПП: Приборы и системы  
разведочной геофизики, №2, 2010 (32), с.  
9–11.



**Рисунок 1.** Пример интерпретации результатов измерений с аппаратурой ЭКВАТОР по маршруту 1 (а – номер геоэлектрического горизонта, б – зоны, перспективные для бурения на воду, выделенные как зоны с аномальными значениями параметров по всему разрезу).



## Особенности методики исследования многолетнемерзлых пород электромагнитными методами на полуострове Ямал

В.А. Селяев<sup>1</sup>, И.В. Буддо<sup>1,2</sup>, Н.В. Мисюркеева<sup>1,2</sup>, М.В. Шарлов<sup>1</sup>, Ю.А. Агафонов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ООО «СИГМА-ГЕО», г. Иркутск, Россия, [sva@sigma-geo.ru](mailto:sva@sigma-geo.ru)

<sup>2</sup>Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

---

### АННОТАЦИЯ

Для изучения строения криолитозоны полуострова Ямал проведены исследования методом зондирования становлением поля в ближней зоне (малоглубинная модификация). Объем исследований составил более 4000 км<sup>2</sup> по высокоплотной сети наблюдений – 19.8 ф.т./км<sup>2</sup>. Для реализации столь масштабного проекта в сложных климатических условиях была разработана высокопроизводительная методика работ с использованием современного цифрового программно-измерительного комплекса FastSnap. По результатам исследований изучено распределение геоэлектрических параметров до глубины 500 м. Закартированы участки развития многолетнемерзлых пород, области развития таликов и криоплэгов.

**Ключевые слова:** зондирование становлением поля, многолетнемерзлые породы, криолитозона, удельное электрическое сопротивление, геоэлектрический разрез

---

### ВВЕДЕНИЕ

Полуостров Ямал, относящийся к Ямало-Ненецкому автономному округу (ЯНАО) – один из основных поставщиков природного газа в России. Стратегия развития газовой промышленности ЯНАО предусматривает непрерывный ввод в разработку новых месторождений на территории полуострова.

Одними из ключевых сложностей в освоении региона являются суровые климатические условия и расположение полуострова в зоне вечной мерзлоты (ММП), осложняющими и процесс геологоразведочных работ (ГРП).

В связи со сложными геологическими, климатическими и логистическими условиями, при освоении и разработке месторождений углеводородов полуострова Ямал требуется применение высокотехнологичных решений.

### МЕТОДИКА И АППАРАТУРА

Зондирование становлением поля в ближней зоне (ЗСБ) является одним из наиболее распространенных электроразведочных методов геофизики при решении геологических и инженерных задач.

ЗСБ – индукционное зондирование, не требующее гальванического заземления, что упрощает полевые работы в районах с круглогодичным распространением толщ многолетнемерзлых пород.

К преимуществам метода относятся низкая стоимость и высокая результативность, простота производства (как следствие, мобильность полевого отряда), а также экологическая безопасность.

Перед коллективом ООО «СИГМА-ГЕО» стояла задача выполнить масштабные исследования (более 4000 км<sup>2</sup>) на территории полуострова Ямал по плотной сети наблюдений – 19.8 ф.т./км<sup>2</sup> с высокой производительностью и высоким качеством получаемых электромагнитных данных для обеспечения своевременного и достоверного геологического результата. Для успешного решения поставленной задачи необходимо было соблюсти четыре условия: современная аппаратура, оптимальная система наблюдений, высокопроизводительная методика работ и высокое качество полевого материала.

Наблюдения выполнялись с использованием современного цифрового программно-измерительного комплекса FastSnap (Рисунок 1) (Sharlov et. al, 2017).

Измерители и коммутатор тока подключаются к компьютеру через адаптер линии связи (АЛС), синхронизация работы коммутатора и измерителей осуществляется на основе системы GPS с точностью синхронизации ±90 нс. Производилась работа одновременно с 3 приемными каналами, в генераторную петлю подавался ток силой от 0,5 А и до 30 А.

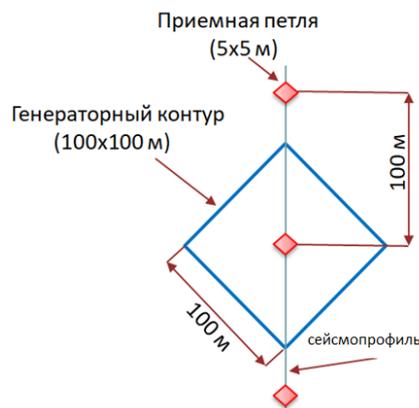


**Рисунок 1.** Аппаратура мЗСБ FastSnap: слева – измеритель, справа – коммутатор тока.

На участке исследований была применена комбинированная соосно-разнесенная установка с разносами 0 и 100 м. Шаг по профилю между приёмниками составлял 100 и 300 м, расстояние между источниками – 500 м и расстояние между профилями – 300 м. Одновременная регистрация соосной и разнесённой приёмной установки позволяет выявлять такие эффекты, как индукционно-вызванная поляризация и магнитная вязкость, и учитывать их на этапе интерпретации, а также обеспечивать высокую производительность работ (рисунок 2).

Эффективности производства работ было уделено особое внимание. Организация работ методом мЗСБ в 2 смены позволила круглосуточно получать электромагнитные данные (ЭМ). Всего в состав партии входило 6 отрядов по 6 человек и 3 единицы техники марки ТРЭКОЛ. Также в партию входил 1 специалист по качеству получаемых ЭМ данных, который ежедневно оценивал качество получаемых данных с помощью специализированного программного обеспечения для оценки качества ЭМ данных – EMQC, входящего в программный комплекс SGS-TEM (Гусейнов и др., 2015).

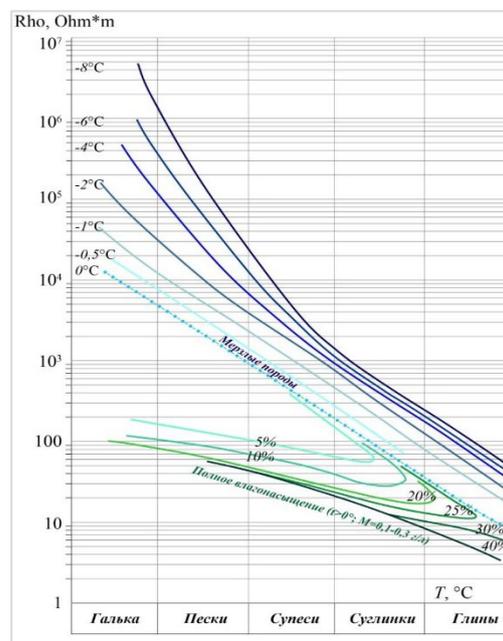
Оптимизированный граф регистрации и современное оборудование позволили затрачивать на запись одной установки в среднем не более 10 мин. Затраты времени на переезд и раскладку также составляли в среднем 10 минут, а суточное выполнение партии доходило до 465 ф.н.



**Рисунок 2.** Установка мЗСБ.

### Предпосылки применения метода мЗСБ в условиях Западной Сибири

В географическом отношении площадь исследования находится на северо-востоке п-ва Ямал. Регион характеризуется повсеместным развитием вечной мерзлоты. На фоне высокопроводящего мезокайнозойского осадочного чехла Западной Сибири мерзлые породы характеризуются резким увеличением величины удельного электрического сопротивления (УЭС) по сравнению с вмещающими толщами.



**Рисунок 3.** Приближенная зависимость УЭС мерзлых рыхлых пород с массивной криогенной текстурой от состава и температуры (по А.Н. Боголюбову) и УЭС талых пород от состава и влажности (по Н.Н. Шаропанову и др.).

При отрицательных температурах свободная вода переходит в лед, и прохождение тока через мерзлую породу осуществляется по пленкам незамерзшей, главным образом, связанной воды, окружающим зерна минерального скелета и льда. Присутствие льда как породообразующего минерала уже само по себе меняет электрические свойства пород, присущие им в талом состоянии, а многообразие взаимодействия незамерзшей воды с минеральным скелетом и льдом делает очень широким диапазон изменения электрических свойств в зависимости от состава, структуры и типа криогенной текстуры (рисунок 3) (Баулин Ю.И. и др., 1984).

### РЕЗУЛЬТАТЫ

По результатам проведенных исследований изучено распределение геоэлектрических параметров верхней части разреза п-ва Ямал до глубины 500 м (Misurkееva et. al, 2020). На геоэлектрических разрезах с поверхности и до глубины около 250 выделяется мощный слой с сопротивлением 100–500 Ом·м, связанный с распространением высокольдистых многолетнемерзлых пород (рисунки 4, 5, 6).

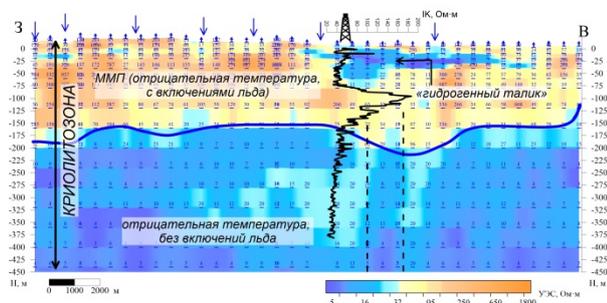


Рисунок 4. Геоэлектрический разрез.

Ниже по разрезу сопротивление значительно снижается и ассоциируется здесь с развитием охлажденных пород без включений льда. Внутреннее строение многолетнемерзлых пород неоднородно по геоэлектрическим характеристикам как по латерали, так и по вертикали. Картируются участки области развития таликов различного типа и криопэгов (рисунки 4, 5, 6).

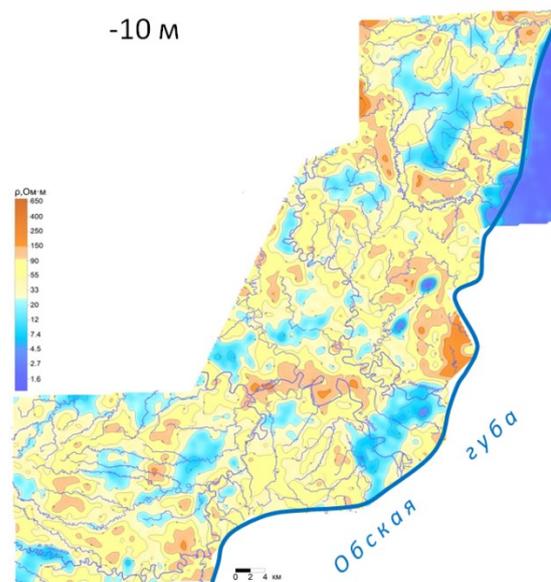


Рисунок 5. Карта-срез продольного сопротивления, отражающая развитие и строение многолетнемерзлых пород на глубине 10 м.

На рисунке 5 показано распределение геоэлектрических характеристик многолетнемерзлых пород на глубине – 10 м. Высокие значения сопротивления отражают породы с высокой льдистостью и низкими температурами. Участки понижения сопротивления отражают области развития таликов, чаще всего приуроченных к рекам и озерам (гидрогенные талики). В северной части площади, в области Обской губы отмечается отсутствие многолетнемерзлых пород, связанное с отепляющим воздействием водоема.

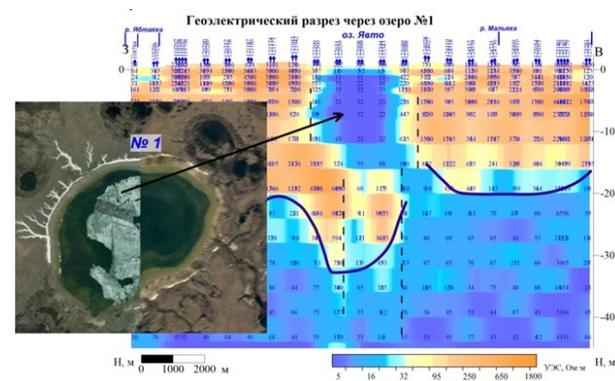


Рисунок 6. Геоэлектрический разрез через озеро п-ва Ямал.

## Выводы

На территории п-ва Ямал выполнены масштабные исследования методом мЗСБ в объеме более 4000 км<sup>2</sup> с применением современного цифрового программно-измерительного комплекса FastSnap. Полученные ЭМ данные характеризуются высоким качеством.

Разработана эффективная методика производства работ методом мЗСБ в условиях севера Западной Сибири.

По данным электроразведочных работ мЗСБ изучено строение криолитозоны полуострова Ямал.

В разрезе выявлены области развития многолетнемерзлых и охлажденных пород. Закартированы многочисленные талики различного типа и генезиса.

Полученные результаты могут быть использованы при проектировании объектов инфраструктуры месторождений, мониторинга за состоянием многолетнемерзлых пород, а также на разных этапах ГРП.

## ЛИТЕРАТУРА

Баулин ЮИ, Боголюбов АН и др. Рекомендации по применению геофизических методов для определения инженерно-геологических характеристик мерзлых дисперсных грунтов. Москва, Стройиздат, 1984

Гусейнов РГ, Петров АВ, Агафонов ЮА, Шарлов МВ, Буддо ИВ, Гомульский ВВ Система оценки качества сигналов нестационарных электромагнитных зондирований. Вестник ИрГТУ №5. Иркутск, ИрГТУ. 2015. С. 53–60

Sharlov MV, Buddo IV, Misyurkeeva NV, Shelokhov IA and Agafonov YuA Transient electromagnetic surveys for high resolution near-surface exploration: basics and case studies. First break. Vol 35, No 9, September 2017 pp. 63–71. <https://doi.org/10.3997/1365-2397.35.9.90112>

NV Misurkeeva, IV Buddo, AS Smirnov and IA Shelokhov Shallow Transient Electromagnetic Method Application to Study the Yamal Peninsula Permafrost Zone. Conference Proceedings, Geomodel 2020, Sep 2020, Volume 2020, p.1–6. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.202050105>

## Определение строения кровли коренного основания под толщей многолетнемёрзлых пород на участке между г. Америка-Хая и Орто-Хая в дельте р. Лена методом электротомографии

А.Н. Фаге<sup>1</sup>, И.Н. Ельцов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук (ИНГГ СО РАН), faguetan@ipgg.sbras.ru

<sup>2</sup>ИНГГ СО РАН, yeltsovin@ipgg.sbras.ru

---

### АННОТАЦИЯ

Осадочный чехол на территории дельты р. Лена (Булунский улус, р. Саха (Якутия), в основном, характеризуется большой мощностью и значительной глубиной промерзания, что делает определение глубины залегания его подошвы крайне сложной задачей. Однако, в отдельных районах дельты наблюдаются выходы массивов коренных пород на дневную поверхность, к таким участкам относится о. Курунгнах-Сисе, к которому относятся две горы – Америка-Хая и Орто-Хая. В ходе экспедиции в дельту в 2014 году перед сотрудниками ИНГГ СО РАН стояла задача исследовать возможность картирования кровли коренных пород под толщей многолетнемёрзлых отложений, слагающих осадочный чехол между двумя вышеупомянутыми горами. Кроме того, в ходе экспедиции 2018 года было решено повторить часть профиля на склоне г. Орто-Хая. В результате выполнения этих работ были построены геоэлектрические разрезы на глубину 45 и 80 м с использованием электроразведочных схем Шлюмберже и поль-диполь. На полученных геоэлектрических разрезах, под высокоомными участками, приуроченными к многолетнемёрзлым породам, отчётливо выделяются низкоомные зоны, повторяющие угол падения коренного основания, наблюдаемого на дневной поверхности на склонах гор Америка-Хая и Орто-Хая. Выполненная работа наглядно демонстрирует способность электроразведки на постоянном токе к расчленению высокоомных разрезов на отдельные составляющие – картирована кровля скального основания, уходящего под многолетнемёрзлый осадочный чехол.

**Ключевые слова:** мерзлота, электротомография, метод сопротивлений, дельта р. Лена

---

### ВВЕДЕНИЕ

Метод сопротивлений в его наиболее современном варианте – многоэлектродные электроразведочные линии с фиксированным шагом, подключенные к автоматической электроразведочной станцией, работающей по заранее заданному протоколу измерений, получает всё более широкое распространение и направлен на решение большого круга задач. Одной из таких задач является исследование строения геологического разреза в зонах распространения многолетнемёрзлых пород. В геологическом отношении коренное основание представлено верхнедевонскими отложениями франской толщи – около 50 м глинисто-алеврито-карбонатных пород с прослоями тонко-мелкообломочных известняков, содержащих ассоциацию разнообразных брахиопод. Выше залегает лавовая толща мощностью около 150 м (обнажения залива Крест-Хомо, островов Америка-Хая и Орто-Хая), сложенная базальтами, долеритами,

базальтовыми порфиритами местами с шаровым строением. Диаметр шаров с изменённой стекловатой оторочкой закалки около 0,5 м (Сараев и др., 2013).

В 2014 году сотрудники ИНГГ СО РАН выполняли серию полевых работ в дельте р. Лена, частью этой серии являлись исследования коренных пород, выходящих на дневную поверхность на о. Курунгнах-Сисе и формирующих горы Америка-Хая и Орто-Хая.

Профиль исследования в 2014 году начинался на вершине г. Америка-Хая, шёл вниз по склону в юго-восточном направлении, пересекал ручей (протоку) Америка-Хая-Тёбюлеге, далее простирался по рыхлым отложениям, заполняющим впадину между горами, а затем выходил на коренные породы, слагающие г. Орто-Хая. Общая длина профиля составила 3100 м.

В 2018 году профиль исследования частично повторил профиль 2014 года, он брал своё начало на г. Орто-Хая и простирался вниз по

склону в северо-западном направлении, проходя через равнину, сформированную рыхлыми породами, в межгорной впадине. Длина этого профиля составила 1300 м.

Кроме того, по профилю 2018 года было выполнено геофизическое исследование методом сейсморазведки, задачей которого было картирование скального основания под слоем многолетнемёрзлых рыхлых отложений. Результаты этого исследования и сравнение двух геофизических методов являются предметом отдельной работы.

### МЕТОДЫ

Основным методом исследования являлась электротомография.

Использовалась многоэлектродная электроразведочная станция «Скала-48». Число электродов – 48, шаг между электродами – 5 м. В исследованиях 2014 года нами применялись электроразведочные схемы Шлюмберже и диполь-диполь. В 2018 году – Шлюмберже и поль-диполь. В данной работе будут приводиться результаты работы установками схемы Шлюмберже.

Обработка исходных данных измерений выполнялась в программах SiberTools и RiPP. Профиль рельефа восстанавливался при помощи данных барометрического высотомера и их дальнейшей обработке. Инверсия данных электротомографии производилась в программе Res2DInv, для визуализации использовалось ПО Golden Software Surfer.

В 2014 году длина профиля исследования составила 3120 м (для используемой конфигурации электроразведочной линии это одна полная расстановка и 24 продолжающих). В 2018 году длина профиля составила 1320 м (одна полная расстановка и 9 продолжающих).

### РЕЗУЛЬТАТЫ

Полученные в результате двумерной инверсии геоэлектрические разрезы (рисунок 1) отличаются большим разбросом значений УЭС (от 100 Ом·м до 300 кОм·м). Минимальные значения этого диапазона соответствуют талым рыхлым отложениям, характерным для берегов и дна водоёмов – илы, пески. На приведённых разрезах эти породы приурочены к протоке Америка-Хая-Тёбюлеге, которую пересекал профиль исследования в 2014 году. Максимальные значения соответствуют высокольдистым многолетнемёрзлым породам, заполняющим впадину.

Основной интерес представляет зона контакта рыхлых отложений и скального основания,

которая хорошо прослеживается на геоэлектрических разрезах. В обычных условиях, коренные породы являются высокоомными по отношению к рыхлым отложениям. Однако в дельте р. Лена, с её непрерывной (за исключением локальных таликовых зон под водными телами) мерзлотой, УЭС коренных пород в сравнении с рыхлыми отложениями, наоборот, можно считать относительно невысоким. Так, на подобранной в результате инверсии полевых данных геоэлектрической модели среды, УЭС коренных пород находится в диапазоне 1,5–7 кОм·м. При этом значения УЭС в рыхлых, мёрзлых отложениях начинаются со значений 20 кОм·м. Таким образом, геоэлектрический разрез является контрастным, хорошо расчленённым по электрическим свойствам. Ниже приведено его описание.

Левая часть геоэлектрического разреза (интервал по профилю исследования от 0 до 900 м), полученного на основе материалов 2014 года, представлена породами со значениями УЭС от 1,5–7 кОм·м. Это коренное основание, выходящее на дневную поверхность и слагающее г. Америка-Хая.

Средняя часть разреза, над пунктирной линией (красно-оранжевая цветовая гамма) приурочена к рыхлым, многолетнемёрзлым породам. В интервале 1000–1400 м толща имеет относительно более низкие значения УЭС, порядка 50 кОм·м. После отметки 1400 м, значения УЭС в рыхлых отложениях достигают своего максимума (100–300 кОм·м).

Правая часть разреза аналогична левой – интервал 2400–3120 м относительно низкоомный, представлен коренными породами, слагающими склон г. Орто-Хая.

Средняя часть разреза под пунктирной линией представляет наибольший интерес. Здесь преобладают значения УЭС от 7 до 20 кОм·м. Они немного выше значений, которые характерны для обнажённых коренных пород, и при этом существенно ниже значений, наблюдаемых в многолетнемёрзлой толще.

### ОБСУЖДЕНИЕ

Разница значений УЭС в интервале 0–900 м может объясняться разным составом коренных пород – более низкие значения (синяя цветовая гамма), вероятно приурочены к карбонатным породам, более высокие – к магматическим (зеленая цветовая гамма). Это согласуется с геологическим описанием, в котором магматические породы, прорываясь сквозь слой карбонатных, извергались и откладывались сверху.

Область выше пунктирной линии, находящаяся в интервале 1000–1400 м, нами интерпретируется как имеющая меньшее содержание льда в породе, соответственно, значения УЭС ниже, чем в интервале 1400–2300 м. Это может объясняться влиянием поймы: во время сильного паводка происходит затопление территории водами р. Лена, что не позволяет ледовым жилам формироваться (либо приводит к их деградации).

Интервал 1400–2300 м, выше пунктирной линии, приурочен, согласно нашей интерпретации, к высокольдистым породам. Это отчасти подтверждается полигональным рисунком на дневной поверхности, характерным для тундры, пронизанной ледовыми жилами.

Области, в которых коренное основание погружается под слой многолетнемёрзлых пород (ниже пунктирной линии), явно прослеживаются на геоэлектрических разрезах, как зоны пониженного, относительно мёрзлых рыхлых осадков, значений УЭС.

Данные, полученные в 2018-м году практически полностью повторяют данные 2014 года (рисунок 1).

### **Выводы**

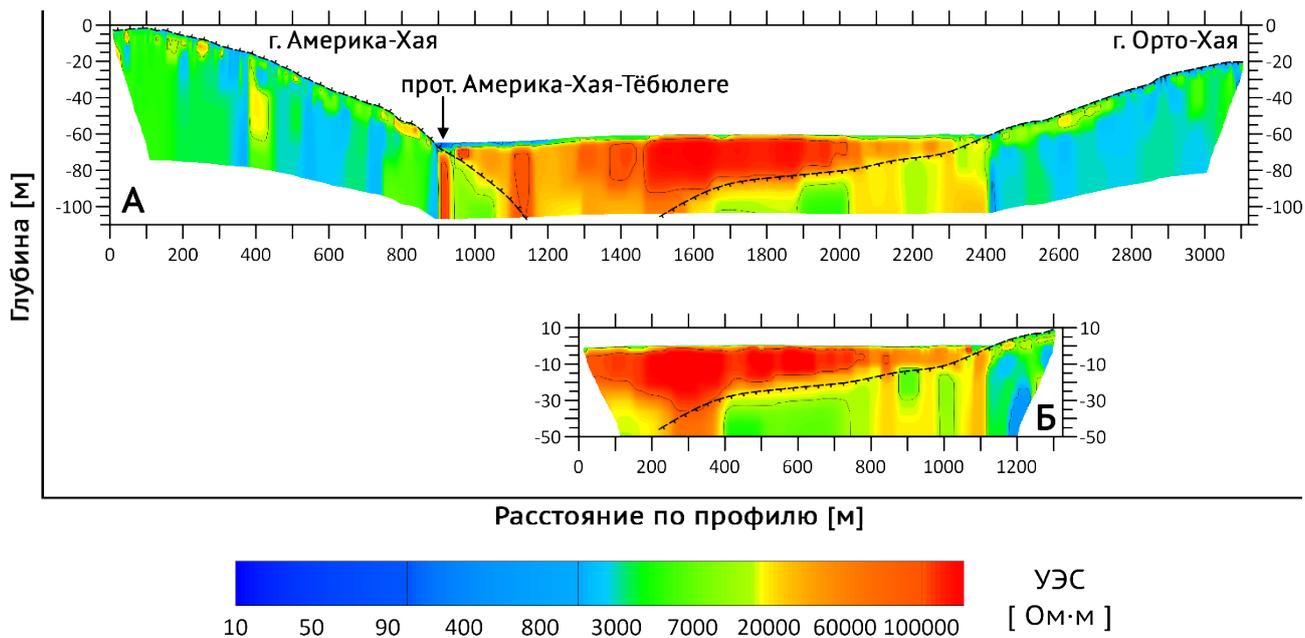
Полученные в результате работ 2014 и 2018 гг. геоэлектрические разрезы, наглядно демонстрируют способность метода электротомографии к работе в зоне распространения многолетнемёрзлых пород. Даже при таком высокоомном разрезе, удаётся определить строение кровли коренного основания под толщей многолетнемёрзлых пород на участке между г. Америка-Хая и Орто-Хая в дельте р. Лена. Хорошо виден угол падения коренного основания, повторяющий угол склона, наблюдаемый на дневной поверхности. Это справедливо как для склона г. Америка-Хая, так и для склона г. Орто-Хая.

### **БЛАГОДАРНОСТИ**

Автор выражает благодарность участникам экспедиции 2014-го года в дельту р. Лена – Аюнову Д.Е. Ельцову И.Н., Каширцеву В.А., Фадееву Д.И., Цибинову Л.В., за непосредственное участие в полевых работах, а также сотрудникам НИС о. Самойловский за обеспечение полевых работ. Кроме того, автор благодарит Гузеву А.В. за помощь в интерпретации геологического материала.

### **ЛИТЕРАТУРА**

Сараев СВ, Язиков АЮ, Бахарев НК, Изох НГ, Соболев ЕС, Гонта ТВ Седиментология и биостратиграфия верхнедевонских отложений арктической части Сибири (дельта Лены) // VII Всероссийское литологическое совещание «Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории». – Рос. акад. наук, Науч. совет по проблемам литологии и осадочных полезных ископаемых при ОНЗ; Сиб. отд-ние, Ин-т нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука. Новосибирск, 2013. – Т. 3. – С. 69–72



**Рисунок 1.** Геоэлектрические разрезы, построенные в ходе экспедиций 2014 года (А) и 2018 года (Б). Разрезы А и Б выровнены по оси X в соответствии со своим реальным положением друг относительно друга. Отношение вертикального масштаба к горизонтальному – 1:5. Пунктирная линия очерчивает рельеф коренного основания (наблюдаемый – на поверхности и предполагаемый – под рыхлыми отложениями).

## Опыт применения метода ЗСБ для изучения криолитозоны на суше и акватории в Арктике

Д.В. Яковлев, А.В. Соловьева, С.А. Аношина, М.О. Щербатых, А.Г. Яковлев  
ООО «Северо-запад», mail@nw-geophysics.com

---

### АННОТАЦИЯ

В Арктике мощность толщи многолетнемерзлых пород (ММП) может достигать несколько сотен метров. Эффективным методом изучения ММП на всю мощность является метод зондирования становлением поля в ближней зоне. В докладе представлен опыт компании «Северо-Запад» последних лет по применению ЗСБ для решения различных задач, связанных с изучением ММП.

На суше, на двух площадях в Ямало-Ненецком автономном округе выполнены ЗСБ для изучения строения ММП с целью расчёта статических поправок для сейсморазведки. На основе зависимостей между скоростью продольных волн и электрическим сопротивлением в ММП геоэлектрические разрезы пересчитывались в скоростные. Зависимости рассчитывались по данным ГИС. Основной проблемой при проведении ЗСБ был эффект быстрого ВП или индукционно вызванного ВП. В докладе показаны различные подходы к снижению влияния этого эффекта в разных геокриологических условиях.

Также в докладе показан пример картирования мерзлоты с помощью ЗСБ на прибрежной акватории. В одном из заливов арктических морей с глубиной моря 2–4 м в рамках инженерно-геологических изысканий на участке площадью 100 км<sup>2</sup> было выполнено около 40 тысяч измерений методом ЗСБ. Основной задачей работ являлось оконтуривание границ распространения ММП, картирование их кровли и подошвы, определение мощности. Работы выполнялись с установками 25×25 м<sup>2</sup> и 100×100 м<sup>2</sup> со льда.

На основе результатов по трём объектам рассмотрены возможности различных методик проведения полевых работ ЗСБ, а также сложности, с которыми столкнулись на этапе полевых и камеральных работ.

**Ключевые слова:** зондирование становлением поля, многолетнемерзлые породы, криолитозона, статические поправки

---

## Исследование гидрогенных таликов методами электроразведки

Н.Ю. Бобров

Санкт-Петербургский государственный университет, n.bobrov@spbu.ru

---

### АННОТАЦИЯ

Гидрогенные талики формируются в результате отепляющего воздействия водоемов и водотоков на подстилающие горные породы. Несмотря на повсеместное распространение таликов в криолитозоне, они до сих пор сравнительно слабо изучены. Не всегда имеется достоверная информация даже об их мощности. Между тем, в последнее время наблюдается повышенный интерес к таликам не только как индикаторам климатических изменений в Арктике, но и как потенциальным источникам водоснабжения промышленных объектов в районах развития многолетнемерзлых пород. Эффективность применения геофизических электромагнитных методов для выявления подрусловых и подозерных таликов и определения их формы и размеров основывается на значительном контрасте электропроводности талых и мерзлых пород, который, однако, может создавать определенные сложности.

Глубинности георадиолокации, как правило, не хватает для получения отражений от подошвы талика. Обычно талики имеют достаточно низкое удельное электрическое сопротивление (УЭС), которое меньше УЭС воды в водоеме или реке. При небольших размерах водоемов достаточно эффективна электротомография. При увеличении размеров изучаемых объектов получает преимущества метод переходных процессов (МПП), которым удобно работать в зимний период с поверхности снежно-ледяного покрова. Однако при работе в криолитозоне измеряемые в МПП сигналы часто бывают осложнены влиянием быстро протекающей вызванной поляризации (БВП). Интенсивно развивающийся в последнее время метод радио-магнитотеллурического зондирования с контролируемым источником (РМТ-К) может применяться для изучения таликов в том же диапазоне глубин, что и МПП. Основные перспективы связываются с тензорной модификацией этого метода.

Исследования выполнялись при поддержке гранта РФФИ №21-47-04401.

**Ключевые слова:** многолетнемерзлые породы, талики, электротомография, электромагнитные методы, георадиолокация

---

## Опыт применения георадара для обследования горнолыжных трасс на леднике

Д.М. Фролов, Г.А. Ржаницын, А.В. Кошурников, А.А. Прошин, В.Е. Гагарин  
Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, denisfrolov@mail.ru

---

### АННОТАЦИЯ

В работе представлены результаты применения георадара для обследования подготовленной на леднике горнолыжной трассы для летних соревнований. В конце июня 2021 года был обследован район ледника Гарабаши, где находилась горнолыжная трасса, и были выявлены слои снега, фирна, льда и подстилающей породы. На основе произведённого анализа полученных данных было сделано заключение о состоянии данной трассы и также сделаны рекомендации по использованию георадара для контроля подготовки будущих горнолыжных трасс.

**Ключевые слова:** ледник, снег, лёд, георадар

---

Работы по мониторингу снежного покрова и геофизические исследования проводились на участке ледника Гарабаши и прилегающих территориях, предназначенных для проведения спортивных мероприятий и для массового катания горнолыжников. Перепад высот составлял от 3910 м на старте до 3720 м на финише. Длина спортивной трассы была 720 м.

Геофизические исследования проводились с использованием георадара «Зонд 12е» с одноканальной экранируемой антенной 300Мгц.

Целью работ было определение мощностей снежного покрова на горнолыжных трассах, выявление трещин ледника, потенциально опасных для спортсменов и туристов.

Было выполнено 32 профиля в разных режимах георадара для выявления оптимального. Привязка профилей велась с помощью GPS. Геофизические профили выполнялись как продольные (по линии падения ледника, непосредственно по траектории спортивной трассы), так и в поперечном направлении. Схема расположения профилей и результаты интерпретации данных даны на рисунке 1. Так, например, профиль DAT3, наиболее близкий к боковой морене с правой стороны показывает присутствие каменного материала (ИГК-1) под слоем снега. Его мощность колеблется от 1 до 3 м. Материал осыпной, и ниже подстилается толщей ледника (ИГК-2).

Работы показали, что данная комбинация радара и антенны весьма успешно регистрирует поверхность снег – грунт. В летний период уверенно определяются «проблемные» участки с минимальной толщиной снега и в то же время можно уточнить зоны со значительным

снегонакоплением, для его перемещения снегоуплотнительной техникой.

Поверхность раздела снег – лед на участке ледника Гарабаши также фиксировалась достаточно отчетливо. Регистрировались зоны искусственного снегонакопления (волны), участки с открытым льдом, зоны трещиноватости.

### Выводы

Исследование показало, что данный метод исследования может быть использован при подготовке снежного полотна, как в зимний период, для равномерного распределения снежных ресурсов и заготовки необходимых объемов снега, так и в летний период, для оптимизации работ по восстановлению трасс. Вопросы безопасности, связанные с выявлением трещинных зон, с минимальным снежным покровом, также могут быть решены с использованием геофизических данных.

### Благодарности

Работа выполнена в рамках темы государственного задания «Опасность и риск природных процессов и явлений» (121051300175-4) и «Эволюция криосферы при изменении климата и антропогенном воздействии» (121051100164-0).

### ЛИТЕРАТУРА

Старовойтов АВ, 2008 Интерпретация георадиолокационных данных. Учебное пособие. – М: Изд-во МГУ

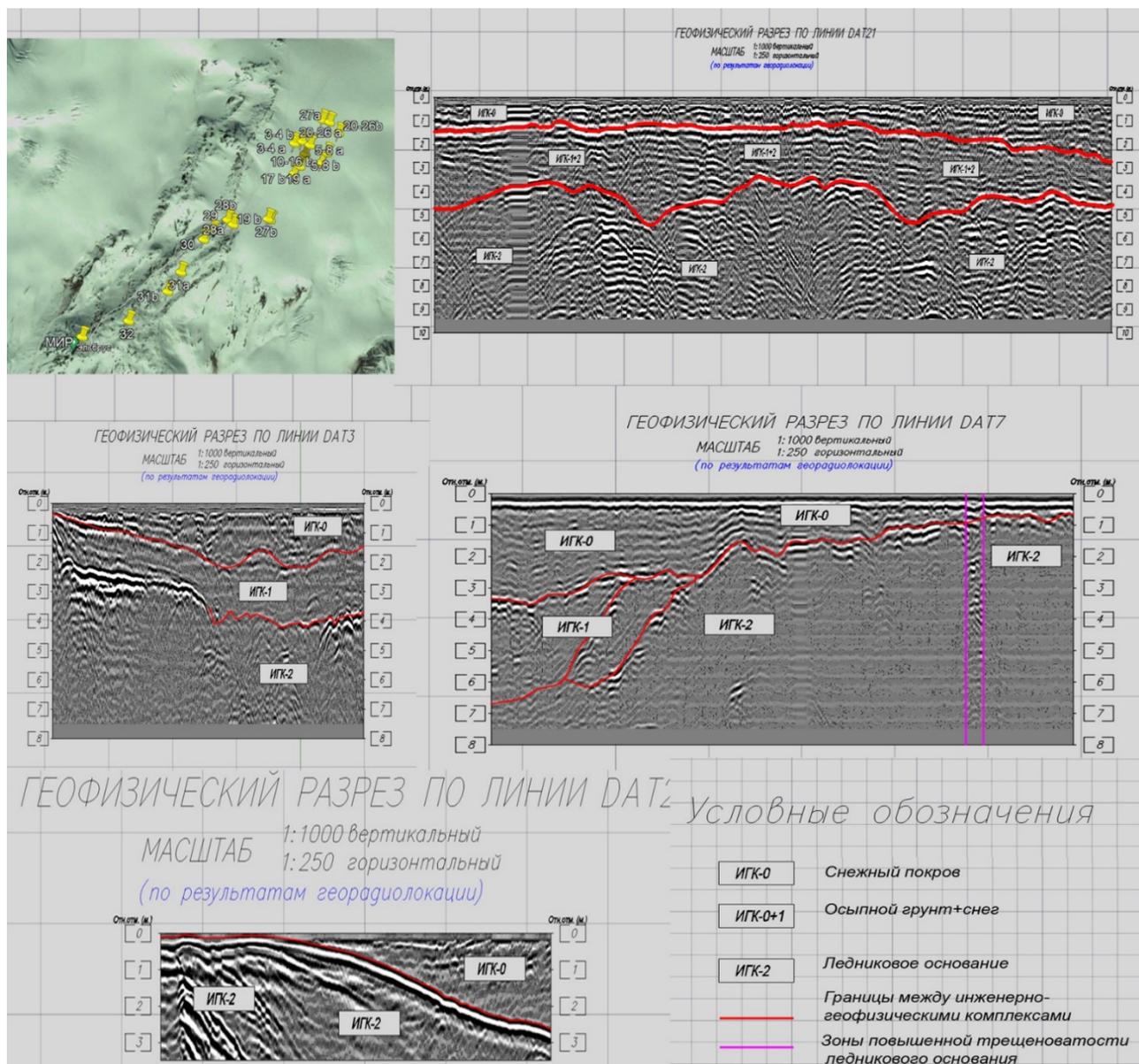


Рисунок 1. Расположение профилей и результаты интерпретации полученных данных.

## Изучение криолитозоны на Таймыре на основе региональных электроразведочных работ

Д.В. Яковлев, О.А. Валясина, Е.П. Широкова, Р.П. Волков, А.Г. Яковлев  
ООО «Северо-запад», mail@nw-geophysics.com

---

### АННОТАЦИЯ

В докладе представлены результаты изучения криолитозоны в пределах Таймыра и сопредельных территорий, полученные в ходе региональных электроразведочных работ методами магнитотеллурического зондирования и зондирования становлением поля. Эти работы выполнялись с целью изучения всего осадочного чехла для выявления нефтегазоперспективных зон. Результаты электроразведочных работ, кроме прочего, позволили получить большой объем новой информации о строении криолитозоны.

Электроразведочные методы МТЗ и ЗСБ позволяют надежно выделять в верхней части разреза толщу пород в мёрзлом состоянии, а также выделять в этом слое локальные неоднородности: талики, локальные участки изменения мощности.

Часть пород в криолитозоне находится в охлажденном состоянии (температуры отрицательные, но поровая вода не замерзает) и, потому, по сопротивлению не отличается от подстилающих. Основной причиной наличия незамёрзших поровых растворов в зоне отрицательных температур является преобладание в данном интервале разреза глин со связанной водой в порах. Вследствие этого, мощность криолитозоны в Приенисейской полосе, определяемая по результатам термометрии в скважинах, существенно больше мощности мёрзлых пород по электроразведочным данным.

Основным фактором, определяющим закономерности изменения мощности ММП в исследуемом регионе, являются структурно-литологические особенности разреза.

На основе богатого фактического материала МТЗ и ЗСБ построена карта глубины залегания подошвы ММП для Таймырского региона, которая отражает региональные закономерности распространения этого слоя. Наименьшую мощность ММП имеют в долинах рек Енисей и Хатанга (местами менее 20 м), наибольшую – на восточном замыкании Енисей-Хатангского регионального прогиба – более 1200 м.

Данные МТЗ позволили определить, что в северо-восточной части Хатангского залива и в центре бухты Нордвик ММП отсутствуют. На западе Хатангского залива и в прибрежной части бухты Нордвик мощность ММП составляет около 350 м. Над слоем ММП расположен слой пород в талом состоянии мощностью до 200 м в центре акваторий.

Выделены подмерзлотные аномалии повышенного сопротивления трех типов. Корреляция положения аномалий и известных месторождений позволяет связать эти аномалии со скоплением газогидратов и свободного газа в подмерзлотном слое.

**Ключевые слова:** магнитотеллурические зондирования, многолетнемерзлые породы, криолитозона, подмерзлотные аномалии

---

## Сессия 7

«Исследования и мониторинг геодинамически активных зон»

Конвинеры:

А.К. Рыбин, А.К. Сараев

## Геоэлектрическая модель и мониторинговые исследования миниполигона Кентор (Северный Тянь-Шань)

Е.А. Баталева, А.К. Рыбин, К.С. Непейна, В.Е. Матюков  
Научная станция РАН в г. Бишкеке

### АННОТАЦИЯ

В работе рассматриваются исследования, проводимые на территории миниполигона Кентор, направленные на изучение глубинного строения Бишкекского геодинамического полигона и мониторинг геодинамически активных зон. По результатам магнитотеллурических зондирований, выполненных в различных модификациях построены геоэлектрические модели для профилей «Кентор Западный», «Кентор Центральный» и «Кентор Восточный» и трехмерная модель распределения электропроводности земной коры миниполигона; адаптирована методика азимутального магнитотеллурического мониторинга; выполнены полевые эксперименты по комплексированию различных подходов геофизического мониторинга земной коры. Изучение вариаций электромагнитных параметров и электромагнитных явлений, обусловленных сеймотектоническими процессами, подтвердило гипотезу о перераспределении флюидов в порово-трещинном пространстве, обусловленных деформационными процессами, в том числе и связанными с подготовкой сейсмических событий.

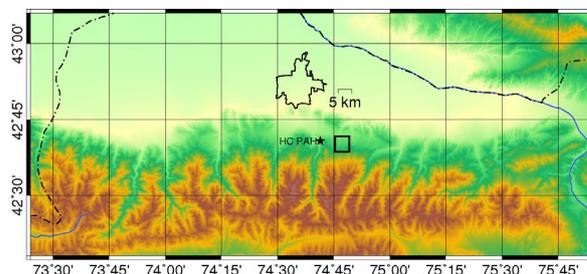
**Ключевые слова:** геоэлектрическая модель, активные разломные структуры

### ВВЕДЕНИЕ

Современные представления о геологическом строении геодинамически активной зоны сочленения Киргизского хребта и Чуйской впадины в районе Байтикской впадины, где расположен миниполигон Кентор, базируются на многочисленных исследованиях, которые проводились А.К. Трофимовым (1976), В.И. Макаровым (1977), О.К. Чедия (1986), К.Е. Абдрахматовым (1988) и другими. Структурно Байтикская впадина приурочена к зоне сочленения Киргизского хребта и Чуйской впадины, которая является крупным линейным структурным элементом горного сооружения Тянь-Шаня. Эта зона протягивается субширотно более чем на 350 км при ширине до 20 км и включает в себя разломы, флексуры, предгорные форберги и протяженные синклинальные прогибы по поверхности фундамента и в осадочном чехле.

Миниполигон Кентор расположен в пределах северного склона и предгорий Киргизского хребта (территория Бишкекского геодинамического полигона) к востоку от местоположения Научной станции РАН. Площадь миниполигона составляет примерно 7×5 км<sup>2</sup>. Целью проводимых исследований является анализ глубинного геоэлектрического строения зон динамического влияния разломов Северного

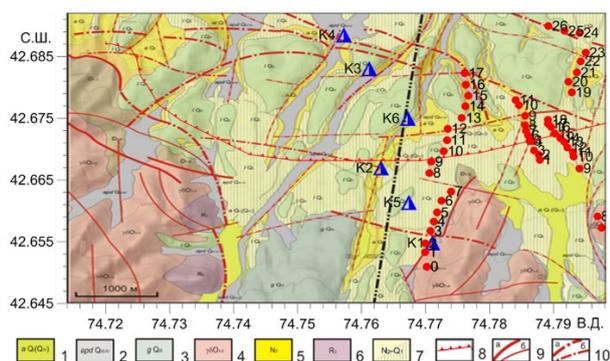
Тянь-Шаня на предмет взаимосвязи с современными геодинамическими процессами и их мониторинг.



**Рисунок 1.** Расположение миниполигона «Кентор» на топографической карте Северного Тянь-Шаня.

Основными объектами исследований служат зоны динамического влияния таких разломов Северного Тянь-Шаня как Шамси-Тюндюкский и Байтикский, перекрытых первыми сотнями метров четвертичных отложений, с высоким уровнем помех, обусловленных различными факторами, в том числе и работой электроимпульсной системы ЭРГУ-600-2. Особое внимание было направлено на изучение влияния электрической анизотропии горных пород на результаты электромагнитных методов исследования. Причиной анизотропии свойств горных пород могут служить особенности их текстуры и

структуры, наличие преобладающего направления трещиноватости, напряженного-деформированного состояния и др. Поэтому выявление зон повышенной трещиноватости и зон катаклаза блочно дезинтегрированных массивов гранитов, которые проявляются как аномалии высокой электропроводности на геоэлектрических разрезах является важным не только при мониторинге геодинамически активных зон, но и при изучении анизотропии физических свойств геологической среды.



**Рисунок 2.** Геологическая схема и разрез участка «Кентор» Байтикской впадины (составил Е.С. Пржиялговский): 1) современные аллювиальные валунно-галечные отложения; 2) аллювиальные валунно-галечные отложения первой надпойменной террасы (здесь и далее штриховка – поверхность террасы); 3) глыбово-галечные гляциальные отложения; 4) ранне-среднеордовикские гранодиориты; 5) миоценовая галечно-дресвяно-песчаная толща; 6) рифейские комплексы нерасчлененные; 7) граница распространения плейстоценовых валуновиков; 8) кровля шарпылдагских валуновиков (на разрезе); 9) активизированные разломы и зоны трещиноватости фундамента: а) главные; б) второстепенные; 10) активизированные разломы, предполагаемые под чехлом современных отложений: а) главные; б) второстепенные. Треугольники – пункты светодальномерной сети наблюдений, кружки с номерами – пункты МТЗ.

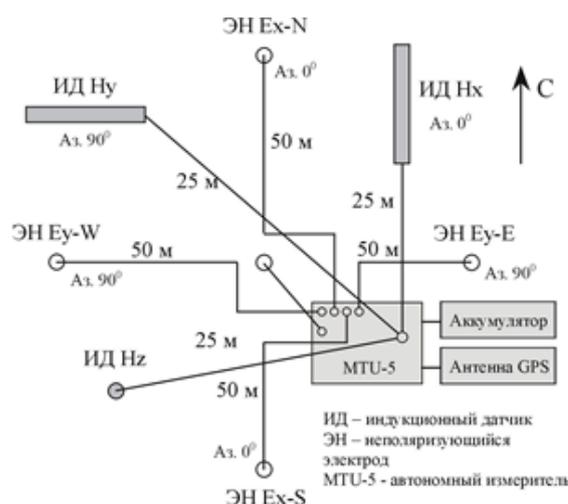
Структурно-геологические исследования, выполненные сотрудниками Геологического института и Научной станции РАН (НС РАН), на участках Южночуйской зоны в пределах Бишкекского геодинамического полигона были направлены на изучение позднекайнозойских тектонических деформаций. Данные исследования очень

важны для формирования детальной геолого-тектонической основы проводимых здесь многолетних геофизических (магнитотеллурических и магнитовариационных) и геодезических (GPS и линейно-угловых) наблюдений (Пржиялговский, Кузиков, 2015).

В настоящее время на полигоне Кентор выполняются исследования комплексом электромагнитных методов – методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ), электротомографии, методом сопротивлений, вызванной поляризации (ВП) и вертикального электрического зондирования (ВЭЗ).

### Методы

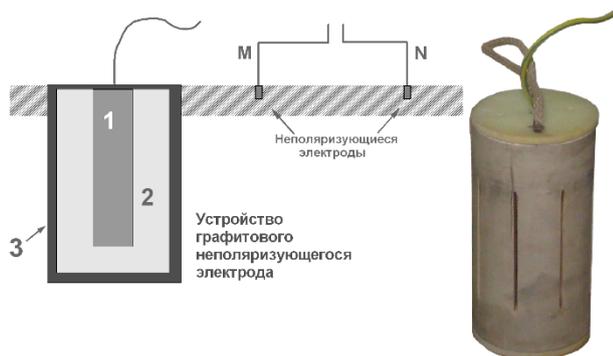
Метод магнитотеллурического (МТ) зондирования – один из наиболее широко распространенных среди электроразведочных методов. Этот метод основан на изучении вариаций естественного электромагнитного поля Земли, характеризуется высокой информативностью, хорошей разработанностью аппарата интерпретации, при этом относительно дешев и экологичен. Зондирование осуществляется путём регистрации вариаций в широком диапазоне частот. Применяемая «крестовая» измерительная установка состоит из двух взаимно перпендикулярных измерительных линий (диполей) M1N1 и M2N2, являющихся датчиками электрического поля  $E_x$  и  $E_y$ .



**Рисунок 3.** Измерительная установка станции МТУ-5D для регистрации компонент МТ-поля.

Длина измерительных линий в условиях горного рельефа Тянь-Шаня составляет 50–100 м. Особенности проведения экспериментальных исследований методом

МТЗ в горных условиях, потребовали создания устройств (электродов, шаблонов для установки датчиков и т.д.) имеющих оригинальную конструкцию. Так, заземление электрических диполей (рисунки 3, 4) осуществляется с помощью неполяризующихся электродов, разработанных и созданных в Научной станции (Лосихин и др., 2013).



**Рисунок 4.** Измерение горизонтальных компонент электрического поля: 1 – угольный электрод; 2 – марганцево-угольная крошка; 3 – корпус.

На миниполигоне Кентор силами сотрудников Научной станции РАН осуществляются исследования, направленные на решения нескольких задач:

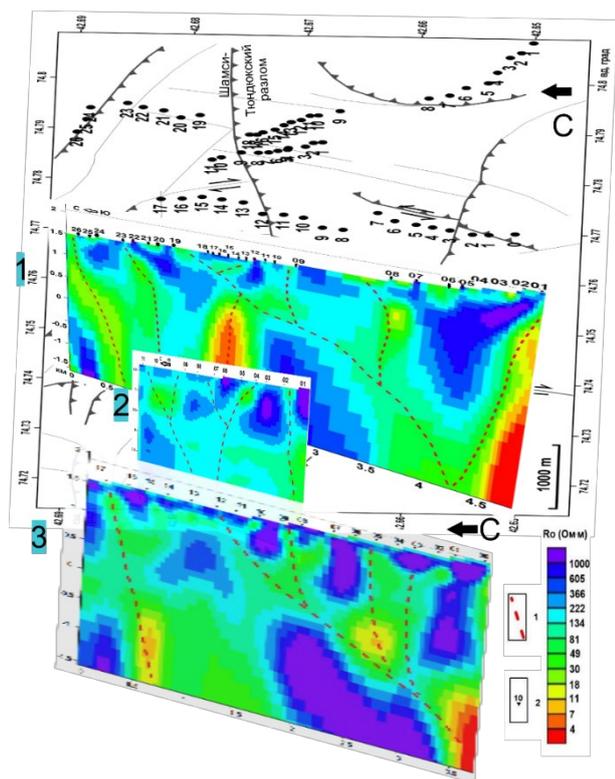
- изучение глубинного строения геодинамически активных зон (Рыбин и др., 2018);
- разработка физических, методических и геофизических основ геодинамического мониторинга (Баталева и др., 2017);
- изучение вариаций электромагнитных параметров и электромагнитных явлений, обусловленных сейсмотектоническими процессами (Баталева и др., 2014);
- изучение пространственно-временных особенностей распределения электропроводности (анизотропии) земной коры для построения детальной трёхмерной геоэлектрической модели (Баталева, Мухамедеева, 2018);
- постановка полевых экспериментов в рамках проведения комплексного геофизического мониторинга земной коры (Баталева и др., 2014; Баталева, Мухамедеева, 2018).

Для обработки полевых данных использовалось стандартное программное обеспечение станции Phoenix MTU-5 (программа SSMT 2000), основанное на корреляционном методе, что позволяет рассчитать функции взаимной корреляции всех компонент МТ-поля. Для повышения точности определения компонент тензора импеданса зашумленных помехами МТ-данных (ЛЭП, кошары, водотоки, скот), мы использовали как имеющиеся возможности комплекса обработки, так и новые подходы к обработке (Ермолин, 2011; Фельдман, Ермолин, 2011). 2D инверсия магнитотеллурических данных выполнена программой Rodi-Mackie (Rodi, Mackie, 2001). Программа реализует метод нелинейных сопряженных градиентов, который пытается минимизировать целевую функцию, представляющую собой сумму нормализованных невязок данных и сглаженности модели (Rodi, Mackie, 2001). Компромисс между невязками данных и сглаженностью модели контролируется параметром регуляризации  $t$ , который задается пользователем. Качественная и количественная интерпретация проводилась по методике, подробно рассмотренной в (Бердичевский и др.1997; Бердичевский, Дмитриев, 2009).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Входными данными инверсии по МТ-профилям миниполигона Кентор являются продольные и поперечные кривые кажущегося сопротивления и фазы импеданса, а также типпер для пунктов наблюдения (рисунок 2) в интервале периодов от 0,01 до 1600 с. Сетка аппроксимационной модели для разных профилей («Кентор Западный», «Кентор Восточный» и «Кентор Центральный») состоит из 180, 162 и 122 ячеек, соответственно, по горизонтали, разреженных по краям модели и учащенных в окрестностях точек зондирования, и из 107, 102 и 97 ячеек по вертикали, увеличивающихся по размерам с глубиной. При построении сетки учитывался рельеф местности. По вертикали использовалась равномерная сетка с размером ячейки 50 м до глубины 1,6 км. Для горизонтального разбиения размеры ячеек варьировались: 25 м, 50 м, 75 м, 100 м и т.д. Сопротивление стартовой модели – 100 ом\*м. Пределы погрешностей инвертируемых данных следующие: модуль кажущегося сопротивления (TE мода) – 100%, модуль кажущегося сопротивления (TM мода) – 10%,

фаза импеданса (ТЕ мода) – 5%, фаза импеданса (ТМ мода) – 5%, типпер – 0,01%. В результате нескольких тестовых расчетов инверсии было выбрано значение параметра регуляризации  $\tau$  равное 3. В результате выполнения 200 итераций получены модели, представленные на рисунке 5. Значение RMS-невязки составило 1,17, 1,97 и 2,25 (сверху вниз).



**Рисунок 5.** Геоэлектрические модели миниполигона «Кентор» для профилей (сверху вниз) «Кентор Западный», «Кентор Центральный» и «Кентор Восточный».

На основе полученных геоэлектрических моделей была построена трехмерная модель распределения электропроводности земной коры миниполигона Кентор по данным МТ-инверсии профилей «Кентор Западный», «Кентор Центральный» и «Кентор Восточный».

Параметры трехмерной модели распределения сопротивления:

Сетка из прямоугольных ячеек:

- 96 ячеек вдоль оси X (на восток)
- 96 ячеек вдоль оси Y (на север)
- 70 ячеек вдоль оси Z (вглубь)

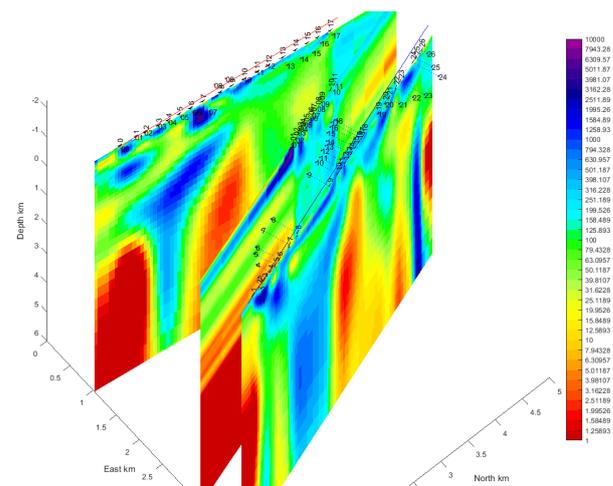
по осям X и Y:

- центральная часть сетки 72\*72 ячейки размером 70 на 70 м

- к краям сетки размер ячеек увеличивается экспоненциально в 2 раза на слой

По оси Z толщина экспоненциально возрастает:

- 15 слоев по 50 м до глубины 750 м
- 30 слоев по 50-250 м до глубины 4 км
- 10 слоев по 250-650 м до глубины 8 км
- 15 слоев от 650 м до 30 км до глубины 150 км.



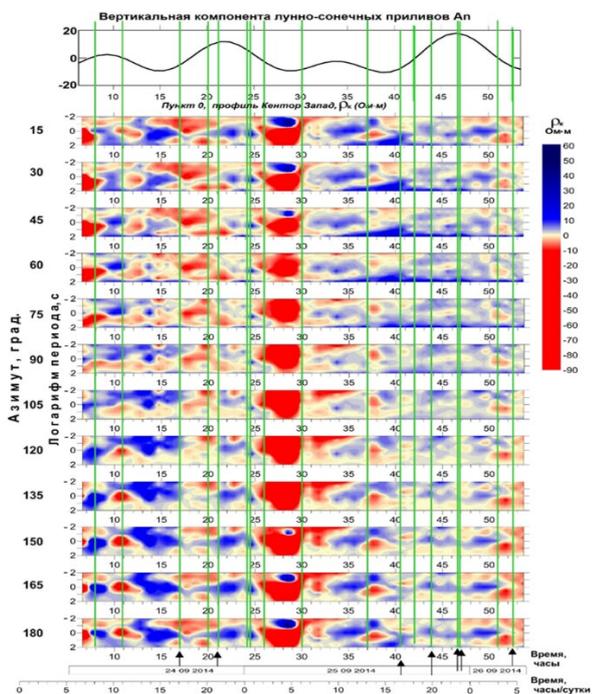
**Рисунок 6.** Трехмерная модель распределения электропроводности земной коры миниполигона Кентор по данным МТЗ.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Пункт «0» профиля «Кентор Западный» (режимный пункт магнитотеллурического мониторинга миниполигона Кентор) расположен на северном склоне Киргизского хребта на валунно-галечных отложениях конусов выноса, перекрывающих палеозойские толщи. Уровень кажущегося сопротивления в верхней части разреза для пункта «0» на профиле Кентор Западный в интервале периодов 0,01–1 с по продольной кривой кажущегося сопротивления составляет 350–150 Ом·м. Такие значения кажущегося сопротивления могут свидетельствовать о некоторой трещиноватости верхней части разреза и о присутствии в нём воды и, соответственно, возможен процесс перераспределения поровых жидкостей в порово-трещинном пространстве горных пород при их деформировании.

На рисунке 7 представлены частотно-временные ряды азимутального МТ-мониторинга кажущегося сопротивления с

пункта «0» на профиле «Кентор Западный» (рисунок 2) в сопоставлении с распределением сейсмичности. Частотно-временные ряды (ЧВР) представляют собой форму визуализации изменчивости структуры измеряемых компонент электромагнитного поля (логарифм периода зондирования) при повороте системы координат на определенный угол (в градусах). На рисунке 7 представлены ЧВР с шагом 15 (30)° по азимуту, где отложены вариации кажущегося сопротивления ( $\rho_k$ ), т. е. разница между средним и текущим значениями по рассматриваемому азимуту.

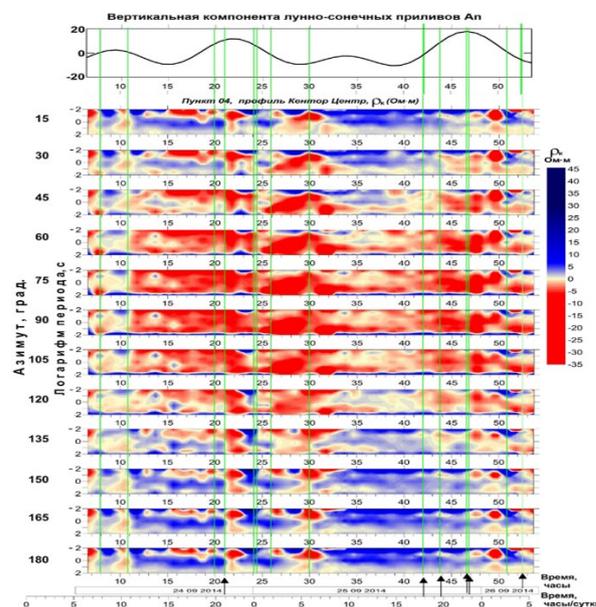


**Рисунок 7.** Частотно-временные ряды азимутального МТ-мониторинга кажущегося сопротивления с пункта «0» на профиле «Кентор Западный» в сопоставлении с сейсмичностью. Моменты землетрясений показаны стрелками.

В интервале времени 6–9 часов для периодов 1–100 сек на азимутах 30°–60° наблюдается уменьшение кажущегося сопротивления, а на азимутах 120°–150° увеличение. Разница в азимутах противоположно направленных вариаций составляет около 90°, т.е. вариации кажущегося сопротивления за этот интервал времени могут быть обусловлены перераспределением жидкости в порово-трещинном пространстве и являются «когерентными по азимутам 45° и 135°». Для удобства дальнейшего изложения такие

вариации будем называть «когерентными по азимутам...». Далее по временному ряду в интервале времени 9–12 часов наблюдаются вариации когерентные по азимутам 60° и 150°. В интервале 25–30 часов выделяется очень контрастная радиальная вариация в диапазоне периодов  $0 < \log T < 2$ . Для этого же интервала времени, но в диапазоне периодов  $-2 < \log T < 0$  наблюдается вариация, когерентная по азимутам 15° и 105°. Многие особенности частотно-временных рядов фазы импеданса полностью или частично соответствуют рядам кажущегося сопротивления. Также в интервале 25–30 часов выделяется очень контрастная вариация радиальная для периодов больше 1 с и когерентная по азимутам 15° и 105° для высоких частот.

Моменты землетрясений, произошедших на расстояниях около 90 и 60 км к северо-западу от пункта наблюдения с  $K = 11,59$  и  $K = 7,9$ , являются самыми близкими из произошедших за время регистрации МТ-поля. Данные сейсмические события предваряются когерентными по азимутам 45° и 135° вариациями кажущегося сопротивления и фазы импеданса продолжительностью от 2 до 5 часов.



**Рисунок 8.** Частотно-временные ряды азимутального МТ-мониторинга кажущегося сопротивления с пункта «4» на профиле «Кентор Центральный» в сопоставлении с сейсмичностью. Моменты землетрясений показаны стрелками.

Представлены частотно-временные ряды азимутального МТ-мониторинга кажущегося сопротивления с пункта «4» на профиле Кентор Центральный (режимный пункт МТ-мониторинга миниполигона Кентор). В интервалах времени 6–7, 21–23, 29–31 49–50 часов для всех азимутов наблюдается уменьшение кажущегося сопротивления в верхней части частотного диапазона ( $0 < \log T < -2$ ). Назовём такие изменения «радиальными вариациями», т.е. имеющими одну тенденцию (возрастание или убывание) для всех азимутов. Такой характер вариаций может быть интерпретирован либо влиянием электромагнитных помех, отражающихся на всех азимутах, либо в рамках гипотезы (Жамалетдинов и др., 2000; Vogomolov et al., 2007; Busby et al., 2000) о перераспределении поровых жидкостей в порово-трещинном пространстве – перемещением поровых жидкостей в вертикальном направлении. Оба этих варианта должны быть либо подтверждены, либо опровергнуты дополнительной информацией. В данном случае более вероятной является первая причина, так как наблюдаемый в районе миниполигона Кентор уровень промышленных электромагнитных помех высок и в некоторые моменты времени регистрация компонент МТ-поля затруднена. Аномальные изменения для остальных интервалов частотно-временных рядов азимутального МТ-мониторинга соответствуют гипотезе (Жамалетдинов и др., 2000; Vogomolov et al., 2007; Busby et al., 2000) о перераспределении поровых жидкостей в порово-трещинном пространстве, что морфологически выражается в ортогональности азимутов, на которых происходят вариации уменьшения и увеличения кажущегося сопротивления. В интервале времени от 25 до 33 часов для всех азимутов выделяется сложно построенная зона, в которой ортогональность азимутов положительных и отрицательных значений вариаций в целом хорошо соблюдена. За время наблюдения на частотно-временных рядах (рисунок 8) отмечается пониженное электросопротивление по азимутам  $45^\circ$ – $120^\circ$  и повышенное по  $0^\circ$ – $45^\circ$  и  $120^\circ$ – $180^\circ$ .

## Выводы

Таким образом, в результате проведения профильного МТ- мониторинга:

- определены геометрические и электрические характеристики областей пониженного сопротивления в полученных двумерных геоэлектрических разрезах;
- построена трехмерная модель распределения электропроводности земной коры;
- апробирована оригинальная методика и разработано программного обеспечения для профильного МТ- мониторинга;
- получены частотно-временные ряды многолетних наблюдений (2013–2021 гг), позволившие выявить динамику электромагнитных параметров верхней части земной коры;
- разработан принципиально новый комплекс методов анализа данных систем геофизического мониторинга, который показал свою эффективность в поиске качественно новых предвестников сильных землетрясений;
- для повышения точности определения компонент тензора импеданса в процессе обработки практических МТ-данных адаптирована и использована амплитудно-фазовая коррекция;
- выполнен анализ взаимосвязи поведения вариаций электромагнитных параметров и распределения сейсмичности.

## Благодарности

Авторы благодарят Дзалбу А.Н., Лосихина Л.Н., Матюкова Е.К., Петрова П.П., Тимонина Г.Н. и Черненко Д.Е. за содействие в проведении полевых исследований. Мансурова А.Н. за помощь в построении трехмерной модели распределения электропроводности земной коры миниполигона Кентор. Работа выполнена в рамках выполнения государственного задания Научной станции РАН на 2019-2021 гг. по теме АААА-А19-119020190063-2.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Баталева ЕА, Рыбин АК, Баталев ВЮ, 2014 Вариации кажущегося сопротивления горных пород как индикатор напряженно-деформированного состояния среды. Геофизические исследования, т. 15, №4, с. 54–63
- Баталева ЕА, Забиякова ОБ, Баталев ВЮ, 2017 Разработка программного обеспечения для профильного магнитотеллурического мониторинга миниполигона Кентор. Вестник КРСУ, т.17, №8, с. 150–153
- Баталева ЕА, Мухамадеева ВА, 2018 Комплексный электромагнитный мониторинг геодинамических процессов Северного Тянь-Шаня (Бишкекский геодинамический полигон). *Geodynamics & Tectonophysics*, №2, с.461–487
- Бердичевский МН, Дмитриев ВИ, 2009 Модели и методы магнитотеллурики М: Научный мир
- Бердичевский МН, Дмитриев ВИ, Новиков ДБ, Пастуцан ВВ, 1997 Анализ и интерпретация магнитотеллурических данных. М.: Диалог-МГУ
- Епишкин ДВ, 2016 Развитие методов обработки данных магнитотеллурического зондирования. Вестник Московского университета, серия 4: геология, № 4, с. 40–46
- Ермолин ЕЮ, 2011 Амплитудно-фазовая коррекция кривых МТЗ дополнительного импеданса для двумерных сред. Записки Горного Института, 189, 23–26
- Жамалетдинов АА, Митрофанов ФП, Токарев АД, Шевцов АН, 2000 Влияние лунно-суточных приливных деформаций на электропроводность и флюидный режим земной коры. ДАН, т. 37, №2, с. 235–239
- Лосихин ЛН, Матюков ЕК, Пазников ВА, Петров ПП, Тимонин ГН, 2013 Неполяризуемый электрод для наземной геофизической электроразведки. Патент на полезную модель RU 123979 U1 опубликовано 10.01.13 г.
- Пржиялговский ЕС, Кузиков СИ, 2015 Детальные морфоструктурные исследования в районе Бишкекского геодинамического полигона. Материалы докладов VI Международного симпозиума «Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов». Бишкек: ИС РАН, с. 11–17
- Рыбин АК, Баталева ЕА, Баталев ВЮ, Матюков ВЕ, 2011 Вариации электросопротивления земной коры по результатам магнитотеллурического мониторинга сейсмоактивных зон Тянь-Шаня. Вестник КРСУ, т. 11, №4, с.29–40
- Рыбин АК, Баталева ЕА, Матюков ВЕ, 2018 Детализация геоэлектрической структуры зоны сочленения Чуйской впадины и Киргизского хребта (миниполигон Кентор) Вестник КРСУ, т.18, №12, с.134–140
- Рыбин АК, Леонов МГ, Пржиялговский ЕС, Баталев ВЮ, Баталева ЕА, Брагин ВД, Морозов ЮА, Щелочков ГГ, 2016 Природа верхнекоровых электропроводящих горизонтов и инфраструктура гранитов Центрального Тянь-Шаня. ДАН, т.470, №2, с. 215–218
- Фельдман ИС, Ермолин ЕЮ, 2011 Амплитудно-фазовая коррекция кривых магнитотеллурического зондирования. Записки Горного института, т. 194, с. 200–210
- Bogomolov L, Bragin V, Fridman A, Makarov V, Sobolev G, Polyachenko E, Schelochkov G, Zeigarnik V, Zubovich A, 2007 Comparative analysis of GPS, seismic and electromagnetic data on the Central Tien Shan territory. *Tectonophysics*, v. 431, p. 143–151
- Busby JP, 2000 The effectiveness of azimuthal apparent-resistivity measurements as a method for determining fracture strike orientations. *Geoph. Prospecting*. v. 48, p. 677–695
- Rodi WL, Mackie RL, 2001. Nonlinear Conjugate Gradients Algorithm for 2-D Magnetotelluric Inversion. *Geophysics*, 66, 174–187. <https://doi.org/10.1190/1.1444893>

## Байкальский глубоководный мониторинг – новые результаты

С.М. Коротаев<sup>1</sup>, Н.М. Буднев<sup>2</sup>, В.О. Сердюк<sup>1</sup>, Е.О. Киктенко<sup>1</sup>, Д.А. Орехова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Центр геоэлектроманнитных исследований Института физики Земли РАН, korotaev@igemi.troitsk.ru

<sup>2</sup>Иркутский государственный университет, nbudnev@api.ru

---

### АННОТАЦИЯ

Вертикальная компонента электрического поля  $E_z$  в водной толще может иметь нулевую теллурическую составляющую, что позволяет вести эффективный мониторинг других источников, возбуждаемых процессами в самой гидросфере и сопряженных геосферах. Эта идея положена в основу глубоководного эксперимента в озере Байкал, начатого в 2003 г. Показана возможность высокоточного мониторинга полных потоков течений, впервые обнаружен ток глобальной электрической цепи (ГЭЦ) в гидросфере, зарегистрирован эффект и предвестники сильного землетрясения. В 2012 г. введена новая установка мониторинга, позволившая повысить достоверность измерений  $E_z$  и поставить измерения макроскопических квантовых нелокальных корреляций, дающих уникальную возможность прогноза случайных процессов. Результаты по  $E_z$  получили дальнейшее развитие, особенно в отношении природы вариаций тока ГЭЦ. Измерения нелокальных корреляций позволили многократно продемонстрировать возможность прогнозов диссипативных процессов с большой случайной составляющей: солнечной активности, гидротермодинамической активности в деятельном слое Байкала и сильных землетрясений.

**Ключевые слова:** мониторинг, сопряженные геосферы, нелокальность, прогноз

---

### ВВЕДЕНИЕ

Первый эксперимент по глубоководному мониторингу вертикальной компоненты электрического поля на базе поверхность-дно в районе Байкальской нейтринной обсерватории (юго-западная часть Байкала) был начат в 2003 и велся (с перерывами) до 2010 г. С учетом полученного опыта была разработана и в 2012 г. введена в строй новая глубоководная установка, обеспечивающая контроль шумообразующих факторов. Одной из мер по радикальному повышению строгости эксперимента является контроль собственных потенциалов электродов с помощью электродных пар с практически нулевой базой на приповерхностном и придонном горизонте. Одновременно эти пары могут использоваться как детекторы макроскопических квантовых нелокальных корреляций с удаленными крупномасштабными диссипативными процессами различной природы. Это позволило органично скомплексировать классический электродинамический эксперимент с квантовым. Установка рассчитана на годовые циклы автономной работы. Ежегодно в марте она поднимается на лед для считывания данных и обслуживания. Установка фиксируется тяжелым якорем на дне и притопленным бумом на глубине 15 м. В окончательной конфигурации нижняя

электродная пара располагается на глубине 1337 м, верхняя на глубине 47 м, таким образом, база измерений  $E_z$  составляет 1290 м. Каждая пара представляет два расположенных с практически нулевым разносом морских слабополяризующихся метрологических электрода, выпущенных заводом «Эталон» (Киев). Эти электроды были разработаны для прецизионных измерений постоянного электрического поля в океане и являются лучшими в мире по нечувствительности собственных потенциалов к изменчивости физико-химических условий среды. Измеряются разности потенциалов нижней и верхней пар и между одним из верхних и одним из нижних электродов. Три канала измерений достаточны для получения разностей потенциалов всех шести возможных комбинаций электродов, четыре из которых отражают вариации электрического поля  $E_z$ . Из этих четырех вариантов выбирается оптимальный по минимуму корреляции сигнала с разностями собственных потенциалов верхней и нижней пар. Вспомогательными каналами являются каналы измерений наклонов кабеля и температуры в деятельном слое. Итоговая погрешность измерений вариаций  $E_z$ , не превышает 0.01%. Точка измерений избрана на расстоянии 10 км от берега при глубине места 1367 м. Выбор точки наблюдений

продиктован требованием практического отсутствия вертикальной компоненты теллурического поля по результатам предварительного моделирования (Pankratov et al., 2004). Для экспериментального подтверждения был поставлен непрерывный мониторинг магнитного поля в ближайшей точке берега. Для верификации вариаций  $E_z$ , обусловленных гидродинамическим источником, поставлены прямые измерения течений в деятельном слое.

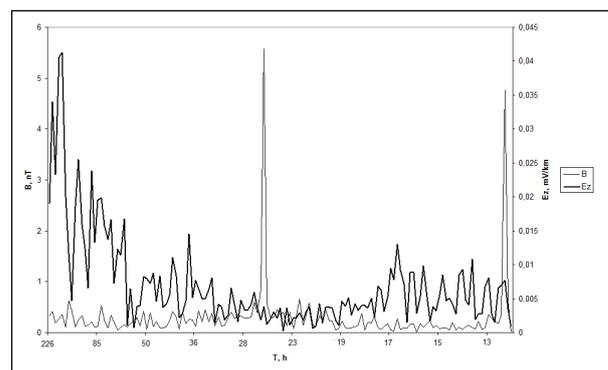
Обзор результатов, достигнутых к 2015 г. приведен в статье (Коротаев и др., 2016). Ниже описываются как новые результаты, так и подводятся общие итоги (за исключением геоэлектрических результатов расширенных магнитовариационных наблюдений на прилегающей суше, чему посвящен отдельный доклад Д.А. Ореховой и др.)

### Мониторинг $E_z$

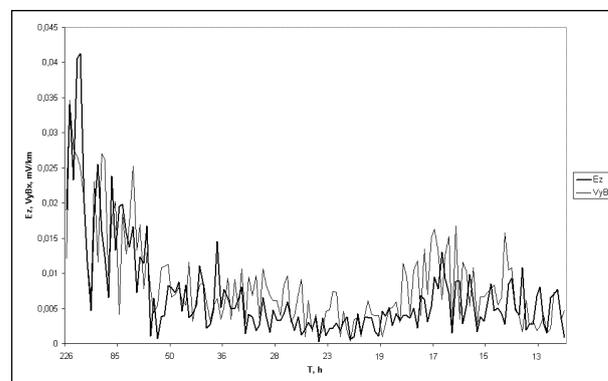
Отсутствие в  $E_z$  теллурической составляющей нуждалось в экспериментальной проверке из-за сложной разломной тектоники региона. Для этого в самом начале эксперимента выполнено сопоставление с измерениями горизонтальных электрических компонент со льда, которое показало, что вертикальное теллурическое поле не превышает 5% горизонтального и неразлично на фоне гидродинамического шума. После 2012 г. отсутствие теллурической  $E_z$  проверялось сопоставлением с магнитными данными. Пример сопоставления показан на рисунке 1, где видно, что четкие первая и вторая гармоники суточной вариации магнитного поля не имеют никакого отклика в  $E_z$ . Наконец, была построена детальная региональная 3D геоэлектрическая модель, учитывающая все известные разломы, которая показала, что действительно, в точке мониторинга  $E_z$  не может превысить 5% полной горизонтальной компоненты (Korotaev et al., 2018).

Одна из первоначальных задач Байкальского эксперимента – изучение  $E_z$ , индуцированной течениями – полностью решена как научная и методическая задача. Поле течений в Байкале является доминирующим на периодах  $T < 10$  сут. Наиболее интенсивны синоптические течения ( $10 > T > 2$  сут) и инерционное течение ( $T = 14-17$  час). Практически важным был вывод о возможности вести с помощью длиннобазовых измерений  $E_z$ , мониторинг полных потоков этих течений – важного для гидрологических прогнозов параметра, причем с точностью

несопоставимо более высокой, чем в технически громоздких (и потому редко реализуемых) прямых гидрологических методах. На рисунке 2 показан пример сопоставления спектров  $E_z$  и эдс  $V_y B_x$ , где  $V_y$  – магнито-зональная компонента скорости на глубине верхнего конца измерительной базы,  $B_x$  – горизонтальная компонента магнитного поля Земли. Спектры подобны, но поскольку все течения в Байкале убывают с глубиной,  $E_z < V_y B_x$ .



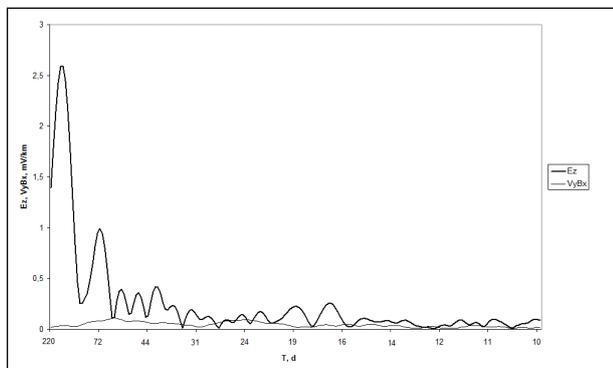
**Рисунок 1.** Амплитудные спектры модуля магнитного поля  $B$  и  $E_z$  в диапазоне периодов  $T$  10 часов – 10 суток.



**Рисунок 2.** Амплитудные спектры  $E_z$  и эдс  $V_y B_x$ , в диапазоне периодов  $T$  10 часов – 10 суток.

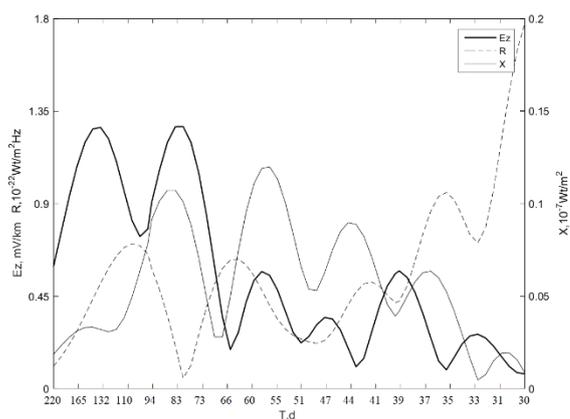
На длинных периодах (более месяца) течения в Байкале слабы, но уже в первой же годовой серии были обнаружены вариации большой амплитуды, которые не могли быть ими обусловлены. По характерным квазипериодам они совпадают с вариациями наиболее жесткой компоненты солнечного волнового излучения (вариациями Ригера). Они были интерпретированы как вариации тока глобальной электрической цепи (ГЭЦ) на ее гидросферном участке. Поскольку это первое обнаружение тока ГЭЦ ниже

атмосферы, ответственность вывода потребовала тщательных исследований. Прежде всего, на нескольких годовых сериях было показано, что на длинных периодах амплитуды  $E_z \gg V_y B_x$ . Пример сопоставления показан на рисунке 3.

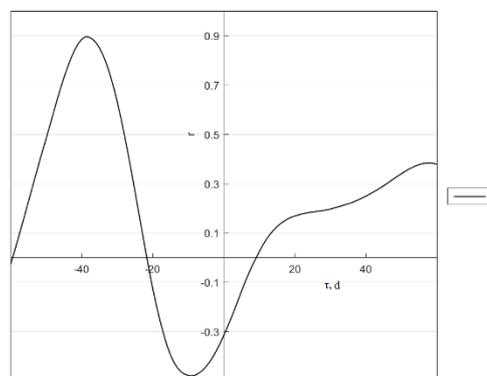


**Рисунок 3.** Амплитудные спектры  $E_z$  и эдс  $V_y B_x$ , в диапазоне периодов  $T$  10 – 220 суток.

Далее, по каждой серии глубоководных измерений выполнялось сопоставление длиннопериодных спектров  $E_z$ , потока рентгеновского излучения Солнца  $X$  (по данным спутников GOES в диапазоне длин волн 5–40 нм) и других индексов солнечной активности. Оказалось, что хорошее подобие спектров  $E_z$  и  $X$  наблюдается на периодах более месяца в диапазоне перемежающихся колебаний (Lean and Brueckner, 1989), куда входят вариации Ригера. Перемежающиеся колебания не имеют определенного периода, их спектр из года в год существенно меняется и именно так же меняется спектр  $E_z$ . Подобие спектров  $E_z$  с другими индексами солнечной активности (как и корреляция) всегда хуже. На рисунке 4 показан пример синхронных спектров  $E_z$ ,  $X$  и потока солнечного радиоизлучения  $R$  на длине волны 10.7 см (величина  $R$  на этой длине волны повсеместно принята как обобщенный индекс всех проявлений солнечной активности). Видно, что подобие спектра  $E_z$  с  $X$  значительно выше чем с  $R$ . После фильтрации данных в полосу периодов наибольшего подобия спектров рассчитывалась корреляционная функция  $E_z$  и  $X$ . Пример показан на рисунке 5.



**Рисунок 4.** Амплитудные спектры  $E_z$ , потока солнечного рентгеновского излучения  $X$  и радиоизлучения  $R$ .



**Рисунок 5.** Корреляционная функция  $r$   $E_z$  и  $X$ .  $T$  – сдвиг времени  $X$  относительно  $E_z$ , сут.

В данном случае главный максимум корреляции  $r = 0.89 \pm 0.04$  наблюдается при запаздывании  $E_z$  относительно  $X$  на  $39 \pm 3$  сут. Положительный знак корреляции здесь соответствует отклонению поля от среднего в направлении вверх при увеличении потока солнечного рентгена. Большая величина запаздывания свидетельствует о сложном, опосредованном воздействии солнечного рентгена. Обобщение результатов всех лет показывает, что в диапазоне вариаций Ригера положение спектральных максимумов  $E_z$  и  $X$  всегда совпадает или очень близко, но их амплитуды не всегда пропорциональны. Уровень корреляции в разных сериях меняется от 0,6 до 0,9, и он не связан с фазой цикла солнечной активности. То же касается изменений амплитуд  $E_z$ , но для них обнаружена связь со среднегодовым уровнем метеорологической активности. При этом причинный анализ доказал генетическую связь  $X-E_z$ . Наибольшую межгодовую изменчивость имеет запаздывание

максимума корреляции: от 4 до 83 суток. Обращает на себя внимание также большая амплитуда  $E_z$ , соответствующая току порядка  $10^{-9}$  А/м<sup>2</sup>, что существенно больше среднепланетарного тока ГЭЦ. Совокупность фактов имеет следующую интерпретацию. Во-первых, на гидросферном участке ГЭЦ  $E_z$  создается током проводимости, который является продолжением тока на атмосферном участке, являющимся суммой тока проводимости и конвекционного тока. Конвекционный ток может превосходить ток проводимости или, во всяком случае, иметь тот же порядок. Особенностью места эксперимента над активным Байкальским рифтом является сочетание высокой эманации радона, ионизирующей воздух, и тепловой аномалии, усиливающей конвективные процессы, что приводит к увеличению обоих составляющих атмосферного тока, прямо и перекрестно (Пулинец и др., 2015). Это приводит к аномально высокой плотности тока ГЭЦ. Во-вторых, ключевое значение имеет большое запаздывание отклика  $E_z$  на вариации рентгеновского излучения. Единственным объяснением является многоступенчатое опосредование влияния рентгеновского излучения медленно эволюционирующими атмосферными процессами. Первой ступенью является воздействие на температуру озонового слоя, т.е. на глубину атмосферы до тропопаузы. Изменение температуры тропопаузы влияет на условия конвекции в стратосфере. Изменения вертикального турбулентного обмена прямо влекут изменения конвекционного тока, и косвенно, еще в большей степени – через изменения в фазовых переходах атмосферной влаги. Последние также влияют на ток проводимости. Влияние изменения верхнего граничного условия постепенно распространяется на всю глубину тропосферы до приземного пограничного слоя, воздействуя как непосредственно на конвекционный ток, так и, через вертикальную турбулентную диффузию радона, на ток проводимости. Оценка постоянной времени этого процесса порядка десятка суток представляется естественной. Знак эффекта можно предсказать определенно: поглощение энергии рентгеновских лучей ведет к нагреву тропопаузы, поэтому при увеличении их потока конвекция затрудняется, ток спокойной погоды уменьшается. Именно это наблюдается в эксперименте) –

положительной вариации  $X$  отвечает запаздывающая вариация  $E_z$  направленная от среднего уровня вверх, т.е. ей отвечает уменьшение тока спокойной погоды.

Еще на ранней стадии эксперимента (2008 г.) были чрезвычайно четко зарегистрированы предвестники близкого (14 км от эпицентра) сильного ( $M=6.4$ ) землетрясения, причем двух типов – за 3 суток и за 15 часов до события, а также эффект цунами (Коротаев и др., 2011). Благодаря полному отсутствию теллурического шума предвестники легко идентифицируются без всякой обработки, что составляет огромное преимущество  $E_z$  перед другими компонентами электромагнитного поля. Но платой за это преимущество является весьма малый пространственный масштаб: оценка показывает, что радиус обнаружения землетрясения с  $M=6$  не превышает 50 км. За последующий период наблюдений таких «удачных» землетрясений не произошло. В этом смысле предвестники в нелокальных корреляция перспективнее, хотя статистика по ним мала.

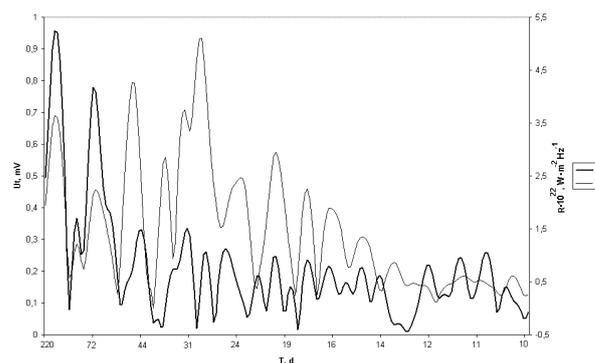
### Мониторинг нелокальных корреляций

Нелокальные корреляции являются проявлением макроскопического квантового запутывания, которое в настоящее время является предметом нарастающего потока фундаментальных исследований в области физики квантовых информации. Общая теория явления пока отсутствует, поэтому экспериментальное изучение макроскопических нелокальных корреляций важно, как само по себе, так и в связи с очевидными перспективами прогностических приложений, предоставляя возможность прогноза случайных компонент гелиогеофизических процессов. Согласно уравнению макроскопической запутанности, производства энтропии в случайных диссипативных процессах (пробном процессе в детекторе и процессе-источнике) нелокально коррелируют с симметричным запаздыванием и опережением, причем при диффузионном распространении запутанности временные сдвиги могут быть велики (Korotaev, 2011). Интерференция запаздывающей и опережающей компонент электромагнитного поля Уилера-Фейнмана может приводить также к кажущейся синхронной корреляции (Cramer, 1986). При наличии промежуточной поглощающей среды симметрия нарушается, и опережающая корреляция может заметно превысить запаздывающую. Теория детекторов позволяет связать производство

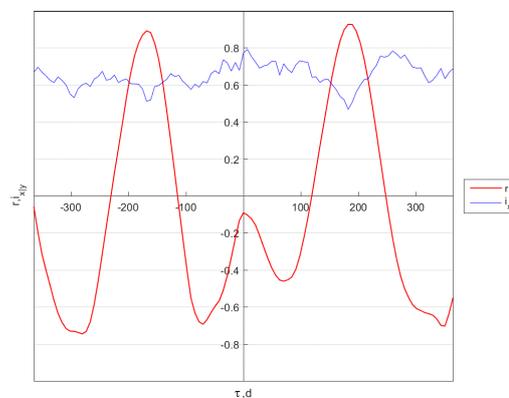
энтропии в них с измеряемым сигналом, так же как в процессах-источников – с подходящим индексом их активности, хотя на практике проще связывать непосредственно измеряемые величины (Коротаев и Морозов, 2018). В электродном детекторе сигналом являются спонтанные (не обусловленные локальными воздействиями – температурой, давлением и т.п.) вариации собственных потенциалов. Возможность практического использования опережающей компоненты нелокальных корреляций доказана на большой серии прогнозов случайных диссипативных гелиогеофизических процессов по данным многолетних лабораторных наблюдений (Коротаев и др., 2007). В этих прогнозах использовался алгоритм текущей импульсной переходной характеристики, требующий длины обучающего интервала многократно больше оптимальной заблаговременности. В Байкальском эксперименте по методическим причинам редко удавалось склеить годовые серии в более длинный ряд, и вынуждено использовались более простые подходы.

В Байкальском эксперименте изучается отклик детекторов нелокальных корреляций на глобальные и региональные процессы с большой случайной составляющей. Доминирующим глобальным источником является солнечная активность. Из региональных процессов источниками являются гидротермодинамическая активность в деятельном слое Байкала и сильные землетрясения. Для разделения вкладов глобальных и региональных процессов использовались синхронные данные электродного детектора нелокальных корреляций на удаленной (4200 км) опорной обсерватории в Троицке. На рисунке 6 показан пример спектров сигнала верхнего байкальского детектора  $U_t$  и потока солнечного радиоизлучения  $R$ .  $U_t$  слабо откликается на высокодетерминированную часть вариаций солнечной активности, которая представлена в  $R$  расщепленной 27-дневной вариацией и ее гармониками. На более длинных периодах, где преобладает случайная компонента (перемежающиеся вариации) отклик в  $U_t$  от  $R$  отчетливо виден. Во временной области (после фильтрации в полосу наибольшего подобия спектров), кроме корреляционной функции, при необходимости рассчитывалась энтропийная функция независимости, которая не испытывает свойственных корреляционной осцилляций (и адекватна при нелинейной связи). Пример показан на рисунке 7. При почти симметричных сдвигах  $\tau$  наблюдаются два

главных максимума корреляции – запаздывающий:  $r^{ret} = 0.88 \pm 0.03$ ,  $\tau = -165$  сут и опережающий:  $r^{adv} = 0.95 \pm 0.02$ ,  $\tau = +180$  сут. Им обоим точно соответствуют главные минимумы независимости:  $i_{U_t|R}^{ret} = 0.51_{-0.01}^{+0.02}$  и  $i_{U_t|R}^{adv} = 0.47_{-0.01}^{+0.00}$ . Опережающая корреляция больше запаздывающей:  $r^{adv}/r^{ret} = 1.08 \pm 0.04$ . В функции независимости асимметрия выражена более надежно:  $i_{U_t|R}^{ret}/i_{U_t|R}^{adv} = 1.09_{-0.01}^{+0.02}$ .

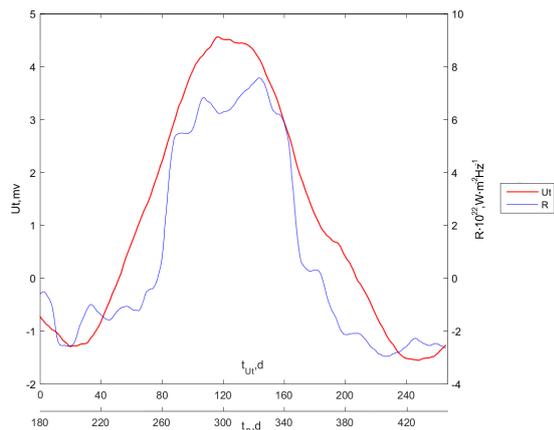


**Рисунок 6.** Амплитудные спектры сигнала детектора  $U_t$  и потока солнечного радиоизлучения  $R$ .



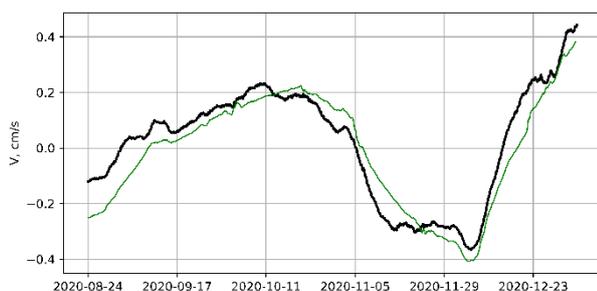
**Рисунок 7.** Корреляционная функция  $\gamma$  сигнала детектора  $U_t$  и потока солнечного радиоизлучения  $R$  и функция их независимости  $i_{x|y} = S(U_t | R)/S(U_t)$ .  $\tau$  – сдвиг времени в сутках;  $\tau < 0$  соответствует запаздыванию  $U_t$  относительно  $R$ ,  $\tau > 0$  – опережению.

При столь большом опережении длины ряда недостаточно для применения прогностического алгоритма, но сама возможность прогноза легко демонстрируется сдвигом фильтрованных рядов (рисунок 8).



**Рисунок 8.**  $U_t$  приближенно прогнозирует вариацию солнечной активности  $R$  (относительно средневхлутнего уровня) с заблаговременностью 180 сут. Начало отсчета времени (в сутках) 4 ноября 2016 г.

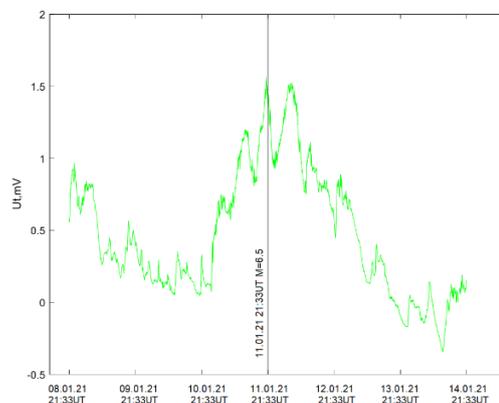
Аналогичным образом выявлены опережающие нелокальные корреляции сигналов детекторов со случайными вариациями температуры и скорости течения в деятельном слое Байкала. Поскольку времена опережения для этих процессов не так велики, возможно применение прогностического алгоритма текущей регрессии, менее требовательного к длине обучающего интервала. На рисунке 9 показана последняя прогностическая серия скорости течения.



**Рисунок 9.** Прогноз вариаций скорости течения  $V$  на глубине 50 м (относительно скользящего 77-суточного среднего) с фиксированной заблаговременностью 16 сут по данным детектора  $U_t$ . Стандартное отклонение фактической (черная линия) и фактической (зеленая линия) кривых 0,073 см/с.

Сильные землетрясения вызывают в сигнале детектора нелокальных корреляций, в полном соответствии с теорией, характерный симметричный тройной всплеск: опережающий-синхронный-запаздывающий.

Особенно ясно он виден в сигнале нижнего детектора  $U_b$ , существенно экранированного водной толщей от вышележащих процессов. При этом радиус обнаружимости оказался на порядок больше чем для  $E_z$  (Коротаев и др., 2016; Коротаев и Морозов, 2018; Korotaev et al., 2018). Последнее сильное (Монгольское) землетрясение  $M=6.5$  произошло 11.01.2021 при удалении эпицентра от установки на 286 км. К сожалению, в этой годовой серии канал  $U_b$  вышел из строя в самом ее начале. Тем не менее, в сигнале верхнего детектора  $U_t$ , несмотря на его зашумленность, тройной всплеск при землетрясении хорошо виден: опережающий, с максимумом за 7,5 час до события, синхронный, и запаздывающий, спустя 8,5 час после события.



**Рисунок 10.** Тройной всплеск сигнала детектора  $U_t$  при землетрясении 11.01.2021 (момент события отмечен вертикальной чертой).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Байкальский эксперимент дал и продолжает давать многоплановую информацию о гелиогеофизических процессах в сопряженных геосферах и возможностях их прогноза. В ближайшем будущем предполагается расширение эксперимента – ввод новой трехкомпонентной глубоководной установки с гидроакустической передачей данных и расширение сети наземного магнитного мониторинга. Это позволит перейти к прогнозам в реальном времени, а также эффективно использовать данные мониторинга для глубинного электромагнитного зондирования.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено при поддержке РФФИ, грант 20-05-00001. Развитие техники глубоководного эксперимента поддержано Минобрнауки РФ в рамках программы крупных научных проектов национального проекта Наука, грант 075-15-2020-778.

### ЛИТЕРАТУРА

- Коротаев СМ, Морозов АН, 2018  
Нелокальность диссипативных процессов –  
причинность и время. М.: Физматлит
- Коротаев СМ, Буднев НМ, Сердюк ВО,  
Киктенко ЕО, Горохов ЮВ Глубоководный  
электромагнитный мониторинг в Байкале –  
классический и неклассический аспекты.  
Вопросы естествознания. 2016. №2, с. 41–53
- Коротаев СМ, Сердюк ВО, Горохов ЮВ  
Прогноз геомагнитной и солнечной  
активности на основе нелокальных  
корреляций. Доклады Академии наук. 2007.  
Т. 415, №6, с. 814-817
- Коротаев СМ, Шнеер ВС, Гайдаш СП,  
Буднев НМ, Миргазов РР, Халезов АА,  
Панфилов АИ Эффект и предвестники  
землетрясения 27.08.2008 в вертикальной  
компоненте электрического поля в озере  
Байкал. Доклады Академии наук. 2011.  
Т. 438, №5, с. 683–686

Пулинец СА, Узунов ДП, Карелин АВ,  
Давиденко ДВ Физические основы  
генерации краткосрочных предвестников  
землетрясений. Комплексная модель  
геофизических процессов в системе  
литосфера–атмосфера–ионосфера–магнит  
осфера, инициируемых ионизацией.  
Геомагнетизм и аэрономия. 2015. Т. 55, №4,  
с. 540–558

Cramer JG The transactional interpretation of  
Quantum Mechanics. Rev. Mod. Phys. 1986. V.  
58, p. 647–688

Korotaev SM, 2011 Causality and Reversibility in  
Irreversible Time. Irvine, CA: Scientific  
Research Publishing

Korotaev SM, Budnev NM, Serdyuk VO,  
Orehova DA, Kruglyakov MS, Kiktenko EO,  
Mirgazov RR, Zurbanov VL, Gorohov JV,  
Ryabov EV Baikal electromagnetic experiment.  
Atmospheric and Oceanic Physics. 2018. V. 54,  
p. 1569–1594

Lean JL, Brueckner GE Intermediate–term solar  
periodicities: 100–500 days. Astrophys. J. 1989.  
V.337, p. 568–578

Pankratov OV, Kuvshinov AV, Avdeev AB  
Ez-response, as a monitor of Baikal rift fault  
electrical resistivity: 3-D-modeling studies. Ann.  
Geophysics. 2004. V. 47, p. 151–156

## **Электромагнитные исследования современных геодинамических процессов литосферы областей внутриконтинентальной орогении, на примере Тянь-Шаня**

А.К. Рыбин<sup>1</sup>, Е.А. Баталева<sup>1</sup>, П.Н. Александров<sup>2</sup>, К.С. Непейна<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Научная станция РАН в г. Бишкеке, rybin@gdirc.ru

<sup>2</sup>ЦГЭМИ ИФЗ РАН, alexandr@igemi.troitsk.ru

---

### **АННОТАЦИЯ**

Электромагнитные исследования динамики напряженно-деформированного состояния геосреды основаны на анализе двух групп физических явлений. К первой относятся явления, связанные с изменениями электрических свойств пород при изменении их трещиноватости, пористости, флюидосодержания, структуры и текстуры, температуры и давления т.п. Ко второй – генерация источников электромагнитного поля эндогенного происхождения в процессе необратимых (процессы трещинообразования) или обратимых (электрокинетические явления) геодинамических процессов. Практические результаты изучения первой группы явлений, полученные в разное время на территории Тяньшанского региона, основаны на анализе изменений во времени магнитотеллурических передаточных функций. При этом полагаем, что геодинамические процессы и, в частности, формирование очага землетрясения, сопровождаются активным трещинообразованием, резким изменением поровой структуры горных пород и перераспределением насыщающих горные породы водных растворов, вследствие чего изменяется удельное электрическое сопротивление массивов горных пород.

Основные результаты в этом направлении исследований:

– экспериментальное подтверждение факта взаимосвязи вариаций электрического сопротивления с изменением напряженно-деформированного состояния участков земной коры Тянь-Шаня, полученное с использованием разработанной в Научной станции РАН методики азимутального магнитотеллурического мониторинга;

– выделение направлений максимальных и минимальных изменений кажущихся электросопротивлений, предположительно соответствующих осям сжатия и растяжения, по результатам анализа частотно-временных рядов азимутального магнитотеллурического мониторинга;

– разработка методики количественной оценки отклика вариаций электропроводности на упругие деформации земной коры от лунно-солнечных приливных воздействий на основе построения и анализа корреляционных полярных диаграмм.

Практические результаты изучения второй группы явлений основаны на представлении о том, что современные геодинамические процессы в земной коре Тянь-Шаня формируют источники электромагнитного излучения и сейсмоакустической эмиссии, приводящие к вариациям электромагнитного и сейсмического полей эндогенного происхождения, которые можно наблюдать на поверхности Земли.

При этом предложена и апробирована методика выделения электромагнитного поля эндогенного происхождения из наблюдаемых электромагнитных данных. Рассчитаны энергетические характеристики этого поля для большого набора временных рядов электромагнитных измерений, выполненных за последние годы в пунктах режимных и мониторинговых магнитотеллурических наблюдений на территории Северного Тянь-Шаня. Установлена причинно-следственная связь энергетических характеристик электромагнитного поля эндогенного происхождения с лунно-солнечными приливами на территории исследуемого региона.

---

## Отражение Кударинского землетрясения в данных магнитотеллурического мониторинга на Байкальском рифте

И.К. Семинский<sup>1,2</sup>, А.В. Поспеев<sup>1</sup>, М.В. Шарлов<sup>2</sup>, Ю.А. Агафонов<sup>2</sup>  
<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия, iks@crust.irk.ru  
<sup>2</sup>ООО «СИГМА-ГЕО», г. Иркутск, Россия, iks@sigma-geo.ru

---

### АННОТАЦИЯ

Тектонический процесс, сформировавший Байкальскую рифтовую зону, инициирует активность ряда опасных геологических событий, главные из которых – землетрясения. С целью анализа отражения сейсмических событий в электромагнитном поле в Институте земной коры СО РАН было открыто направление магнитотеллурического мониторинга. Идеологией упомянутых мониторинговых наблюдений являлось представление о том, что в процессе подготовки землетрясения увеличивается горное давление, которое инициирует движение флюидов в тектонически нарушенных зонах земной коры, отражающееся в изменении их удельного электрического сопротивления.

На одном из полигонов Института, находящемся на западном побережье озера Байкал вблизи деревни Бугульдейка была смонтирована стационарная установка магнитотеллурического зондирования, позволяющая производить регистрацию пяти компонент поля –  $H_x$ ,  $H_y$ ,  $E_x$ ,  $E_y$ ,  $E_z$ . Регистрация горизонтальных компонент электрического поля производилась с помощью линий длиной 50 м. Для размещения линии, отвечающей за регистрацию вертикальной электрической компоненты, была пробурена вертикальная скважина глубиной 12 м, обсаженная пластиковыми трубами. Горизонтальные компоненты магнитного поля регистрировались с помощью протонных магнитометров. Измерения велись с помощью двух станций MTU-2000 «Phoenix Geophysics» в диапазоне частот 0,001–100 Гц.

Через месяц после начала мониторинговых наблюдений произошло Кударинское землетрясение (09.12.2020 г.,  $MW=5,6$ , глубина гипоцентра 15 км), проявившееся в г. Иркутск интенсивностью около 6 баллов. Эпицентр землетрясения располагался в районе залива Провал на озере Байкал в 40 км от мониторингового полигона.

Наиболее явно землетрясение отразилось в электротеллурическом поле, нежели в геомагнитном. В частности, в поведении вертикальной электрической компоненты  $E_z$  – за 20 часов до сейсмического события характер флуктуаций  $E_z$  существенно изменился. Вместо хаотичных колебаний появились U-образные сигналы с периодом 2–3 с и амплитудой около 1,5–2 мкВ. В течение полутра часов амплитуда вариаций несколько увеличивалась, а период возрос до 6–8 с. Следующие интервалы проявления указанных колебаний длительностью от 5 до 10 мин отмечены через час, два часа и шесть часов после первого проявления.

После землетрясения и по настоящее время аномальные вариации подобного рода не наблюдались. Не исключено, что подобное поведение вертикальной компоненты электрического поля обусловлено пьезоэлектрическими эффектами, возникающими вследствие изменения тектонических напряжений, действующих на кварцесодержащие породы.

Еще одним интересным наблюдением является девятипроцентное увеличение электрической проводимости на глубине 9–12 км, произошедшее за месяц до сейсмического события. Через четыре месяца после события установившаяся проводимость вернулась на уровень, близкий к исходному.

Предварительные результаты магнитотеллурического мониторинга подтверждают его состоятельность на Байкальском рифте и располагают к его продолжению, а также к расширению сети пунктов наблюдения.

**Ключевые слова:** магнитотеллурическое зондирование, мониторинг, Байкальский рифт, землетрясение

---

## Геоэлектрическое строение сейсмоактивных внутриконтинентальных территорий и физическая природа формирования очага землетрясения

И.С. Фельдман  
ООО «ЕМГЕО», Москва, e-mail: mail@emgeo.com

---

### АННОТАЦИЯ

Рассматриваются геотектонические процессы разрушения земной коры, основной причиной которых являются графитизированные органогенные осадочные породы, образующиеся в процессе геотектонических активизаций с возрастанием температур. Органогенные породы заполняют прослои между более прочными плитами и при достижении температур 300-500 град размягчаются, поскольку карбон преобразуется в графит, обладающий низкой, практически нулевой, вязкостью и высокой электропроводностью. В условиях региональной напряженности земной коры это приводит к локальным сдвигам и деформациям жестких плит разного типа: сжатия и растяжения. Эти процессы и порождают землетрясения, разрушающие земную кору.

Разработана двумерная геоэлектрическая модель среды с учетом представления о процессах в геологическом объекте типа флексура, в результате деформации превращающаяся в сбросо-надвиговую структуру разрушения. Полученный результат может являться основанием для разработки мониторинга электромагнитных полей, измеряемых на поверхности Земли на удалении от очага землетрясения.

**Ключевые слова:** землетрясение, графитизация органогенных пород, тектоническая активизация, флексура, сбросо-надвиговая структура

---

Землетрясения и вулканизм наиболее ярко отражают современную активную жизнь нашей планеты. Основными энергетическими источниками этого являются гравитационная дифференциация и радиогенный разогрев в нижней мантии Земли. Непрерывно выделяемое при этом огромное количество эндогенной энергии затрачивается на преобразование верхних оболочек Земли. Генератором этих преобразований является глобальная конвекция в мантии, приводящая в движение плавающие жесткие литосферные плиты. Более молодые, относительно тонкие, океанические плиты имеют толщину 60–80 км и размеры в сотни км и перемещаются со скоростью несколько см в год. Наиболее древние, континентальные, имеют толщину 100–250 км, а размеры в тысячи км и перемещаются на порядок медленнее. Скорости и размеры плит отражают запасенную энергию, которая затрачивается на разрушение плит, как при их столкновении, так и при их распаде, т.е., фактически, является мерой геотектонической активности региональных тектонических подразделений. Однако структура и последовательность разрушений плит уже полностью определяется конкретными особенностями строения самих плит и, прежде всего, ее верхней части

(земной коры). В зонах сжатия и условиях напряженного состояния в квазислоистой модели, характерной для верхней и средней части земной коры, наиболее прочные прослои будут перемещаться по менее прочным (вязким), таким как глины, соли и черные сланцы, формируя сдвиги и надвиги и, при торможении, горно-складчатые области. В зонах растяжения формируются рифты, которые заполняются осадочными породами с прослоями графитизированных органогенных образований, которые при погружении и разогреве превращаются в размягченные прослои с практически нулевой вязкостью и высокой электропроводностью.

Разработана технология построения высокоточных геоэлектрических разрезов земной коры, позволяющая использовать геоэлектрические критерии для построения прогнозных природных моделей, контролирующих сейсмичность. Они основаны на фактически повсеместном распространении в верхней-средней части земной коры хорошо проводящих горизонтов и линейных объектов (разломов), сложенных органогенными отложениями, преобразованными в т.н. графитизированные сланцы. Графит как электронный проводник имеет низкое сопротивление и низкую вязкость и обладает замечательной способностью создавать

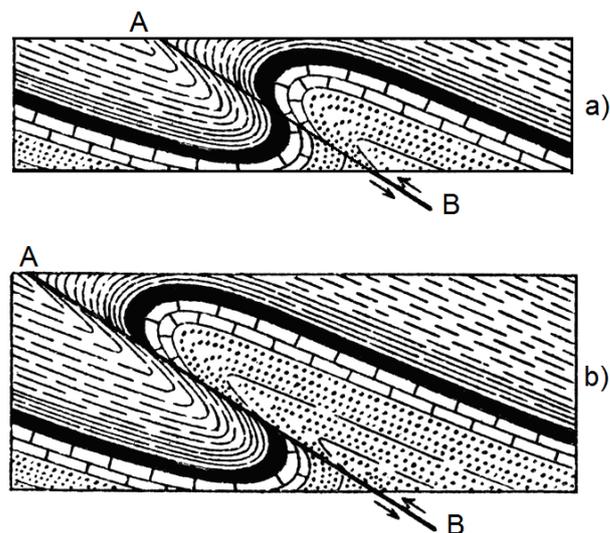
пленочные межзерновые структуры, обеспечивающие их объемную высокую электропроводность и объемную высокую пластичность (низкую, практически нулевую вязкость).

Все остальные породы глубже кровли кристаллического фундамента, также прошедшие стадию начального метаморфизма, имеют высокие сопротивления, возрастающие с глубиной от  $10^3$  Ом до  $10^5$  Ом. Существенно возрастают также другие параметры, такие как скорости сейсмических волн ( $V_p$ ,  $V_s$ ), плотность ( $\sigma$ ), вязкость ( $\eta$ ) и т.н. сдвиговая добротность  $Q_m$ . Именно такие породы как экзогенного, так и эндогенного происхождения (карбонаты, доломиты, гранитоиды, интрузии, офиолиты и др.) создают жесткий каркас прочности кристаллической части земной коры. При наличии в этом каркасе прослоек пород с относительно более низкой вязкостью сдвиги более жестких блоков в условиях бокового сжатия происходят именно по контактам с ними. Именно процессы размягчения в условиях постоянно действующих напряжений в земной коре и приводят к землетрясениям, которые являются причиной различных геотектонических преобразований земной коры. Но поскольку эти же породы имеют высокую электрическую проводимость (низкие сопротивления), то на фоне в целом высокоомных пород земной коры они должны достаточно ярко отражаться в результатах глубокого бурения и электромагнитных зондированиях земной коры, маркируя таким образом сейсмически опасные участки.

В докладе рассмотрены геоэлектрические модели земной коры, полученные нами по данным МТЗ для четырех регионов – там, где можно было сопоставить их с известными характеристиками сейсмичности: Алтае-Саянской области, Забайкальской троговой зоны, Воронежской антеклизы и Беломорской покровно-надвиговой котловины. Во всех четырех регионах проводящие квазилинейные объекты отражают наличие графитизированных черно-сланцевых пород, хотя их глубина, возраст и геологическая история образования существенно отличается. Именно эти объекты совпадают с локализованными зонами высокой сейсмичности данных регионов, которые, в свою очередь, отражают известные для данных территорий глубинные разломы. Для обоснования электронной природы проводимости привлечены результаты каротажа глубоких скважин, анализ выходов

на поверхность проводящих горизонтов земной коры в областях с наиболее глубокими эрозионными срезами ее верхней части и обобщенные результаты лабораторных исследований сопротивления горных пород при Р-Т условиях в земной коре.

Основываясь на анализе сейсмических и геоэлектрических разрезов земной коры сейсмоопасных регионов, за исходную геологическую модель формирования разрыва сплошности среды берётся модель флексуры, которая превращается во взбросо-надвиг (рисунок 1). До разрыва именно хорошо проводящие графитизированные прослои обеспечивали практически всю продольную проводимость высокоомного экрана, но, учитывая их чередование с очень высокоомными прослоями, они не влияли на высокое в целом поперечное его сопротивление.



**Рисунок 1.** Исходная геологическая модель формирования разрыва сплошности среды – модель флексуры, которая превращается во взбросо-надвиг.

На следующем этапе формируется плоскость скольжения взбросо-надвига, по которой происходит либо надвигание всей верхней части разреза, либо внедрение ограниченного по толщине жесткого блока (будина) с постепенным переходом через флексуру в квазигоризонтальный надвиг.

Такие структуры формируются, как правило, в глубоких предгорных прогибах на стыке геотектонических зон сжатия и расширения. Мы демонстрируем это на примере глубокого Байкало-Патомского прогиба, разделяющего Непско-Ботуобинскую антеклизу и Забайкальскую горно-складчатую область.

Учитывая высокую нефтегазоносность антеклизы и ее окружения, здесь пробурены многочисленные глубокие скважины и выполнен большой объем детальных поисковых геофизических работ, включая и выполненные нашей организацией МТЗ в объеме 1500 ф.т. по 24 сейсмическим профилям, а также переобработку данных ЗСБ в объеме 1200 ф.т. Во многих скважинах на глубинах от 200 м до 3,2 км вскрыты надвиговые структуры с так называемым удвоением разреза (рисунок 2), а в наиболее глубокой части прогиба на глубине 1,1–1,7 км обнаружен перевернутый «вверх ногами» блок толщиной 550 м (рисунок 2). Это однозначно доказывается комплексом каротажных данных и литологией вскрытых отложений, а также выполненным нами детальным сопоставлением этого блока с нижележащим. Это уже перевернутая будина, прошедшая флексурный этап своей жизни и натолкнувшаяся на какое-то препятствие. Данное явление можно отнести уже к процессу скупивания. На рисунке 2 представлена геологическая модель этой ситуации. В ряде случаев ограниченные по всей длине будины фиксируются как сейсморазведкой МГОТ, так и электроразведкой МТЗ.

В начальный момент формирования взброса-надвига в области максимума градиента напряжения (линия АВ) возникает трещиноватость, что неизбежно приводит к заполнению трещин более пластичными разностями таких пород, как соли и черные сланцы, обогащенные графитом, которые создают хорошо проводящие пленки, обеспечивая скольжение по ним более жестких пластин.

При этом электрическое сопротивление в зоне трещиноватости уменьшается. В квазиоднородной среде эти изменения не существенны и малозаметны. Однако в двумерной модели, которая более адекватно описывает строение очага землетрясения и его развитие во времени, при обычно присутствующем высокоомном экране, изменения структуры электромагнитного поля естественного (ЕМПЗ) или искусственного источника будут весьма существенны. Весь ток, который экранировался 2D-моделью для Н-поляризации, тут же устремится в

образовавшуюся щель. Количественно процесс регулируется величиной изменения поперечного сопротивления, которое зависит от объема и связности образовавшихся проводящих трещин («щелевой» эффект). Существование представленной модели базируется на анализе глубинных сейсмогеоэлектрических разрезов, пересекающих сейсмически активные зоны в различных регионах. Как правило, это зоны сопряжения глубоких предгорных прогибов и горно-складчатых сооружений.

Однако в ряде случаев удается вскрыть подобные структуры глубокими скважинами, что показано на рисунке 2 а.

Здесь на глубине порядка от 1,7 до 2,1 км наблюдается перевернутый вверх ногами блок толщиной 700 м, который с точностью до морфологии каротажной кривой повторяет участок кривой в районе глубин 1,1–1,7 км, что однозначно доказывается комплексом каротажных и керновых данных и определением возраста и литологии вскрытых отложений. На рисунке 2 б представлена интерпретационная геологическая модель надвига, вскрытого скважиной с флексурой.

### Выводы

В результате численного моделирования показано, что для двумерной модели с высокоомным экраном и хорошо проводящим слоем перераспределение плотности полного тока в среде, с учетом представлений о формировании зоны трещиноватости, существенно увеличивается за счет эффекта «проводящей щели». При этом амплитуда электромагнитного поля поперечной поляризации возрастает на большом удалении от проводящей щели.

Полученный результат может являться основанием для мониторинга электромагнитных полей, измеряемых на поверхности Земли на удалении от очага землетрясения, что открывает новые возможности для прогнозирования землетрясений на основе электромагнитных предвестников.

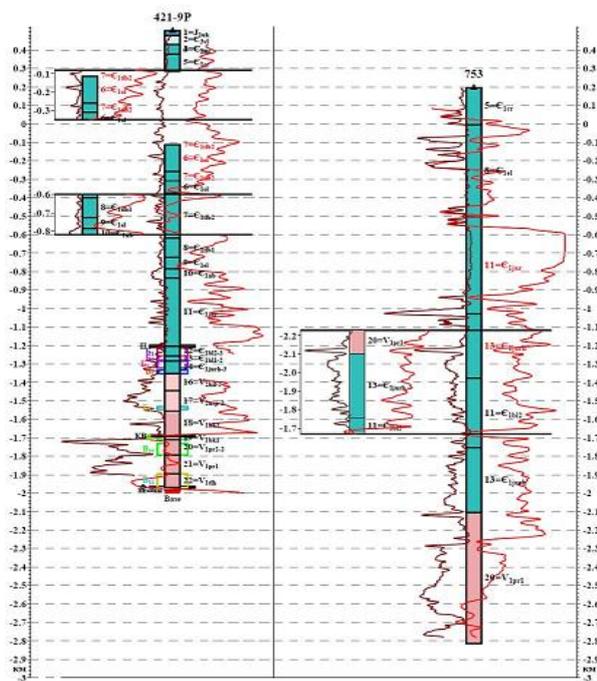
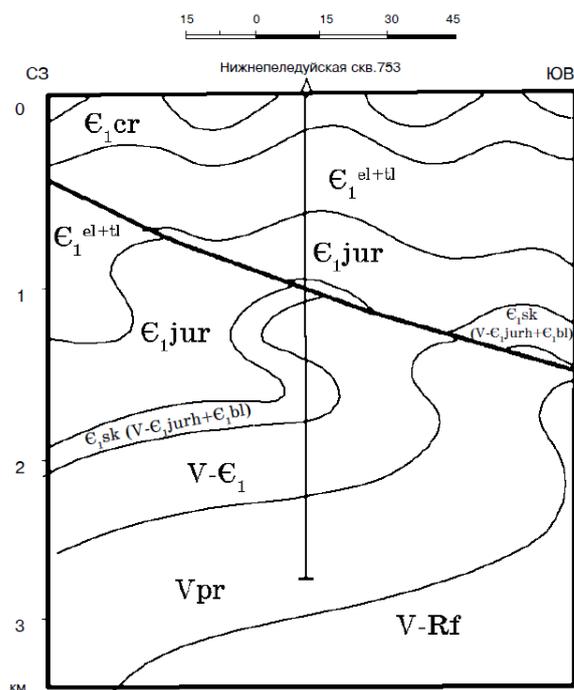


Рис.5.11 Использование каротажных данных для определения интервала «удвоения разреза»

а



б

**Рисунок 2.** Пример регистрации и интерпретации взбросо-надвиговых флексур. а – пример регистрации «удвоения» разреза каротажных данных на интервале 1,1–1,7 и 2,2–1,7 км, б – фрагмент геологической интерпретации строения Предплатомского прогиба Сибирской платформы (по Захаряну А.З.)

## Феномен поля источников электромагнитной эмиссии в земле – эффект Доплера в проводящей среде

П.Н. Александров<sup>1</sup>, А.К. Рыбин<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ЦГЭМИ ИФЗ РАН, alexandr@geo.igemi.troitsk.ru

<sup>2</sup>Научная станция РАН в г. Бишкеке, rybin99@yandex.ru

### АННОТАЦИЯ

Согласно рабочей гипотезе теории геофизического мониторинга современных геодинамических процессов, изложенной в работах (Alexandrov, 1997; Непейна, 2021), сейсмоакустическая (САЭ) и электромагнитная (ЭМИ) эмиссии являются суперпозицией полей элементарных источников эндогенного происхождения. Основным вопросом электромагнитного мониторинга является вопрос глубинности информации, получаемой на поверхности Земли, о необратимых деформациях горной породы, проявляющихся в виде процессов трещинообразования. Последовательное появление в пространстве и во времени источников (источники появляются с временной задержкой в разных точках геосреды), непосредственно связано с возникновением движущихся источников, эффективная скорость перемещения которых весьма существенно влияет на формирование полей как сейсмоакустической, так и электромагнитной эмиссии, при этом обеспечивая уменьшение затухания этих полей в Земле по отношению к случаю неподвижных источников эмиссии.

**Ключевые слова:** электромагнитная эмиссия, эффект Доплера, современные геодинамические процессы

Движение источника означает зависимость его пространственных координат от времени. В качестве примера, рассмотрим однородное изотропное пространство с постоянными во времени электромагнитными параметрами –  $\mu$ ,  $\sigma$  (соответственно, магнитная проницаемость и удельная электропроводность). В квазистационарном случае компоненты векторов электромагнитного поля, электродинамические потенциалы будут удовлетворять уравнению вида

$$\nabla^2 \varphi - \mu \sigma \frac{\partial}{\partial t} \varphi = -F(x - x_0, y - y_0, z - z_0, t), \quad (1)$$

где  $x, y, z$  – пространственные координаты точки наблюдения,  $x_0, y_0, z_0$  – пространственные координаты точки источника,  $t$  – время,  $\varphi$  – некоторая функция пространственных координат и времени,  $F$  – источник электромагнитного поля.

В случае движущегося источника, его местоположение будет функцией времени  $z_0 = z_0(t)$  (здесь и далее будем рассматривать движение источника только вдоль оси  $z$ , если не оговорено иное), решение уравнения (1) будет

$$\varphi = F * G, \quad (2)$$

где  $*$  – оператор свертки по пространственным и временной переменным,

$$G = \frac{\left(\frac{\sigma \mu}{\pi}\right)^{\frac{1}{2}}}{8\pi t^{\frac{3}{2}}} e^{-\frac{\sigma \mu r^2}{4t}} - \text{функция Грина уравнения}$$

теплопроводности,  $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$ .

Пусть источник описывается следующим образом:

$$F = \delta(x)\delta(y)\{\delta(z - z_0(t_1))\delta(t - t_1) - \delta(z - z_0(t_2))\delta(t - t_2)\},$$

$t_2 > t_1$ ,  $\delta$  – дельта-функция Дирака.

Тогда решение (2) примет вид:

$$\varphi = G(x, y, z - z_0(t_1), t - t_1) - G(x, y, z - z_0(t_2), t - t_2),$$

или, при малых  $\Delta t = t_2 - t_1$ ,

$$\varphi = \Delta t \left( \frac{\partial}{\partial t} G + v \frac{\partial}{\partial z} G \right), \text{ где } v = \frac{z_0(t_2) - z_0(t_1)}{t_2 - t_1} = \frac{\Delta z}{\Delta t} -$$

скорость перемещения источника.

Иначе говоря, появляется дополнительный источник электромагнитного поля, связанный с его движением. При увеличении числа источников  $n$  за постоянный интервал времени  $T = n \cdot \Delta t$  последнее выражение сводится к интегральной сумме и в пределе  $\Delta t \rightarrow 0$  получим

$$\varphi = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \sum_{i=1}^n \left( \frac{\partial}{\partial t} G_i + v_i \frac{\partial}{\partial z} G_i \right) = \int_0^T \left( \frac{\partial}{\partial t} G + v \frac{\partial}{\partial z} G \right) dt = \frac{\partial}{\partial t} \int_0^T G dt + \int_0^T v \frac{\partial}{\partial z} G dt,$$

$$t > T, \quad G = G(x, y, z - z_0(\tau), t - \tau).$$

Анализ влияния скорости движения на создаваемое им электромагнитное поле показывает, что морфология функции  $\varphi$  резко меняется в зависимости от скорости перемещения источника (Alexandrov, 1997). Затухание поля в пространстве слабее, чем для неподвижного (закрепленного) источника. Отметим, что в случайной последовательности источников в пространстве и времени, а также случайной амплитудой, всегда можно выделить движущийся источник в указанном выше смысле.

### Механизм формирования «эффекта Доплера» в проводящей среде

Распространение фиксированной амплитуды поля, либо какой-либо характеристики, например, перехода через ноль максимума амплитуды, определяемая по приравнению нулю производной функции по времени и т.п., позволяет определять вектор скорости распространения поля.

Эффект Доплера имеет место как в акустике (волновой процесс), так и в проводящих средах (диффузионный процесс). Рассмотрим уравнение теплопроводности

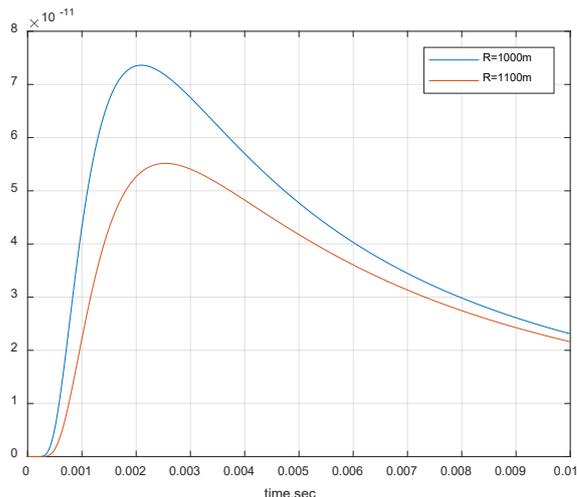
$$\frac{\partial}{\partial t} G = a \nabla^2 G$$

$$a = \frac{1}{\mu \sigma},$$

где  $\mu \sigma$ , решение которого имеет вид

$$G(R, t) = \frac{1}{8(\pi a t)^{3/2}} e^{-\frac{R^2}{4at}}$$

. Графики этой функции на расстоянии 1000м и 1100м для среды с параметрами  $\sigma = 0.01 \text{ См} \cdot \text{м}$ ,  $\mu = 4\pi 10^{-7} \text{ Гн} / \text{м}$  представлены на рисунке 1.



**Рисунок 1.** Функция Грина как функция времени от расстояния R=1000/1100м до источника в однородной среде с параметрами  $\sigma = 0.01 \text{ См} \cdot \text{м}$ ,  $\mu = 4\pi 10^{-7} \text{ Гн} / \text{м}$ .

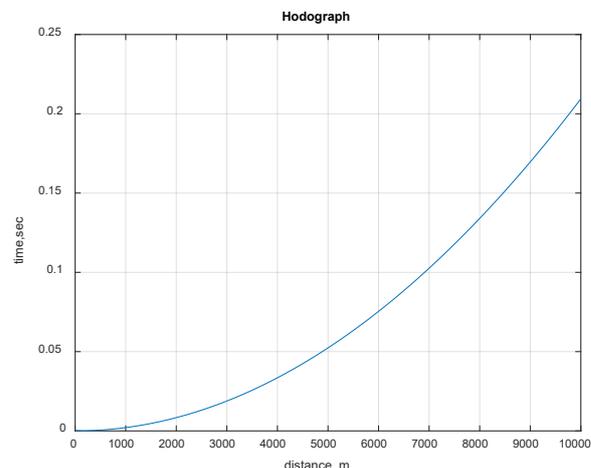
Найдем производную по времени и приравняем нулю

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} f(x, y, z, t) &= -\frac{3}{2} \frac{1}{8(\pi a)^{3/2} t^{5/2}} e^{-(R^2)/(4at)} + \\ &+ \frac{1}{8(\pi a t)^{3/2}} e^{-(R^2)/(4at)} \frac{R^2}{4at^2} = \\ &= \left( -\frac{3}{2} t + \frac{R^2}{4a} \right) \frac{1}{8(\pi a)^{3/2} t^{7/2}} e^{-(R^2)/(4at)} = 0 \end{aligned}$$

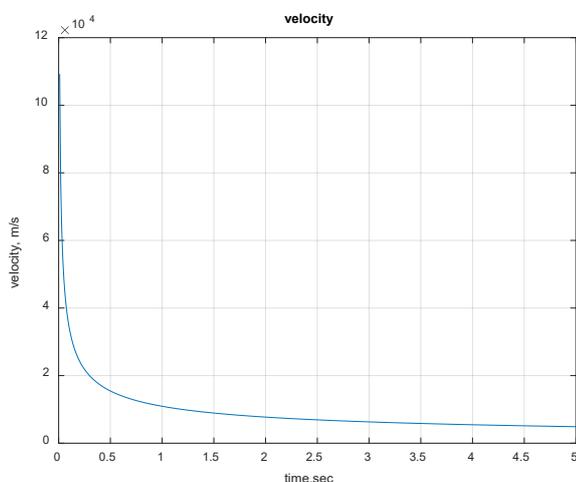
Отсюда

$$t = \frac{R^2}{6a} = \sigma \mu \frac{R^2}{6}.$$

Это соотношение определяет годограф (время прихода максимума функции Грина в точку наблюдения), график которого представлен на рисунке 2.



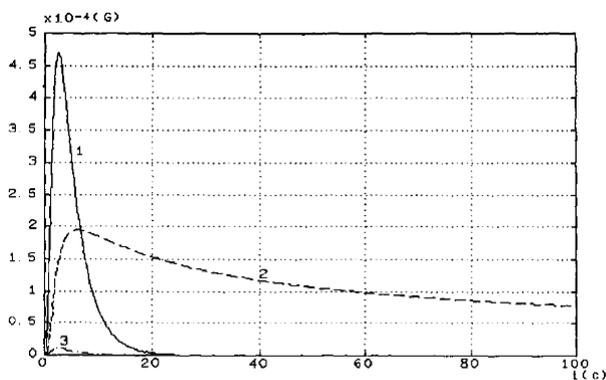
**Рисунок 2.** Годограф максимума функции Грина – ЭМ-импульса, распространяющегося в проводящей однородной среде.



**Рисунок 3.** График скорости распространения максимума функции Грина в зависимости от времени.

Из представления  $R = \sqrt{6at}$ , скорость перемещения максимума функции Грина будет равен  $V = \frac{\partial R}{\partial t} = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{6}{\sigma\mu t}}$ , график которой представлен на рисунке 3.

Скорость распространения максимума достигает уровня сейсмических скоростей на поздних временах и, следовательно, на больших расстояниях. Отсюда следует, что в случае движущегося источника в проводящей среде возможно появление эффекта Доплера, аналогичного этому эффекту в акустике, но со своими особенностями. Следующий рисунок (рисунок 4) иллюстрирует этот эффект на основе прямых вычислений для однородной среды.



**Рисунок 4.** Функция Грина как функция времени на расстоянии 1000м в среде с параметрами

$\sigma = 0.1 \text{ См} \cdot \text{м}$ ,  $\mu = 4\pi 10^{-7} \text{ Гн} / \text{м}$ . Источник проходит расстояние 1м со скоростью: 1 – 3000м/с, 2 – 0м/с, 3 – (-3000м/с).

Как следует из результатов численного моделирования (рисунок 4), при движении источника в направлении приемника амплитуда поля возрастает и импульс становится более высокочастотным (кривая 1). При движении источника в противоположном направлении (от точки наблюдения) амплитуда поля убывает (кривая 3) по сравнению с закрепленным источником (неподвижном, кривая 2) и импульс становится более низкочастотным.

### Первичное поле источников ЭМИ.

Рассмотрим формирование первичных полей источников ЭМИ, появляющихся в разных точках однородного и изотропного пространства, в разные моменты времени. Не уменьшая общности, представим поле ЭМИ  $\varphi$ , с использованием преобразования Фурье по пространственным координатам  $x, y, z$  и времени  $t$ , в виде:

$$\begin{aligned} \varphi &= \varphi(x, y, z, t) = \\ &= \sum_{j=1}^n I_j G(x - x_j, y - y_j, z - z_j, t - t_j) = \\ &= \sum_{j=1}^n I_j G(x - (\tilde{x} - \Delta x_j), y - (y - \Delta y_j), z - (\tilde{z} - \Delta z_j), t - (\tilde{t} - \Delta t_j)) = \\ &= \sum_{j=1}^n I_j \int \int \int \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{G}_1 \tilde{G}_2 dk_x dk_y dk_z d\omega = \int \int \int \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{G}_1 \sum_{j=1}^n I_j \tilde{G}_2 dk_x dk_y dk_z d\omega, \end{aligned}$$

где  $G$  – функция Грина соответствующей электродинамической задачи в пространственно-временной области ( $\tilde{G}$  – ее образ Фурье);  $I_j, x_j, y_j, z_j$  – соответственно, амплитуда и пространственные координаты элементарного источника ЭМИ, появившегося в момент времени  $t_j$  в интервале времени наблюдения  $T = n \cdot \Delta t$ ,  $\Delta t$  – интервал появления элементарных источников;  $\tilde{x}, \tilde{y}, \tilde{z}$  – средние значения пространственных координат элементарных источников, образующих один источник и появляющийся в некоторый момент времени  $\tilde{t} \in [0, T]$ , где, как и выше,  $T$  – интервал времени измерения поля ЭМИ.

$$\begin{aligned} \tilde{G}_1(k_x, k_y, k_z, \omega) &= \\ &= \tilde{G}(k_x, k_y, k_z, \omega) e^{-i(k_x(x-\tilde{x}) + k_y(y-\tilde{y}) + k_z(z-\tilde{z}) + \omega(t-\tilde{t}))} \\ \tilde{G}_2(k_x, k_y, k_z, \omega) &= e^{i(k_x \Delta x_j + k_y \Delta y_j + k_z \Delta z_j + \omega \Delta t_j)} \end{aligned}$$

Отметим, что  $\omega$  – частота, связанная с шагом дискретизации записи (который должен быть достаточно малым, чтобы восстановить форму отдельного импульса) и длительностью записи, а  $\Delta t$  – интервал следования импульсов в источнике. Поэтому выполнение условия  $\omega\Delta t_j \ll 1$  всегда можно добиться, увеличивая время регистрации поля ЭМИ.

Учитывая, что при разложении по плоским волнам область пространственных частот ограничена  $k = \sqrt{k_x^2 + k_y^2 + k_z^2} \rightarrow 0$  (при измерениях вдали от источника), и полагая

$$\sum_{j=1}^n I_j = 0, \text{ получим:}$$

$$\begin{aligned} \varphi(x, y, z, t) &\approx \\ \iint \iint \tilde{G}_i \times i &\left( k_x \sum_{j=1}^n I_j \Delta x_j + k_y \sum_{j=1}^n I_j \Delta y_j + k_z \sum_{j=1}^n I_j \Delta z_j + \omega \sum_{j=1}^n I_j \Delta t_j \right) dk_x dk_y dk_z d\omega = \\ &= \frac{\partial G'}{\partial x} \sum_{j=1}^n I_j \Delta x_j + \frac{\partial G'}{\partial y} \sum_{j=1}^n I_j \Delta y_j + \frac{\partial G'}{\partial z} \sum_{j=1}^n I_j \Delta z_j + \frac{\partial G'}{\partial t} \sum_{j=1}^n I_j \Delta t_j = \\ &= \Delta t \frac{\partial G'}{\partial x} \sum_{j=1}^n I_j \frac{\Delta x_j}{\Delta t} + \Delta t \frac{\partial G'}{\partial y} \sum_{j=1}^n I_j \frac{\Delta y_j}{\Delta t} + \Delta t \frac{\partial G'}{\partial z} \sum_{j=1}^n I_j \frac{\Delta z_j}{\Delta t} + \Delta t \frac{\partial G'}{\partial t} \sum_{j=1}^n I_j j = \\ &= \Delta t \frac{\partial G'}{\partial x} \sum_{j=1}^n I_j v_x^j + \Delta t \frac{\partial G'}{\partial y} \sum_{j=1}^n I_j v_y^j + \Delta t \frac{\partial G'}{\partial z} \sum_{j=1}^n I_j v_z^j + \Delta t \frac{\partial G'}{\partial t} \sum_{j=1}^n I_j j, \end{aligned} \quad (3)$$

где определили  $\Delta t_j = j \Delta t$ ;  $G' = G(x - \tilde{x}, y - \tilde{y}, z - \tilde{z}, t - \tilde{t})$  и ограничились первыми двумя членами разложения экспоненты в ряд Тейлора.

Если источники ЭМИ сосредоточены вблизи одной пространственной точке, то  $\Delta x_j = \Delta y_j = \Delta z_j \rightarrow 0$ . Положим амплитуды сосредоточенных источников случайными величинами, распределенными по нормальному закону с нулевым математическим ожиданием. Тогда дисперсия

$$\text{последнего слагаемого } \Delta t \sum_{j=1}^n I_j j = T \left( \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n I_j j \right)$$

в последнем уравнении (3) будет равна (Прудников и др., 1980)

$$D \left( \sum_{j=1}^n I_j j \right) = \frac{d}{n^2} \sum_{j=1}^n j^2 = \frac{d}{n^2} \frac{1}{6} n(n+1)(2n+1) \cong \frac{1}{2} dn,$$

где  $d$  – дисперсия последовательности случайных чисел  $I_j$ .

В общем случае, первые три слагаемых в (3) являются интегральными суммами и сходятся, при  $\Delta t \rightarrow 0$  и  $n \rightarrow \infty$ , к интегралам вида

$$\lim_{\substack{\Delta t \rightarrow 0 \\ n \rightarrow \infty}} \Delta t \sum_{j=1}^n I_j v_x^j = \int_0^T I(\tau) v_x(\tau) d\tau,$$

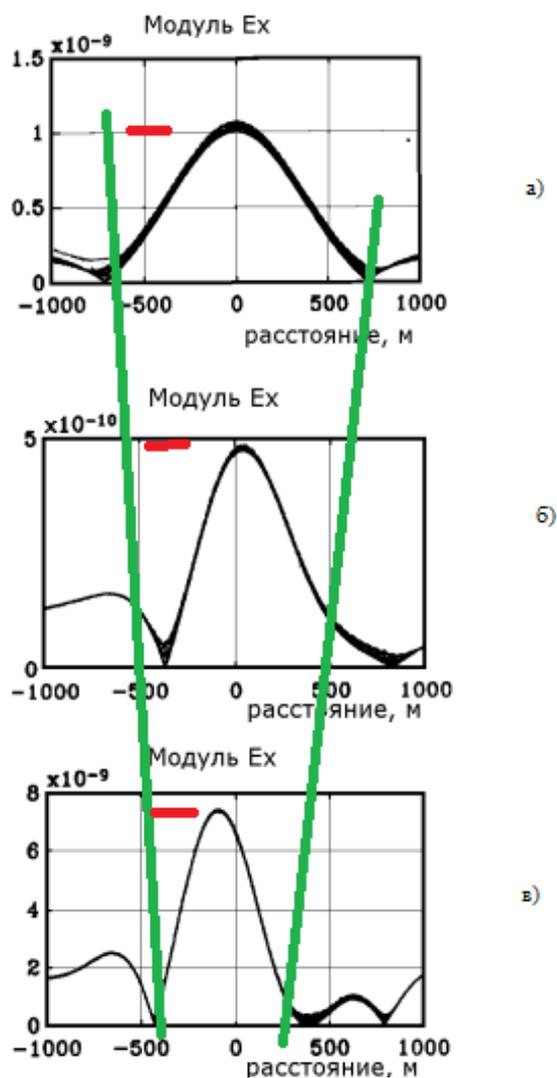
$$\lim_{\substack{\Delta t \rightarrow 0 \\ n \rightarrow \infty}} \Delta t \sum_{j=1}^n I_j v_y^j = \int_0^T I(\tau) v_y(\tau) d\tau,$$

$$\lim_{\substack{\Delta t \rightarrow 0 \\ n \rightarrow \infty}} \Delta t \sum_{j=1}^n I_j v_z^j = \int_0^T I(\tau) v_z(\tau) d\tau,$$

где  $v_x, v_y, v_z$  – скорости перемещения элементарного источника, соответственно, вдоль координатных осей  $x, y, z$  относительно центральной точки с координатами  $\tilde{x}, \tilde{y}, \tilde{z}$ .

Таким образом, в пространственной области для рассредоточенных источников САЭ и ЭМИ суммарный сигнал на низких частотах будет пропорционален сумме пространственных и временной производных передаточной функции среды.

В качестве модельного примера рассмотрим результаты вычисления поля ЭМИ. На рисунке 5 приведены результаты расчетов случайного поля горизонтальной составляющей электрического поля  $E_x$  на границе проводящего и непроводящего (изолятор) полупространств для источников электромагнитного поля, которые находились в проводящем полупространстве (электропроводность 0,1 См/м) внутри области разрушения, представленной в виде шара диаметром 200 м на глубине 1000 м. Источники моделировались электрическим диполем со случайным распределением (по нормальному закону) их местоположения внутри этой области. При этом координаты источников и их амплитуда распределены по нормальному закону со средним, равным нулю, и дисперсией, равной: для пространственных координат, – 200 м, для момента тока в электрическом диполе – 1 А/м.



**Рисунок 5.** Результаты численного моделирования горизонтальной составляющей электрического поля  $E_x$  на границе проводящего (электропроводность 0,1 См/м) и непроводящего (изолятор) полупространств для разного количества источников, появляющихся в единицу времени ( $N=1, 10, 100$ ), источников и распределенных в проводящем полупространстве с центром, находящимся на глубине 1000 м.

На графиках (рисунок 5) представлены результаты расчета  $x$ -компоненты напряженности электрического поля вдоль профиля, проходящего над центром области генерации источников ЭМИ. Поле рассчитывалось для частот от 0,5 до 5 Гц с шагом 0,5 Гц (шифр кривых – частота, причем практически в этом диапазоне частот они сливаются, вследствие чего кривые не подписаны). На рисунке 5 приведены графики:

(а) для одного источника ( $N=1$ ) в секунду, находящегося в центре области генерации поля ЭМИ, (б) для 10 источников ( $N=10$ ) в секунду, (в) для 100 источников ( $N=100$ ) в секунду. Эти графики показывают, что с увеличением количества источников наблюдается изменение характера поведения кривых модуля  $|E_x|$ , причем вдоль профиля эти кривые ведут себя закономерным (детерминированным) образом. Асимметрия кривых объясняется появлением пространственных производных в случае движущегося источника (уравнение (3)). При увеличении количества импульсов центральная часть графиков сужается, а максимальная амплитуда увеличивается пропорционально  $\sqrt{n}$ . Следует отметить убывание амплитуды вне центральной части графиков, например, на расстоянии 500 м. Это связано с обострением диаграммы направленности совокупности излучателей, расположенных в объеме разрушения, и является следствием эффекта движущегося источника. Многократные повторения модельных расчетов с изменениями ориентации источников, глубины их расположения и области разрушения, показывают аналогичное поведение кривых и для других компонент электромагнитного поля.

Отметим, что случайный сигнал собственного электромагнитного излучения Земли, составленный из причинных сигналов (в результате чего имеется сдвиг фаз  $\omega \Delta t_j$ ), приводит к обогащению низкочастотной части спектра сигнала ЭМИ. Соответственно, источники ЭМИ могут сформировать низкочастотный сигнал поля и при большом количестве самих элементарных излучателей, появляющихся в единицу времени. Рассмотренная модель отражает процесс локального лавинообразного трещинообразования геосреды, определенный в лавинно-неустойчивой модели подготовки землетрясения (Соболев, 1993).

## Выводы

Результаты численного моделирования поля источников ЭМИ со случайным распределением местоположения, амплитуды и направление электрических диполей показали, что при увеличении количества источников в единицу времени пространственная аномалия электромагнитного поля эндогенного происхождения сужается, а амплитуда

напряженности электрического поля при этом увеличивается. То есть с увеличением количества источников, появляющихся в единицу времени, происходит кажущийся процесс приближения области разрушения к земной поверхности и уменьшения размера этой области. Данный эффект связан с формированием движущегося источника электромагнитного поля (эффект Доплера в проводящей среде) и отражает переход совокупности источников ЭМИ в их новое качество. Для неподвижного источника этот эффект не наблюдается. Представленные результаты моделирования подтверждают возможность получения информации о глубинных геодинамических процессах на основе анализа поля ЭМИ, зарегистрированного на поверхности Земли.

#### **БЛАГОДАРНОСТИ**

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №20-05-00475.

#### **ЛИТЕРАТУРА**

- Alexandrov PN Matimathical model of electromagnetic field emission taking into account motion of the source // Journal of earthquake prediction research, 1997. V. 6. №4. P. 560–571
- Непеина КС Сейсмoeлектромагнитный мониторинг современных геодинамических процессов литосферы Северного Тянь-Шаня // Автореферат дис. ... к.г.-м.н. Москва: МГУ, 2021. – 25 с.
- Прудников АП, Брычков ЮА, Маричев ОИ Интегралы и ряды / М.: Наука. Главная редакция физико-математической литературы, 1981. 800 с.
- Соболев ГА Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.
- Осипов ВГ Повышение разрешающей способности электроразведки становлением поля на основе разработки методики компьютерной обработки и интерпретации. Канд. Дисс. Саратов, 1999г. – 160с.

## Результаты изучения геофизических полей эндогенного происхождения на северном Тянь-Шане

К.С. Непеина<sup>1</sup>, А.К. Рыбин<sup>1</sup>, П.Н. Александров<sup>2</sup>, П.А. Казначеев<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Научная станция РАН в г. Бишкеке, rybin@gdirc.ru

<sup>2</sup>ЦГЭМИ ИФЗ РАН, alexandr@igemi.troitsk.ru

<sup>3</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, pak@ifz.ru

---

### АННОТАЦИЯ

Исследование посвящено результатам серии экспериментов наблюдения за динамикой электромагнитного и сейсмического полей эндогенного происхождения. В свою очередь, изменения в энергетических характеристиках геофизических полей эндогенного происхождения могут рассматриваться как интегральный отклик геологической среды на региональные и локальные современные геодинамические процессы, одновременно воздействующие на такой сейсмоактивный регион как Тянь-Шань и быть связаны с необратимыми деформациями (трещинообразованием). Предполагается, что существуют связи между деформационными и потенциальными полями в геологической среде. В основе лежит гипотеза о порождении процесса трещинообразования с испусканием сигналов импульсного типа сейсмоакустической эмиссии (САЭ) и электромагнитного излучения (ЭМИ). В результате отработанной методики получена количественная оценка изменений, происходящих в литосфере Тянь-Шаня через поведение геофизических полей с формализованной информацией о состоянии геосреды, например, изменением энергетических характеристик поля эндогенного происхождения с осреднением за 1 час наблюдений. Проведена обработка полевых магнитотеллурических и сейсмических данных по выделению компонент наблюдаемых полей эндогенного происхождения для мониторинговых пунктов наблюдений Северного Тянь-Шаня. Установлена причинно-следственная связь энергетических характеристик электромагнитного и сейсмического полей эндогенного происхождения с суточными лунно-солнечными приливами. Обнаружена высокая чувствительность энергетической характеристики сейсмического поля эндогенного происхождения к сильным ( $K > 10$ ) или близким (в радиусе 50 км) землетрясениям, произошедшим в период проведения сейсмоэлектромагнитного мониторинга на территории Северного Тянь-Шаня. Предложены пути развития данной методики.

**Ключевые слова:** электромагнитное поле эндогенного происхождения, современные геодинамические процессы, геофон, градиентная установка

---

### ВВЕДЕНИЕ

При современных геодинамических процессах в геосреде происходят обратимые и необратимые деформационные процессы (Соболев, 2002; Куксенко и др., 2010 и др.). Под необратимыми деформациями понимаются неупругие (разрывные) деформации, которые приводят к нарушению сплошности горной породы за счет разрушения атомных связей и сопровождаются генерацией геофизических полей различной природы. Эти процессы генерируют источники эндогенного происхождения как электромагнитного, так и сейсмического полей (Гохберг и др., 1988; Соболев, 1993).

Результаты численного моделирования электромагнитного поля эндогенного

происхождения со случайным распределением местоположения, амплитуды и направление электрических диполей показали, что при увеличении количества источников в единицу времени пространственная аномалия электромагнитного поля эндогенного происхождения сужается, а амплитуда напряженности электрического поля при этом увеличивается (Александров, 2009).

При дальнейшем рассмотрении мы переходим от рассмотрения квазигармонических полей в методе магнитотеллурического зондирования (МТЗ) к понятию импульсных полей (путем прореживания наблюдаемого поля), и считаем, что измеренные поля содержат как магнитотеллурическое поле, так и добавку – поле эндогенного происхождения ( $Y$ ).

Поле эндогенного происхождения –

приходящее из нижнего полупространства по отношению к точке наблюдения. Предполагается, что оно обусловлено происходящими глубинными процессами и ассоциируется с ними, но не обязательно отождествляется с самим эндогенным процессом. Также нами был встречен термин «эндогенного характера», означающий сопряженность зон уплотнения и разуплотнения горных пород на глубине. Речь идет о процессах, сходных с неравновесными фазовыми переходами, которые сопровождаются эволюцией структурных состояний.

Последнее время появились новые идеи и инструменты изучения геодинамической активности через анализ поведения этих полей во времени (Александров и др., 2018; Александров и др., 2018; Александров, Непеина, 2019; Баталев и др., 2019; Баталев и др., 2019; Казначеев, Непеина, 2019; Непеина и др., 2019). Совокупность наблюдений в определенных пунктах – одновременная фиксация электромагнитного и сейсмического полей эндогенного происхождения с целью определения динамики характеристик происходящих процессов эндогенного происхождения, будем называть сейсмоэлектромагнитным мониторингом (Непеина, 2021).

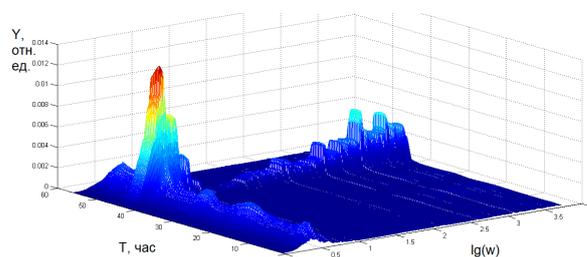
## МЕТОДЫ

По методическому и техническому оснащению коллектив ИС РАН обладает рядом программных и измерительных средств.

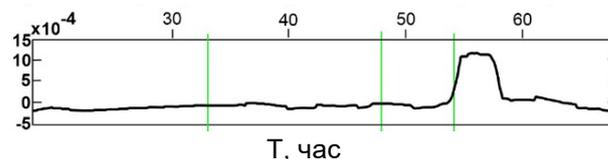
### Магнитотеллурическое зондирование

В качестве прибора измерения электромагнитного поля используется аппаратура Феникс MTU-5 (Phoenix Ltd., Canada) (Fox, 2001) с частотой измерений 15 Гц. Точность синхронизации около 1 микросекунды. В качестве повышения точности используются эталонировки и калибровки с проверкой на идентичность комплектов аппаратуры, осуществляемых до начала полевых работ ежесезонно, а также существующий набор патентов ИС РАН (Лосихин и др., 2013; Дзалба, Баталев, 2017; Дзалба и др., 2019; Дзалба, Тимонин, 2021). Сами пункты наблюдений находятся вдали от промышленных помех. Для передаточных функций МТЗ для Северного Тянь-Шаня ошибка измерений составляет 1-2% по амплитуде и 0,5–0,8° по фазе (Рыбин и др., 2008). При выставлении индукционных датчиков по буссоли в ортогональных

направлениях ошибка менее  $\pm 1^\circ$ . По напряженности электрического поля точность достигает 1-2%. Чувствительность индукционных датчиков 25 мВ/нТл. Для надежной регистрации сигналов магнитной индукции амплитудой менее 1 пТл требуется высокий коэффициент преобразования (50–100 мВ/нТл). По результатам наблюдений рассчитывается трехмерное распределение среднеамплитудных значений электромагнитного поля эндогенного происхождения для набора заданных частот (рисунок 1) и энергетическая характеристика электромагнитного поля эндогенного происхождения (рисунок 2).



**Рисунок 1.** Трехмерное распределение среднеамплитудных значений электромагнитного поля эндогенного происхождения в частотно-временной области для записей пункта ГМТЗ 900.

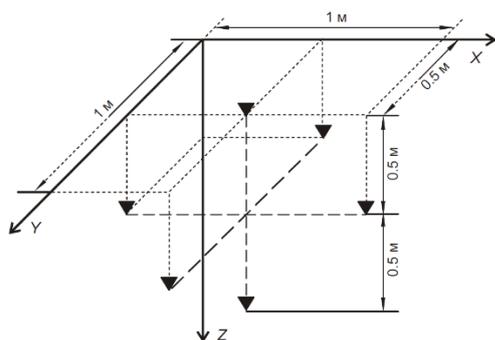


**Рисунок 2.** Энергетическая характеристика электромагнитного поля эндогенного происхождения (пункт ГМТЗ 900).

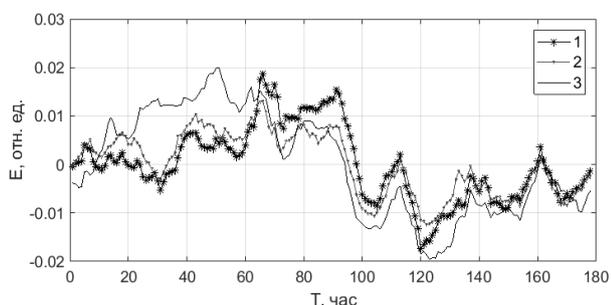
### Сейсмическая градиентная установка

В 2017 г. разработан и реализован аппаратно-программный комплекс по регистрации сейсмического поля градиентной установкой на основе 18-канальной измерительной станции с коммутатором AIMUX32C-2 и аудио-АЦП (Казначеев и др., 2019). Однако, в данный момент ведутся работы по её совершенствованию в связи с изношенностью и возможным расширением числа геофонов до 21 штуки. Каждый сейсмоприемник представляет собой комбинацию из 3-х однокомпонентных велосиметров GS-20DX производства Geospace, скомпонованных на посадочной

площадке во взаимно перпендикулярных направлениях (рисунок 3). Таким образом, один велосиметр измеряет колебания в вертикальной плоскости и два других – в горизонтальной. Общий вид записей представляет собой регистрацию шумоподобного сейсмического поля. Формальная теория фильтрации сейсмического поля по направлению распространения строится на понятии вектора градиента, указывающего направление наибольшего возрастания некоторой величины от одной точки пространства к другой (скалярного поля). Таким образом, эта установка позволяет вычислять пространственные производные на основе трехкомпонентной регистрации сейсмического поля, что повышает надежность выделения поля эндогенного происхождения. По результатам наблюдений рассчитывается энергетическая характеристика сейсмического поля эндогенного происхождения (рисунок 4).



**Рисунок 3.** Общий вид градиентной установки регистрации сейсмоакустического сигнала. Плоскость XY соответствует дневной поверхности, ось Z направлена вниз. ▼ – трехкомпонентные датчики (Казначеев и др., 2019).



**Рисунок 4.** Результаты оценки энергетической характеристики сейсмического поля эндогенного происхождения за вычетом среднего с дополнительным сглаживанием для

каждой из компонент (линии 1 – x, 2 – y, 3 – z) на территории Научной станции РАН в период 13.09.2018 (09:26 UTC) – 27.09.2018 (22:43 UTC).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

В результате выполнения исследований получены следующие результаты:

- Определены тензочувствительные зоны Северного Тянь-Шаня для проведения синхронных электромагнитных и сейсмических наблюдений;
- Реализована методика электромагнитных наблюдений современных геодинамических процессов литосферы Северного Тянь-Шаня;
- Реализована методика сейсмических наблюдений, основанная на фильтрации наблюдаемого сейсмического поля по направлению его распространения и анализе рассчитанной энергетической характеристики (интенсивности) этого поля;
- Получены синхронные наблюдения (ограниченные 3–7 сутками) сейсмического и электромагнитного поля в тензочувствительных зонах Северного Тянь-Шаня;
- Проведена обработка полевых магнитотеллурических и сейсмических данных по выделению компонент наблюдаемых полей эндогенного происхождения;
- Сформирован статистически значимый массив энергетических характеристик электромагнитного и сейсмического полей эндогенного происхождения для мониторинговых пунктов наблюдений Северного Тянь-Шаня;
- Установлена причинно-следственная связь энергетических характеристик электромагнитного и сейсмического полей эндогенного происхождения с лунно-солнечными приливами в отдельных пунктах на территории Северного Тянь-Шаня;
- Обнаружена высокая чувствительность энергетической характеристики сейсмического поля эндогенного происхождения к сильным ( $K > 10$ ) или близким (в радиусе 50 км) землетрясениям, произошедшим в период проведения сейсмоэлектромагнитного мониторинга на территории Северного Тянь-Шаня.

### **Сопоставление поведения энергетических характеристик сейсмического поля эндогенного происхождения с сейсмическими событиями**

Измерения сейсмического поля градиентной установкой на территории Научной станции РАН были начаты 1 августа 2018 г. в 16 час 04 мин (UTC+6). Результаты обработки первых записей на территории НС РАН показаны на рисунке 5. Отметим, что наиболее близкое к НС РАН землетрясение ( $R=26$  км) произошло 06.08.2018 в 00 час 13 мин по Гринвичу. Место, где расположена НС РАН, имеет координаты  $\lambda=42,68^\circ$  с.ш. и  $\varphi=74,69^\circ$  в.д. На графике (рисунок 5) землетрясение попадает на момент времени 114 час, где амплитуда энергетической характеристики сейсмического поля эндогенного происхождения отмечается резким падением амплитуды до двух единиц. Энергетический класс события низкий  $K=6,60$ . Другое землетрясение, представляющее интерес – наиболее мощное ( $K=11,33$ , 151 час на рисунке 5). Несмотря на то, что оно находится в 260 км от НС РАН, в поведении линий энергетической характеристики эндогенной компоненты сейсмического поля наблюдается значительный «срыв» непосредственно перед произошедшим землетрясением.

### **ОБСУЖДЕНИЕ**

Реализация подхода относится к рассмотрению методического вопроса и требует дальнейшего исследования. На данный момент реализованы расчеты статистических значений достоверности сходства сейсмических записей и способность провести предварительный анализ данных для отбраковки некоторых отрезков записи (Казначеев, Непеина, 2021; Казначеев и др., 2021).

В плане развития данного направления необходимо:

- Проведение синхронных наблюдений тремя комплектами аппаратуры Феникс МТУ-5. Оценить степень подобия энергетических характеристик электромагнитного поля эндогенного поля как для разнесенных в пространстве пунктов наблюдения, так и находящихся в одном пункте;
- Использование аудио-МТЗ и метод частотного зондирования (ЧЗ) для сравнения результатов. Проверить амплитудно-частотные характеристики индукционных датчиков и точности индукционных датчиков МТС-50, МТС-30. Подробное рассмотрение оценок

направление согласованности измеряемых тангенциальных компонент и калибровочных записей наподобие (Thiede, Ramotoroko, Junge, 2020);

- Апробирование методики в платформенных областях;
- Совершенствование измерительной аппаратуры: увеличение количества градиентных установок с целью локализации областей активных необратимых процессов;
- Количественная оценка области и/или скорости развития необратимых процессов на основе разделения сейсмического поля на поперечные и продольные волны, которое позволяет количественно определить сдвиговые деформации и деформации сжатия-растяжения (вычисление ротора и дивергенции);
- Наблюдения вертикальной составляющей электрического поля;
- Усовершенствование расчетов энергетической характеристики вектора  $Y$ : делать пересчет импеданса нижнего полупространства с учетом изменения геоэлектрического разреза во времени.

### **БЛАГОДАРНОСТИ**

Хочется отметить в памяти роль безвременно ушедшего от нас коллеги Баталева Владислава Юрьевича, который внес определенный вклад в изучение современных геодинамических процессов на Тянь-Шане. Исследование ведется при поддержке РФФИ №20-05-00475 «Теория и практика создания системы сейсмо-электромагнитного мониторинга геодинамической активности литосферы Тянь-Шаня».

### **ЛИТЕРАТУРА**

Александров ПН, 2009 К теории сейсмического и электромагнитного мониторинга современных геодинамических процессов. Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, № 2, Вып. 14, с 49–58

Баталев ВЮ, Баталева ЕА, Матюков ВЕ, Рыбин АК, 2019 Изучение необратимых деформаций в литосфере Тянь-Шаня по магнитотеллурическим данным (методологический аспект). Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. № 2, Вып. 42, с 42–56.  
doi: 10.31431/1816-5524-2019-2-42-42-56

- Баталев ВЮ, Баталева ЕА, Рыбин АК, Александров ПН, Матюков ВЕ, Непеина КС, Забиякова ОБ, Казначеев ПА, 2018 Теоретические обоснования исследований деформационных процессов в литосфере земли на основе сейсмических и электромагнитных полей эндогенного происхождения. Математическое моделирование процессов и систем. Ред. С.А. Мустафина. Стерлитамак: БашГУ, с 95–122
- Баталева ЕА, Баталев ВЮ, Рыбин АК, 2015 Взаимосвязь аномалий электропроводности, скоростных характеристик и режима сейсмичности литосферы Центрального Тянь-Шаня. Литосфера, №5, с 81–89
- Баталева ЕА, Мухамадеева ВА, 2018 Комплексный электромагнитный мониторинг геодинамических процессов Северного Тянь-Шаня (Бишкекский геодинамический полигон). Геодинамика и тектонофизика, №2, с 461–487
- Баталева ЕА, Рыбин АК, Баталев ВЮ, 2014 Вариации кажущегося сопротивления горных пород как индикатор напряженного состояния среды. Геофизические исследования, Т. 15, №4, с 54–63
- Гохберг МБ, Моргунов ВА, Похотелов ОА, 1988 Сейсмозлектромагнитные явления. М.: Наука, 175 с.
- Дзалба АЛ, Баталев ВЮ, 2017 Электрод для высокочастотной геофизической электроразведки. RU 175972 U1
- Дзалба АЛ, Матюков ЕК, Тимонин ГН, 2019 Стабилизация влагонасыщенности неполяризуемых электродов. RU 2701876 C1
- Дзалба АЛ, Тимонин ГН, 2021 Шаблон для азимутально-горизонтальной установки геофизических индукционных датчиков. RU 204542
- Казначеев ПА, Матюков ВЕ, Александров ПН, Непеина КС, 2019 Разработка и опробование трехкомпонентной градиентной установки для регистрации сейсмоакустического поля в геодинамически активных регионах. Сейсмические приборы, Т. 55, № 1, с 46–58. doi: 10.21455/si2019.1–3
- Казначеев ПА, Непеина КС, 2019 Программа для синхронной регистрации сигналов в многоканальная коммутация на вход одиночного аналого-цифрового преобразователя. RU 2019618732
- Казначеев ПА, Непеина КС, 2021 Программа для оценки стационарности ряда сейсмоакустических данных, зарегистрированных трехкомпонентной градиентной установкой, и их подготовки для дальнейшей обработки. RU 2021613266
- Казначеев ПА, Непеина КС, Александров ПН, 2021 К методике анализа возможной связи лунно-солнечных приливов, активности эндогенного источника магнитотеллурического поля и величины сейсмоакустического сигнала в геодинамически активных областях. Тезисы VIII Междунар. Симпозиума. Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Бишкек: ИС РАН, с 180
- Куксенко ВС, Махмудов ХФ, Манжиков БЦ, 2010 Концентрационная модель разрушения твердых тел и прогнозирование катастрофических ситуаций крупномасштабных объектов. Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых, №4, с 29–34
- Лосихин ЛН, Матюков ЕК, Пазников ВА, Петров ПП, Тимонин ГН, 2013 Неполяризующийся электрод для наземной геофизической электроразведки / Патент на полезную модель RU 123979 U1
- Непеина КС, 2021 Сейсмозлектромагнитный мониторинг современных геодинамических процессов литосферы Северного Тянь-Шаня Диссертация на соискание ученой степени кандидата технических наук. М: МГУ
- Непеина КС, Казначеев ПА, Александров ПН, 2019 Сейсмический мониторинг современных геодинамических процессов с использованием градиентной установки. Вестник КРАУНЦ, Вып. 44, №4, с 84–92
- Рыбин АК, Спичак ВВ, Баталев ВЮ, Баталева ЕА, Матюков ВЕ, 2008 Магнитотеллурические зондирования в сейсмоактивной зоне Северного Тянь-Шаня. Геология и геофизика, Т. 49, №5, с 445–460

Соболев ГА, 1993 Основы прогноза землетрясений. Ред. А.В. Николаев. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 313 с.

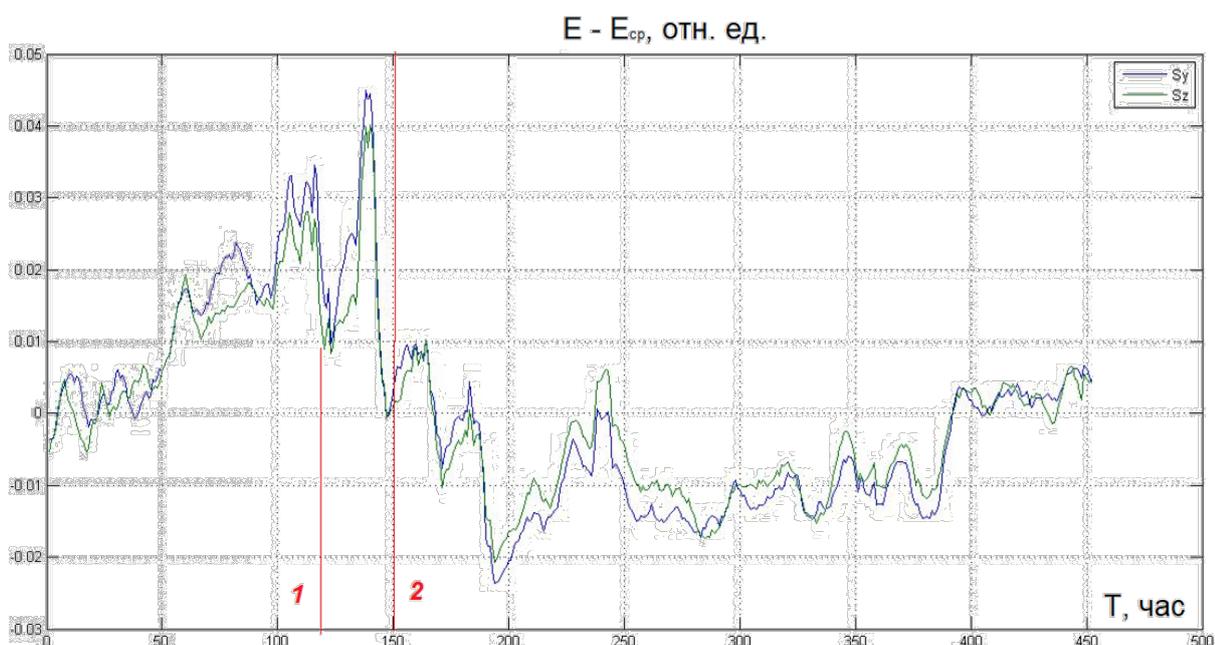
Соболев ГА, 2002 Динамика разрываобразования и сейсмичность. Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, с 67–78

Fox L, 2001 Satellite-Synchronized 3-D Magnetotelluric System. U.S. Patent № 6 191 587 B1, issued 20.02.2001

Thiede A, Ramotoroko CD, Junge A, 2020 Combined multivariate MT Processing for MTU (Phoenix) and ADU (Metronix) Measurement systems. Schmucker-Weidelt-Kolloquium für Elektromagnetische Tiefenforschung, p 58–65. [gfzpublic.gfz-potsdam.de/pubman/item/item\\_5001491](http://gfzpublic.gfz-potsdam.de/pubman/item/item_5001491)

Александров ПН, Непеина КС, 2019 Программа обработки данных регистрации сейсмических данных, зарегистрированных градиентной установкой. RU 2019618936

Александров ПН, Рыбин АК, Забиякова ОБ, 2018 Разделение электромагнитного поля по положению источников в методе МТЗ. Ученые записки Казанского университета. Серия Естественные науки, Т. 160, № 2, с 339–351



**Рисунок 5.** Графики энергетической характеристики сейсмического поля эндогенного происхождения, полученные по компонентам  $S_y$  и  $S_z$  на территории ИС РАН.

## Методика многооконного синхронного мониторинга временной изменчивости МТ/МВ передаточных операторов с учетом погрешностей их определения

Т.А. Родина, И.М. Варенцов, И.Н. Лозовский  
ЦГЭМИ ИФЗ РАН, whittakeresq@gmail.com

---

### АННОТАЦИЯ

Представлена методика мониторинга временной изменчивости магнитотеллурического (МТ) импеданса для выявления возможных изменений геоэлектрической структуры земной коры при подготовке и в результате сейсмических событий различной природы. На примере наблюдений в период мощного Камбаратинского промышленного взрыва в Киргизии проведен анализ изменений стационарных оценок импеданса и его инвариантов до и после сейсмического события по локальным наблюдениям и с использованием синхронных данных удаленных базовых пунктов. Детально исследованы вариации импедансных данных с течением времени в окнах различной длительности. Разработаны и опробованы программные инструменты для анализа, визуализации, отбраковки (по когерентностным и другим частным критериям, а также по величине относительных погрешностей оценивания) и итогового робастного осреднения частных оценок импеданса. Показана острая необходимость в синхронных системах наблюдения при решении задач МТ мониторинга. Сделанные выводы приложимы в задачах временного мониторинга других передаточных операторов электромагнитного (ЭМ) поля, прежде всего, магнитовариационных (МВ).

**Ключевые слова:** геодинамические процессы, синхронные магнитотеллурические наблюдения, мониторинг временных изменений, робастное оценивание, учет погрешностей

---

### ВВЕДЕНИЕ

Исследования временной изменчивости МТ и МВ передаточных операторов успешно ведутся при изучении неоднородностей возбуждения естественного ЭМ поля Земли (Варенцов и др., 2003а, 2003б) и динамики искажающего влияния промышленных ЭМ шумов (Sokolova, Varentsov, 2005). При решении задач геодинамического мониторинга с использованием МТ/МВ методов приходится вести выделение внутриземных эффектов малой интенсивности на фоне явлений другой природы. Для этого требуются специальные средства подавления нецелевых эффектов и углубленный контроль точности получаемых данных.

За последние двадцать лет выполнен целый ряд исследований в области МТ/МВ мониторинга геодинамических процессов. При этом многие результаты исследований имеют ограниченную достоверность, поскольку основаны на одноточечных оценках передаточных операторов, которые, в большинстве случаев, заметно искажены влиянием локальных и региональных ЭМ шумов (Климкович и др., 2009; Потапов,

Поспеева, 2017; Chen et al., 2006). Геодинамические процессы, представляющие наибольший интерес, проявляются значительно слабее, нежели промышленные помехи и искажения, вызванные неоднородностью ЭМ возбуждения Земли. Традиционным средством подавления локальных помех является проведение дополнительных синхронных наблюдений, удаленных от пункта мониторинга на расстояние, превышающее радиус корреляции локального шума (Варенцов и др., 2003а, 2003б).

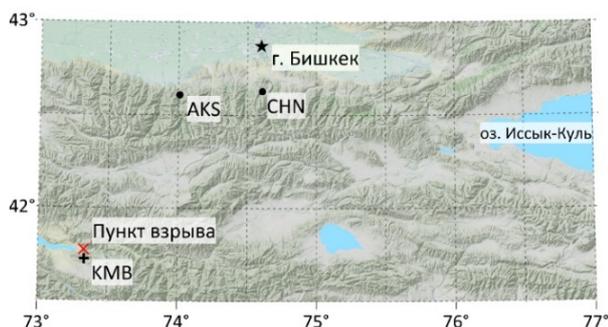
Уже имеется значимый опыт применения синхронных систем мониторинга. Такие системы позволяют анализировать изменчивость горизонтальных МВ откликов в Японии (Рокитянский и др., 2013), надежнее изучать изменчивость оценок фазового тензора импеданса при мониторинге техногенных воздействий на австралийской геотермальной площади (Peacock et al., 2012). Развитие нашего подхода к решению задачи синхронного МТ мониторинга геодинамических событий (Варенцов и др., 2020) представляется в ходе анализа экспериментальных данных, полученных в

зоне искусственного геодинамического воздействия (Камбаратинского промышленного взрыва в Киргизии), с учетом синхронных наблюдений на удаленных стационарных пунктах Научной станции РАН в г. Бишкек.

### Камбаратинский МТ эксперимент

22 декабря 2009 г. на берегу р. Нарын в Киргизии был произведен промышленный взрыв мощностью 2,8 Кт в тротиловом эквиваленте для возведения взрывоопасной плотины Камбаратинской ГЭС. С целью изучения вариаций электропроводности, ожидаемых в результате изменения напряженно-деформационного состояния блоков земной коры, на расстоянии 5,7 км от места взрыва проводилась непрерывная регистрация пяти компонент ЭМ поля (п. КМВ, рисунок 1) (Баталева и др., 2013). Измерения выполнены в течение суток до момента взрыва и двух суток после него с использованием МТ станции Phoenix MTU-5D с частотой дискретизации 24 Гц.

Для выявления изменений геоэлектрической структуры нами, прежде всего, были построены и сопоставлены стационарные оценки импеданса в п. КМВ отдельно по интервалам наблюдений до и после взрыва. Для повышения надежности результатов исследования одноточечные оценки импеданса были дополнены синхронными, использующими магнитные данные со стационарных пунктов НС РАН: Аксу (AKS) и Чонкурчак (CHN), удаленных от места взрыва на 105 и 145 км, соответственно (рисунок 1).

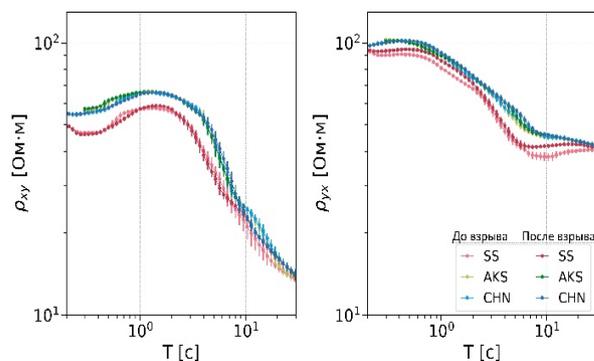


**Рисунок 1.** Схема расположения пунктов МТ наблюдений относительно места взрыва.

В качестве основного инструмента решения задачи мониторинга использована программная система PRC\_MTMV (Варенцов и др., 2003а; Varentsov, 2015). Методика оценивания передаточных операторов основана на получении частных оценок (как синхронных, RR,

так и одноточечных, SS) для отдельных отрезков (окон) записей и их отбраковке по когерентностным и иным критериям.

На рисунке 2 SS и RR оценки кажущихся сопротивлений, полученные в п. КМВ по временным интервалам до и после взрыва, сопоставлены на периодах от 0,2 до 30 с. Сравнение стационарных RR оценок не выявляет заметных различий между ними. В то же время, SS оценки заметно отличаются по уровню от RR оценок во всем диапазоне рассматриваемых периодов, что указывает на значительное влияние ЭМ помех на результаты одноточечного оценивания. Хорошее совпадение всех RR оценок, как до, так и после взрыва проявляется (Варенцов и др., 2020) и для инвариантных параметров импеданса, более чувствительных к изменениям геоэлектрической среды.



**Рисунок 2.** Сопоставление одноточечных и синхронных (относительно п. AKS и CHN) оценок кажущихся сопротивлений до и после Камбаратинского промышленного взрыва.

### Временные развертки локальных и синхронных оценок импеданса

Далее частные оценки становятся объектом непосредственного изучения, направленного на более тонкую диагностику временной изменчивости передаточных операторов в результате изменений структуры земной коры. Анализу подлежат все частные оценки (без предварительной отбраковки) для серии временных окон фиксированной длины, выбираемых без наложений и разрывов. Выбор размера временных окон осуществляется в соответствии с временным масштабом изучаемых явлений (Варенцов, Соколова, 2003b, Sokolova, Varentsov, 2005). Результаты представляются в виде временных разверток – псевдоразрезов с горизонтальной осью времени и вертикальной осью периода в lg-масштабе. Для расширения

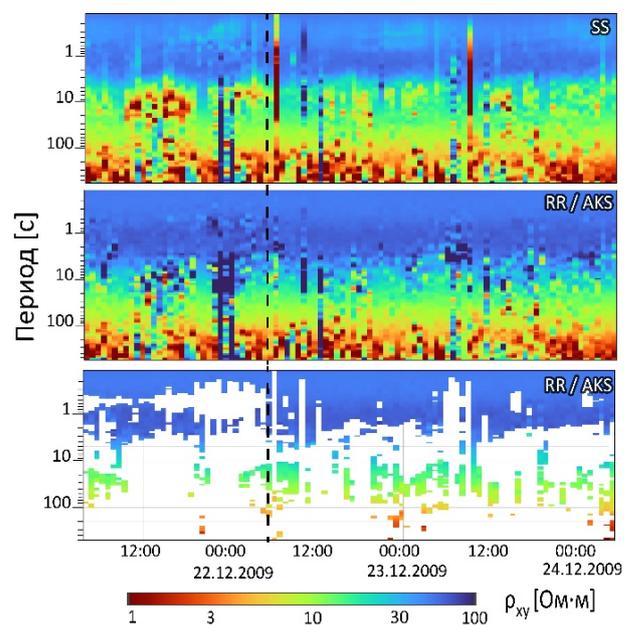
возможностей анализа данных мониторинга нами разработаны дополнительные программные процедуры, реализующие визуализацию данных, интерактивную отбраковку недостоверных оценок по нескольким критериям и последующее робастное осреднение оценок, прошедших отбраковку, для серии временных окон разной длины.

На рисунке 3 представлена визуализация изменений  $\chi$  компоненты кажущегося сопротивления с течением времени для временного окна длиной 45 минут. На двух верхних панелях дано сравнение псевдоразрезов всех полученных частных оценок – односторонних и синхронных с использованием данных в п. АКС. Число локальных неоднородностей для SS оценки на самой верхней панели рисунка значительно больше, чем для синхронной RR оценки на второй панели сверху. Большая часть таких аномалий концентрируется в «мертвом» диапазоне в окрестностях периодов 1 и 10 с. Для прояснения их природы произведена отбраковка синхронных частных оценок импеданса по двум когерентностным критериям и по величине относительных погрешностей оценивания. Частные оценки с высоким ( $>0.6$ ) квадратом входной когерентности характеризуют случаи линейной поляризации магнитных полей и не позволяют устойчиво определить импеданс в матричном представлении – в этом случае большая часть исключений коснулась периодов  $>10$ – $20$  с. Частные оценки с низким ( $<0.55$ ) квадратом множественной когерентности характеризуют качество импедансных линейных связей – большая часть таких оценок концентрируется в «мертвом» диапазоне в окрестностях периодов 1 и 10 с. Затем были исключены все оценки с относительной погрешностью  $>35\%$ . На нижней панели представлен псевдоразрез, полученный после исключения ненадежных оценок по всей совокупности описанных критериев. Более половины частных оценок были связаны с влиянием ЭМ помех и отбракованы. Итоговый результат демонстрирует минимальные временные изменения кажущегося сопротивления и не позволяет судить об изменениях геоэлектрической структуры в результате взрыва.

Нестационарные эффекты по-разному проявляются во временных окнах различной длины. Для повышения устойчивости результатов мониторинга аналогичные процедуры отбраковки были последовательно

применены для RR оценок (относительно п. АКС) в серии пяти временных окон длиной от 11 минут до 3 часов (рисунок 4). Далее, по результатам этой серии в пределах окон максимальной длины (3 часа) были рассчитаны медианные значения кажущегося сопротивления (рисунок 5, верхние панели). Робастная оценка разброса полученных данных определялась по «медиане абсолютной величины отклонения от медианы» (Chave, Thomson, 1989).

Развертки медианных значений кажущегося сопротивления содержат меньшее число выпадающих элементов и демонстрируют низкую степень изменчивости на протяжении всего интервала наблюдения. Для лучшего понимания полученных результатов на нижних панелях рисунка 5 приведено распределение числа значений в ячейках осреднения, прошедших процедуры отбраковки недостоверных данных (рисунок 4, правые панели). Представленные результаты осреднения, имеющие повышенную достоверность, также не дают оснований выделить значимые изменения импедансных данных в период после взрыва.



**Рисунок 3.** Временные развертки SS и RR (относительно п. АКС) частных оценок  $\chi$  компоненты кажущегося сопротивления в п. КМВ на периодах 0,15–500 с, сверху вниз: первый ряд – SS оценки, полный набор данных; второй ряд – RR оценки, полный набор данных; третий – RR оценки после применения всех упомянутые критерии отбраковки; пунктирной линией обозначен момент взрыва.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Для расширения возможностей мониторинга импедансных изменений целесообразно строить псевдоразрезы временной изменчивости для более широкого многообразия компонент и инвариантных параметров. Развертки экстремальных инвариантов кажущегося сопротивления и фазы импеданса, а также параметров трехмерности среды могут быть более чувствительными к ее изменениям перед и в процессе сейсмических событий. Нельзя упускать и возможность совместного мониторинга нескольких передаточных операторов, дополняя импеданс МВ откликами.

## Выводы

Экспериментальные данные, полученные вблизи Камбаратинского промышленного взрыва, позволили продемонстрировать возможности методики синхронного мониторинга изменчивости частных оценок импеданса (кажущихся сопротивлений) для серии окон различной длительности. Построение временных разверток (псевдоразрезов) изменения частных оценок импеданса наглядно показало возможности применения критериев отбраковки элементов данных, искаженных ЭМ помехами, и выделения их достоверных частей. Выявлено существенное влияние локальных ЭМ шумов на одноточечные оценки и заметные преимущества синхронных оценок. Сопоставлены результаты отбраковки частных оценок в ходе мониторинга по различным критериям, включая уровень относительных погрешностей их определения. Продемонстрированы результаты робастного многооконного осреднения синхронных частных оценок импеданса, прошедших отбраковку.

Учет синхронных наблюдений и ошибок определения частных оценок передаточных операторов позволяет избежать недостоверных выводов об эффектах сейсмических событий на временных интервалах с высоким уровнем ЭМ помех. Полученные результаты указывают на необходимость проведения исследований в области МТ/МВ мониторинга геодинамических процессов исключительно на базе синхронных систем наблюдения с углубленным контролем погрешностей получаемых данных.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 18-35-00668\_мол\_а) и в рамках госзадания ЦГЭМИ ИФЗ РАН №0144-2019-0021. Авторы благодарны сотрудникам ИС РАН в г. Бишкек, прежде всего, Е.А. Баталевой и А.К. Рыбину, за возможность использования МТ данных, полученных в период Камбаратинского взрыва, и полезные обсуждения.

## ЛИТЕРАТУРА

- Баталева ЕА, Баталев ВЮ, Рыбин АК  
К вопросу о взаимосвязи вариаций электропроводности земной коры и геодинамических процессов // Физика Земли. 2013. №3. С. 105–113. doi:10.7868/S0002333713030034
- Варенцов ИвМ, Родина ТА, Лозовский ИН  
Синхронный мониторинг временной изменчивости МТ импеданса в период мощного Камбаратинского промышленного взрыва // Геофизика. 2020. №4. С. 68–74
- Варенцов ИвМ, Соколова ЕЮ, Мартанус ЕР и др.  
Методика построения передаточных операторов ЭМ поля для массива синхронных зондирований BEAR // Физика Земли. 2003. №2. С. 30–61
- Варенцов ИвМ, Соколова ЕЮ.  
Рабочая группа проекта BEAR. Диагностика и подавление авроральных искажений передаточных операторов ЭМ поля в эксперименте BEAR // Физика Земли. 2003. №4. С. 21–48
- Климкович ТА, Городиський ЮМ, Кузнецова ВГ, Максимчук ВЮ.  
Дослідження часових змін параметрів векторів індукції у Закарпатському сейсмоактивному прогині // Геофиз. журн. 2009. Т. 31(6). С. 147–152
- Потапов ВВ, Поспеева ЕВ.  
ЭМ мониторинг методом МТЗ в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2017. XIII Межд. науч. конгресс (г. Новосибирск, 17-21 апреля 2017): Межд. науч. конф. «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология». Сб. материалов в 4 т. 2017. Т. 3. С. 167–171

Рокитянский ИИ, Трегубенко ВИ, Бабак ВИ, Терешин АВ. Вариации компонент вектора индукции и горизонтального тензора перед землетрясением Тохоку 11 марта 2011 г. по данным японских геомагнитных обсерваторий // Геофиз. журн. 2013. Т. 35(3). С. 15–130

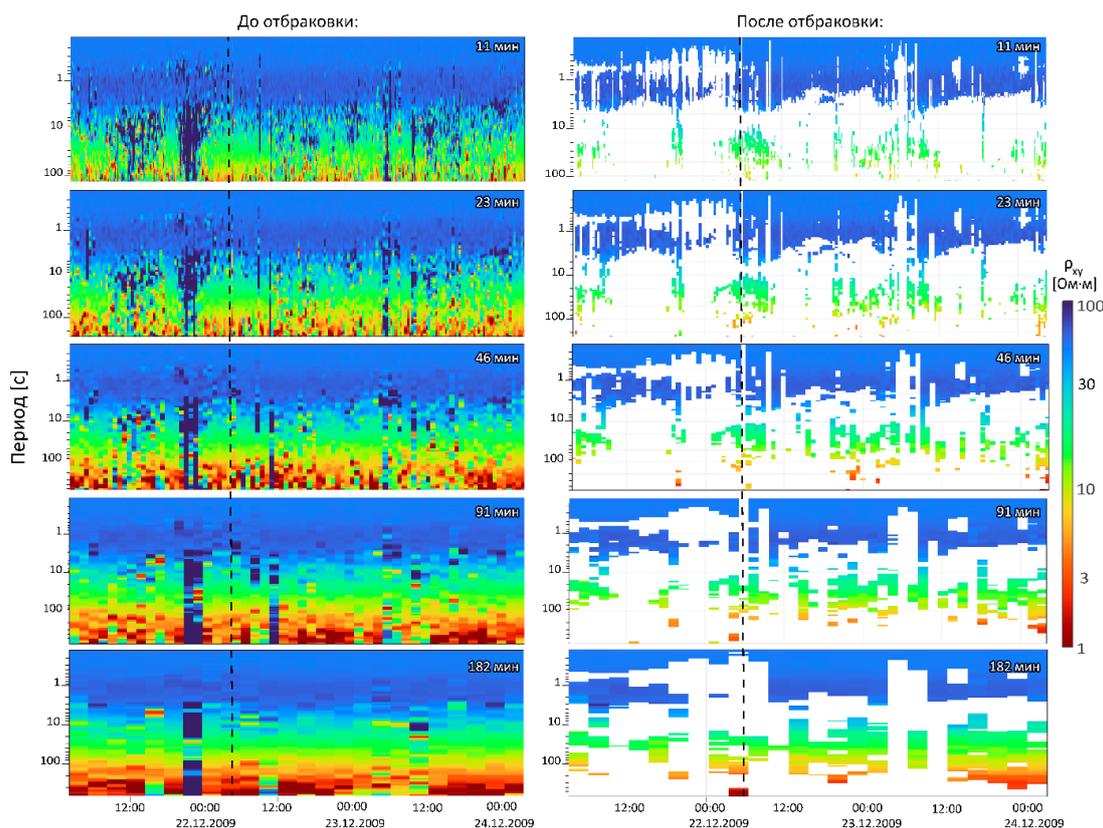
Chave AD, Thomson DJ. Some comments on MT response function estimation // J. Geophys. Res. 1989. V. 94(B10). P. 14215–14225. doi:10.1029/JB094iB10p14215

Chen K-J, Chiu B, Lin C-H. A search for correlation between time change in transfer functions and seismic energy release in North Taiwan // Earth Planets Space. 2006. V. 58. P. 981–991. doi:10.1186/BF03352603

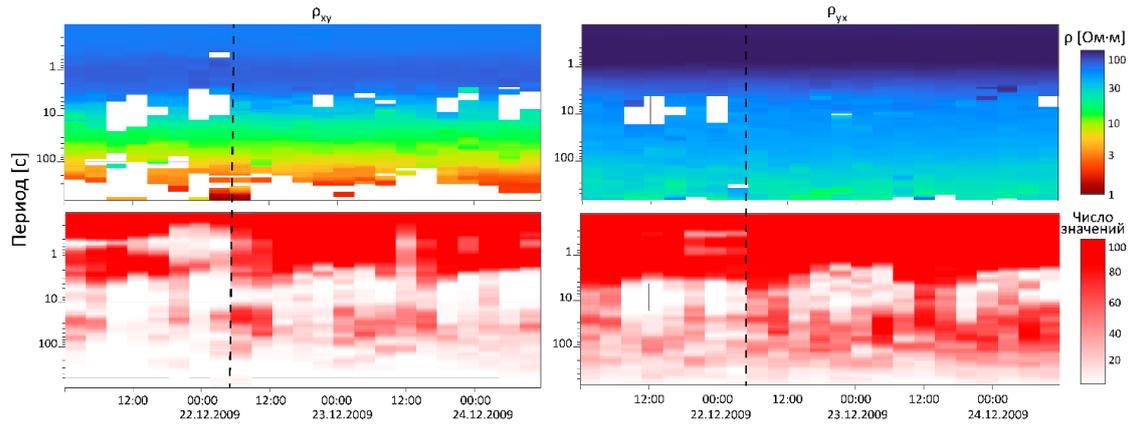
Peacock JR, Thiel S, Reid P, Heinson G. MT monitoring of a fluid injection: example from an enhanced geothermal system // Geophys. Res. Lett. 2012. V. 39(18). L18403. doi:10.1029/2012GL053080

Sokolova E.Yu., Varentsov Iv.M., EMTESZ-Pomerania WG. RRMC technique fights highly coherent EM noise in Pomerania // Protokoll über das 21. Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung. Potsdam: Dtsch. Geophys. Ges. 2005. P. 124–136

Varentsov Iv.M. Arrays of simultaneous EM soundings: design, data processing, analysis, and inversion // Electromagnetic sounding of the Earth's interior: theory, modeling, practice. Amsterdam: Elsevier. 2015. P. 271–299. http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-63554-9.00010-6



**Рисунок 4.** Временные развертки синхронных оценок  $R_{xy}$  компоненты кажущегося сопротивления в п. КМВ, полученные с использованием данных в удаленном п. АКС; длина окна увеличивается от ряда к ряду, сверху вниз: 11, 23, 46, 91 и 182 минуты; слева представлен полный набор данных, справа применены все критерии отбраковки; пунктирной линией обозначен момент взрыва.



**Рисунок 5.** Результаты медианного осреднения значений кажущегося сопротивления для пяти временных окон в п. КМВ (RR относительно п. АКС): слева – компонента  $x_u$ , справа –  $u_x$ ; сверху – псевдоразрезы кажущегося сопротивления, внизу – число усредняемых значений; пунктирной линией обозначен момент взрыва

## Изучение внутренних напряжений горных массивов в рамках упругих слоисто-блоковых моделей с включениями иерархического строения L-го ранга

О.А. Хачай<sup>1</sup>, А.Ю. Хачай<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геофизики УрО РАН, olgakhachay@yandex.ru

<sup>2</sup>УрФУ ИЕН&М, andrey.khachay@gmail.com

---

### АННОТАЦИЯ

В последние годы интенсивно развиваются новые модели механики сплошных сред, обобщающие классические теории упругости. Эти модели находят применение для описания композитных и статистически неоднородных сред, новых конструкционных материалов, а также для сложно построенных массивов в шахтных условиях. В работе излагается алгоритм распространения акустических волн в рамках активного мониторинга упругих слоисто-блоковых сред с включениями иерархического типа L-го ранга. Получены соотношения для внутренних напряжений и деформаций для каждого иерархического ранга, которые составляют нелокальную теорию упругости. Исследуются существенные отличия нелокальной теории упругости от классической и связь между ними. Характерным отличием теории сред с иерархической структурой является присутствие в явной или неявной форме масштабных параметров, т.е. явная или скрытая нелокальность теории. В работе основное внимание уделяется исследованию эффектов нелокальности и внутренних степеней свободы, отражающихся во внутренних напряжениях, которые не описываются классической теорией упругости и которые могут быть потенциальными предвестниками развития катастрофического процесса в горном массиве.

**Ключевые слова:** внутренние напряжения, иерархическая среда, акустическое поле, итерационный алгоритм моделирования, нелокальная теория упругости, мониторинг тензора напряжений

---

### ВВЕДЕНИЕ

В последние годы интенсивно развиваются новые физические и математические модели материальных сред, которые могут рассматриваться как далеко идущие обобщения классических теорий упругости (Панин В.Е. и др., 1985; Пригожин И., 2001; Кунин И.А., 1975; Шемякин Е.И. и др., 1986). Наука о пластичности и прочности твердых тел переживает стадию смены парадигмы. В течение длительного времени описание пластической деформации и разрушения твердых тел развивалось в рамках линейных приближений механики сплошной среды (макромасштабный уровень) и физики деформационных дефектов в нагруженном твердом теле (микромасштабный уровень). Однако в последние десятилетия стало очевидным, что деформируемое твердое тело представляет собой многоуровневую иерархически организованную систему, которая должна описываться в рамках нелинейной механики и неравновесной термодинамики (Панин В.Е. и др., 2012). Рассмотрены фундаментальные проблемы, возникающие при применении второго закона термодинамики к анализу систем на

макроскопическом и микроскопическом уровнях. Показано, что неравновесность состояния системы может стать причиной возникновения в ней порядка и что необратимые процессы могут приводить к возникновению нового типа динамических состояний материи, названных «диссипативными структурами» (Пригожин И., 2001).

Работа Кунина (Кунин И.А., 1975) посвящена сравнительно узкому вопросу: исследованию моделей упругих сред с микроструктурой. Исторически одной из первых моделей упругой среды, которая не может быть описана в рамках классической теории упругости, является континуум Коссера (1909). Однако долгое время мемуар Е. и Ф. Коссера оставался незамеченным, и лишь начиная примерно с 1958–1960 гг. стали усиленно развиваться обобщенные модели континуума Коссера: теория ориентированных сред, несимметричная, моментная, мультиполярная, микроморфная и т. п. теории упругости (для краткости мы будем называть их моментными теориями). К настоящему времени опубликовано несколько сот работ, посвященных этой тематике, и их число продолжает быстро

возрастать. Попытаемся весьма схематично классифицировать различные нелокальные теории упругих сред. Характеристической чертой всех таких теорий является их явная или неявная нелокальность. Последняя, в свою очередь, проявляется в том, что теории содержатся параметры, имеющие размерность длины. Эти масштабные параметры могут иметь различный физический смысл: например, расстояние между частицами в дискретных структурах, размер зерна или ячейки, характерный радиус корреляции или сил дальнего действия и т.д. Но всегда будем предполагать, что масштабные параметры малы по сравнению с характерным размером тела. Следует различать случаи сильной и слабой нелокальности. Если «разрешающая способность» модели имеет порядок масштабного параметра, т.е. в рамках соответствующей теории физически допустимо рассмотрение длин волн, соизмеримых с масштабным параметром, то мы будем называть теорию нелокальной, или сильно нелокальной (при желании это подчеркнуть). В таких моделях можно рассматривать элементы среды порядка масштабного параметра, но, как правило, расстояния, много меньше масштабного параметра, не имеют физического смысла. В нелокальных моделях скорость распространения волн зависит от их длины, поэтому часто употребляется также термин «среда с пространственной дисперсией». Подчеркнем, что нелокальность или пространственная дисперсия могут иметь различное происхождение. Они могут быть обусловлены микроструктурой среды (в частности, дискретностью микромоделей) или приближенным учетом таких параметров, как толщина стержня или пластины. Соответственно можно говорить о физической или геометрической природе нелокальности. О структуре исходной микромоделей «знают» только эффективные упругие модули, но извлечь из них эту информацию, конечно, невозможно. Отсюда следует, что явный учет эффектов микроструктуры и, в частности, внутренних степеней свободы возможен лишь при одновременном учете нелокальности, т.е. последовательная теория упругих сред с микроструктурой обязательно должна быть нелокальной (Кунин И.А., 1975).

В последние годы большое внимание уделяется исследованию пространственного напряженно-деформированного состояния горного массива. Эти исследования ведутся

как с целью практического освоения больших глубин с помощью глубоких шахт. Так и с целью изучения напряжений в земной коре. Основное внимание уделяется экспериментальным методам наблюдения за деформациями и перемещениями в горном массиве в окрестности выработок и оценкам напряжений. Развитие инструментальных методов требует основательного проникновения физических представлений в горные науки. Обнаруженный эффект зональной дезинтеграции горных пород в окрестности подземных выработок на больших глубинах есть одно из естественных состояний горного массива, находящегося под действием гравитационных и тектонических сил (Шемякин, Е.И. и др., 1986). В работе (Тажибаев К.Т., Ташмаматов А.С., 2014, см. библиографию) подробно изложена проблема определения остаточных напряжений экспериментальными методами, природа возникновения и сохранности остаточных напряжений в горных породах, металлических конструкциях, многокомпонентных материалах.

#### МЕТОДИКА И МОДЕЛИРОВАНИЕ

При измерениях напряжений в массиве горных пород методами разгрузки фиксируется суммарный результат деформаций от снятия остаточных напряжений и напряжений внешних сил. Однако для прогнозирования возможного разрушения массива возникает необходимость в разделении напряжений массива на напряжения внешних сил и остаточные внутренние напряжения. При этом вследствие того, что структура массива имеет слоисто-блочный вид с внутренними включениями иерархического типа, которые расположены нелокально, необходимо иметь возможность определять более точно возможный источник внутреннего разрушения, который влечет за собой разрушение по принципу домино. В настоящей работе разработан 2D алгоритм определения внутренних напряжений в рамках акустического мониторинга слоисто-блоковой упругой среды с упругими иерархическими включениями  $L$ -го ранга с использованием продольной и поперечной волны (Хачай О.А., Хачай А.Ю., 2021).

### Выводы

Благодаря использованию модели слоисто-блоковой среды с иерархическими включениями можно с помощью акустического мониторинга определить положение наибольших значений внутренних напряжений, определить тип возникших напряжений и с меньшими усилиями осуществить метод разгрузки горного массива. При необходимости проведения краткосрочного прогнозного мониторинга геодинамических областей и определить более точно положение готовящегося землетрясения в качестве скважинных активных акустических наблюдений надо их настроить на слоисто-блоковую модель с иерархическими включениями, а в качестве наблюдаемого мониторингового параметра использовать значения тензора внутренних иерархических напряжений.

### ЛИТЕРАТУРА

Кунин ИА Теория упругих сред с микроструктурой, нелокальная теория упругости. М. Главная редакция физико-математической литературы изд-ва «Наука», М., 1975. – 416 с.

Панин ВЕ, Лихачев ВА, Гриняев ЮВ Структурные уровни деформации твердых тел. Новосибирск: Наука, 1985. – 254 с.

Панин ВЕ, Егорушкин ВЕ, Панин АВ Нелинейные волновые процессы в деформируемом твердом теле как многоуровневой иерархически организованной системе. УФН, 2012, т.182, №12, с.1351–1357. DOI: 10.336//UFNr.0182/201212i.1351

Пригожин И. Введение в термодинамику необратимых процессов. Время, структура и флуктуации. Нобелевская лекция по химии 1977 г. М.: Научно-издательский центр «Регулярная и хаотическая динамика», 2001. – с. 123

Тажигаев КТ, Ташмаматов АС Остаточные напряжения в горных породах и метод их определения. И.Ц «Техник» Бишкек, 2014. –126 с.

Хачай, ОА, Хачай АЮ Изучение внутренних напряжений горных массивов в рамках упругих слоисто-блоковых моделей с включениями иерархического строения L-го ранга DOI: <https://doi.org/10.25714/MNT.2021.47.003> Мониторинг Наука и технологии 2021, 1, (47), 56–62

Шемякин, ЕИ, Фисенко ГЛ, Курленя МВ, Опарин ВН и др. Эффект зональной дезинтеграции горных пород вокруг подземных выработок. ДАН СССР, 1986, т. 289, №5, с. 830–832

Материалы VIII Всероссийской школы-семинара по электромагнитным зондированиям Земли имени М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна (ЭМЗ-2021). Москва, ИО РАН, 4–7 октября 2021 г. – Москва: ИФЗ РАН, 2021. – 352 с.

ISBN 978-591682-067-6

<https://doi.org/10.21455/ems2021>

ISBN: 978-5916820676

