

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ  
НАУКИ ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ ИМ. О.Ю. ШМИДТА  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

*На правах рукописи*



**Орехова Дарья Александровна**

**ИССЛЕДОВАНИЕ СТРУКТУР ЛИТОСФЕРЫ В ВЫСОКИХ  
ШИРОТАХ ПО ДАННЫМ ЕСТЕСТВЕННЫХ И МОЩНЫХ  
ИСКУССТВЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ**

Специальность 25.00.10 Геофизика, геофизические  
методы поисков полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени  
кандидата физико-математических наук

**Научный руководитель:  
д.ф.-м.н. Коротаев С.М.**

Москва – 2015

**ОГЛАВЛЕНИЕ**

ВВЕДЕНИЕ .....	4
ГЛАВА 1. ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ВЫСОКИХ ШИРОТАХ .....	12
1.1. Электромагнитные исследования на Кольском полуострове .....	16
1.2. Электромагнитные исследования в Северном Ледовитом океане .....	19
ГЛАВА 2. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МОЩНОГО СТАЦИОНАРНОГО ИСКУССТВЕННОГО ИСТОЧНИКА ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ДЛЯ ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ .....	23
2.1. Основные инструменты моделирования .....	24
2.2. Интерпретация результатов эксперимента в северо-западной части Кольского полуострова .....	27
2.3. Интерпретация результатов эксперимента в Кольском заливе Баренцева моря .....	40
ГЛАВА 3. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПЕРЕДВИЖНОГО ИСКУССТВЕННОГО ИСТОЧНИКА НИЗКОЧАСТОТНОГО ПОЛЯ (ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО БИПОЛЯ) ДЛЯ ПРЯМОГО ПОИСКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ НА ШЕЛЬФЕ .....	56
3.1. Геологическая характеристика Штокмановского газоконденсатного месторождения Баренцева моря .....	59
3.2. Построение модели месторождения .....	60
3.3. Моделирование результатов зондирования над структурой, содержащей залежь, и их анализ .....	64
ГЛАВА 4. ПЕРСПЕКТИВЫ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ .....	76
4.1. Трехмерные модели типа горст/грабен .....	78
4.2. Возможности зондирования с помощью источников искусственного возбуждения .....	85
4.3. Модели хребтов Гаккеля и Альфа-Менделеева .....	87

ГЛАВА 5. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЕСТЕСТВЕННОГО ПОЛЯ ДЛЯ МАГНИТОВАРИАЦИОННОГО КАРТИРОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА .....	97
5.1. Магнитные индукционные вектора Трофимова .....	99
5.2. Методика моделирования .....	103
5.3. Определение эквивалентных источников .....	104
5.4. Моделирование геоэлектрического разреза в приполюсном районе Северного Ледовитого океана на основе магнитовариационных данных .	110
ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	119
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	121

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность работы.** Электромагнитное зондирование литосферы в высоких широтах осложняется тем, что проводится вблизи сложного и динамичного ионосферного источника – ионосферных токовых систем. Амплитуды магнитотеллурического поля в этой области достаточно велики, чтобы создать серьезный уровень помех, затрудняющий реализацию методов искусственного поля. С другой стороны, для описания такого магнитотеллурического поля не подходит общепринятое приближение плоской волны, что затрудняет реализацию обычных методов естественного поля (магнитотеллурического зондирования и, в особенности, магнитовариационного профилирования). Можно предложить два пути преодоления этих трудностей: использование особо мощных искусственных источников и использование иного подхода к естественному полю – отказ от приближения плоской волны в пользу эквивалентных источников.

В последнее время возможности электромагнитных исследований значительно расширились благодаря развитию технических средств зондирования с мощными крайне-низкочастотными (КНЧ) источниками первичного поля. В работе в качестве такого источника будет рассматриваться использование антенны сверхдлинноволновой радиостанции, расположенной в средней части Кольского полуострова. Особенностью данного региона является распространенность среди высокоомных вмещающих пород проводящих аномалий различного пространственного масштаба. Такой же протяженный стационарный источник позволяет проводить зондирования земной коры в различных районах полуострова на большой площади и изучать крупномасштабные аномалии электропроводности. В работе анализируются результаты

экспериментов, проведенных в средней части Кольского полуострова и в Кольском заливе Баренцева моря.

Возможности использования мощного морского передвижного искусственного источника рассматриваются на модельной задаче поиска месторождений углеводородов на шельфе Баренцева моря.

Однако даже мощные искусственные источники, тем более в океане, пригодны для изучения только верхней коры. Для решения задач фундаментальной геофизики применение естественных источников внешнего происхождения, обеспечивающих за счет своего масштаба наибольшую глубинность неизбежно. Особенно актуально такое глубинное электромагнитное зондирование акватории Северного Ледовитого океана. Известно, что на примерно половине акватории этого океана при типично океанических глубинах (до 4 км) распространена литосфера, по своему строению близкая к континентальной. Первые доказательства этому были получены именно магнитотеллурическими методами, а затем подтверждены другими методами геофизики. Однако представления о границах области распространения континентального типа литосферы до сих пор остаются противоречивыми.

Сыгравшие столь важную роль пионерские магнитотеллурические зондирования Северного Ледовитого океана были выполнены с поверхности льда в 1960-70-х годах по очень редкой сети наблюдений, интерпретированы в рамках простейших одномерных моделей и с тех пор в сопоставимых размерах не повторялись. В настоящее время, с одной стороны, развита техника глубоководных донных измерений, позволяющая резко повысить возможности зондирования за счет снятия экранирующего эффекта водной толщи, а с другой – развиты методы трехмерной интерпретации, резко увеличивающие ее достоверность. Для обоснования будущих натуральных электромагнитных исследований Северного Ледовитого океана на современном уровне и выбора вариантов их оптимальной реализации в работе предпринято математическое моделирование магнитотеллурических

зондирований (в сопоставлении в необходимых случаях с зондированиями на искусственных источниках поля). Вначале, для понимания основных черт ожидаемых результатов моделируются типовые элементарные структуры типа горст-грабен в специфических условиях Северного Ледовитого океана. Затем моделируются конкретные макроструктуры этого океана и делаются выводы о возможностях различных вариантов зондирований.

Хотя прошлых магнитотеллурических данных по Северному Ледовитому океану слишком мало, чтобы применить современные методы интерпретации, за годы дрейфа станций “Северный полюс” на них был накоплен большой объем магнитовариационных данных, достаточный для применения метода магнитовариационного профилирования. Но нарушение условия плоской волны делает невозможным традиционное применение этого метода (без учета структуры источников). В работе представлено применение концепции эквивалентных источников естественного поля для картирования геологических структур магнитовариационным методом в приполюсной части Северного Ледовитого океана. Это позволило, с использованием предложенной методики учета такого сложного источника вариаций как полярный электроджет, произвести картирование области Северного Ледовитого океана регионального масштаба.

**Цель работы.** Цель работы заключалась в исследовании структур литосферы Кольского полуострова и шельфа Баренцева моря по данным мощных искусственных источников, моделировании электромагнитных зондирований Северного Ледовитого океана и картировании литосферных структур приполюсной части этого океана по магнитовариационным данным дрейфующих станций “Северный полюс”.

**В рамках диссертационной работы решены следующие основные задачи:**

1. Моделирование крупных геоэлектрических структур в средней части Кольского полуострова по данным магнитных измерений, а также в районе Кольского залива по данным шестикомпонентных электромагнитных

измерений сигналов мощного стационарного источника и интерпретация результатов.

2. Построение алгоритма определения наличия/отсутствия залежей углеводородов в перспективных геологических структурах шельфа с применением низкочастотного электрического биполя.

3. Моделирование возможностей магнитотеллурических зондирований и зондирований с помощью искусственных источников для обоснования стратегии будущих экспериментальных работ на акватории Северного Ледовитого океана.

4. Построение алгоритма нахождения эквивалентных источников магнитотеллурического поля в Северном Ледовитом океане и моделирование геоэлектрического разреза земной коры в приполюсной части этого океана с учетом найденных таким образом источников по магнитовариационным данным дрейфующих станций Северный полюс.

**Научная новизна.** Получены новые данные о разломной тектонике и крупных проводящих аномалиях средней части Кольского полуострова и в районе Кольского залива. Описан береговой эффект, вызванный циркуляцией тока по региональным разломам полуострова с замыканием через море. Построен оригинальный алгоритм нахождения эквивалентных источников магнитотеллурического поля в высоких широтах. Создана трёхмерная модель геоэлектрического разреза приполюсной части Северного Ледовитого океана на площади регионального масштаба.

**Практическая значимость полученных результатов.** Полученные квазитрёхмерные модели средней части Кольского полуострова и Кольского залива позволили получить информацию о разломной тектонике данного района и сделать некоторые выводы о блоковом строении и постгляциальном подъеме земной коры. Найдена оптимальная схема зондирующей установки для нахождения залежей углеводородов в перспективных геологических структурах арктического шельфа с помощью мощного низкочастотного электрического биполя. Разработанная методика нахождения эквивалентного

источника позволяет учесть сложный источник вариаций магнитного поля при проведении магнитовариационных зондированиях в высоких широтах. В дальнейшем эта методика может послужить основой для нового масштабного эксперимента на всей площади акватории Северного Ледовитого океана и построения его трехмерной модели.

#### **Основные защищаемые положения:**

1. Моделирование результатов проведенных на Кольском полуострове экспериментов по электромагнитному зондированию с мощным протяженным стационарным источником поля позволило получить новую информацию о разломной тектонике средней части Кольского полуострова и определить разницу в сопротивлении высокоомных блоков земной коры в районе Кольского залива.

2. Моделирование различных систем наблюдения над моделью месторождения углеводородов на шельфе позволило выделить оптимальные параметры зондирующей установки для диагностирования наличия/отсутствия залежей в перспективных морских геологических структурах при использовании низкочастотного электрического биполя. Показано, что наибольшую чувствительность к содержащим углеводороды структурам имеет вертикальная электрическая компонента поля.

3. Магнитотеллурические зондирования в Северном Ледовитом океане позволяют уверенно различать океанический и континентальный тип литосферы по измерениям МТ полей как на поверхности океана, так и на дне, однако для картирования структур пригодны только донные измерения.

4. Приближение плоской волны при реализации магнитовариационного профилирования в высоких широтах неприменимо. Предложенный алгоритм нахождения по магнитовариационным данным эквивалентного источника позволяет учесть сложный источник вариаций первичного поля при моделировании геоэлектрического разреза в арктическом районе. Полученная по такой методике модель разреза приполюсной части Северного Ледовитого океана согласуется с общепринятыми взглядами на строение литосферы в

хорошо изученной части региона, а также позволяет сделать выбор между конкурирующими гипотезами в тех областях океана, генезис которых до сих пор остается дискуссионным.

**Фактический материал и методы исследования.** В работе использованы результаты экспериментальных измерений электромагнитного поля на Кольском полуострове, выполненных в 2009 и 2011 году экспедициями Полярного геофизического института РАН; а также низкочастотные магнитовариационные данные, полученные экспедициями Арктического и Антарктического института на дрейфующих станциях Северный полюс с 1962 по 1976 год.

Численное моделирование электромагнитных полей проводилось методом интегральных уравнений с использованием программного обеспечения Pie3d (Parallel Electromagnetic Forward Modeling Based on the Method of Integral Equations), разработанного Консорциумом по электромагнитному моделированию и инверсии (CEMI, Юта, США). Расчеты проводились на высокопроизводительных кластерах НИЦ “Курчатовский институт”, МГУ и РАН.

**Личный вклад.** Построение первоначальных геоэлектрических моделей по априорным геолого-геофизическим данным, процесс трехмерного моделирования, поэтапная оптимизация получаемых моделей и анализ результатов выполнялись лично автором. Обработка данных экспериментов, нейросетевая инверсия и геолого-геофизическая интерпретация полученных моделей проводились при непосредственном участии автора в коллективе соавторов.

**Степень достоверности полученных результатов** определяется качеством исходных данных и достаточно высока. Компоненты электромагнитного поля при исследованиях на Кольском полуострове и в Кольском заливе Баренцева моря были измерены с высокой точностью, хотя из-за сложных экспедиционных условий лишь по единичным профилям. На достоверность полученной трехмерной региональной модели центральной

части Северного Ледовитого океана оказывает влияние неравномерность распределения имеющихся в наличии магнитовариационных данных, полученных на дрейфующих станциях. Тем не менее, модель не противоречит современным геологическим представлениям и может стать основой для дальнейшего масштабного эксперимента.

**Апробация работы.** Результаты диссертационного исследования докладывались на следующих научных конференциях: V Всероссийской конференция “Необратимые процессы в природе и технике”, Москва, 2009; I международная конференция “Актуальные проблемы электромагнитных зондирующих систем”, Киев, 2009; Workshop in memory of M. N. Berdichevsky and P. Weidelt, Москва-Звенигород, 2010; II Международная Нобелевская конференция “Инновационные электромагнитные методы геофизики”, Салехард, 2010; AGU Fall Meeting, San-Francisco, 2010, 2014; V Всероссийская школа-семинар по электромагнитным зондированиям Земли, Санкт-Петербург, 2011; AGU Fall Meeting, San-Francisco, 2012; II Международная конференция “Актуальные проблемы электромагнитных зондирующих систем”, Киев, 2012; VI Всероссийская школа-семинар по электромагнитным зондированиям Земли имени М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна, Новосибирск, 2013; 22-й семинар по электромагнитным зондированиям, Веймар, 2014.

**Публикации.** По теме диссертации опубликовано 17 работ, в том числе 7 статей в рецензируемых журналах, входящих в перечень ВАК.

**Структура и объем работы.** Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения и списка литературы. Общий объем диссертации 129 страниц, она включает 61 рисунок и 4 таблицы. Список литературы содержит 77 наименований.

**Благодарности.** Автор выражает глубокую благодарность своему научному руководителю д.ф.-м.н. С. М. Коротаеву.

Автор благодарит д.ф.-м.н. Ю.Г. Щорса, к.ф.-м.н. М.С. Круглякова, к.ф.-м.н. В.С. Шнеера, к.ф.-м.н. И.Л. Трофимова к.ф.-м.н. И.В. Попову, за

постоянную поддержку и плодотворное обсуждение всех аспектов работы, д.ф.-м.н. Е.Д. Терещенко и В.Ф. Григорьева за поставленные ими крупные эксперименты с мощным источником, д.ф.-м.н. профессора М.С. Жданова за предоставленное программное обеспечение трехмерного моделирования, д.ф.-м.н. профессора В.И. Дмитриева, к.ф.м.н. Варенцова и д.г.-м.н. А.А. Жамалетдинова, внимание и мнение которых сыграло важную роль в процессе работы.

## ГЛАВА 1. ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ВЫСОКИХ ШИРОТАХ

Несмотря на сложные геофизические условия работы в высоких широтах, особенно на покрытой льдом акватории Северного Ледовитого океана, методы электромагнитного зондирования земной коры широко применяются здесь как для разведочных, так и глубинных исследований еще с середины прошлого века. С тех пор они прошли большой путь развития и участвовали во многих важных открытиях.

Так, магнитотеллурическими методами хорошо изучена электропроводность северо-восточной части Балтийского щита [1-6]. По данным исследований на глубине около 10 км выделен региональный проводящий слой, существование которого подтверждено и сейсмическими методами. Масштабный эксперимент с искусственным источником – МГД-генератором “Хибины” [7] позволил составить карту электропроводности Кольского полуострова и его окрестностей.

Магнитотеллурическая съемка северных районов Западной Сибири, проводившаяся там до региональной сейсмической съемки сыграла важную роль в открытии ряда важных нефтегазовых месторождений. Так, Уренгойская структура впервые была выявлена Ю.С. Копелевым по данным метода МТЗ, что в дальнейшем привело к открытию одного из крупнейших в мире Уренгойского газового месторождения.

Магнитотеллурические зондирования в Северном Ледовитом океане по данным наблюдений с советских дрейфующих станций “Северный полюс”, указали на присутствие в части его акватории при типично океанических глубинах континентального типа литосферы [8-11].

Методы электромагнитного зондирования Земли в высоких широтах имеют серьезные ограничения, связанные с близостью района наблюдений к

источнику поля – токовым ионосферным системам, ассоциирующимся с бухтообразными геомагнитными возмущениями типа суббурь. Интенсивные токовые струи (электроджеты) возникают в областях высыпания заряженных частиц на авроральных широтах (т.е. между  $63-70^\circ$  геомагнитной широты) на ночной стороне Земли. При сильных суббурях они могут развиваться и на дневной стороне, но на  $7-10^\circ$  севернее, чем на ночной. Замыкание электроджетов через ионосферу образует высоко и среднеширотные токовые системы. Эти системы являются источником длиннопериодных вариаций от 250 до  $10^4$  с.

Близость к источнику ограничивает применимость методов магнитотеллурического зондирования (МТЗ) на авроральных широтах в случае использования для описания первичного поля общепринятого приближения плоской волны. Влияние неоднородности первичного поля при электромагнитных исследованиях с естественным источником поля исследовано в работах [6, 12-15].

Поскольку связанные с суббурями токовые системы на дневной и ночной стороне образуются на разных широтах, Осиповой [12] было предложено проводить МТЗ в дневные часы, рассматривая в качестве источника токовые системы на ночной стороне Земли. В качестве обоснования Осипова приводит результаты международного проекта “Геомагнитный меридиан”, в рамках которого проводились одновременные наблюдения изменения магнитного поля вдоль Скандинавского и Канадского профилей через каждые 2 часа в течение трех возмущенных дней марта 1978 г. По этим данным она установила, что в примерном интервале от 4 до 16 ч по мировому времени область больших градиентов магнитного поля находится на значительном расстоянии от рассматриваемого ею района Кольского полуострова и Карелии. Т.е. дневное время в данном случае действительно достаточно благоприятно для проведения работ по МТЗ на этой территории.

В этой же работе Осипова обсуждает достоверность методов МТЗ вблизи локального ионосферного источника. В первую очередь в качестве такого источника она рассматривает электрический диполь в однородно-проводящей ионосфере на поверхности горизонтально-слоистой Земли. Электрический диполь в качестве эквивалента ионосферным токовым системам в работе [13] рассматривает и Ваньян.

Согласно Осиповой, вблизи такого источника в условиях плохопроводящего слоистого разреза (что реализуется на Кольском полуострове, где на дневную поверхность выходят породы древнего фундамента), пространственная частота велика, из-за чего чувствительность МТЗ к электрическим свойствам разреза падает. Искажение кривых значительно, причем при увеличении расстояния до источника область наибольших искажений наблюдается при всё больших периодах. Включение в разрез проводящих слоев несколько увеличивает возможности МТЗ.

В своей работе в качестве источника Осипова рассматривает линейную токовую дугу, величиной  $90^\circ$  и расположенную на расстоянии  $23^\circ$  от полюса. Наиболее достоверный результат в данном случае реализуется при:

$$r/h_0 > 10,$$

где  $r$  – расстояние до источника,  $h_0$  – высота источника. Но для  $h_0=100$  км такое расстояние будет равно 1000 км.

В работе Бердичевского [14] приводится условие, при выполнении которого достоверная кривая может быть получена при любом расстоянии до источника:

$$\lambda/h_0 < 1,$$

где  $\lambda$  – длина волны в Земле.

В качестве способа учета неоднородности поля в свое время Четаевым был предложен метод дирекционного анализа, в предположении о падении неоднородной плоской волны с комплексным волновым числом. Однако при этом рассматривалась слишком простая модель среды и первичного поля.

В своей диссертации [15] Фонарев в качестве математической модели источника рассматривал токовую нить. Его расчеты показали, что если глубина проводящей мантии порядка или меньше расстояния до источника, то погрешности невелики, до 2%. По его оценке работы по определению глубины проводящего основания с помощью естественного поля могут проводиться на всей площади Северного Ледовитого океана с достаточной достоверностью.

В работе [6] Вагин исследовал поведение коэффициентов линейных соотношений магнитовариационного профилирования (МВП) и МТЗ в случае неоднородного поля как для однородной, так и неоднородной сред. Автор, используя физическое моделирование, исследовал, как меняются эти коэффициенты при разных типах источника. В качестве источника рассматривались линейный и кольцевой ток, поднятые на варьируемую высоту  $d_0$  над горизонтально однородной двухслойной средой - проводящий слой на непроводящем основании, а также над контактом суши и моря. Автор также обосновал и с помощью физического моделирования проверил методику оценки параметров линейного тока, аппроксимирующего источник, по трем произвольно расположенным базовым точкам с горизонтально однородным распределением электропроводности в их окрестности. Расчеты показали, что степень нестабильности определения коэффициентов линейной связи между компонентами поля для каждого пункта зависит от положения источника, местоположения базового пункта и расстоянием между базовым и полевым пунктом. В случае большой горизонтальной неоднородности среды и поля расстояние должно быть меньше 0.1 от высоты источника. Т.е. для высоты источника 100 км, расстояние между базовыми и полевыми пунктами должно составлять меньше 10 км.

Еще один подход применен в [16-18] при интерпретации результатов масштабного эксперимента BEAR проведенного в июне-июле 1998 года с целью изучения глубинного строения Балтийского щита. В этом эксперименте запись вариаций электромагнитного поля производилась

синхронно в нескольких десятках точек (среднее расстояние между ними достигало 150 км) в течение двух месяцев. Суть предложенного метода заключалась в том, чтобы из полученных рядов выделить интервалы, удовлетворяющие критерию когерентности и некоторым другим, то есть отвечающие приближению плоской волны, и использовать их для интерпретации. В результате удалось повысить устойчивость результатов на длинных периодах и подавить помехи, однако метод позволил работу лишь с небольшой частью всех полученных данных. Кроме того сам эксперимент проходил в относительно “спокойное” время низкой геомагнитной активности.

### **1.1. Электромагнитные исследования на Кольском полуострове**

На Кольском полуострове и в Карелии, находящихся вблизи авроральной зоны, МТЗ проводятся с 60-х годов прошлого века. Помимо близости региона к ионосферному источнику интерпретация результатов измерений осложняется сложным блоковым строением Балтийского щита с шовными зонами пониженного сопротивления и многочисленными коровыми и мантийными разломами.

В 80-е годы сотрудниками отдела физики Земли СПбГУ в восточной части Балтийского щита были проведены магнитотеллурические зондирования в расширенном диапазоне периодов ( $10^{-3} - 10^4$  с) [3] на профиле Териберка-Ковдор-Суоярви-Выборг в центральной части Мурманского блока между реками Териберка и Воронья, в северо-западном районе Беломорского блока, вблизи Ловозеро. Этот профиль близок к международному геотраверсу 1, вдоль которого имелись дополнительные геофизические данные. Кроме того, начало профиля находилось в центральной части мурманского блока, где ранее были проведены исследования на постоянном токе [19]. Зондирования проводились тремя

аналоговыми станциями. Регистрировались все компоненты электромагнитного поля, кроме вертикальной электрической  $E_z$ .

Для определения погрешности метода, связанной с аппроксимацией поля плоской волной, использовалось большое число реализаций, относящихся к разным моментам времени суток и к разным дням. При анализе результатов был отмечен рост погрешности определения компонент тензора импеданса с ростом периода: в интервале  $0,4-10^2$  с она не превышала 6–7%, в интервале периодов 1–60 с погрешность возрастала до 10–15%, а на периодах  $10^3-10^4$  достигала уже 30–50%. Большой разброс наблюдался также и при определении фазы компонент импеданса. Наибольшая погрешность значений импеданса на профиле наблюдалась в районе Териберки. Ковтун в своей работе [4] объяснила этот разброс не только неоднородностью первичного поля, увеличивающейся в районе полярного электроджета, но и нарушением условий Тихонова-Каньяра, поскольку проводимость верхней части разреза в регионе мала.

В результате интерпретации результатов зондирования помимо известного слоя пониженного сопротивления на глубине 40–70 км был выявлен второй проводящий слой (продольная проводимость 30–50 См) на глубине 9–10 км, уменьшающего береговой эффект. Однако интерпретация результатов проводилась лишь в рамках одномерной модели с последующим двумерным моделированием. Индукционное влияние трехмерных проводящих зон не учитывалось.

Магнитотеллурическими методами также проводились исследования в Печенгском районе, была оконтурена область низких сопротивлений 1–10 Ом·м на периодах 25–40 с [1]. В Карелии были проведены магнитотеллурические исследования сотрудниками Петербургского горного университета вдоль профиля Кемь-Тулос.

Зондирования земной коры на Кольском полуострове проводились и с помощью искусственных источников первичного поля. Однако близость ионосферного источника создает существенные проблемы и в этом случае.

Если в средних широтах амплитуда геомагнитных возмущений на периодах от первых десятков минут составляет десятки нТл, то в высоких широтах она достигает уже сотен нТл, что создает серьезные помехи при использовании для зондирования искусственных источников первичного поля малой и средней мощности. Это накладывает ограничение на глубинность и точность зондирований.

Первый эксперимент с мощным искусственным источником в регионе проводился с 1976 по 1987 г. Это были глубинные электромагнитные исследования с импульсным магнитогидродинамическим генератором (МГД-зондирования) [7].

Эксперимент получил название “Хибины”. Задачей эксперимента являлось картирование верхней части кристаллического фундамента Балтийского щита и изучение глубинной электропроводности путем проведения наблюдений по профилям с удалением от источника до 500–700 км. Были проведены площадные измерения на территории свыше 300 тысяч квадратных километров. Рабочие разности составили до 740 км, что в условиях высокоомного геоэлектрического разреза позволило проводить исследования до глубины 100–150 км.

Эксперимент с МГД-генератором стал первой попыткой избежать проблем, связанных с неизвестным источником первичного поля, благодаря использованию не естественного, а мощного искусственного источника, параметры которого должны бы были быть известны. Однако оказалось, что аппроксимировать получившийся источник просто магнитным диполем не совсем корректно.

МГД-зондирование сопровождалось также частотными зондированиями с источниками средней и малой мощности в частотном диапазоне 0.35 Гц – 1 кГц, проводившимися для изучения верхней части разреза и детализации аномалий электропроводности.

В 1978–1979 гг. одновременно с измерениями поля МГД-генератора сотрудниками Свердловского геофизического института УНЦ РАН СССР

под руководством А.Г. Краснобаевой в нескольких пунктах Мурманского блока было проведено и МТЗ зондирование в диапазоне периодов 5–2500 с.

В 1986–1990 гг. на Мурманском блоке проводились исследования верхней части фундамента с помощью различных методов электропрофилирования в диапазоне от 20 Гц до 236 кГц [2]. В диапазоне 16–236 кГц применялся метод радиоэлектромагнитного профилирования (РЭМП), в котором в качестве источника использовались удаленные радиостанции. В диапазоне от 20 Гц до 250 Гц – метод длинного кабеля с длиной от 16 км до 100 км. А в диапазоне от 20 Гц до 80 Гц применялись методы естественного электромагнитного поля (центров грозовой активности) и промышленных токов высоковольтных линий электропередач. По результатам рассчитывались эффективные сопротивления среды, и была получена трехслойная модель геоэлектрического разреза: верхний слой мощностью 50 м и удельным сопротивлением 2500 Ом·м, второй слой – 100 м,  $10^4$  Ом·м, и третий – более 5 км,  $2.5 \cdot 10^4$  Ом·м.

## **1.2. Электромагнитные исследования в Северном Ледовитом океане**

Северный Ледовитый океан уникален по своему геологическому строению. Впервые на это указала аэромагнитная съемка, проведенная в 1960-х годах. На части акватории океана магнитное поле имело полосовую структуру, типичную для спрединговой коры океанов, но имелась также область, где поле оказалось сходным с полем в центральной части Канадского щита. Таким образом был поставлен вопрос о распространении на части акватории Ледовитого океана континентальной коры. Этот вопрос был принципиально решен магнитотеллурическими методами с помощью данных, полученных на дрейфующих станциях. Хотя граница Мохо этими методами, как правило, не отмечается, определение типа коры, тем не менее, не вызывает затруднений благодаря известной связи его с толщиной литосферы, которая, в свою очередь надежно определяется по глубине

залегания проводящего основания. Под типично континентальной корой она составляет 400 км, под типично океанической – около 50 км.

Постоянные наблюдения за электромагнитными полями на дрейфующих станциях начали проводиться в СССР с 1937 года. США организуют свою первую дрейфующую станцию Т-3 на 15 лет позже в марте 1952 в 200 км от полюса на одном из ледовых островов. В мае 1961 года они высаживают станцию Арлисс-2 на айсберг, на котором впервые в истории удается пройти через весь Ледовитый океан от Аляски до Исландии. Весной 1979 г. США организуют станцию Фрам-1 в котловине Амундсена, в то же время Канада организует станцию Лорекс-79 в котловине Макарова для проведения комплексных геофизических исследований, в том числе проводятся наблюдения за магнитным полем. В 1983 г. Канада проводит комплексные геофизические исследования на станции Цезор-83.

За все время работ на дрейфующих станциях накоплена большая база данных наблюдений. Однако Северный Ледовитый океан находится внутри авроральной зоны, полярный электроджет проходит по его периметру. Первичное поле здесь является сильно неоднородным и возникает вопрос о применимости приближения плоской волны и возможности проведения магнитовариационных зондирований (МВЗ). Оценка возможностей локального МВЗ в авроральной зоне была выполнена Волкомирской в 1978 г [20]. В своей работе она рассматривала модель источника в виде дуги с растекающимся током и оценивала влияние формы источника, его кривизны и зависимости от местного времени. Для учета зависимости от этих параметров было введено понятие эффективного расстояния от точки наблюдения до эквивалентного источника. Погрешность в определении этого расстояния значительно уменьшала разрешающую способность МВЗ.

Волкомирской и Фонаревым в работе [21] была проведена обработка данных с дрейфующей станции СП-22 в районе с координатами  $\varphi=83$  и  $\lambda=170$ , было найдено эффективное расстояние и построена кривая

кажущегося сопротивления, по которой глубина проводящей мантии была оценена в 230 км.

В работе [22] было показано, что погрешность определения эффективного расстояния зависит от длины реализации. Для приведенных в работе результатов МВЗ длина реализации составила 42 ч, а погрешность 25%. Увеличение длины реализации могло эту погрешность значительно уменьшить.

В работах [9–11] представлены результаты МТЗ, проведенных по записям вариаций электромагнитного поля, также полученным на станциях «Северный полюс» для разных участков Ледовитого океана. По резко отличающейся глубине проводящего основания (от десятков до 400 км) был сделан вывод о распространении на акватории океана как типично океанической, так и практически континентальной коры. Однако недостаточность данных наблюдений и недостатки единственно возможной на тот момент одномерной интерпретации не позволили решить вопрос о границах распространения материковой коры.

Еще одно магнитотеллурическое зондирование в Северном Ледовитом океане провел Ниблетт и др. в 1987 [23] для хребта Альфа. Наблюдения производились на ледовом поле, дрейфовавшем через хребет, в течение месяца. По результатам был сделан вывод, что глубина проводящего основания в этом районе 85 км.

В работе [9] использованы наблюдения в районах Чукотского поднятия, хребта Гаккеля и хребта Ломоносова. Чтобы избежать искажений, нарушающих одномерную интерпретацию, глубинные кривые строились для участков дрейфа, на которых глубина океана изменялась не более чем на 20%.

Анализ кривых МТЗ позволил авторам сделать следующий вывод: определенная по левой восходящей части кривых суммарная продольная проводимость  $S$  соответствует глубине океана и известным сведениям о мощности и проводимости осадков и, следовательно, теория плоских волн в

интервале  $S$  выполняется. Влияние источника конечных размеров на кривой МТЗ должно было бы проявляться в значительном занижении истинного значения глубины проводящего основания, однако полученные авторами значения соответствовали современным представлениям о строении Земли.

Тем не менее, поскольку приведенный результат основывался на одномерной интерпретации для всего лишь нескольких точек каждой геологической структуры, авторы указали на необходимость пространственного анализа магнитных вариаций.

## ГЛАВА 2. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МОЩНОГО СТАЦИОНАРНОГО ИСКУССТВЕННОГО ИСТОЧНИКА ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ДЛЯ ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

В геоэлектрическом отношении регион Кольского полуострова изучен относительно неплохо. Так, по результатам обработки данных масштабного эксперимента Хибины, а также данных частотных зондирований была составлена схема электропроводности верхней толщи земной коры полуострова до глубины 10 км, удалось выделить около десятка крупных блоков, различающихся по сопротивлению от  $10^5$  Ом·м до 1–10 Ом·м [7]. Такое резкое отличие связывают с интенсивностью распространения в коре сульфидно-углеродистых образований [24]. Кроме того, геоэлектрическая картина полуострова осложняется наличием сложной сети разломов разных типов, возраста и глубины заложения. Таким образом, в знаниях о строении этого интересного региона остается еще много неопределенностей. С другой стороны за последнее время появились новые возможности по использованию для исследований мощных стационарных источников крайне-низкочастотного поля в сочетании с современной измерительной аппаратурой. Эти возможности были реализованы, в частности, в двух экспериментах, проведенных экспедициями Полярного Геофизического института РАН в северозападной части Кольского полуострова. В качестве источника они использовали антенну сверхдлинноволновой радиостанции “Зевс” длиной около 60 км, расположенную в средней части полуострова. Первый эксперимент представлял собой наземные измерения магнитного поля на удаленном параллельном источнику профиле. По этим измерениям в данной работе было проведено моделирование крупных геологических структур северо-западной части полуострова. С учетом полученной модели далее анализировались результаты второго эксперимента, в ходе которого

были проведены уже донные измерения электромагнитного поля в Кольском заливе Баренцева моря. Этот эксперимент интересен прежде всего тем, что в ходе него испытывались первые отечественные донные шестикомпонентные электромагнитные станции. Во-вторых, измерялись все компоненты поля, включая вертикальную электрическую, что редко происходит в морской электроразведке. Обычно используют автономные донные станции, измеряющие четыре (горизонтальные) или пять (плюс вертикальная магнитная) компонент поля. И в третьих, использовался мощный удаленный стационарный источник, расположенный на суше, что также пока чуждо для морских исследований. Обычно используются различные типы погружаемых контролируемых источников [25–28].

## 2.1. Основные инструменты моделирования

Описываемая далее методика и используемые программы были общими также для задач, рассматриваемых в последующих главах диссертации.

В качестве инструмента численного моделирования электромагнитных полей использовался метод интегральных уравнений. Этот метод предполагает рассмотрение модели, состоящей из горизонтально-однородной слоистой среды, содержащей некоторую аномалию, проводимость которой отлична от проводимости вмещающей среды. Проводимость среды внутри  $n$ -го слоя постоянна и равна  $\sigma_n$ . Рассчитав электрический и магнитный тензоры Грина  $G_E(M, M_0)$ ,  $G_H(M, M_0)$  [29], можно перейти к векторному интегральному уравнению относительно электрического поля  $\vec{E}(M)$  внутри аномальной области  $V$ :

$$\vec{E}(M) - i\omega\mu_0 \iiint_V (\sigma_a(M_0) - \sigma_n(M_0)) G_E(M, M_0) \vec{E}(M_0) dV_{M_0} = \vec{E}_0(M), \quad (1)$$

где  $\vec{E}_0(M)$  — первичное электрическое поле,  $\sigma_a(M_0)$  — проводимость внутри аномалии,  $\omega$  — круговая частота,  $\mu_0 = 4\pi 10^{-7} \text{ Гн/м}$ .

Зная электрическое поле внутри аномалии, можно вычислить электромагнитное поле во всех точках пространства по формулам пересчета:

$$\begin{aligned}\vec{E}(M) &= i\omega\mu_0 \iiint_V (\sigma_a(M_0) - \sigma_n(M_0)) G_E(M, M_0) \vec{E} dV_{M_0} + \vec{E}_0(M) \\ \vec{H}(M) &= i\omega\mu_0 \iiint_V (\sigma_a(M_0) - \sigma_n(M_0)) G_H(M, M_0) \vec{E} dV_{M_0} + \vec{H}_0(M)\end{aligned}, \quad (2)$$

где  $\vec{H}_0(M)$  — первичное магнитное поле.

Для численного решения интегрального уравнения (1) использовался метод коллокаций. При этом аномальная область  $V$  разбивалась на ячейки  $V_k$ ,  $k=1\dots N$ , имеющие форму параллелепипеда, и в подынтегральном выражении в (1) функция  $\vec{E}(M)$  внутри каждой ячейки  $V_k$  заменялась на её значение в центре этой ячейки  $M_k$ . В итоге получалась следующая система линейных алгебраических уравнений относительно значений электрического поля в центрах ячеек:

$$\vec{E}(M_n) - i\omega\mu_0 \sum_{k=1}^N \vec{E}(M_k) \iiint_{V_k} (\sigma_a(M_0) - \sigma_n(M_0)) G_E(M_n, M_0) dV_{M_0} = \vec{E}_0(M_n). \quad (3)$$

Для решения получившейся системы линейных уравнений использовался обобщенный итерационный метод минимальных невязок [29].

Расчеты проводились с помощью распределенного пакета прямого трехмерного моделирования PIE3D, разработанного в консорциуме SEMI (Юта, США). Использовались высокопроизводительные кластеры НИЦ “Курчатовский институт” и СКИФ-Чебышев (МГУ), что позволило проводить трехмерное численно моделирование с детальной сеткой в десятки миллионов ячеек.

Решение обратной задачи проводилось путем подбора параметров моделей и сопоставления соответствующих им полей с имеющимися экспериментальными данными. На определенном этапе перебора вариантов удавалось выделить некоторый конечный небольшой набор параметров модели, в отношении которых уже решалась полноценная обратная задача,

для чего в сотрудничестве с И.В. Поповой применялся нейросетевой метод, основанный на алгоритме обратного распространения ошибки (МОРО) [30,31].

Этот метод предполагает прохождение трех этапов. На этапе обучения нейронная сеть на рассчитанном наборе моделей учится ставить в соответствие известным входным данным (в нашем случае это значения компонент поля на имеющихся частотах в имеющихся точках) известные выходные (искомые параметры геоэлектрической модели). Для всей рассматриваемых в работе задач использовалась трехслойная нейронная сеть.

Прямое распространение входного сигнала (значения компонент полей) происходит от слоя к слою. При этом каждый  $i$ -й нейрон последующего слоя получает от всех  $j$ -ых нейронов предыдущего слоя суммарный сигнал:

$$u_i^l = G\left(\sum_j W_{ij}^l x_j\right), \quad (4)$$

где  $u_i^l$  – выходной сигнал для  $i$ -го нейрона  $l$ -го слоя,  $G$  - передаточная функция нейрона,  $W_{ij}^l$  – коэффициенты связи между нейронами слоя  $l - 1$  и  $l$ ,  $x_j$  – состояние  $j$ -го нейрона слоя  $l - 1$ .

Суммарная среднеквадратичная ошибка по всем обучающим примерам, которую требуется минимизировать, представляет собой квадрат разности между “правильным”  $u_i^l$  и действительным  $u_i$  значениями выходных нейронов и равняется

$$Er = \sum_p \sum_i (u_i - u_i^l)^2, \quad (5)$$

где суммирование ведется по всем  $p$ -ым обучающим примерам для всех нейронов  $i$ -го выходного слоя. Суть процесса обучения состоит в подборе для каждой пары слоев матрицы связей нейронов  $W_{ij}$  с целью ее минимизации. Значения коэффициентов связей устанавливаются стандартным МОРО с использованием на каждом шаге для каждой пары соседних слоев вычисляемого градиента ошибки:

$$\Delta W_{ij}^{(n)} = -\alpha \frac{\partial Er}{\partial W_{ij}} + \beta \Delta W_{ij}^{(n-1)}, \quad (6)$$

где  $\Delta W_{ij}^{(n)}$  – приращение матрицы связей  $W$  на  $n$ -ом шаге,  $\Delta W_{ij}^{(n-1)}$  – на предыдущем,  $\alpha$  и  $\beta$  – внутренние параметры нейросети. Эта процедура выполняется для всего обучающего ряда и заканчивается при достижении заданного порога точности  $eps (Er < eps)$ .

Далее проводится тестирование сети и распознавание (инверсия) реальных данных.

## **2.2. Интерпретация результатов эксперимента в северо-западной части Кольского полуострова**

Эксперимент, о котором пойдет речь в этом параграфе, был проведен экспедицией Полярного Геофизического института РАН в апреле 2009 г. на участке автодороги Мурманск-Туманный.

Район наблюдений располагался в западной части Мурманского блока, который определяется как выход на дневную поверхность пород древнейшего нижнеархейского сиалического протофундаментa. В рассматриваемой области распространены гранито-гнейсовые породы с высоким сопротивлением  $10^4$ – $10^5$  Ом·м и с незначительным распространением электропроводящих образований. Согласно результатам магнитотеллурического зондирования на Мурманском блоке в районе Териберки [5] сопротивление слагающих регион пород – порядка  $10^4$  Ом·м. Эта оценка также относится к среде до глубины 10 км, на которой по данным тех же МТЗ выделяется проводящий слой, связанный с зоной трещиноватости.

Для построения трехмерной геоэлектрической модели исследуемой области использовались данные магнитных измерений, которые в связи со сложным рельефом местности проводились по профилю – вдоль участка автодороги. Методика и возможности построения трехмерных моделей по

профильным измерениям изучались например в работах [32,33], где для моделирования применялись синтетические МТ данные.

В ходе рассматриваемого нами эксперимента измерялись три компоненты магнитного поля в восьми точках, располагавшихся вдоль автодороги в диапазоне частот от 0.01 Гц до 40 Гц. В качестве источника первичного поля использовалась антенна СНЧ-радиостанции «Зевс» длиной около 60 км. Ток в источнике достигал 80 А. Точки измерений находились на расстоянии 15–25 км от источника на профиле, проходящем в широтном направлении вдоль антенны источника (рис. 1).

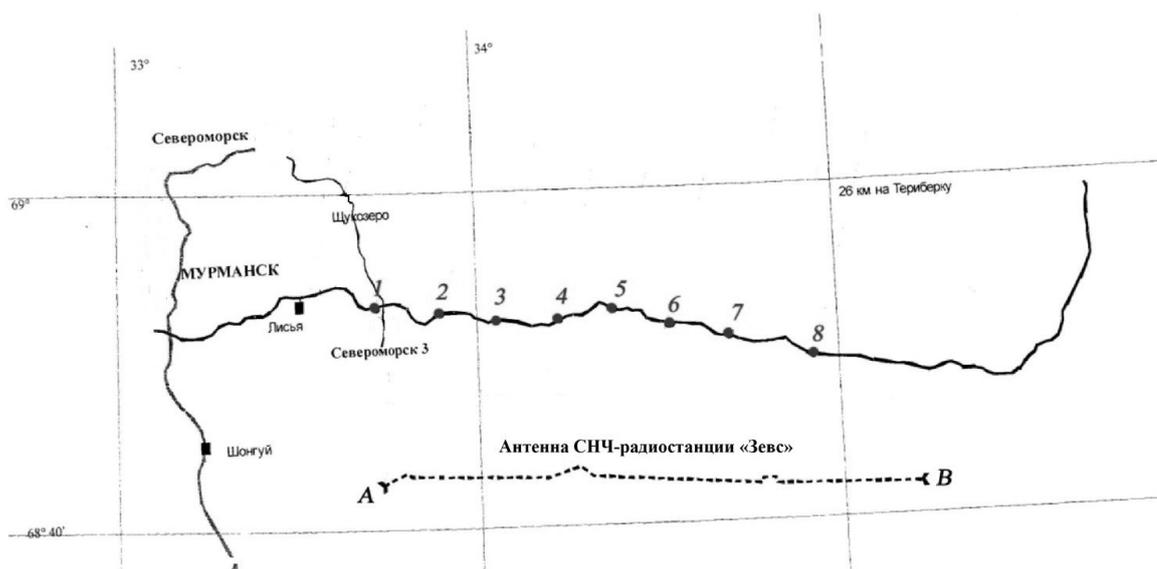


Рис. 1. Схема эксперимента на трассе Мурманск-Туманный: цифрами 1–8 обозначены точки наблюдений; пунктирной линией АВ обозначена антенна СНЧ-радиостанции «Зевс».

Измерение полного магнитного поля производилось трехкомпонентным индукционным магнитометром с цифровой системой регистрации и сбора. Горизонтальные датчики ориентировались ортогонально, при этом ось  $x$  была направлена по магнитному меридиану. Погрешность определения амплитуд компонент магнитного поля составляла менее 1%.

В ходе интерпретации возникла необходимость моделировать область с горизонтальными размерами примерно 120 на 100 км и 5 км по вертикали. Шаг сетки по горизонтали и вертикали (начиная с глубины 0.4 км) составил 400 м. Дискретизация интегральных уравнений по такой области потребовала около 8 млн ячеек. Значение невязки было принято  $10^{-4}$ .

Первым этапом моделирования был подбор нормального разреза – горизонтально-однородной среды. Подбор осуществлялся на основании известных геофизических данных [4], а также путем согласования расчетного первичного поля с результатами эксперимента.

Основной особенностью экспериментальных данных оказалось превышение на порядок значений амплитуд вертикальной магнитной компоненты поля ( $H_z$ ) над горизонтальными ( $H_x$ ,  $H_y$ ). Причем такое превышение наблюдалось на всех исследуемых частотах. Значения амплитуд компонент поля для всех точек наблюдений на одной из этих частот (3.822 Гц) представлены на рис. 2.

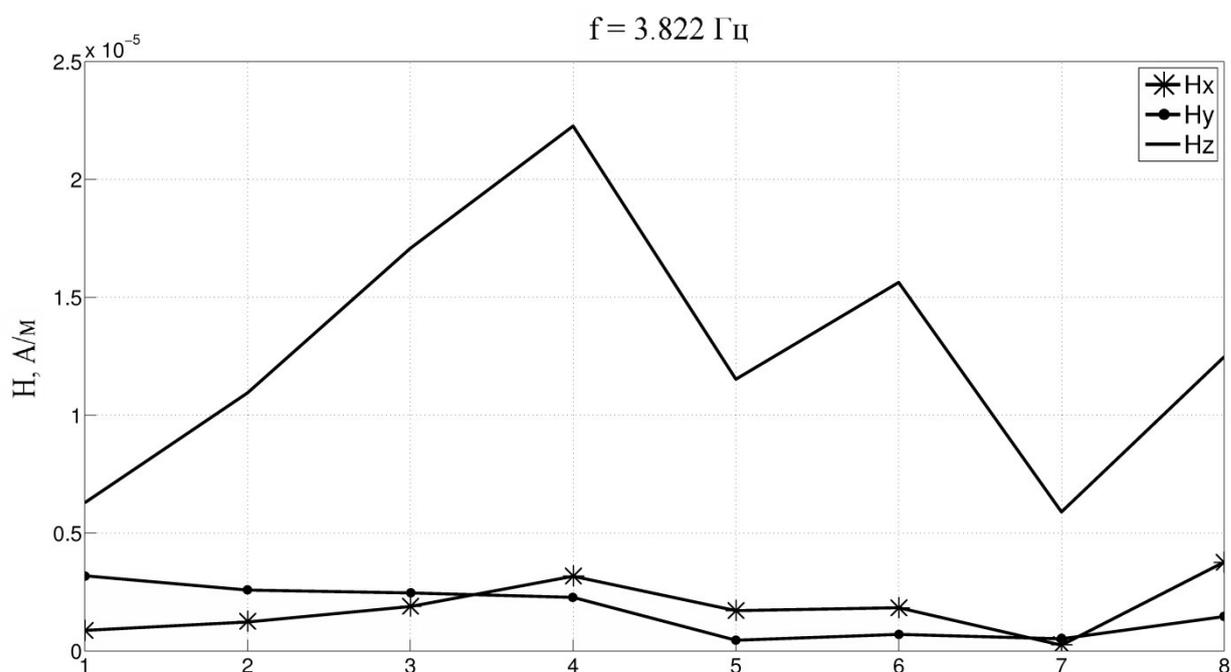


Рис. 2. Экспериментальные значения компонент магнитного поля на частоте 3.822 Гц. 1–8 – точки наблюдений.

Исходя из этого, параметры нормального разреза подбирались так, чтобы отношение вертикальной к горизонтальной компоненте было максимальным, и чтобы при этом значения горизонтальных компонент не сильно отличались от полученных в эксперименте. Однако расчеты показали, что в рамках горизонтально-слоистых моделей для данного расположения источника и профиля наблюдений получить нужное отношение величин невозможно. Наилучший результат (при котором отношение  $H_z/H_x$  близко к 1.5) достигался для следующего разреза: верхний слой проводимостью  $10^{-4}$  См/м и мощностью 2000 м подстилается основанием проводимостью  $10^{-5}$  См/м. Этот разрез в дальнейшем использовался в качестве нормального.

Достаточный уровень значений вертикальной компоненты мог бы быть достигнут за счет учета сети разломов земной коры в районе наблюдений. На первом этапе в модели учитывались те разрывные структуры, которые в соответствии с проведенными расчетами могли оказывать значительное влияние на измеряемое поле. Все такие разломные зоны условно моделировались как вытянутые проводящие аномалии шириной 4 км и глубиной 4 км, и проводимостью 1 См/м. Расчеты для таких структур, пересекающих или находящихся вблизи профиля, показали, что такие аномалии (рис. 3) действительно увеличивают вертикальную компоненту, но недостаточно – рис. 4.

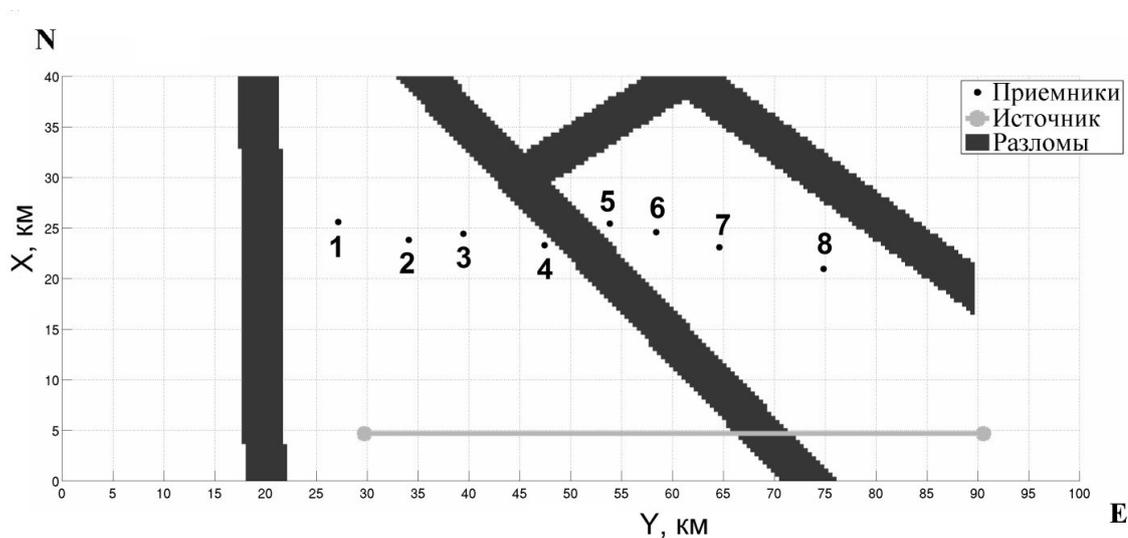


Рис. 3. Разломные зоны в районе наблюдений. 1–8 – точки наблюдений.

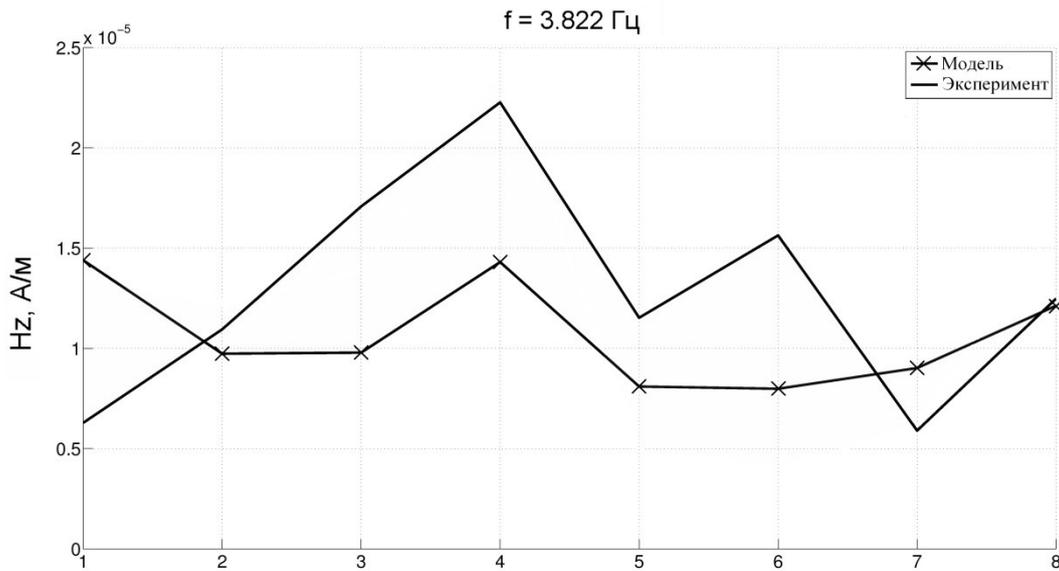


Рис. 4. Вертикальная магнитная компонента для частоты 3.822 Гц для модели на рис. 3 в сравнении с экспериментальной. 1–8 – точки наблюдений.

Наблюдаемое расхождение в полтора-два раза может объясняться наличием в регионе некой крупномасштабной аномальной структуры. Поскольку подобное наблюдаемому соотношению компонент магнитного поля типично для области внутри рамки с током, логично попробовать найти ее аналог в природе. Анализ разломной тектоники полуострова действительно позволяет предполагать возможность существования такой рамки. Она могла бы состоять из региональных глубинных разломов и их замыкания через Баренцево море. Расчет для такой рамки (модель на рис. 5) позволил получить значения вертикальной компоненты, близкие к экспериментальным.

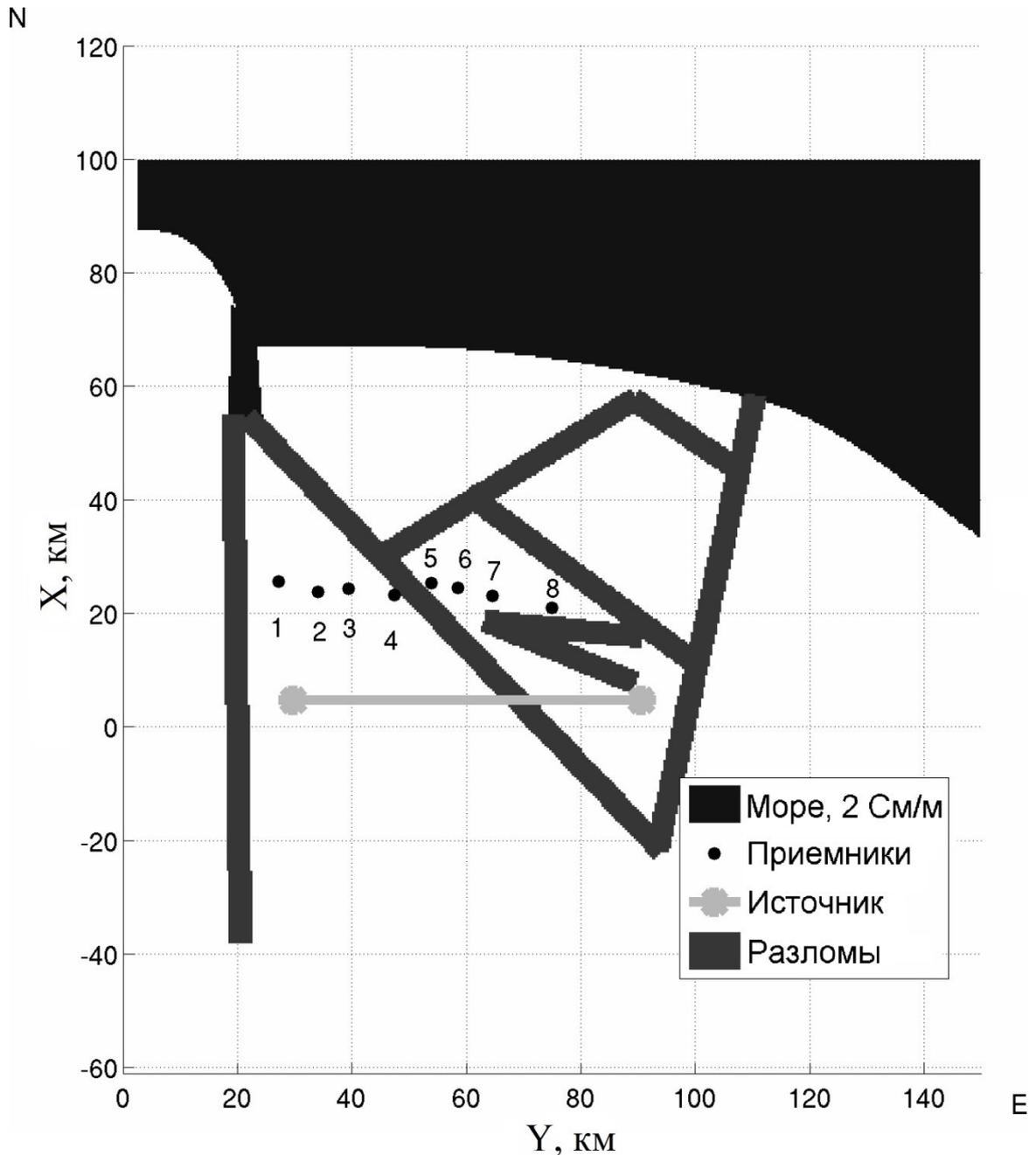


Рис. 5. Модель с “рамкой”, замыкающей через море.

На рис. 6 представлен результат расчета для этой модели с “заводненными” разломными зонами и замыканием тока через море в сравнении с моделью, влияние моря не учитывающей. Расчеты показали, что в модели достаточно учитывать сравнительно небольшую береговую зону шириной порядка 20 км и глубиной 200–400 м. Таким образом, экспериментальные данные указывают на значительный береговой эффект, имеющий в данном случае гальваническую природу.

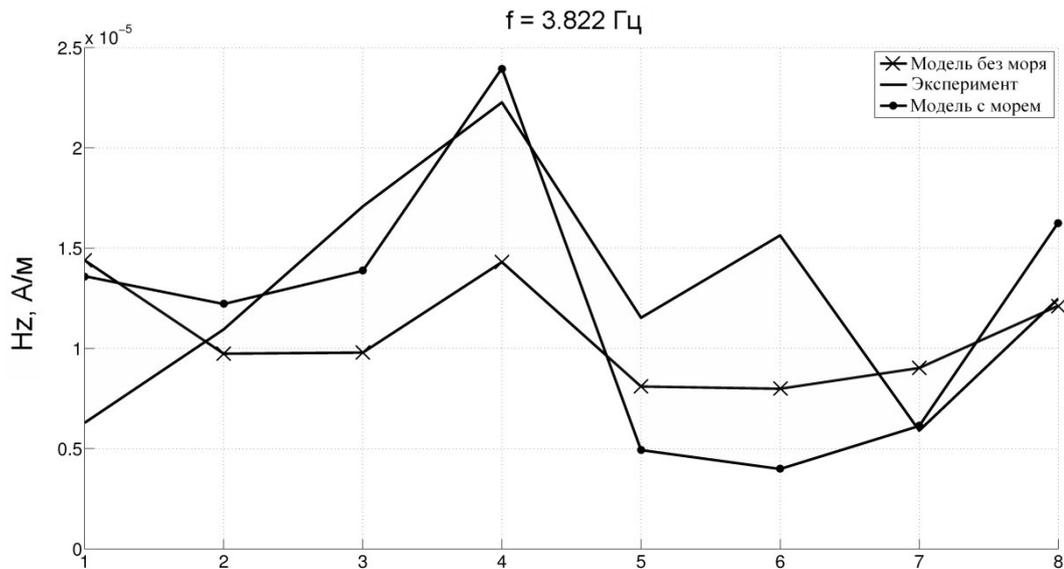


Рис. 6. Вертикальная компонента поля для частоты 3.822 Гц экспериментальная в сравнении с расчетной для моделей, учитывающей замыкание через Баренцево море и не учитывающей

Хотя учет замыкания тока через море позволил получить достаточно большие значения вертикальной компоненты поля, он также нежелательным образом увеличил и горизонтальную компоненту  $H_x$ , которая стала превосходить экспериментальную более чем в два раза. Этот неприятный эффект хорошо иллюстрирует рис. 7.

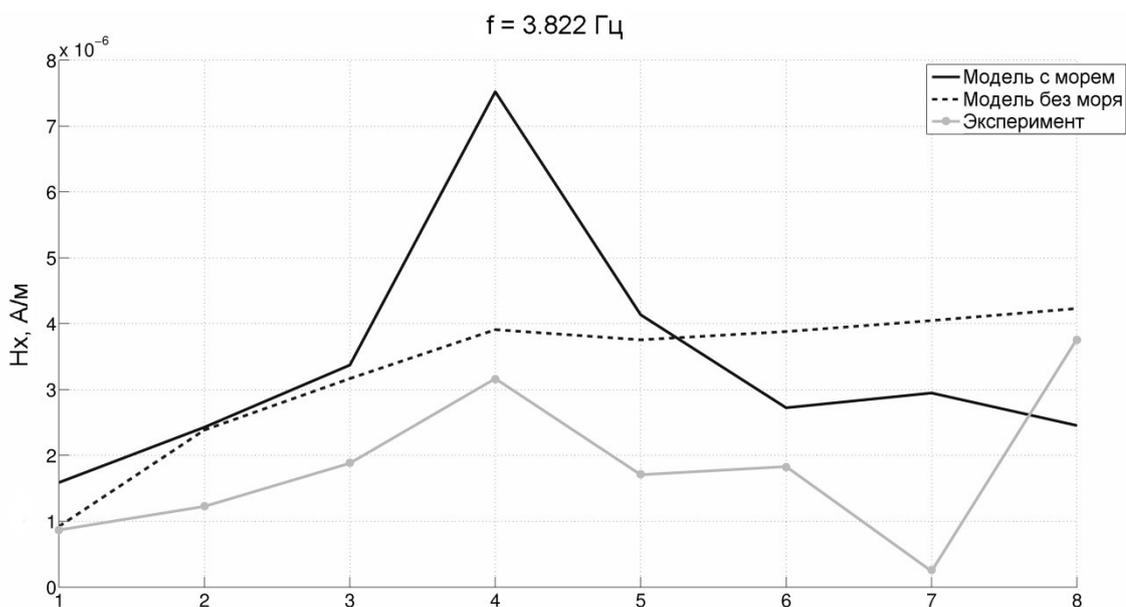


Рис. 7. Горизонтальная компонента поля  $H_x$  для частоты 3.822 Гц экспериментальная в сравнении с расчетной для моделей, учитывающей замыкание через Баренцево море и не учитывающей

Поскольку горизонтальная компонента первичного поля также существенно превосходила экспериментальную, то можно было бы попробовать решить проблему за счет изменения нормального разреза. Расчеты показали, что нужного уровня значения компоненты возможно достичь путем добавления в разрез промежуточного проводящего слоя. Однако в таком случае вертикальная компонента снова оказывалась на порядок меньше наблюдаемой даже с учетом усиления “рамкой”.

Отсюда следует идея перехода от регионального слоя к достаточно большому, но локально расположенному проводящему телу. Расчеты показали, что расположение такой аномалии, как показано на рис. 8, существенно уменьшает горизонтальную компоненту поля при не столь уж значительном уменьшении вертикальной. Таким образом возникла задача определения оптимальных параметров такого проводящего тела.

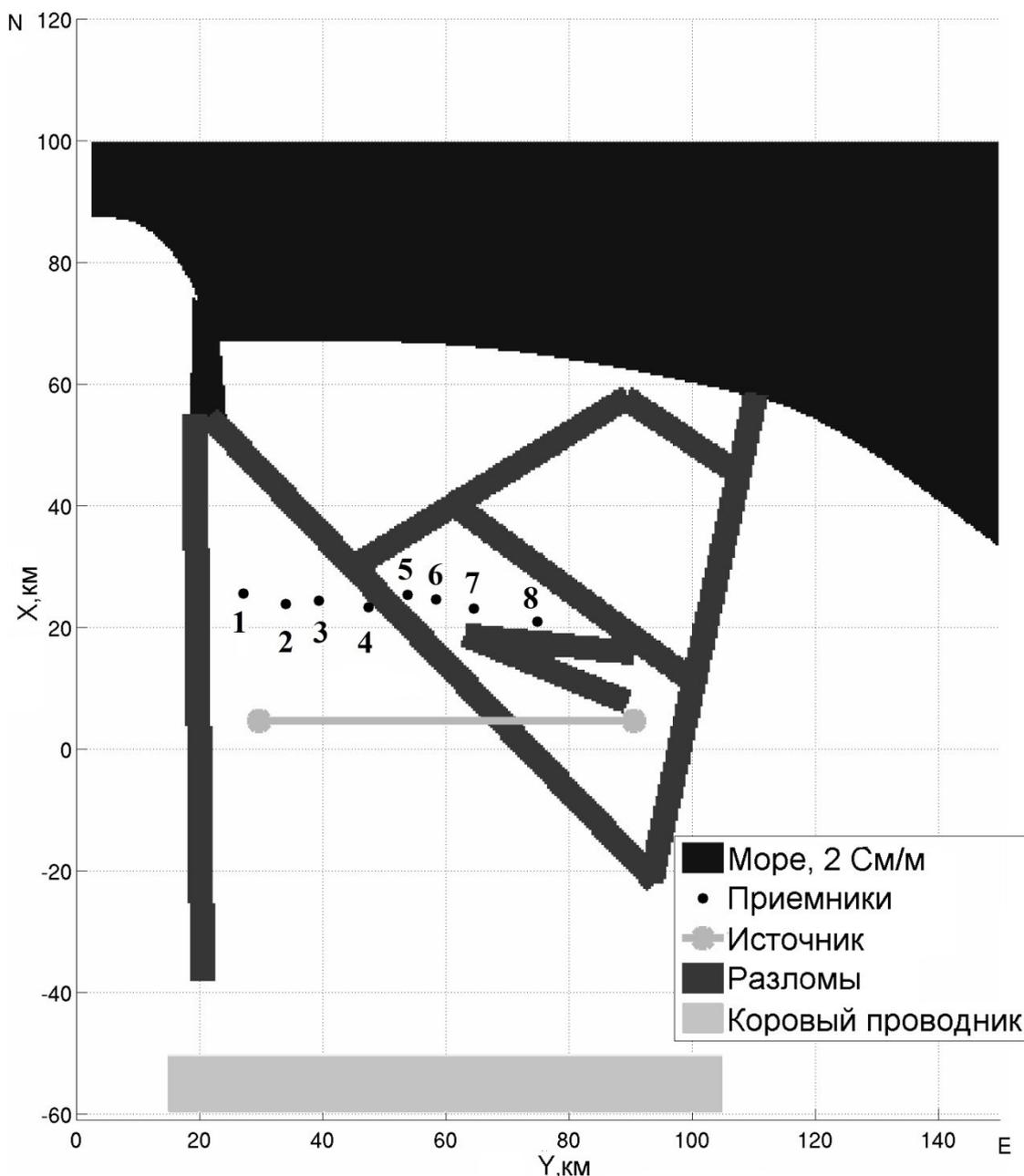


Рис. 8. Предположительное расположение корового проводника относительно профиля наблюдений.

Процесс подбора параметров такого проводящего тела с помощью прямого моделирования был бы излишне трудоемким, поскольку оно интерпретирует сложное распределение проводимостей вдали от профиля наблюдений, кроме того, его размеры и форма не подсказана никакой априорной геологической информацией. Поэтому для нахождения

оптимальных параметров аномалии была решена обратная задача. Для этого в сотрудничестве с И.В. Поповой был применен нейросетевой метод.

Решение обратной задачи предполагалось искать в рамках класса моделей, представляющих собой коровый проводник проводимостью 1 См/м, который имеет трапециевидную форму и характеризуется четырьмя параметрами:

- глубиной верхней границы  $Z_1$ ;
- глубиной нижней границы  $Z_2$ ;
- протяженностью верхней границы в направлении север-юг  $L_1$ ;
- протяженностью нижней границы в направлении север-юг  $L_2$ .

Для обучения сети было рассчитано 256 моделей, соответствующих различным параметрам корового проводника. Эти параметры были представлены следующими значениями:

- глубина верхней границы корового проводника  $Z_1$ : 1, 2, 3, 4 км;
- глубина нижней границы  $Z_2$ : 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 км;
- протяженности верхней границы  $L_1$  и нижней  $L_2$ : 0, 20, 40, 60 км.

Для каждой модели был рассчитан набор значений компонент магнитного поля. Число выходных нейронов определялось параметрами проводящего тела и, таким образом, равнялось четырем. Число входных нейронов равнялось  $N = N_c \cdot N_t \cdot N_{tr}$ , где  $N_c$  – число точек наблюдения, равное восьми,  $N_t$  – число компонент магнитного поля, равное трем,  $N_{tr}$  – число частот, на которых рассчитывались поле (использовались три частоты: 0.942, 3.822 и 9.422 Гц). Таким образом, всего нейронная сеть имела 72 входных нейрона.

После тестирования нейронной сети было проведено распознавание реальных данных и были получены следующие оптимальные значения параметров проводника:  $Z_1=2$  км,  $Z_2=3$  км,  $L_1=60$  км,  $L_2=0$  км.

На рис. 9 и 10 представлена итоговая модель в плане и в меридиональном разрезе. Согласно этой модели коровый проводник простирается дальше к северу, чем предполагалось вначале. Мощность

проводника уменьшается к северу, что может быть оправдано проходящей здесь зоной надвига. Верхняя граница проводника находится на границе между слоями нормального разреза.

На рис. 11 представлено сопоставление трех компонент магнитного поля итоговых модельных и экспериментальных полей. В таблице 1 дана относительная ошибка для двух частот для всех точек профиля. В целом результат улучшается с понижением частоты, что связано с понижением роли приповерхностных проводящих неоднородностей, которые не поддаются учету. Также различия связаны с невозможностью четкого оконтуривания аномальных тел, поскольку они не покрыты сетью наблюдений, а имеется лишь один дистанционный измерительный профиль.

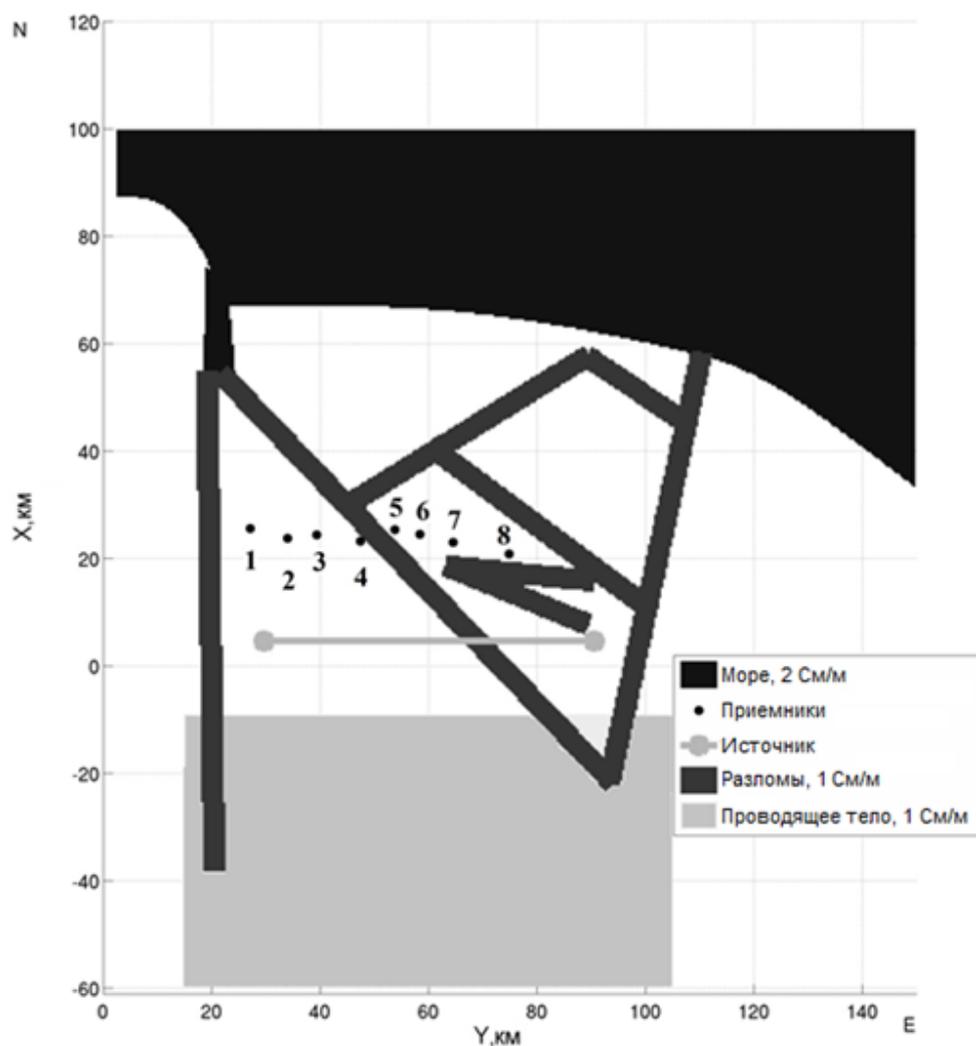


Рис. 9. Итоговая модель в плане.

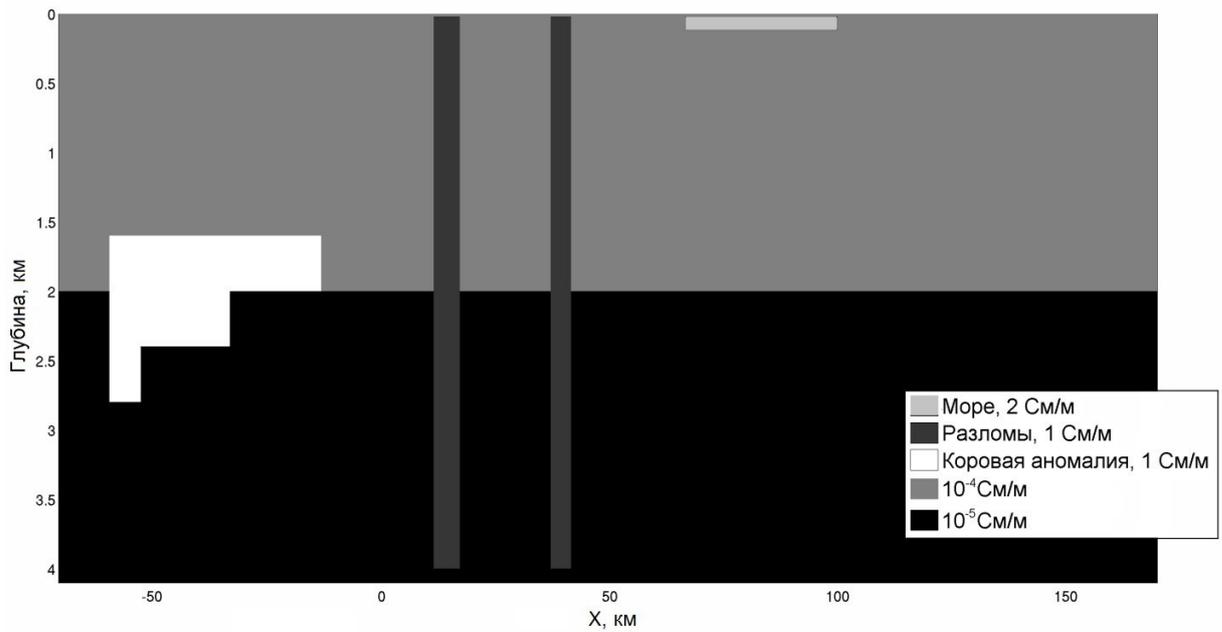


Рис. 10. Итоговая модель в меридиональном разрезе по  $X=60$  км.

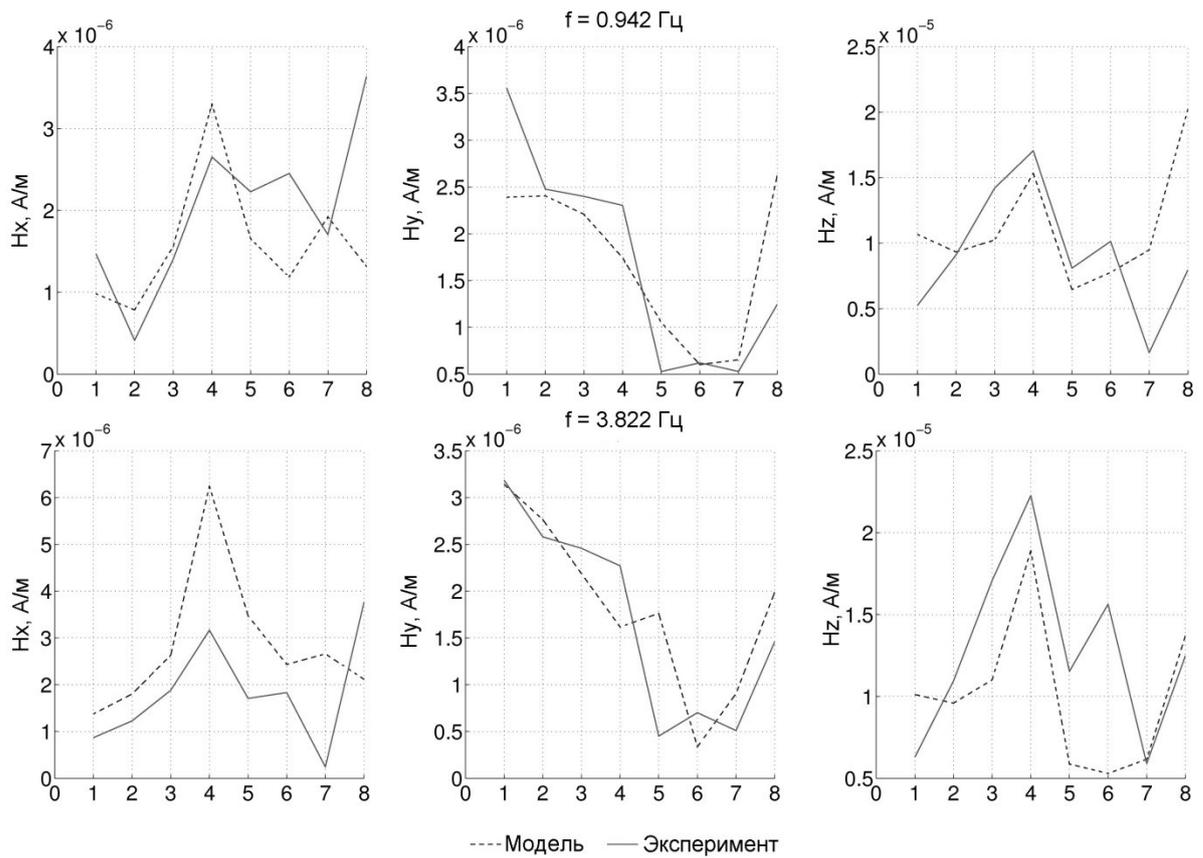


Рис. 11. Сопоставление компонент магнитного поля итоговых модельных (сплошная линия) и экспериментальных (пунктирная линия) полей для частот 0.942 и 3.822 Гц.

**Относительная ошибка для 8-и точек профиля**

Компонента, частота/номер точки	1	2	3	4	5	6	7	8
$H_x, 0.942\text{Гц}$	0.50	0.50	0.06	0.15	0.31	0.98	0.11	0.19
$H_x, 3.822\text{Гц}$	0.36	0.28	0.19	0.52	0.50	0.21	0.88	0.76
$H_y, 0.942\text{Гц}$	0.45	0.42	0.11	0.34	0.50	0.05	0.23	0.42
$H_y, 3.822\text{Гц}$	0.02	0.06	0.11	0.28	0.75	0.62	0.38	0.27
$H_z, 0.942\text{Гц}$	0.45	0.05	0.40	0.13	0.26	0.26	0.83	0.60
$H_z, 3.822\text{Гц}$	0.35	0.16	0.58	0.16	0.98	1.8	0.02	0.09

Рассматриваемое проводящее тело занимает восточную часть Кольско-Норвежского блока, включающего гнейсы и амфиболиты Кольско-Беломорского комплекса (верхний архей). Этот геологический этап характеризовался интенсивным проявлением складчатости и метаморфизма. Согласно [24], интересующая нас часть этого блока имеет электропроводность на порядок выше, чем Мурманский блок. Кроме того, в юго-восточной части Кольско-Норвежского блока, то есть в части, где наша аномалия имеет наибольшую мощность, распространены перемежающиеся с пластами серых гнейсов зеленокаменные пояса, выраженные в рельефе грядообразными возвышенностями [34]. С юга от нашей аномалии практически параллельно ее предположительному простиранию проходит граница Ковдор-Хибино-Ивановской рифтовой зоны средне-позднепалеозойского возраста, к которой приурочены интрузии щелочно-ультрамафитового и нефелин-сиенитового состава [35]. В этой области обнаружены также интенсивные газо- и битумопроявления [36]. Возможность образования графитистых соединений при данных условиях описано в работе [37]. Между тем даже при 1% объемного содержания графитистого вещества его электроннопроводящие пленки на границах зерен горных пород могут понизить общее сопротивление породы на несколько

порядков [38] и сформировать наше проводящее тело. А прохождение вдоль него зоны надвига может обеспечить его клиновидную форму с понижением мощности к северу.

Таким образом, в ходе интерпретации результатов магнитных измерений в средней части Кольского полуострова наблюдаемое на всех частотах превышение на порядок амплитуд вертикальной компоненты над горизонтальными удалось количественно объяснить циркуляцией тока по региональным разрывным нарушениям с замыканием тока через море. Также была уточнена разломная тектоника (выявлена значительная дифференциация сопротивлений разломов) северо-западной части полуострова. Обнаружена удаленная от профиля наблюдений локальная проводящая аномалия. Ее геометрические параметры определены в результате решения обратной задачи и позволяют интерпретировать ее как выклинивающийся коровый проводник, сложенный графитизированными породами.

### **2.3. Интерпретация результатов эксперимента в Кольском заливе Баренцева моря**

Эксперимент был проведен в сентябре 2011 г. сотрудниками Полярного Геофизического института РАН.

Кольский залив – это фьорд субмеридионального простирания, расположенный на побережье Баренцева моря в северо-западной части Кольского полуострова. На рис. 12 представлен фрагмент геологической карты его окрестностей. Геологическое описание этого района и самого залива приведено во многих работах [39–44]. Залив проходит через два геологических региона: Мурманский Кратон и Кольско-Норвежскую провинцию, в области распространения малопроводящих архейских гранитоидов и гнейсов. В соответствии с картой электропроводности верхнего слоя кристаллических пород Кольского полуострова мощностью 10

км, полученной по результатам интерпретации зондирований с МГД-генератором и частотных зондирований [7], среднее удельное сопротивление в этой области  $10^5$  Ом·м. В более поздней работе [45] представлена карта интегральной проводимости всего Фенноскандинавского щита, являющаяся результатом обобщения различных геофизических и геологических данных. В соответствии с полученной моделью для первых 10 км, в пересчете на удельное сопротивление залив вдается в область высокого  $10^5$  Ом·м сопротивления, он окаймляется зоной  $10^3$ – $10^2$  Ом·м, а у самого побережья Баренцева моря сопротивление падает до 10 Ом·м. Средняя толщина четвертичных отложений (в основном ледникового и морского происхождения) - 50–100 м и достигает 200 м на входе в залив. В соответствии со своими изогнутыми очертаниями залив разделяется на три части: северное, среднее и южное колено. Наиболее глубокое северное колено с глубинами до 300 м. В средней части, где находился профиль наблюдения, глубины меняются от 35 до 130 м. Кольский залив также осложнен подводным порогами и ответвлениями в виде бухт. Формирование такой сложной структуры определено системой разломов северо-северо-западного и северо-северо-восточного простирания, ледниковой эрозией и неравномерным постледниковым подъемом.

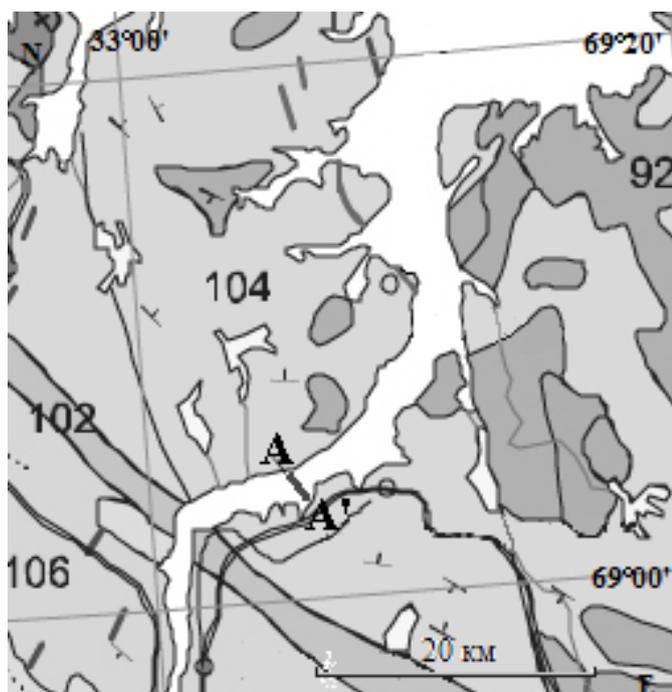


Рис. 12. Фрагмент геологической карты Кольского полуострова Митрофанова [43]: 92 – лейкограниты, гранодиориты; 102 – метавулканиды; 104 – гранодиориты, тоналиты, плагиограниты; 106 – слюдяные, гранат-слюдяные гнейсы. AA' – профиль донных электромагнитных измерений.

В ходе эксперимента все шесть компонент электромагнитного поля измерялись в шести точках профиля, пересекающего Кольский залив в его среднем колене. Поскольку эта часть залива является судоходной, точки наблюдений располагались с двух сторон фарватера (четыре с южной стороны и две с северной) на глубинах от 36 до 85 метров (рис. 13). В качестве источника использовался тот же мощный удаленный наземный передатчик, что и описанный в предыдущей главе. Поле излучалось на частотах 41, 62, 82 и 144 Гц током около 200 А с пятнадцатиминутными интервалами и регистрировалось шестикомпонентными станциями, установленными на дне залива. Значения магнитных компонент поля были получены на всех точках кроме третьей, где станция не зафиксировалась на грунте, и произошло изменение ее ориентации во время сеанса, что привело к появлению шума на индукционных датчиках. Также ненадежными оказались измерения некоторых электрических компонент в точках 2, 5 и 6, что не позволило выполнить их пересчет в географическую систему координат. На

рис. 14 представлены полученные в точке 1 приведенные электрические (а) и магнитные (б) компоненты на исследуемых частотах.

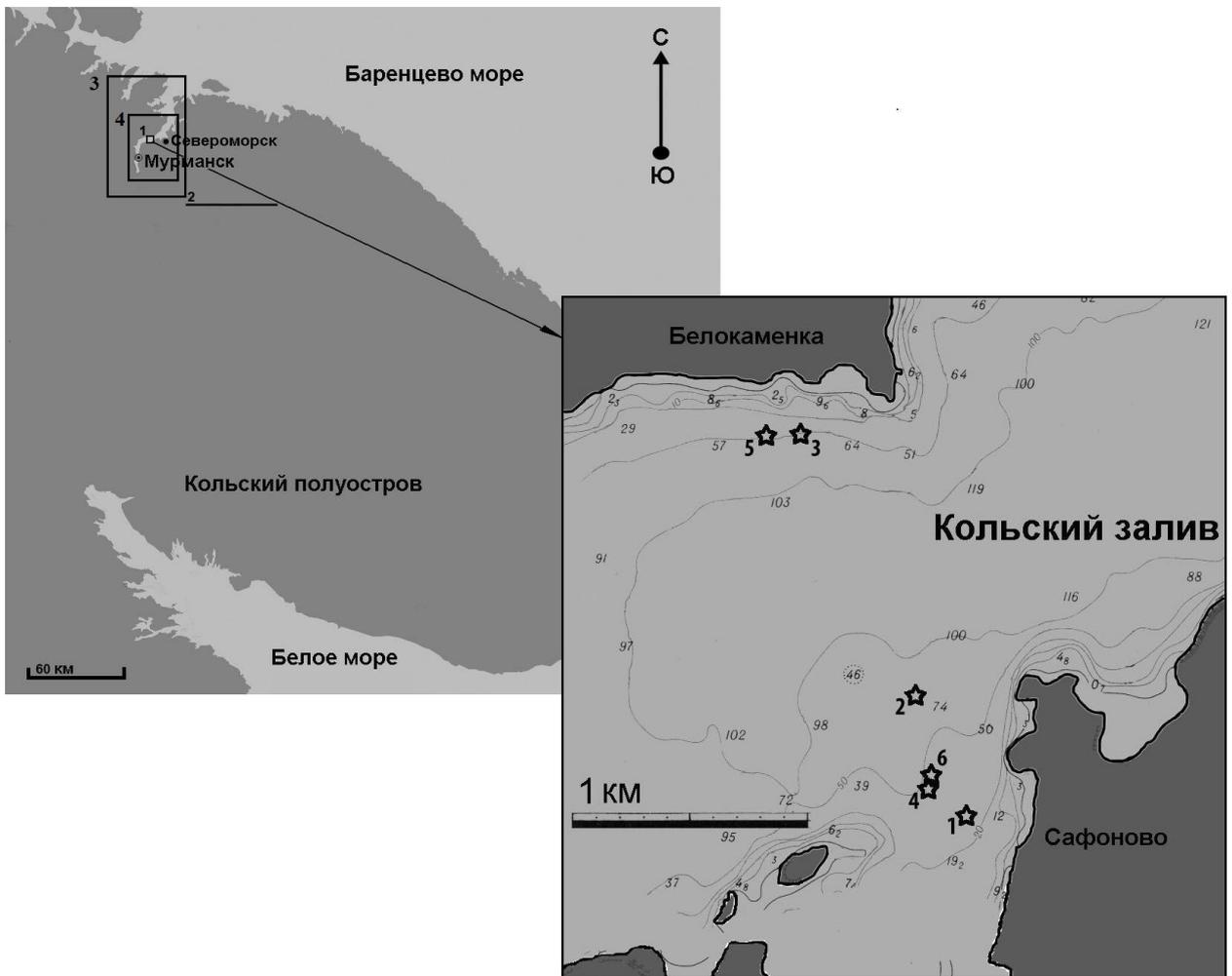


Рис.13. Район проведения электромагнитных измерений: 1 – область наблюдений, 2 – источник, звездочки 1–6 – точки наблюдений. Область моделирования: 3 – первоначальная, 4 – итоговая.

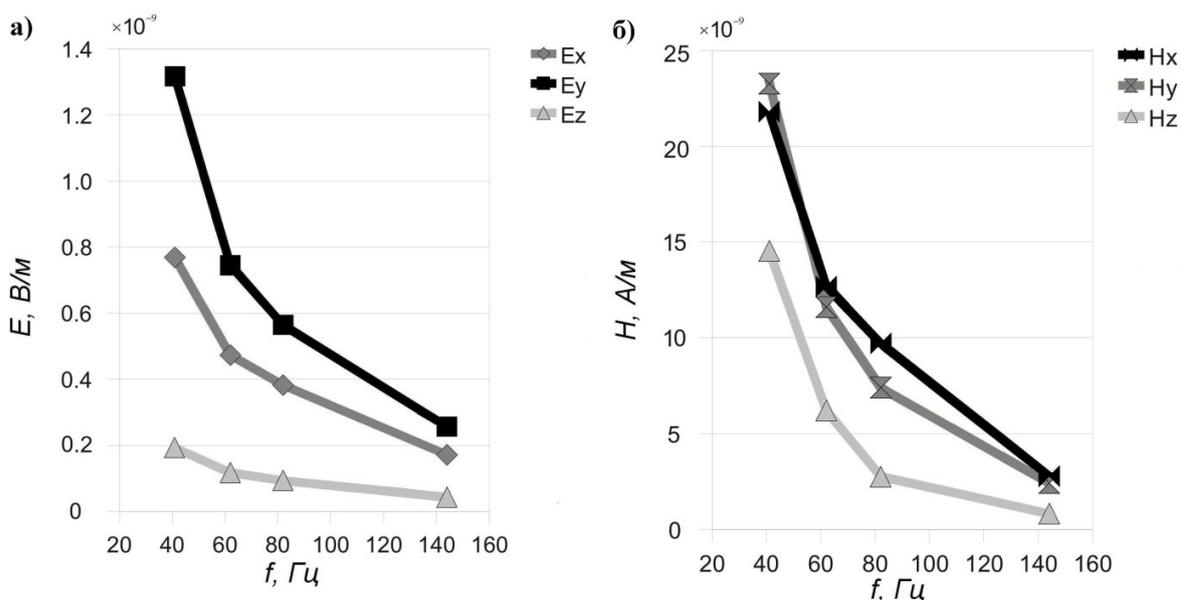


Рис. 14. Наблюдаемые амплитуды а) электрических ( $E$ , В/м) и б) магнитных ( $H$ , А/м) компонент поля в зависимости от частоты, Гц. Приведены к току в источнике 1 А.

Проведенное с помощью океанического зонда вертикальное и горизонтальное профилирование проводимости воды показало, что она одинакова по всему сечению залива (за исключением тонкого приповерхностного слоя). Соответственно, при моделировании проводимость воды во всех точках залива была принята постоянной, равной 3.2 См/м. Заметим, что это, вероятно единственный прецедент в практике морских электромагнитных зондирований, когда проводимость водного слоя непосредственно измерялась, а не оценивалась по температуре и солености. Хотя изменчивость проводимости воды в море мала по сравнению с подстилающим разрезом, знание ее точной величиной имеет значение для интерпретации, поскольку в любых вариантах морской электроразведки большая часть тока концентрируется в водной толще. Отметим, что проведение специальных измерений электропроводности воды является дополнительным достоинством данного эксперимента; обычно при морских геоэлектрических исследованиях используются априорные оценки, верные не лучше чем до первого знака.

При построении первоначальной (стартовой) геоэлектрической модели, помимо априорных геолого-геофизических данных [39–45], использовались

результаты итоговой модели, полученной в предыдущей задаче. Соответственно нормальный разрез был принят двуслойным малопроводящим:

- проводимость верхнего слоя -  $10^{-4}$  См/м, толщина 2 км;
- проводимость подстилающего полубесконечного слоя -  $10^{-5}$  См/м.

Проводимость всех разломных зон в первоначальной модели одинаковая, 1 См/м, ширина – от 2 до 4 км. Проводимость осадочных пород – 1 См/м. Отложения следуют за береговой кривой залива, и их толщина меняется от 50 до 200 м на входе в залив.

На рис. 15 представлены горизонтальное и вертикальные сечения этой модели. Цифрами даны принятые значения проводимостей. Ось X направлена на север, ось Y – на восток.

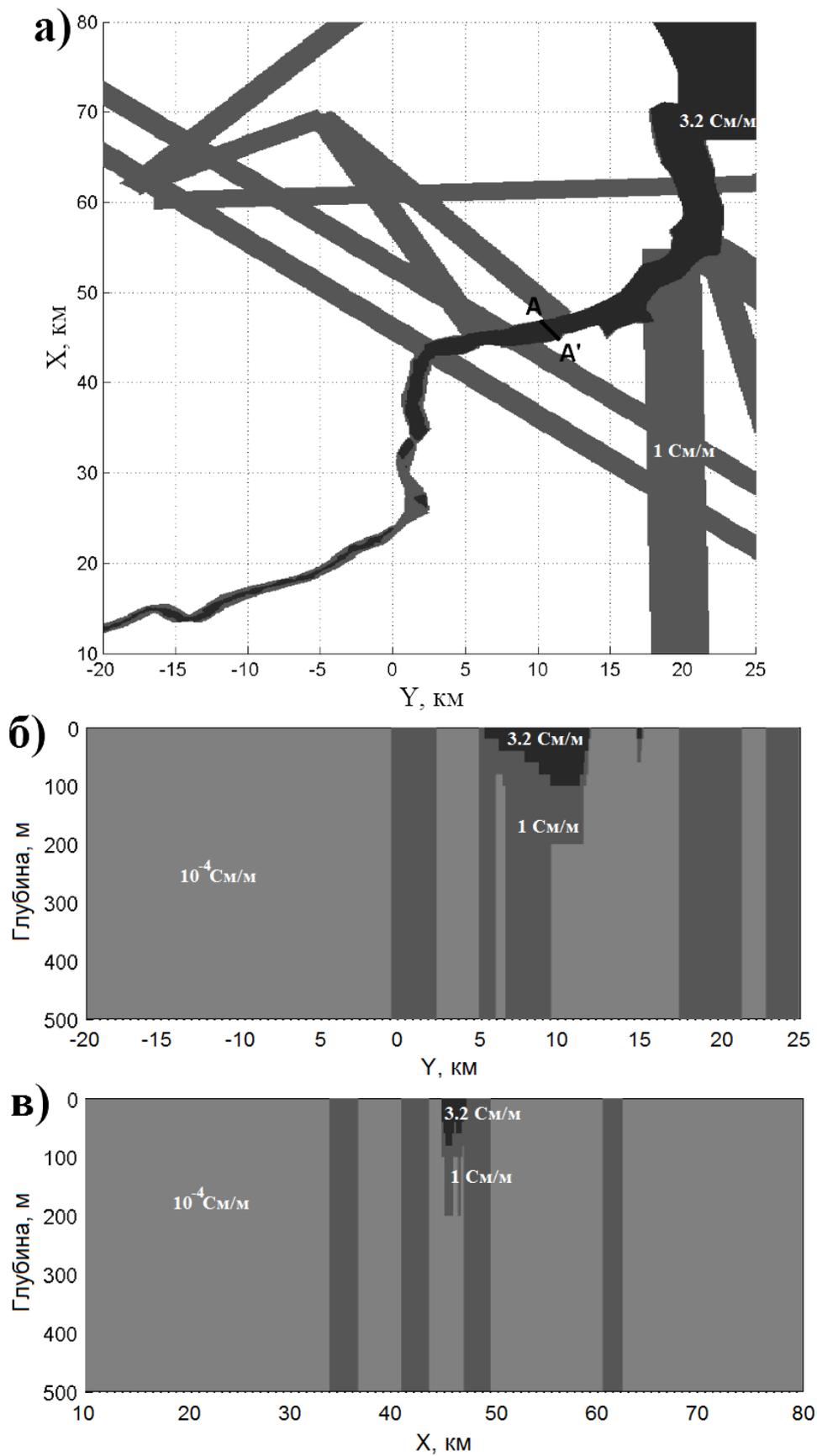


Рис. 15. Первоначальная геоэлектрическая модель, а) горизонтальное сечение при  $z = 0$  м, б) сечение в плоскости  $YZ$  при  $x = 45.36$  км, в) сечение в плоскости  $XZ$  при  $y = 11.19$  км.  $AA'$  – профиль наблюдений.

Поскольку породы, складывающие регион, имеют большое сопротивление, то такие тонкие проводники как болота, мелкие озера и реки, присутствующие на поверхности полуострова во множестве и которые практически невозможно учесть, оказывают значительное влияние на верхних частотах. Поэтому при интерпретации измерений основное внимание уделялось самой низкой частоте – 41 Гц. На рис. 16 представлено сопоставление экспериментальных амплитуд с амплитудами полей, вычисленных для начальной геоэлектрической модели. Видно, что они сильно отличаются как по своей форме так и по уровню (до трех порядков величины).

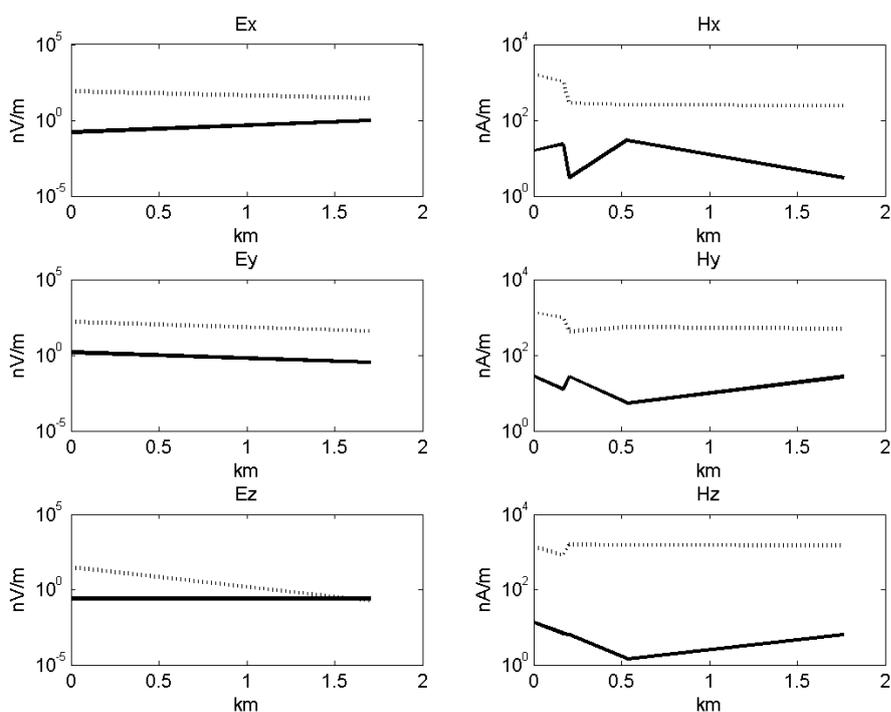


Рис. 16. Амплитуды компонент электромагнитного поля для начальной геоэлектрической модели на частоте 41 Гц (пунктирные линии) в сравнении с экспериментальными значениями (сплошные линии).

В соответствии с тем, что предыдущий эксперимент с тем же источником в соседнем районе, описанный в разделе 2.2, выявил значительное влияние на магнитное поле удаленных региональных

аномалий, то и для эксперимента в Кольском заливе была выбрана первоначальная модель больших размеров (более 100 км в горизонтальных направлениях и 2 км по вертикали). Однако вычисления показали, что в данном случае все значимые эффекты в наблюдаемых полях связаны именно с локальными аномалиями электропроводности. Таким образом, размеры начальной модели были уменьшены, руководствуясь установкой, что отличие в полях между “большой” и “малой” моделью должно составлять менее 1 %. В результате размеры итоговой модели составили 30 на 40 км по горизонтали и 500 м по вертикали.

Вычисления также показали, что моделируемые поля высокочувствительны к геометрии дна залива, что потребовало аккуратного учета батиметрии. Это привело к необходимости использования небольших ячеек: 20 м по горизонтальным направлениям и 5 м по вертикали. Итоговая модель в результате состояла из 11 миллионов ячеек.

При дальнейшей пошаговой модификации первоначального приближения было рассчитано более 50-ти моделей. При этом варьировались параметры нормального разреза, проводимость разломных зон и их геометрия, толщина и расположение осадочного пояса, обрамляющего залив. Эти вычислительные эксперименты показали, что моделируемые компоненты поля сложным образом зависят от параметров нормального разреза (толщины первого слоя и сопротивления второго) и от проводимостей ближайших к профилю пяти разломов. Кроме того, было обнаружена принципиальная возможность различения высоких сопротивлений в диапазоне  $10^3 - 10^5$  Ом·м, что является необычным для традиционной геофизической практики частотного зондирования.

Однако, наличие измерений вертикальной электрической компоненты поля благодаря ее физически обусловленной “локальности”, позволили значительно сузить область эквивалентности. Роль  $E_z$  при подборе модели оказалась настолько велика, что можно утверждать, что без ее учета, даже

при наличии плотной сети наблюдений остальных компонент, построенная модель содержала бы большие ошибки или неопределенности.

Для решения обратной задачи определения параметров разреза и проводимости ближайших к профилю измерений пяти разломов, как и в предыдущей задаче, был использован нейросетевой метод.

В качестве входных данных на сеть подавались известные значения компонент поля, измеренные в ходе эксперимента. Поскольку не все компоненты оказались измерены с достаточной надежностью, в расчет принималось лишь 21 значение и, соответственно, нейронная сеть имела 21 входной нейрон.

В качестве выходных данных были выбраны 6 параметров:  $G_1, G_2, G_3, G_4, G_5$ , характеризующие проводимости пяти разломных зон, и  $Q = 10^{-8} \rho(1300 - 6h)$ , характеризующий нормальный разрез (где  $h$  – толщина первого слоя,  $\rho$  – удельное сопротивление подстилающего пространства). Числовые коэффициенты в зависимости  $Q$  от  $\rho$  и  $h$  были подобраны так, чтобы значения этого параметра имели тот же порядок величин, что и остальные пять. Диапазон вероятных значений исследуемых параметров среды, в рамках которых проводилась интерполяция при решении обратной задачи, для параметра  $Q$  составил  $0.1 - 8.2 \text{ Ом} \cdot \text{м}^2$ , для параметров  $G_1, \dots, G_5 - 0.1 - 10 \text{ См/м}$ .

Число нейронов в скрытом слое устанавливается исходя из определенных соотношений между числом моделей в обучающей выборке и числом входных и выходных нейронов. В нашем случае оно равнялось 10.

Для получения обучающей выборки были проведены расчеты для 230 моделей геоэлектрического разреза, в которых выделенные параметры варьировались в заданных диапазонах. Таким образом, каждому набору параметров модели разреза ставился в соответствие рассчитанный для этих моделей набор значений компонент поля в точках измерений. Процедура обучения нейронной сети, повторялась для каждого набора до тех пор, пока

относительная ошибка на всем множестве не достигла заданной пороговой величины – 0.26.

В данном случае для получения оптимального результата была обучена не одна, а несколько нейронных сетей. При этом менялось число обучающих примеров (в пределах рассчитанной базы моделей), передаточные функции нейронов, представление входных и выходных данных. В результате в ходе решения обратной задачи с помощью этих сетей была обнаружена устойчивость определения параметров  $Q$ ,  $G_1$ ,  $G_3$ ,  $G_5$ , зато параметры  $G_2$  и  $G_4$  определялись с большим разбросом. Исходя из этого, была также дополнительно решена обратная задача только по этим двум параметрам. В итоге, окончательно были получены следующие параметры среды:  $Q$ , характеризующее нормальный разрез, равнялось  $0.11 \text{ Ом}\cdot\text{м}^2$ , а параметры  $G_1$ ,  $G_2$ ,  $G_3$ ,  $G_4$ ,  $G_5$ , характеризующие проводимости пяти разломов, соответственно равнялись 9.9, 0.3, 9.8, 0.4, 0.16 См/м.

Поскольку полученному значению  $Q$  соответствует множество пар параметров  $(\rho, h)$ , далее были проведены расчеты по определению их оптимальных значений. Наилучшее приближение к экспериментальным данным дали  $\rho = 2 \cdot 10^6 \text{ Ом}\cdot\text{м}$  и  $h = 2075 \text{ м}$ .

Однако это наилучшее приближение никак нельзя было считать достаточным. Фактически решение обратной задачи показало, что в рассматриваемом классе моделей оптимального приближения достичь нельзя. Соответственно потребовалось внести существенное изменение в модель, которое бы согласовывалось с известными геологическими данными. Согласно результатам сейсмических исследований [46], средняя скорость продольных сейсмических волн к западу от залива много меньше, чем к востоку (соответственно 5.8 км/с против 6.3 км/с). Это может указывать на значительно большую раздробленность, трещиноватость первого блока. В исходной модели это не учитывалось, поскольку обычно геоэлектрическими методами различить такую разность в сопротивлении кристаллических пород

не удастся. Однако предыдущие расчеты показали, что моделируемые поля чувствительны к параметрам верхнего слоя нормального разреза, поэтому возникло предположение, что они реагируют на разницу сопротивлений двух блоков, граница которых проходит по заливу.

Исходя из этого, были проведены вычисления для моделей, в которых верхняя часть разреза по двум сторонам от залива имеет разное удельное сопротивление. Кроме того, на границе между этими блоками вдоль залива был добавлен разлом. Эти вычисления показали, что горизонтальные магнитные компоненты поля в точках измерения, крайне слабо реагируют на такие изменения в модели. Зато вертикальная магнитная и все электрические компоненты поля оказались чувствительны к положению разлома и сопротивлениям кристаллических блоков. На изменение величины сопротивления разлома все компоненты реагировали слабо.

Таким образом, в исходные модели были добавлены два блока с разломом на их границе, проходящим вдоль залива, и получен новый класс моделей для решения обратной задачи. Однако в качестве входных данных для нейронной сети пришлось использовать только электрические компоненты измеренного поля, полученные в двух точках – т.е. всего шесть значений. Вертикальная магнитная компонента была отброшена, поскольку ее использование потребовало бы проведения дополнительного исследования по корректному согласованию невязок по электрическому и магнитному полям, что излишне усложнило бы работу.

Из-за того, что было уменьшено число входных данных, пришлось минимизировать и количество выходных, поэтому обратная задача была решена только для двух параметров – сопротивлений двух блоков –  $R_1$  и  $R_2$ . Значения этих параметров представляли собой десятичные логарифмы удельных сопротивлений блоков и изменялись в диапазоне 2–5.

На основе предыдущих вычислений было выбрано два возможных варианта положения разлома, и задача о сопротивлениях блоков решалась отдельно для каждого из них. Для каждой задачи были рассчитано по 16

обучающих примеров. При этом при обучении сети минимизировалось не абсолютное, а относительное отличие между модельными и экспериментальными данными.

Число нейронов в скрытом слое нейронной сети равнялось трем. В качестве передаточной функции использовался гиперболический тангенс.

В результате решения обратной задачи были получены десятичные логарифмы удельных сопротивлений западного и восточного блоков, которые равнялись соответственно 5.16 и 3.29. Для этих значений была решена прямая задача с двумя положениями межблокового разлома, и по наименьшей относительной ошибке был выбран наилучший вариант.

Сечения итоговой модели с полученными параметрами представлены на рис. 17. Сопоставление полей для этой модели с экспериментально полученными значениями для частоты 41 Гц дано на рис. 18. Результат не идеальный, но все же по сравнению с первоначальным вариантом улучшения значительны. Средняя относительная ошибка для первоначальной и итоговой модели на частоте 41 Гц представлена в таблице 2.

Таблица 2.

Средняя по профилю относительная ошибка на частоте 41 Гц						
	$E_x$	$E_y$	$E_z$	$H_x$	$H_y$	$H_z$
Начальная модель	58.8146	156.3671	692.1128	28.6447	24.3338	214.7193
Итоговая модель	0.1288	0.1059	0.0934	0.4326	0.2303	0.4032

На частотах 62 и 82 Гц совпадение немногим хуже, чем при 41 Гц, и существенно ухудшается только на самой высокой частоте 144 Гц.

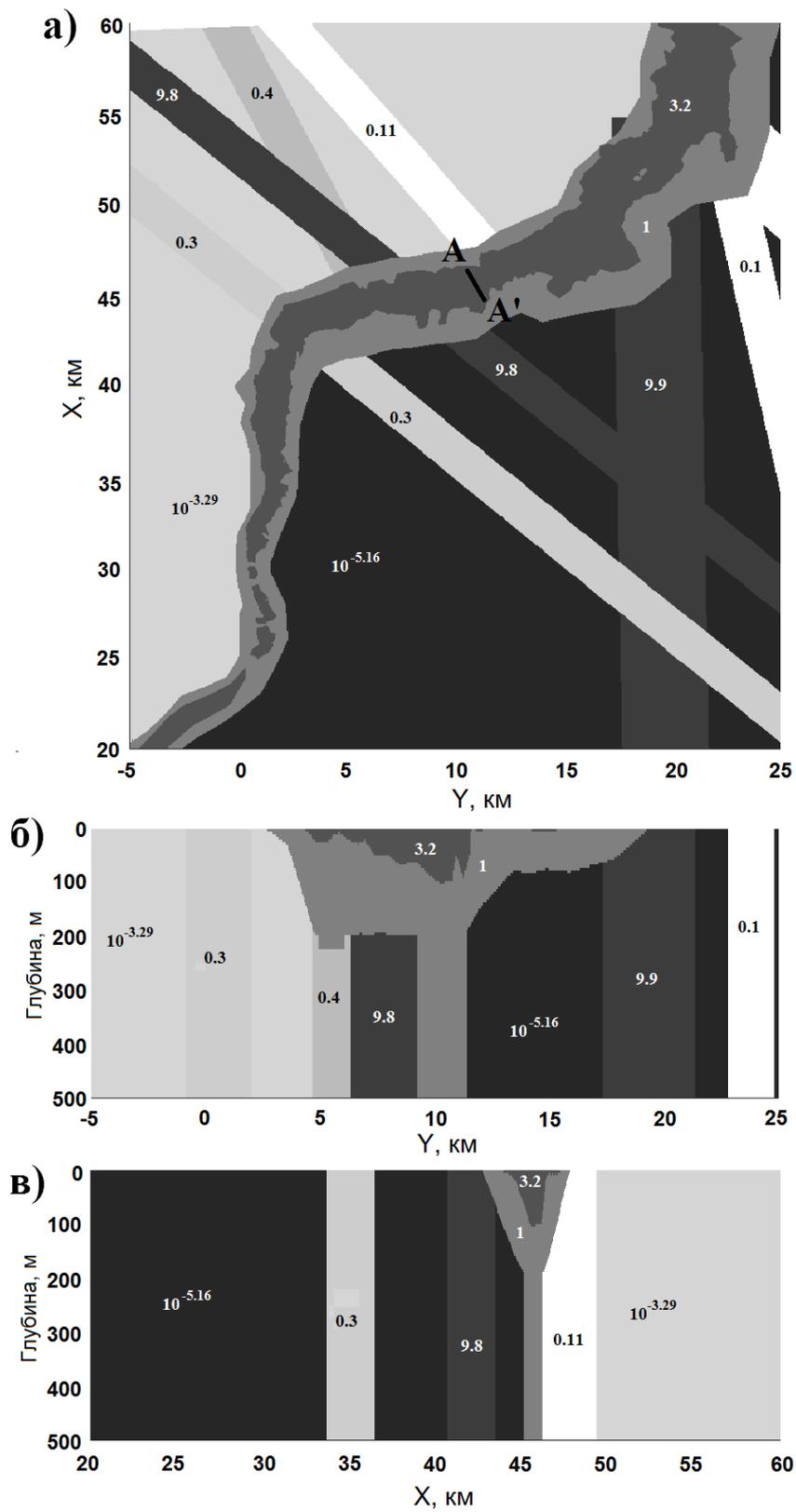


Рис. 17. Итоговая геоэлектрическая модель: а) горизонтальное сечение при  $z = 0$  м; б) сечение в плоскости  $YZ$  при  $x = 45.36$  км; в) сечение в плоскости  $XZ$  при  $y = 11.19$  км.

Линия AA' – профиль наблюдений.

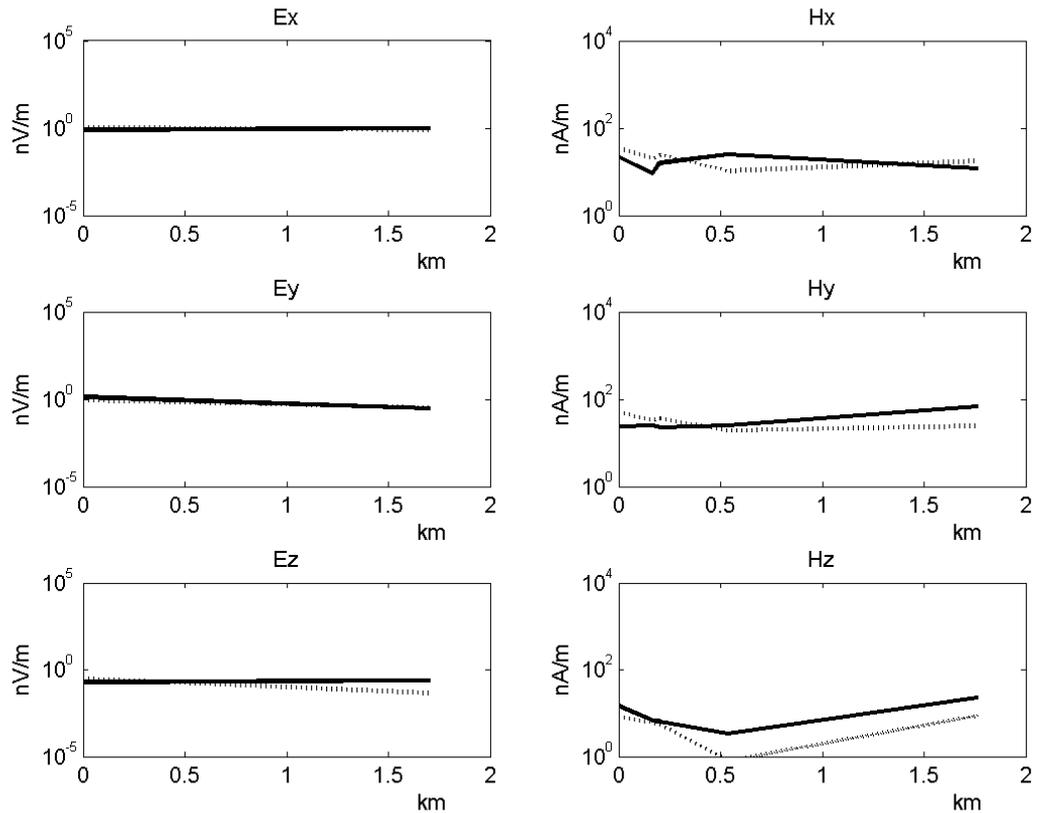


Рис. 18. Амплитуды компонент электромагнитного поля для итоговой геоэлектрической модели на частоте 41 Гц (пунктирные линии) в сравнении с экспериментальными значениями (сплошные линии).

В соответствии с полученной итоговой моделью вдоль Кольского залива проходит граница между блоками, которые, хотя и сложены сходными геологическими породами, но имеют существенно разную электрическую проводимость, то есть блок, лежащий к западу от залива на два порядка более проводящий ( $10^{-3.29}$  См/м), чем расположенный с восточной стороны ( $10^{-5.16}$  См/м). Можно предположить, что западный блок обладает большей раздробленностью, трещиноватостью. Это согласуется с тем, что средняя скорость продольных сейсмических волн к западу от залива много меньше, чем к востоку (соответственно 5.8 и 6.3 км/с) [46]. Окаймляющий залив пояс осадочных отложений ассиметричен, существенно смещен к восточному берегу. Это очевидно можно связать с неравномерным региональным постгляциальным подъемом. Известно, что в районе залива

проходил край ледника в период межстадиального потепления [47]. Проводимость различных разломов, пересекающих Кольский залив и сопряженных с ним, в том числе разлома, проходящего под средним коленом залива, оказалась существенно различной (от 0.1 до 1 См/м), что можно связать с временной дифференциацией тектонической активности.

Таким образом, была построена детальная геоэлектрическая модель района Кольского залива Баренцева моря, удовлетворяющая данным шестикомпонентных измерений. Несмотря на то, что проведенные наблюдения ограничились одним коротким профилем, эта результирующая модель позволяет внести коррективы в имеющиеся региональные геолого-геофизические представления, особенно касающиеся разломной тектоники, блокового строения коры, а также постгляциального подъема:

- Вдоль Кольского залива проходит раздел между блоками земной коры, имеющими разную проводимость, хотя сложены они сходными геологическими породами. Блок, лежащий к западу от залива, на два порядка более проводящий, чем восточный. Это можно объяснить его значительно большей трещиноватостью;

- Проводимость различных разломов, пересекающих Кольский залив и сопряженных с ним, оказалась различной, что может быть связано с временной дифференциацией тектонической активности;

- Аллювиальный осадочный пояс, окружающий Кольский залив, оказался асимметричным, в соответствии с нормальным правым смещением русла древней реки. Полученная величина асимметрии имеет значение для оценок регионального постгляциального подъема.

Итак, донные измерения в Кольском заливе, позволили впервые определить различие в удельном сопротивлении двух высокоомных кристаллических блоков земной коры по сторонам от залива. Донные измерения вертикальной электрической компоненты поля, позволили существенно повысить качество формальной интерпретации и сделать выводы о геологическом строении района Кольского залива.

### **ГЛАВА 3. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПЕРЕДВИЖНОГО ИСКУССТВЕННОГО ИСТОЧНИКА НИЗКОЧАСТОТНОГО ПОЛЯ (ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО БИПОЛЯ) ДЛЯ ПРЯМОГО ПОИСКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ НА ШЕЛЬФЕ**

В предыдущей главе при проведении донных измерений в заливе использовался мощный стационарный источник электромагнитного поля, расположенный на суше, в этой главе коснемся возможностей мощных передвижных контролируемых источников для морских исследований.

Начало использования контролируемых источников в морской геоэлектрике положили работы Кокса [48,49]. В настоящее время эти методы становятся все популярнее, в том числе их все шире используют для поиска залежей углеводородов на шельфе. Эти месторождения приурочены к определенным типам геотектонических структур. По пористым породам углеводороды мигрируют от мест своего происхождения, концентрируясь в структурно-литологических ловушках. Задачу поиска подобных благоприятных для залегания углеводородов структур достаточно точно решает сейсмическая разведка, однако лишь треть обнаруживаемых ловушек оказываются промышленно нефтегазоносными [50]. Без проведения дорогостоящих (в особенности на море) буровых работ ответить на вопрос о наличии залежи теоретически наиболее эффективно могут электромагнитные методы зондирования. Их возможности связаны с весьма существенным различием электропроводности пород водонасыщенной (хорошо проводящей) и нефтегазонасыщенной (высокоомной) частей коллектора.

Учитывая, что месторождения углеводородов представляют собой сравнительно тонкие субгоризонтальные формации, МТ методы для поиска подобных образований могут оказаться, однако, не особенно эффективными,

поскольку магнитотеллурические токи генерируются в основном в горизонтальной плоскости. С другой стороны, использование мощных искусственных источников позволяет генерировать в среде вертикальные электрические поля, чувствительные таким горизонтальным высокоомным аномалиям электропроводности.

Для морской электроразведки углеводородных залежей применяются измерения как в частотной, так и во временной областях, хотя частотные методы в настоящее время доминируют. Основным методом такой съемки с контролируемым источником электромагнитного поля является буксировка горизонтально расположенного электрического диполя вблизи от дна. Типичный диапазон частот – от 0.1 до 10 Гц, сила тока – 500–1000 А, разнос электродов – 100–300 м [51]. Набор приемников горизонтальных и иногда вертикальных компонент электрического поля располагается на дне моря на разных расстояниях от источника. В [52] представлены результаты двумерного моделирования подобной съемки методом конечных элементов над моделями заполненных гидратами разломов или даек. Рассматривались два варианта буксировки горизонтального источника (электрического диполя): по линии расположения приемников и перпендикулярно к ним. Эти расчеты показали, что наибольшую чувствительность к таким погружающимся структурам имеет вертикальная электрическая компонента поля. На основе полученных результатов были проведены две съемки: над Газогидратном хребтом, являющимся частью субдукционной зона Каскадия (Орегон, 2004 г.), и в Мексиканском заливе (2008 г) [52].

Кроме горизонтального диполя могут использоваться и другие конфигурации источника: вертикальный электрический диполь, вертикальный магнитный диполь, протяженный горизонтальный электрический биполь [53].

В работе [54] представлен новый подход к взаимному расположению источника и приемников, реализованный в ходе экспериментов 2007–2008 гг. над месторождением в Северном море. Источник – горизонтальный

электрический биполь длиной 400 м – расположенный на дне моря, буксировался одним судном, а приемный кабель, состоящий из 30 биполей длиной 200 м каждый, буксировался по той же линии другим судном. В 2010 также в Северном море был применен более экономичный вариант – и дипольный источник, и кабель с набором дипольных приемников буксировались одним судном один над другим на глубине 10 м [55].

Измерения во временной области в морской электроразведке применяются реже, они менее помехоустойчивые, но с успехом применяются для обнаружения аномалий вызванной поляризации, которые могут указывать на наличие залежей углеводородов. Так, метод становления поля применялся для поиска углеводородов в транзитной зоне Каспийского моря и на шельфе Черного моря [56,57].

В [58] рассматриваются возможности конфигураций  $HEd-E_x(f)$  и  $HEd-E_z(t)$ , состоящих из горизонтального электрического дипольного источника и приемника вертикальной компоненты электрического поля  $E_z$ , проводящих измерения в частотной ( $f$ ) и временной областях ( $t$ ). Для этого было проведено трехмерное моделирование с использованием алгоритма Друскина-Книжнермана на нескольких моделях, в том числе на модели известного газового месторождения Лува в Норвежском море.

Применение конфигурации  $VED-E_z(t)$  рассматривается, например в [59]. На практике метод применялся на Норвежском континентальном шельфе на глубинах 250–1300 м, в том числе на том же месторождении Лува.

В статье [60] представлена морская система исследований электропроводности на постоянном токе и результаты эксперимента, выполненного с ней в 2005 г. в Японском море над месторождением метаногазов. Система представляла собой глубоководный буксируемый агрегат, способный опускаться на 6000 м, к которому для целей электроразведки был добавлен “хвост” из 8 кабелей разной длины и электродов, формирующих дипольные источники, и приемного диполя.

Хвост буксировался на расстоянии 5 м от морского дна, максимальная глубинность зондирования составляла 100 м.

Мы же рассмотрим возможности низкочастотной электроразведки с контролируемым источником – электрического биполя – для обнаружения залежей углеводородов в высоких широтах. Для этого используем пример хорошо изученного Штокмановского газоконденсатного месторождения (ШГКМ) в Баренцевом море.

Как и в предыдущих главах используем метод интегральных уравнений. Вычисления, результаты которых приводятся далее, проводились на высокопроизводительных кластерах Курчатовского института и РАН.

Были рассчитаны все компоненты электромагнитного поля на дне моря по площади над месторождением при различных способах возбуждения на 20 частотах в диапазоне 0.01 – 10 Гц в двух случаях: присутствия и отсутствия углеводородов в коллекторе. Требовалось установить, достаточно ли различия в сопротивлении этого сравнительно тонкого слоя, чтобы диагностировать наличие газа, а если да, то каковы наиболее информативные компоненты поля и каковы оптимальные параметры источника (ориентация, частота, удаление).

### **3.1. Геологическая характеристика Штокмановского газоконденсатного месторождения Баренцева моря**

Штокмановское газоконденсатное месторождение принадлежит к Штокмановско-Лунинскому структурному порогу, расположенному в российском секторе Баренцева моря. Оно представляет собой изометрическую антиклиналь, в своде которой находится газовая залежь. Четыре продуктивных горизонта Ю<sub>0</sub>, Ю<sub>1</sub>, Ю<sub>2</sub>, Ю<sub>3</sub> открыты в верхне- и среднеюрских отложениях [61].

Схематический геологический разрез месторождения представлен на рисунке 19.

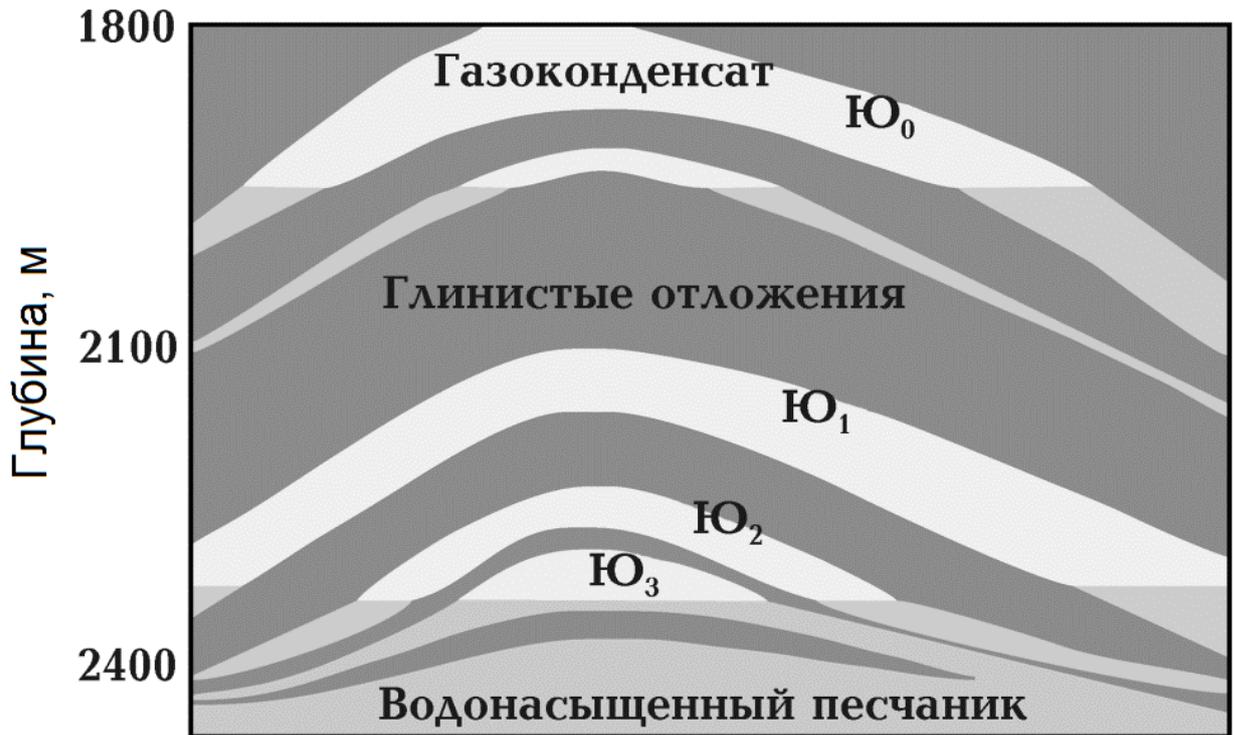


Рис. 19. Схематический геологический разрез Штокмановского месторождения.

Коллекторами являются мелкозернистые алевритистые песчаники, иногда с прослоями песчанистых алевролитов с достаточно высокими фильтрационно-емкостными свойствами, которые улучшаются снизу вверх. Региональным флюидоупором служат глинистые образования позднеюрско-раннемелового возраста. Между горизонтами Ю<sub>0</sub> и Ю<sub>1</sub> проходит субрегиональный флюидоупор в виде алевролитоглинистой толщи.

Газ месторождения метановый (94—96 %) с низким содержанием конденсата. Средняя газонасыщенность пластов по данным ГИС: Ю<sub>0</sub> — 83,5 %; Ю<sub>0-1</sub> — 52,0 %; Ю<sub>1</sub> — 77,6 %; Ю<sub>2</sub> — 65,6 % и Ю<sub>3</sub> — 66,9 %. Газоводяной контакт определен для залежей на глубинах: 1955,6 м для Ю<sub>0</sub>; 2306 м Ю<sub>1</sub>, 2318 м для Ю<sub>2</sub> и Ю<sub>3</sub>.

### 3.2. Построение модели месторождения

Далее моделирование будет проводиться для двух наиболее крупных залежей Ю<sub>0</sub> и Ю<sub>1</sub>, в которых содержатся основные запасы газа

месторождения. Для сравнения результатов рассмотрим также модели, включающие по отдельности залежь Ю<sub>0</sub> и Ю<sub>1</sub>.

Поскольку в районе Штокмановского ГКМ электрический каротаж не проводился, используем для построения геоэлектрической модели месторождения следующие соображения.

Для определения удельного электрического сопротивления насыщенного водой песчаника можно применить известную эмпирическую формулу [62]:

$$\rho = \rho_v * a * \varphi^{-m}, \quad (7)$$

где  $\varphi$  – коэффициент пористости породы, а  $\rho_v$  – удельное сопротивление воды,  $a$ ,  $m$  — константы для конкретного типа пород, определяемые из исследований керна. В нашем случае примем величину  $a$  равной 1, а значение  $m$  – равным 2.4 (для песчаников).

Согласно [63] пластовые воды юрских отложений имеют минерализацию 10–36 г/л. Учитывая зависимость удельного сопротивления воды от степени минерализации и температуры (для продуктивных слоев месторождения это 48–60 °С), сопротивление пластовых вод в коллекторе можно принять  $\approx 0.5$  Ом·м.

С учетом того, что средняя открытая пористость для продуктивного пласта Ю<sub>0</sub> равна 24,5 %, для водонасыщенной части пласта Ю<sub>0</sub> по формуле (7) удельное сопротивление получается равным  $\rho_{вн} \approx 15$  Ом·м. Соответственно при средней открытой пористости для продуктивного пласта Ю<sub>1</sub> равной 15,8 % по формуле (7) выходит  $\rho_{вн} \approx 42$  Ом·м.

Согласно справочным данным [64] среднее удельное сопротивление водонасыщенных глин – 10 Ом·м, а аргиллитов – 20 Ом·м. Поскольку для водонасыщенного песчаного коллектора было получено значение 15 Ом·м, то для снижения вычислительной нагрузки для всей толщи глинистых отложений юрского-кайнозойского возраста будем использовать оценку удельного сопротивления также 15 Ом·м.

Влияние газонасыщенности на электрическое сопротивление породы можно приближенно оценить коэффициентом  $P$ :

$$P = 1/(1 - k_r)^2, \quad (8)$$

где  $k_r$  – параметр газонасыщенности. При газонасыщенности верхнего пласта  $Ю_0$  – 83,5 % значение  $P$  получается равным 36.7. Таким образом, сопротивление коллектора с газом  $Ю_0$  –  $\rho = P \cdot \rho_{вн} = 36.7 \cdot 15 = 550$  Ом·м. Аналогично, при газонасыщенности пласта  $Ю_1$  – 77,6 % имеем  $P \approx 20$ , а сопротивление коллектора с газом  $Ю_1$  –  $\rho = P \cdot \rho_{вн} = 20 \cdot 42 = 840$  Ом·м.

Ниже юрских отложений залегают породы пермотриаса, представленные терригенными образованиями со средним сопротивлением 20 Ом·м. Отложения нижний перми и карбона включают известняки и доломиты с удельным сопротивлением порядка 100 Ом·м. Для пород кристаллического фундамента характерно сопротивление  $10^5$  Ом·м.

Таким образом, для фоновой горизонтально слоистой среды можно выбрать следующие параметры, указанные в таблице 3.

Таблица 3

	Проводимость, См/м	Толщина слоя, м
Морская вода	3.5	320
Глинистые и песчаные отложения	0.067	13600
Пермь + карбон	0.0066667	7000
Кристаллический фундамент	$10^{-5}$	

Введем далее следующую систему координат: ось  $y$  направлена на восток,  $x$  – на север,  $z$  – вниз.

На рис. 20 представлен вертикальный разрез полученной модели, содержащей обе залежи – верхнюю Ю<sub>0</sub> и нижнюю Ю<sub>1</sub> – по линии, проходящей через центр месторождения (x=0).

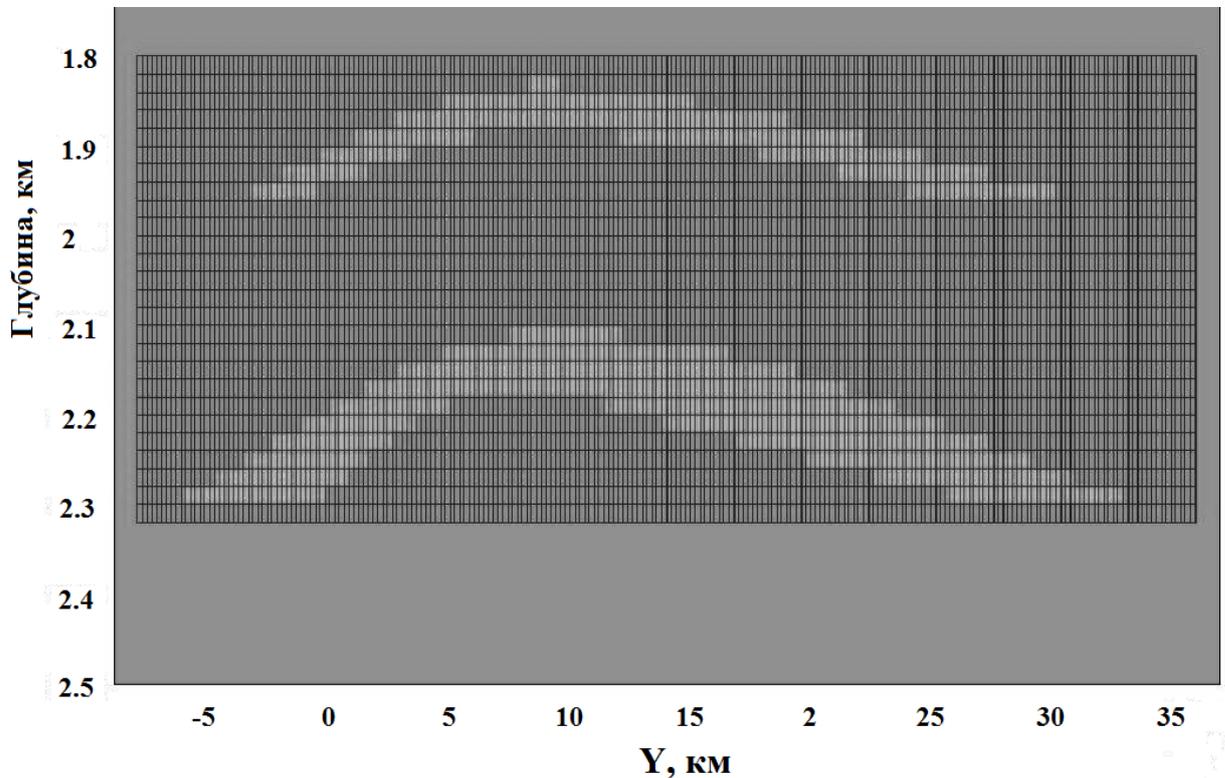


Рис.20. Вертикальный разрез модели, содержащей залежи Ю<sub>0</sub> и Ю<sub>1</sub>.

При этом размер моделируемой аномалии Ю<sub>0</sub> составляет 35 км по y, 26 км по x и 170 м по z. Размер аномалии Ю<sub>1</sub> – 36 км по y, 33 км по x и 180 м по z.

Для модели, содержащей обе залежи, нижнюю Ю<sub>1</sub> и верхнюю Ю<sub>0</sub>, шаг сетки по вертикали выбран равным 20 м. По горизонтали выбран шаг 200 м по обоим направлениям. Таким образом, размер сетки составляет 1058200 ячеек: 220 по y, 185 по x, 26 по z.

С таким же шагом сетки по горизонтали в обоих направлениях и по вертикали рассчитываются также две модели только с залежью Ю<sub>0</sub> и только с залежью Ю<sub>1</sub>.

В соответствии с приведенными выше расчетами проводимость газосодержащих ячеек для залежи Ю<sub>0</sub> была выбрана 0.0018 См/м, для залежи

$\gamma_1 = 0.0012$  См/м, а для глинистого окружения и водонасыщенной части песчаника  $0.067$  См/м.

### **3.3. Моделирование результатов зондирования над структурой, содержащей залежь, и их анализ**

В сложившейся практике морской электроразведки в районе исследований на дне по регулярной сетке расставляются измерители поля, а источник (притопленный биполь длиной 200–300 м) буксируется по нескольким параллельным галсам над этим районом. Но поскольку нашей задачей является оценить оптимальный (допускаемый современной техникой) вариант измерений, мы сначала рассмотрим неподвижный источник-биполь большей длины с различной ориентацией, располагаемый вблизи перспективной структуры.

Таким образом, при дальнейших расчетах источник рассматривается как биполь длиной 2 км, ориентированный по следующим вариантам:

- по оси  $x$  – тангенциальная поляризация;
- по оси  $y$  – радиальная поляризация;
- от поверхности моря до дна по оси  $z$  длиной 320 м – вертикальная поляризация.

При этом источник будет помещаться на двух расстояниях (1 и 6 км) от края границы верхней залежи  $\gamma_0$ .

На рис. 21 представлена соответствующая схема расположения приемников и источников относительно месторождения. Контурами обозначены границы залежей на глубине газоводяного контакта.

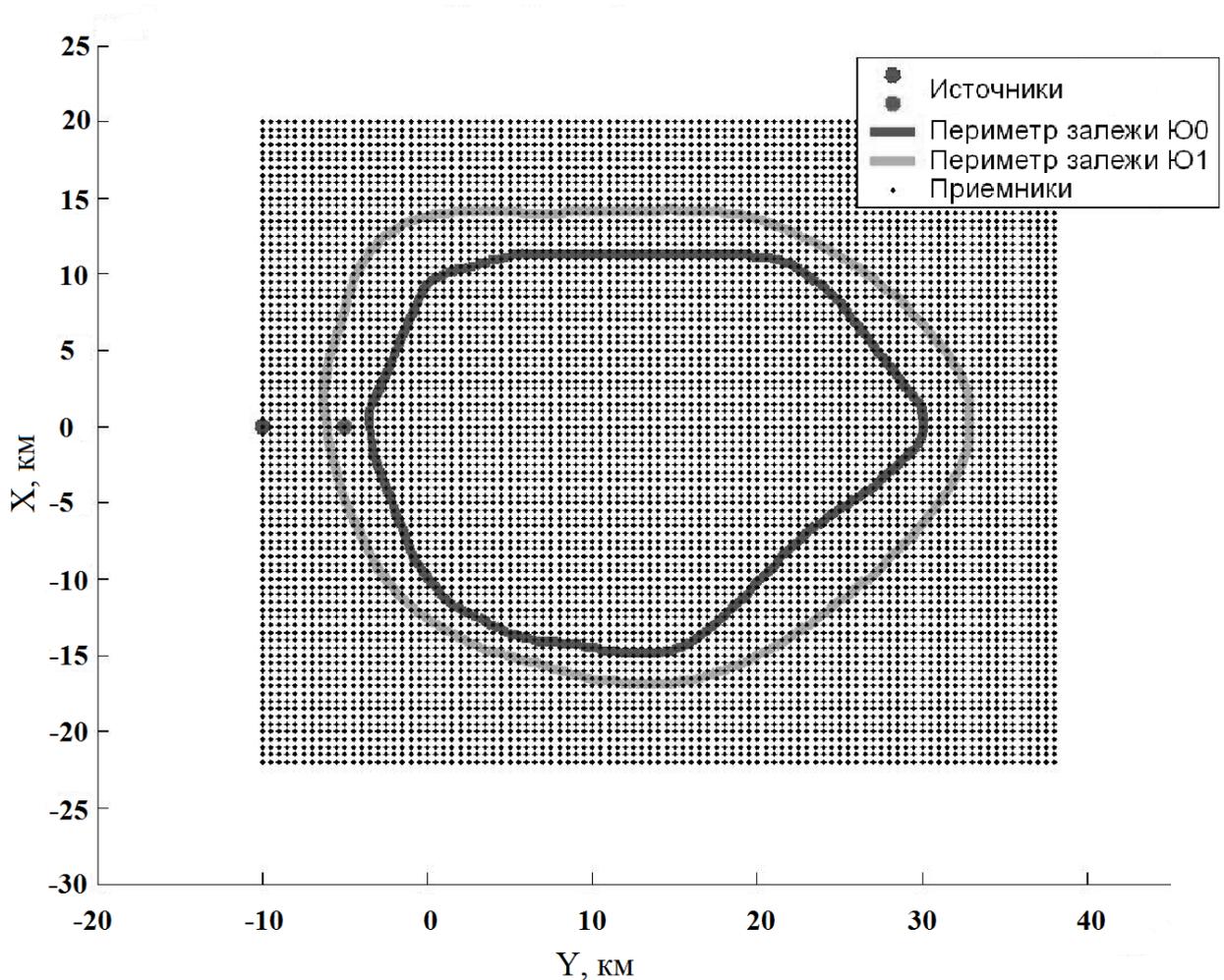


Рис. 21. Схема расположения приемников и источников относительно месторождения.

Дальнейший анализ результатов будет проводиться в полных полях. Рассматриваются только случаи, когда изменения параметров поля за счет присутствия углеводородов в залежи составляют не менее 10 %. Также из анализа исключаются результаты, в которых амплитуда компонент поля оказываются не достаточно большой для уверенной регистрации современной аппаратурой при реалистичной мощности источника. Конкретно, будем полагать, что ток в источнике составляет 100 А, а электрическое поле над месторождением в среднем не должно быть меньше 10 нВ/м, магнитное – меньше 10 пТл. Таким образом, из-за указанных ограничений полностью выпадают из рассмотрения вертикальная магнитная

компонента поля, вертикальное расположение источника и частоты выше 0.1 Гц.

### *Радиальная поляризация*

На рис. 22 приведен натуральный логарифм отношения амплитуд полного поля и разность фаз при наличии/отсутствии газа в коллекторе для вертикальной электрической компоненты поля  $E_z$  для частоты 0.01 Гц. Здесь и далее внутренний белый контур обозначает границу верхней залежи  $Ю_0$ , а внешний черный – границу нижней залежи  $Ю_1$  на глубинах газоводяного контакта. Как видно из рисунка амплитудная аномалия компоненты представляет собой депрессию над месторождением с относительной амплитудой 1.0. Также над залежами можно наблюдать выраженную фазовую аномалию (фазовый “остров”). Подобные амплитудная и фазовая аномалии присутствуют в диапазоне частот 0.01–0.089 Гц.

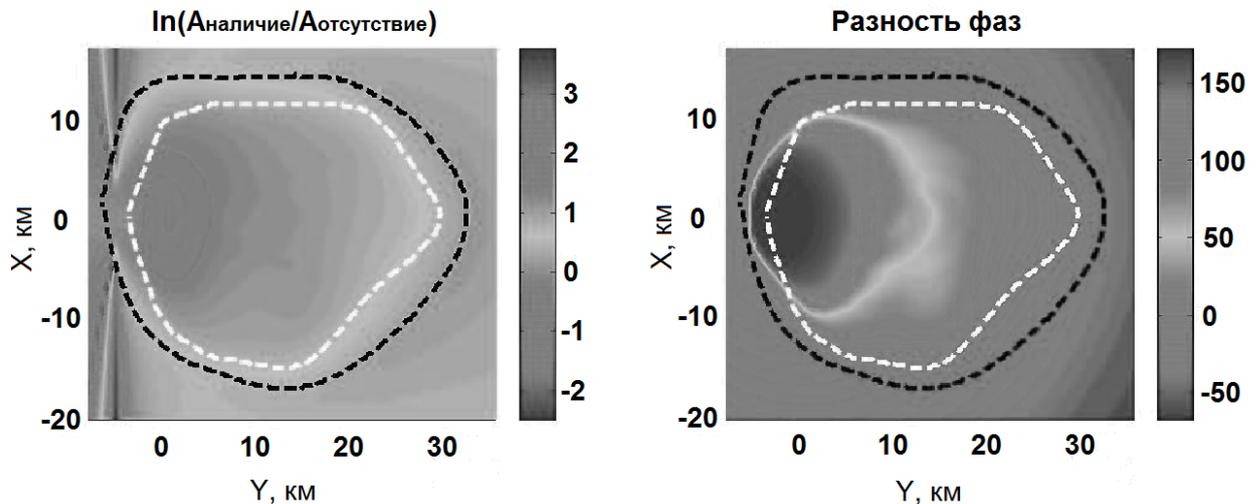


Рис. 22. Амплитудная и фазовые аномалии компоненты  $E_z$  для частоты 0.01 Гц.

На рис. 23 приведены логарифмы отношений полных полей для модели только с нижней залежью  $Ю_1$  (слева) и для модели только с верхней залежью  $Ю_0$  (справа) к полному полю модели с обеими залежами при источнике на расстоянии 1 км и на частоте 0.02 Гц. Можно сделать вывод, что в

амплитудную аномалию преимущественный вклад дает более крупная нижняя залежь. Это справедливо для всего диапазона 0.01–0.089 Гц.

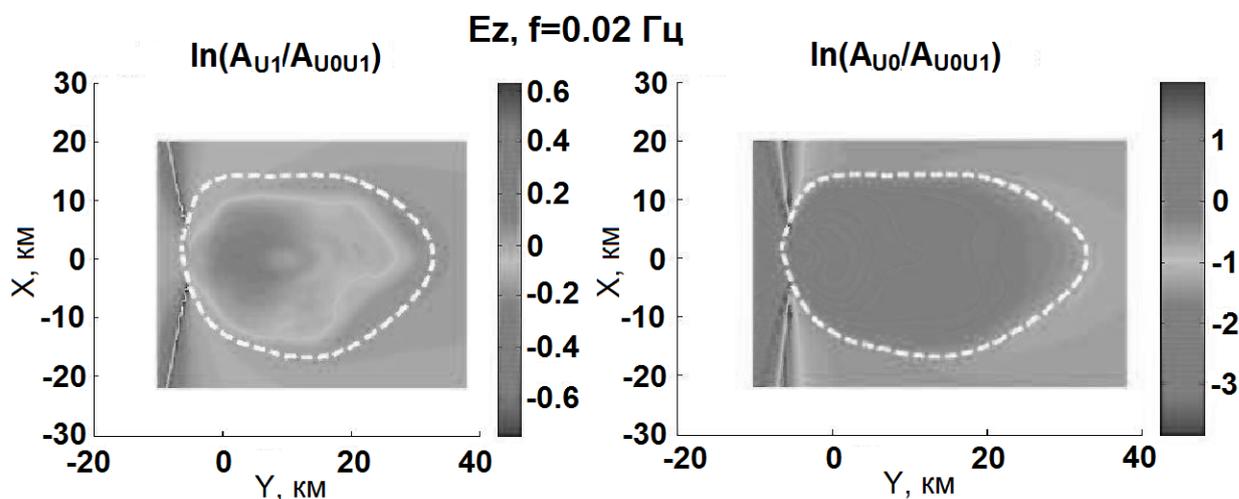


Рис. 23. Логарифм отношения полных полей для модели Ю<sub>1</sub> и Ю<sub>0</sub> к полному полю модели Ю<sub>0</sub>Ю<sub>1</sub> при источнике на расстоянии 1 км и частоте 0.02 Гц.

Таким образом, можно заключить, что радиальная поляризация  $E_z$  вполне пригодна для решения поставленной задачи, при этом фазовая аномалия является наиболее наглядным способом обнаружения залежи.

Рассмотрим теперь горизонтальные компоненты поля. При радиальном расположении источника (т.е. вдоль оси  $y$ ) интерес представляют значения электрической  $E_y$  и магнитной  $H_x$  компонент. Их аномалии сложнее по форме, чем для  $E_z$ . Так амплитудная аномалия  $E_y$  при источнике на расстоянии 1 км на нижней границе диапазона частот имеет кометообразный вид (рис. 24). С ростом частоты аномалия сжимается, концентрируясь на правой границе месторождения. Фазовая же аномалия компоненты хорошо очерчивает ближнюю к источнику границу залежей.

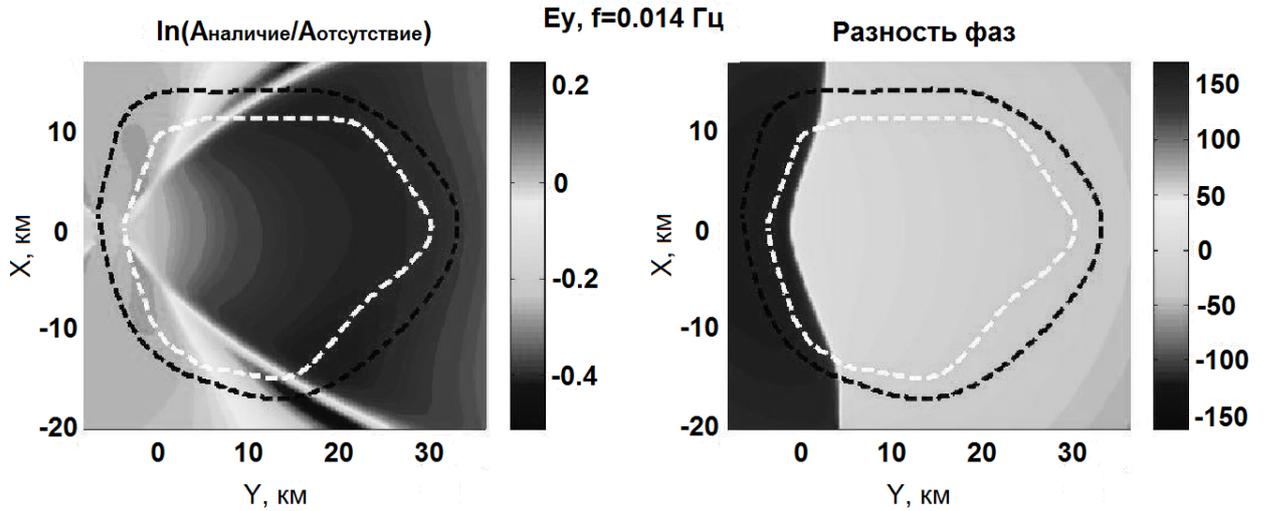


Рис. 24. Амплитудная и фазовые аномалии компоненты  $E_y$  для частоты 0.014 Гц.

Аномалия компоненты  $H_x$  наблюдается в диапазоне 0.01–0.089 Гц (рис. 25). Фазовая аномалия также очерчивает левую границу месторождения. Она наблюдается и для источника на расстоянии 6 км, но в более узком диапазоне 0.014—0.062 Гц и сама по себе немного слабее.

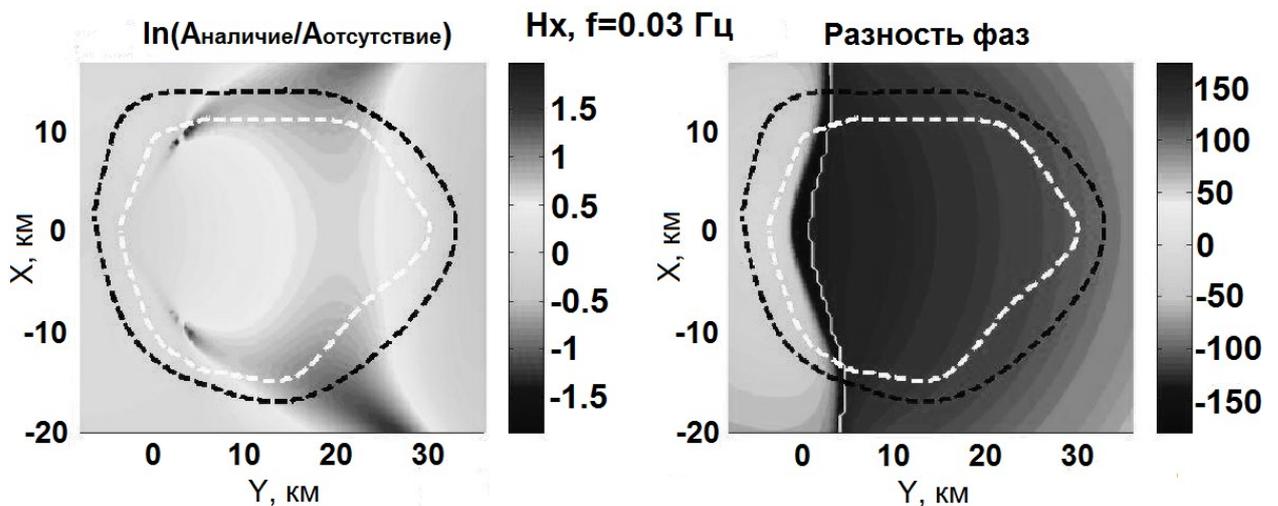


Рис. 25. Амплитудная и фазовые аномалии компоненты  $H_x$  для частоты 0.03 Гц.

### *Тангенциальная поляризация*

При такой ориентации источника амплитудная аномалия компоненты  $E_z$  также представляет собой депрессию над залежью с относительной амплитудой 0.6 на нижней границе частотного диапазона (рис. 26). Так же можно наблюдать и выраженный фазовый “остров”, который с увеличением

частоты уменьшается. Обе эти аномалии можно проследить в диапазоне 0.01–0.089 Гц. Для источника на расстоянии 6 км те же аномалии наблюдаются в том же диапазоне частот, но менее выражены. Можно также отметить, что вклад верхней залежи в эти аномалии становится несколько более заметным для всего диапазона.

Из горизонтальных компонент при тангенциальной ориентации источника интерес представляют соответственно  $H_y$  и  $E_x$ . Амплитудная аномалия компоненты  $E_x$  оказывается значимой только для самой нижней частоты 0.01 Гц (рис. 27). Наблюдаемая фазовая аномалия, расположенная вдоль средней линии залежи и как бы “продевающаяся” сквозь залежь. Ее края резко расходятся над дальней границей нижней залежи. С ростом частоты аномалия сужается с этого края.

Аномалия компоненты  $H_y$  (рис. 28) во всем аналогична  $E_x$ .

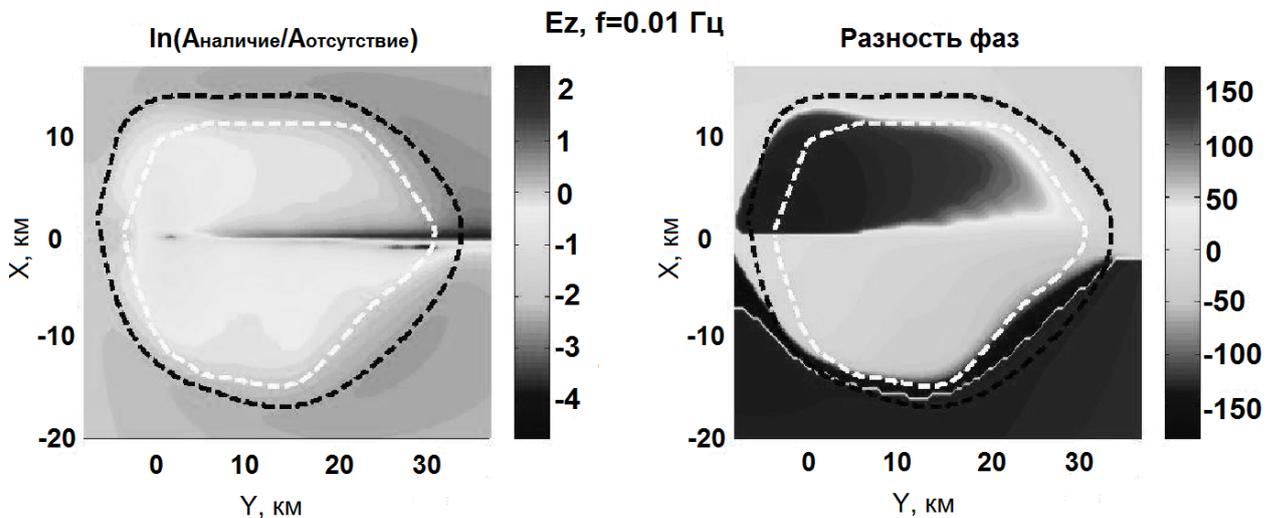


Рис. 26. Амплитудная и фазовые аномалии компоненты  $E_z$  для частоты 0.01 Гц.

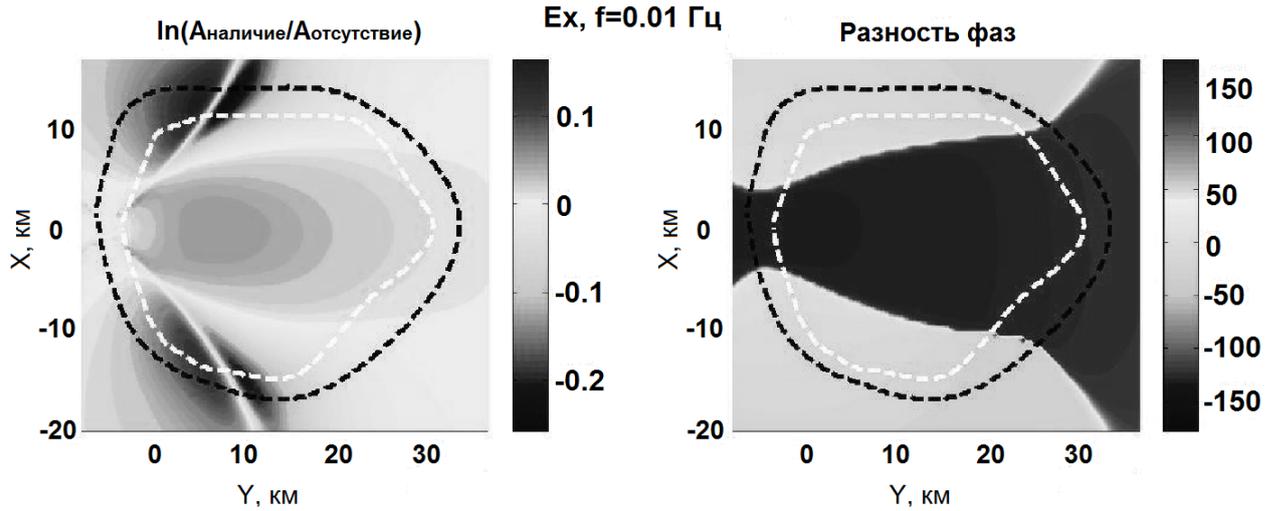


Рис. 27. Амплитудная и фазовые аномалии компоненты  $E_x$  для частоты 0.01 Гц.

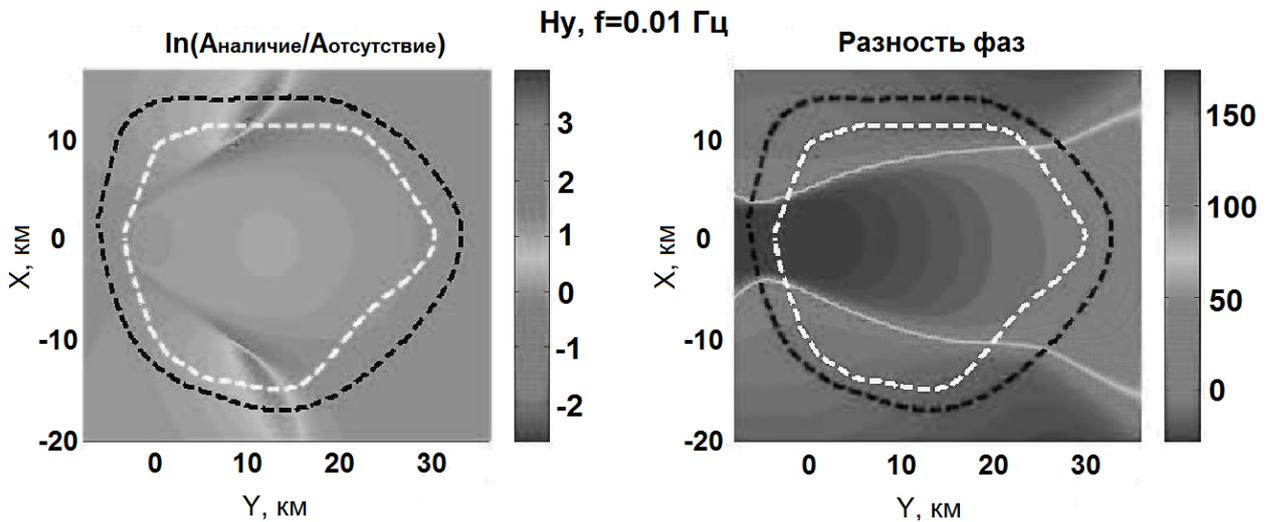


Рис. 28. Амплитудная и фазовые аномалии компоненты  $H_y$  для частоты 0.01 Гц.

В целом, можно сделать вывод, что каждая из возможных поляризации источника (кроме вертикальной), каждая из измеряемых компонент (кроме вертикальной магнитной) имеют в своих сочетаниях особую эффективность. Но наиболее эффективной является радиальное расположение источника и измерение вертикальной электрической компоненты поля. Действительно, горизонтальный диполь генерирует в среде поля как индукционного (ТЕ-мода), так и гальванического (ТМ-мода) происхождения, причем на низких частотах гальванический отклик от узкого плохопроводящего тела

доминирует. На верхней и нижней поверхностях углеводородной залежи образуется заряд и генерируется вертикальное электрическое поле.

Пусть теперь такой радиальный источник буксируется над залежью. Т.е. рассмотрим горизонтальный электрический биполь, продольно перемещающийся над дном по профилю вдоль оси  $y$  (от  $y = -4100$  м до  $26900$  м, при  $x=0$ ). Типичный разнос питающих электродов для подобных работ  $250$  м, высота питающей линии над дном  $50$  м. Через каждые  $1000$  м профиля включается синусоидальный ток  $500$  А на нескольких частотах из полученного выше диапазона  $0.01$ – $0.089$  Гц. На рис. 29 показаны крайние и среднее положение такого источника. Пусть приемники, измеряющие только горизонтальные компоненты электрического поля, расположены по густой сети на расстоянии  $5$  м от дна. В соответствии с проведенными выше вычислениями наиболее информативной в данном случае должна оказаться компонента  $E_y$ .

Теперь при расчетах будем моделировать только верхнюю залежь  $Ю_0$ .

Как и ожидалось, уровень компоненты  $E_x$  во всем диапазоне частот оказывается недостаточным, и всю информацию о месторождения несет  $E_y$ . При этом для полного оконтуривания подобной залежи достаточно рассмотреть всего три положения подобного источника: с двух сторон от залежи и по ее центру. На рис. 30–32 представлены аномалии компоненты  $E_y$  для частоты  $0.01$  Гц.

В положении источника у левого (рис. 30) и правого (рис. 32) края месторождения фазовая аномалия дает четкое представление о ближайшей границе залежи. В положении по центру месторождения (рис. 31) и фазовая, и амплитудная аномалии хорошо укладываются в границы залежи. В положении у правого края амплитудная аномалия также хорошо обрисовывает и правую и левую границы месторождения.

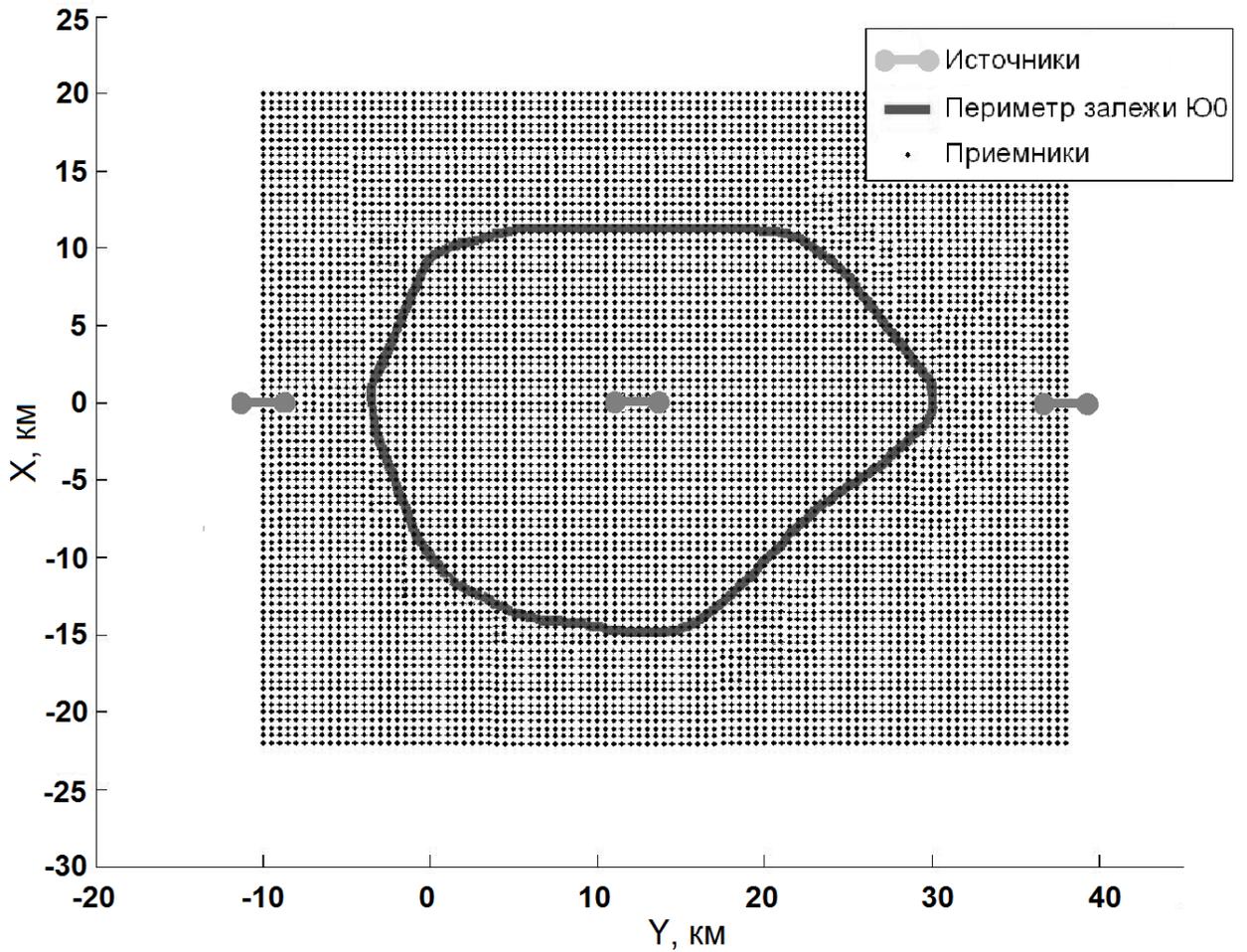
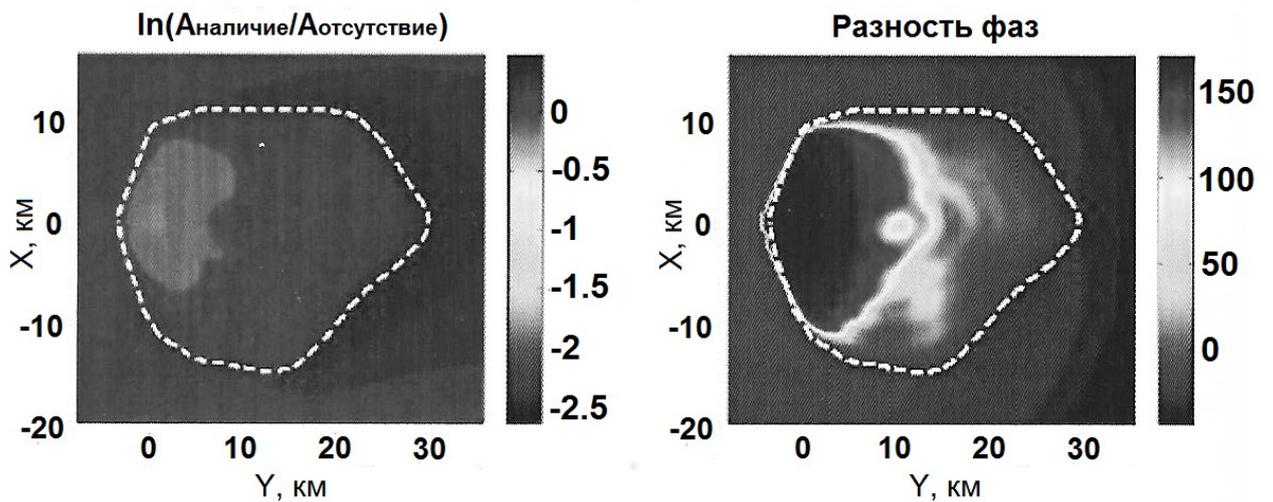


Рис. 29. Схема расположения источников.

Рис. 30. Амплитудная и фазовые аномалии компоненты  $E_y$ , источник  $y=-10$  км.

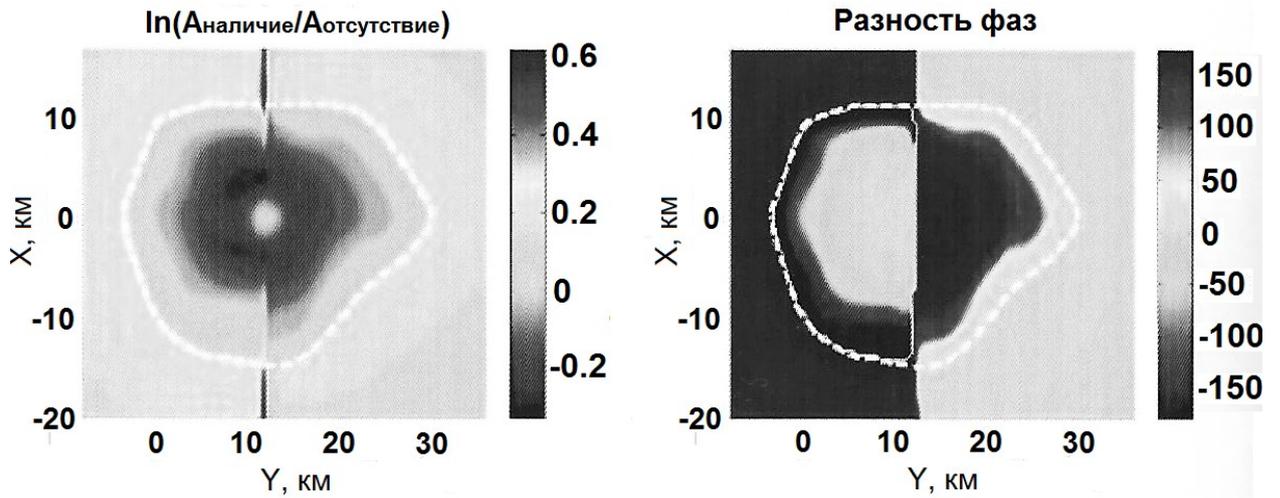


Рис. 31. Амплитудная и фазовые аномалии компоненты  $E_y$ , источник  $y=12$  км.

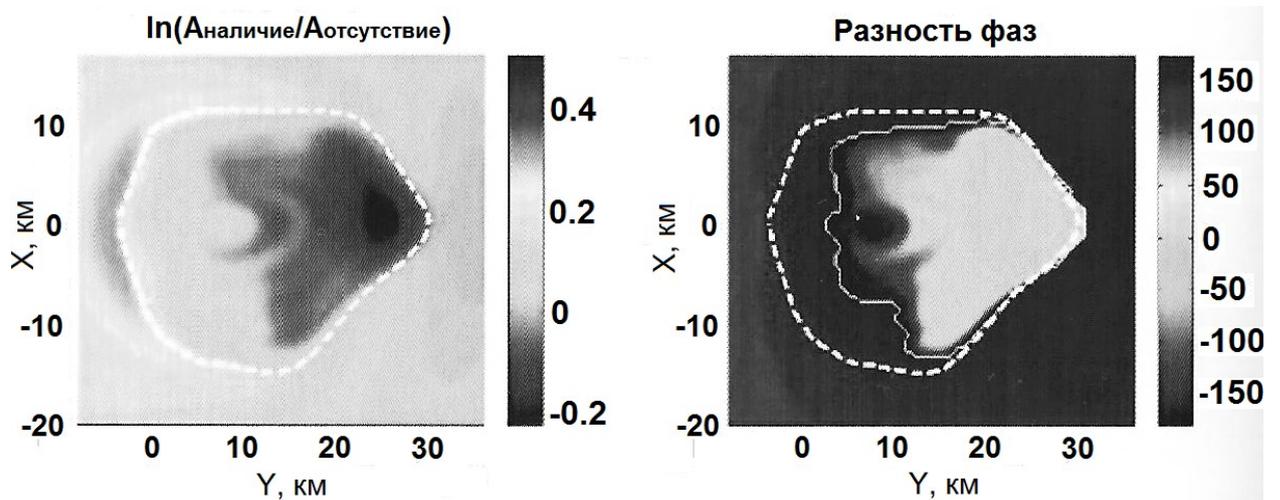


Рис. 32. Амплитудная и фазовые аномалии компоненты  $E_y$ , источник  $x=38$  км.

В целом можно сделать вывод, что задача диагностики наличия углеводородов в перспективной морской структуре с помощью низкочастотной электроразведки вполне решаема. Наиболее эффективно радиальное расположение источника и измерение вертикальной электрической компоненты поля. Но в сочетании и другие варианты (кроме вертикального расположения источника и измерения вертикальной магнитной компоненты) могут быть вполне эффективны.

Все компоненты поля в исследуемом диапазоне частот обнаруживают границу нижней наиболее крупной залежи  $Ю_0$ .

Присутствие углеводородов в месторождении вполне обнаружимо с помощью стандартной съемки с буксируемым источником. Особенности амплитудных и фазовых аномалий продольной источнику компоненты электрического поля позволяют обнаружить границы залежи по линии буксировки источника. Однако более эффективным может оказаться исследование с неподвижным диполем достаточно большой длины, укладываемым за пределами месторождения, и измерение вертикальной электрической компоненты поля. Последнее крайне важно, поскольку в современном морском электромагнитном приборостроении преобладает, диктуемый весьма незначительным упрощением конструкции, отказ от измерений вертикальной электрической (и магнитной) компоненты.

Для сравнения разрешающей способности этого метода и стандартной съемки с буксируемым источником и измерениями горизонтальных компонент, сравним отклики гипотетической модели залежи для вертикальной  $E_z$  и горизонтальной  $E_y$  компонент электрического поля (рис. 33) в одинаковых условиях. Биполь длиной 2 км расположен радиально по отношению к залежи, состоящей из двух горизонтов. Частота 0.01 Гц. Горизонтальная компонента в отличие от  $E_z$ , дает представление только о ближайшей границе верхней залежи. Максимум аномалии компонент для нее равен 0.2 (т.е. максимум логарифма отношения амплитуд при наличии и отсутствии углеводородов в коллекторе), в случае вертикальной компоненты он близок к единице.

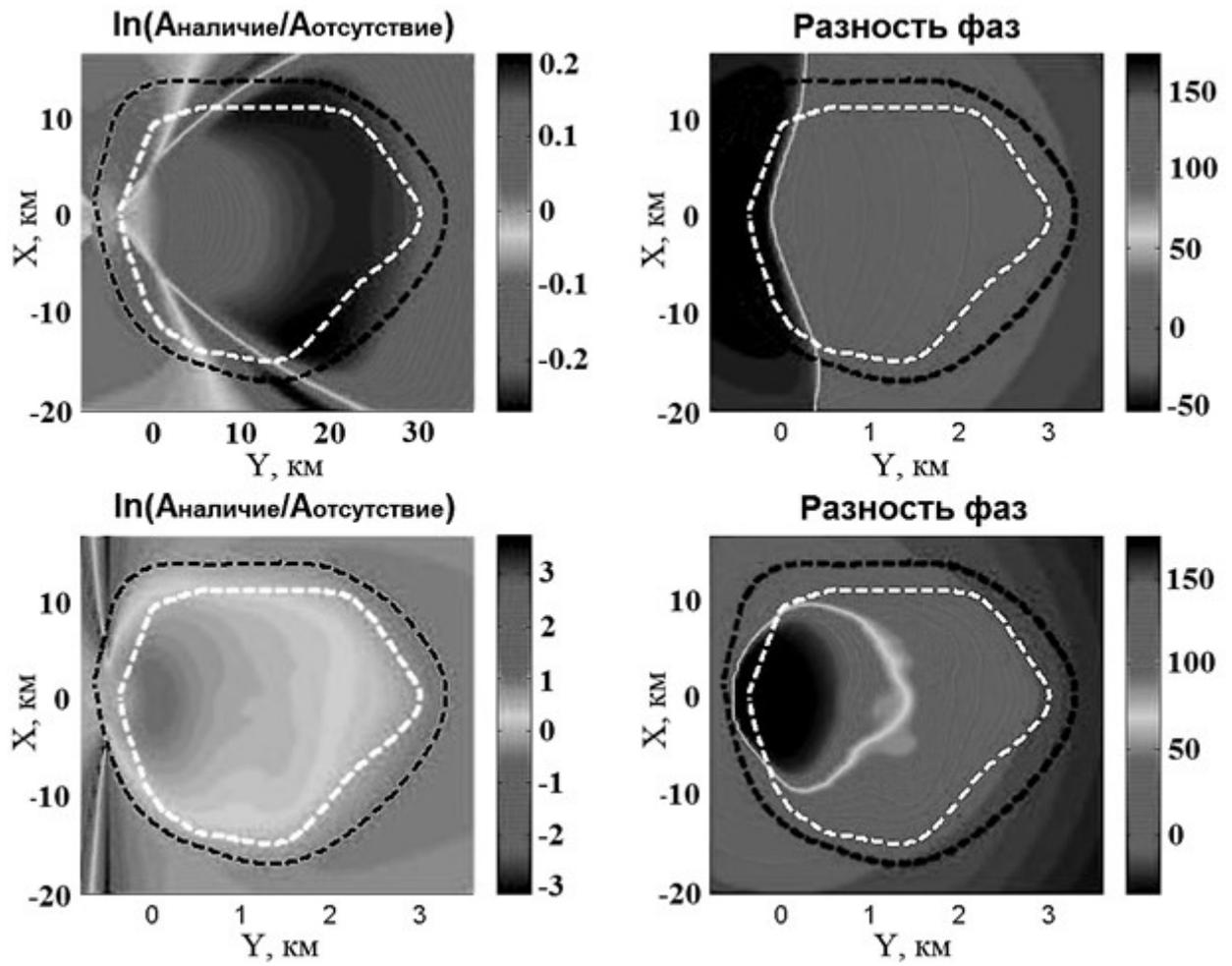


Рис. 33. Амплитудная и фазовые аномалии компоненты  $E_y$  (вверху) и  $E_z$  (внизу) для частоты 0.01 Гц.

## ГЛАВА 4. ПЕРСПЕКТИВЫ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ

Северный Ледовитый океан, являясь сравнительно небольшой частью мирового океана, имеет уникальное чрезвычайно сложное геологическое строение и представляет собой большой интерес с точки зрения возможного сочетания в его образовании как георифтогенеза, так и базификации. При типично океанических глубинах здесь обнаруживаются структуры, имеющие различное геологическое происхождение. Так, находящийся в евразийской части акватории океана хребет Гаккеля имеет все признаки срединно-океанического хребта, а линейные магнитные аномалии, наблюдаемые в этом регионе, указывают на явление спрединга дна. В то же время через весь океан, от Сибири до Гренландии, проходит грандиозное подводное сооружение – хребет Ломоносова, который по современным представлениям имеет материковое происхождение. Признаки континентальной коры обнаруживаются также и в других районах океана, причем при глубинах вплоть до 4 км. С целью определения геологических границ распространения континентального шельфа в Арктике используются массовые геофизические исследования. В основном это аэромагнитная и аэрогравиметрическая съемки и разнообразные методы сейсмических зондирований. Однако тип коры в сейсмике определяется по увеличению скорости распространения волн на границе Мохоровичича, а она в отдельных районах акватории океана определяется не всегда (в связи с небольшим различием скоростей в океанических базальтах и погруженных континентальных трапповых базальтах). При магнитотеллурических зондированиях (МТЗ) непосредственно определяется тип литосферы, предопределяющий тип коры. Тип литосферы из электромагнитных измерений определяется весьма четко по глубине залегания высокопроводящего основания, подстилающего

литосферу. Для континентального типа литосферы это примерно 400 км, для океанического – 50 км. На таких глубинах с МТЗ может соперничать лишь сейсмозондирование при мощных, но достаточно редких землетрясениях. Искомая граница определяется в этом случае по небольшому снижению скорости сейсмических волн. Это не составляет проблемы в принципе, но трассирование границ литосферных блоков требует достаточно плотной сети длительных сейсмологических измерений, что пока недостижимо на акваториях, особенно в Северном Ледовитом океане. В то же время, ряд магнитотеллурических зондирований был выполнен в центральной части океана еще в 1960–1970-х годах, и их результаты до сих пор уникальны. Именно они впервые указали на неожиданное присутствие в этом океане блоков литосферы континентального типа, хотя ввиду крайне редкой сети наблюдений границы блоков остались неопределенными. Между тем распределение электрического сопротивления методом магнитотеллурического зондирования определяется с высокой точностью и глубиной, поэтому продолжение таких исследований на различных структурах дна Северного Ледовитого океана представляет особый интерес. Для оценки возможностей и ограничений МТЗ в данной главе приводятся результаты модельных расчетов на некоторых типовых геологических структурах. При этом основной задачей является установление с помощью МТЗ типа литосферы (который в свою очередь определяет тип коры): континентального или океанического. Другой задачей является определение сравнительных возможностей электромагнитного картирования структур коры с поверхности льда («традиционный» вариант) и со дна (вариант требующий существенного технического прогресса в постановке глубоководной аппаратуры на ледовитой акватории). Как в предыдущих главах она решалась методом интегральных уравнений с использованием функции Грина для горизонтально-однородной слоистой среды.

### 4.1. Трехмерные модели типа горст/грабен

Рассмотрим далее модели горста и грабена с двумя типовыми нормальными разрезами, соответствующими случаям континентальной и океанической литосферы (рис. 34,а-г). Параметры этих разрезов представлены в таблице 4:

Таблица 4

Континентальный/Океанический нормальный разрез		
	Сопротивление, Ом·м	Толщина слоя, км
Морская вода	0.28	4
Осадочный слой	1	1
Литосфера (кора+верхняя мантия)	1000/100	395/45
Проводящее основание	1	

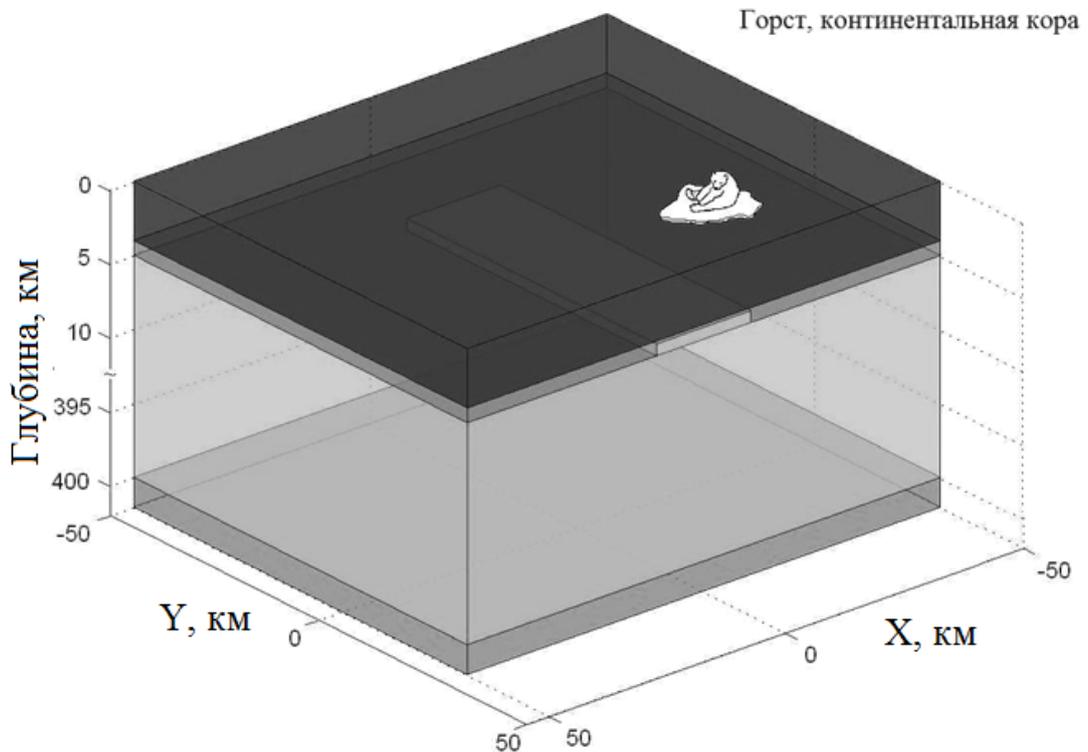


Рис. 34,а. Модель горста для континентального нормального разреза.

Рис. 34,б. Модель грабена для континентального нормального разреза.

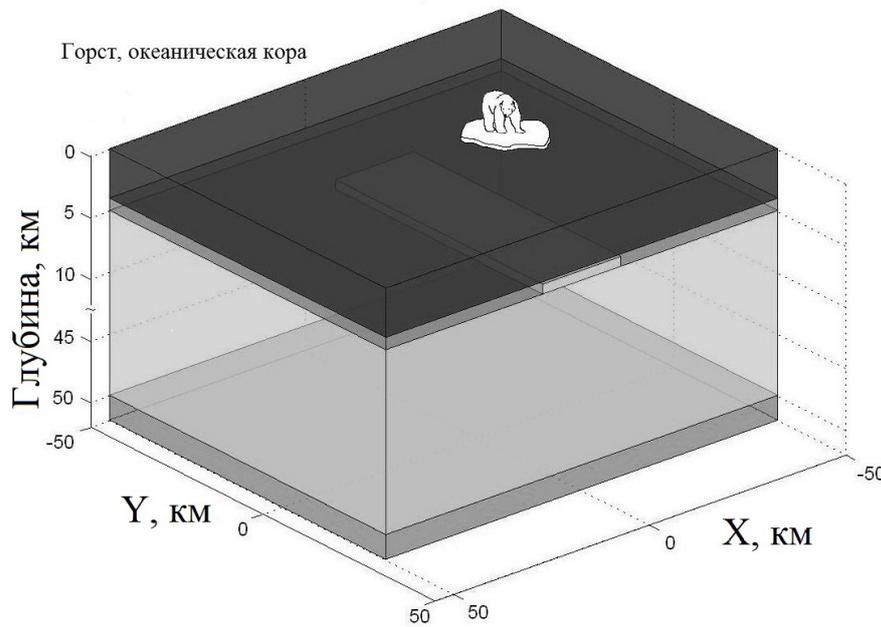
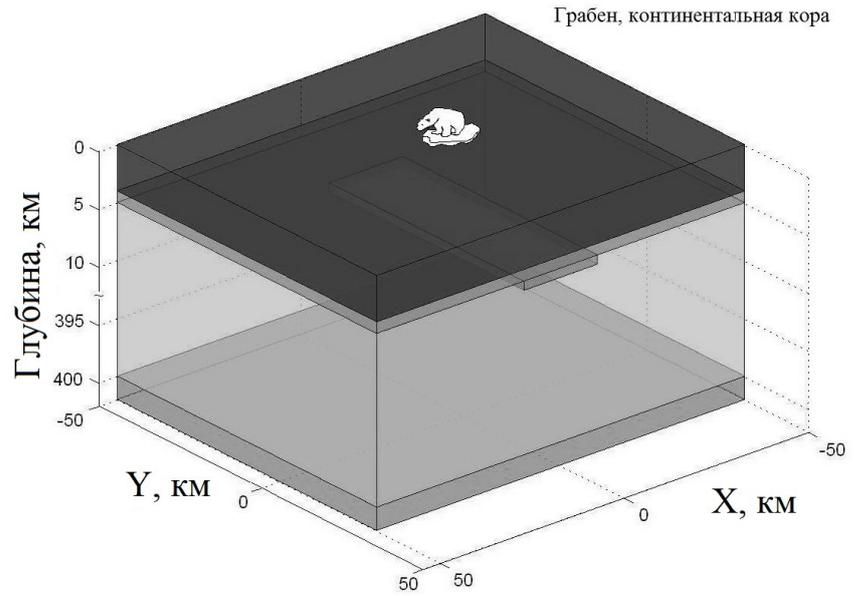
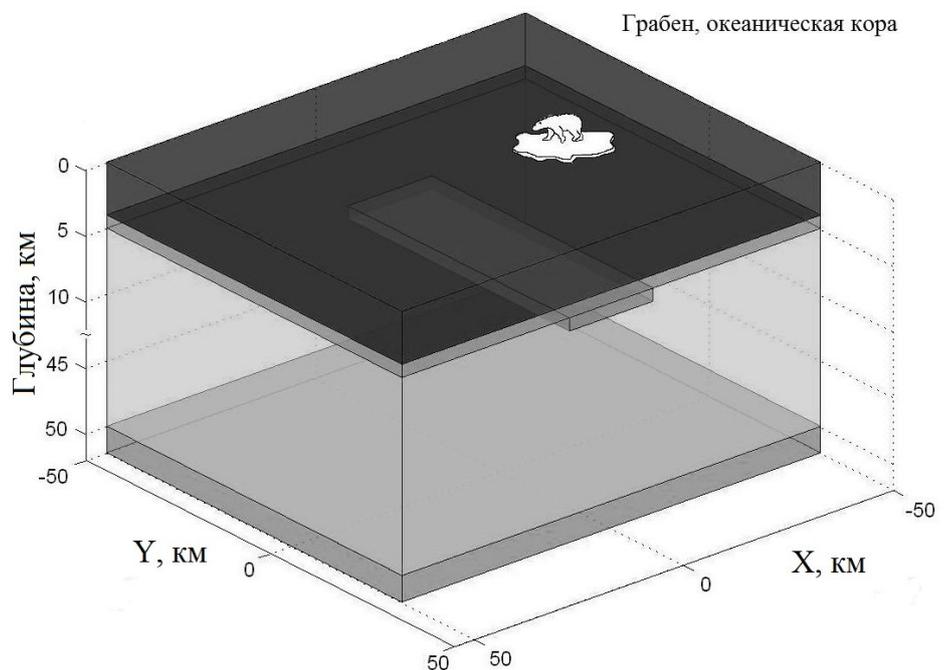


Рис. 34,в. Модель горста для океанического нормального разреза.

Рис. 34,г. Модель грабена для океанического нормального разреза.



Пусть неоднородность типа “горст” имеет удельное сопротивление то же, что для литосферы, типа “грабен” — то же, что для осадков. При этом длина неоднородности – 60 км, ширина – 20 км.

Система координат выберем таким образом, чтобы неоднородность была вытянута вдоль оси  $Y$ , ось  $Z$  – направлена вниз,  $XYZ$  составляют правую тройку.

При дальнейших расчетах размер моделируемой аномалии составил 20 км по  $x$ , 60 км по  $y$ , 1 км по  $z$  для моделей типа грабена; 20 км по  $X$ , 60 км по  $Y$ , 800 м по  $Z$  для моделей типа горста. Шаг сетки составил 1 км по  $X$ , 2 км по  $Y$ , 200 м по  $Z$ . Таким образом, общий размер сетки составил 3000 ячеек.

Вычисления проводились на высокопроизводительном кластере (МВС-100к) Российской академии наук.

Вполне очевидно, что в глубоком океане разрешающая способность МТЗ при наблюдениях на дне лучше, чем на поверхности. Но так как в Северном Ледовитом океане основной объем выполненных МТЗ получен на поверхности моря (на морском льду), особый интерес представляет сравнение результатов зондирования со льда и на дне с точки зрения двух видов задач – картирования структур коры и определения типа литосферы.

Исходя из этого, рассмотрим два профиля измерений: на поверхности и на дне океана. Профили будут расположены перпендикулярно к оси неоднородности на расстояниях 0 км, 4 км и 10 км от центра.

### *Горст*

На рис. 35 показаны кривые удельных сопротивлений  $\rho_{xy}$  для литосферы а) континентального типа и б) океанического при измерениях на дне океана над неоднородностью типа “горст”. При этом мы видим кривые типа К (колокол), типичные для трехслойного геоэлектрического разреза. Видно, что в случае океанической литосферы максимумы кривых смещаются в более короткие периоды, что соответствует подъему проводящего слоя. А сопротивление максимума на порядок меньше, чем на континентальной литосфере.

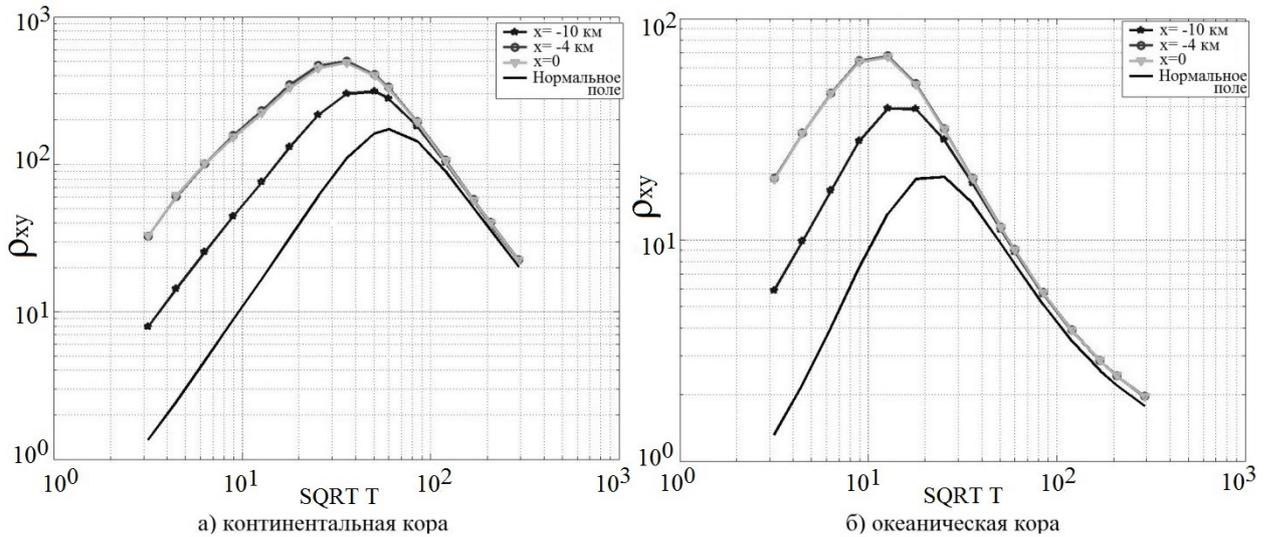


Рис. 35. Горст. Кривые сопротивлений при измерениях на дне океана.

На рис. 36 представлены те же кривые, но измеренные на поверхности океана (т.е. “на льду”). Эти кривые практически сливаются с кривой нормального разреза. В интервале  $S$ , кроме проводящего осадочного чехла лежит мощный слой хорошо проводящей океанской воды, экранирующей нижележащие горизонты. Кривые доходят до своего максимума, но нисходящая ветвь наблюдается только в случае океанической литосферы. Максимум для океанической литосферы также на порядок меньше, чем для континентальной литосферы и смещен на меньшие периоды.

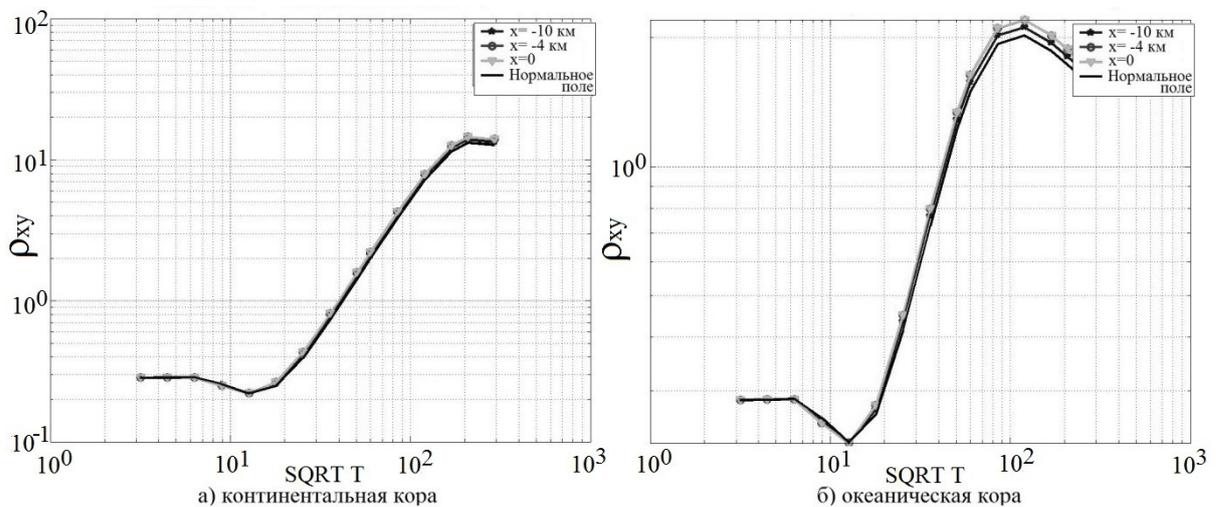


Рис. 36. Горст. Кривые сопротивлений при измерениях на поверхности океана.

На рис. 37 и 38 представлены фазовые кривые  $\phi_{xy}$ , измеренные на дне и поверхности океана соответственно. Донные кривые резко отличаются по форме от поверхностных и имеют чашеобразную форму.

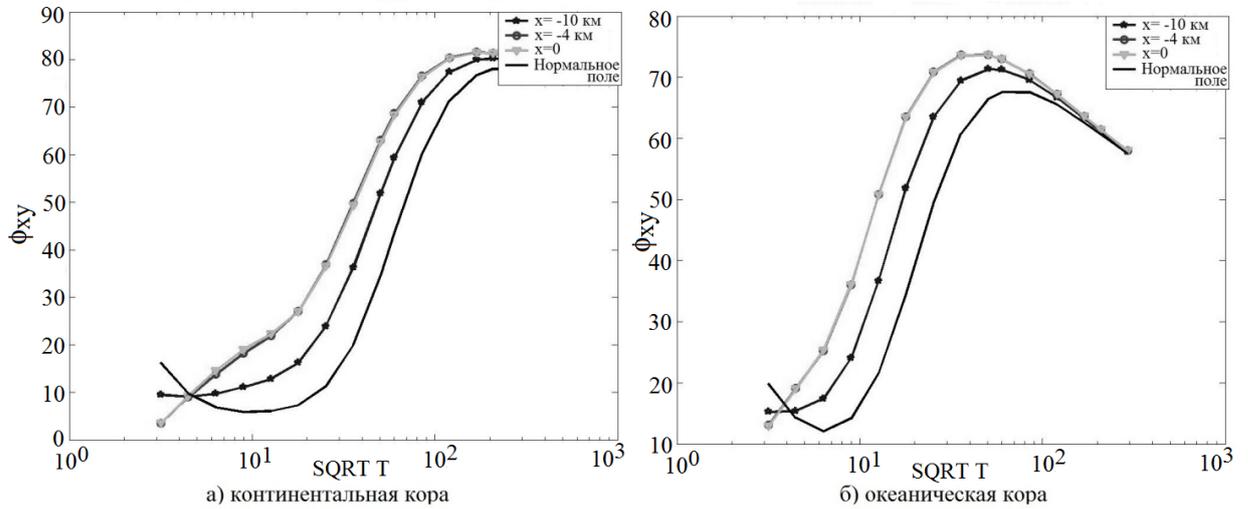


Рис. 37. Горст. Фазовые кривые при измерениях на дне океана.

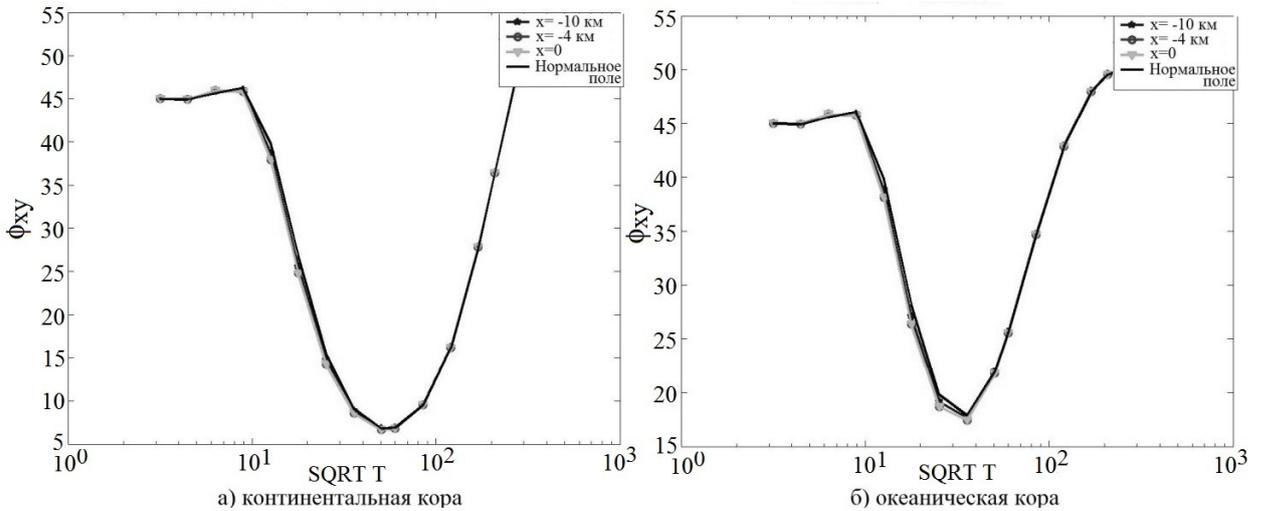


Рис. 38. Горст. Фазовые кривые при измерениях на поверхности океана.

### Грабен

На рис. 39 и 40 представлены кривые сопротивления, измеренные на дне и поверхности океана для случая грабена. Видно, что в отличие от случая горста все кривые лежат ниже нормальной кривой. Действительно, по определению в моделях грабен имеет сопротивление осадочного чехла – ниже, чем горст с сопротивлением литосферы. При измерениях на

поверхности параметры кривых практически не отличаются от таковых для горста.

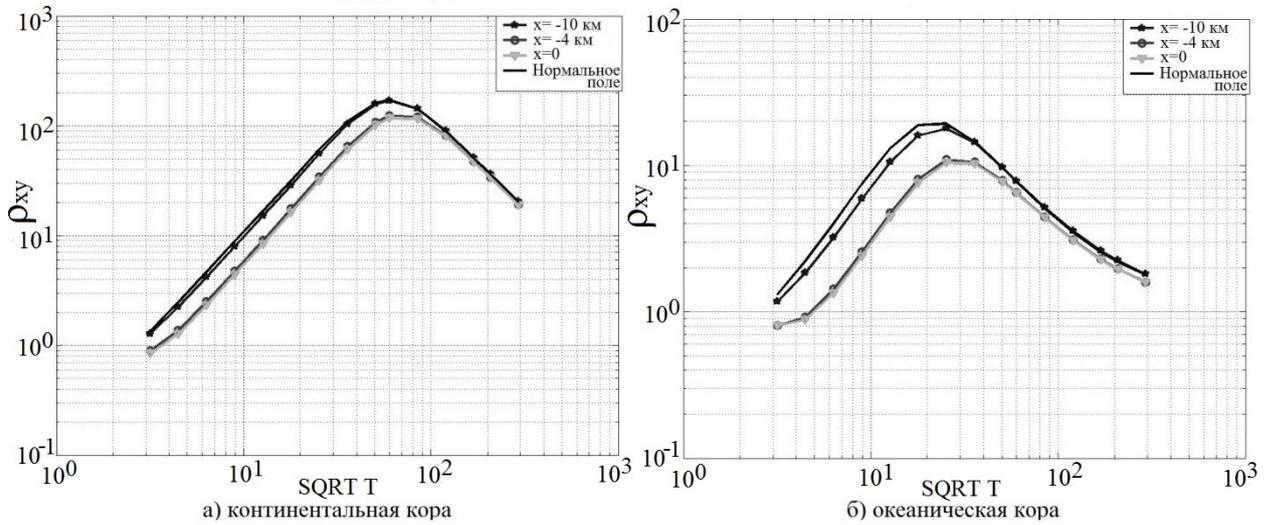


Рис. 39. Грабен. Кривые сопротивлений при измерениях на дне океана.

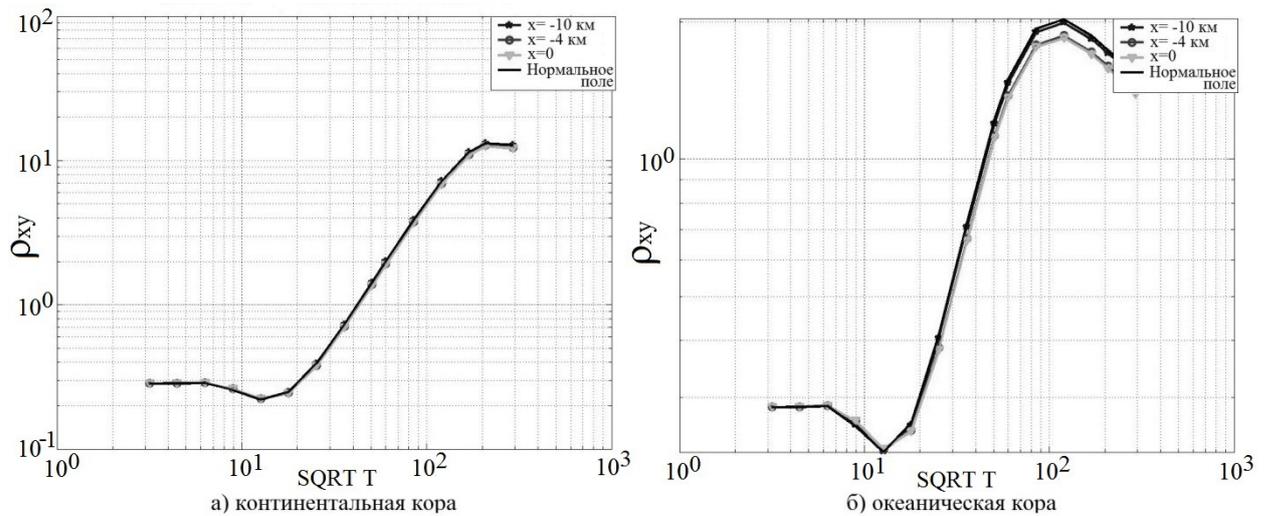


Рис. 40. Грабен. Кривые сопротивлений при измерениях на поверхности океана.

На следующих рис. 41 и 42 представлены фазовые кривые для горста. В короткопериодной части кривые идут выше нормальной. При поверхностных измерениях они также практически сливаются с нормальной кривой и соответственно с кривой для горста.

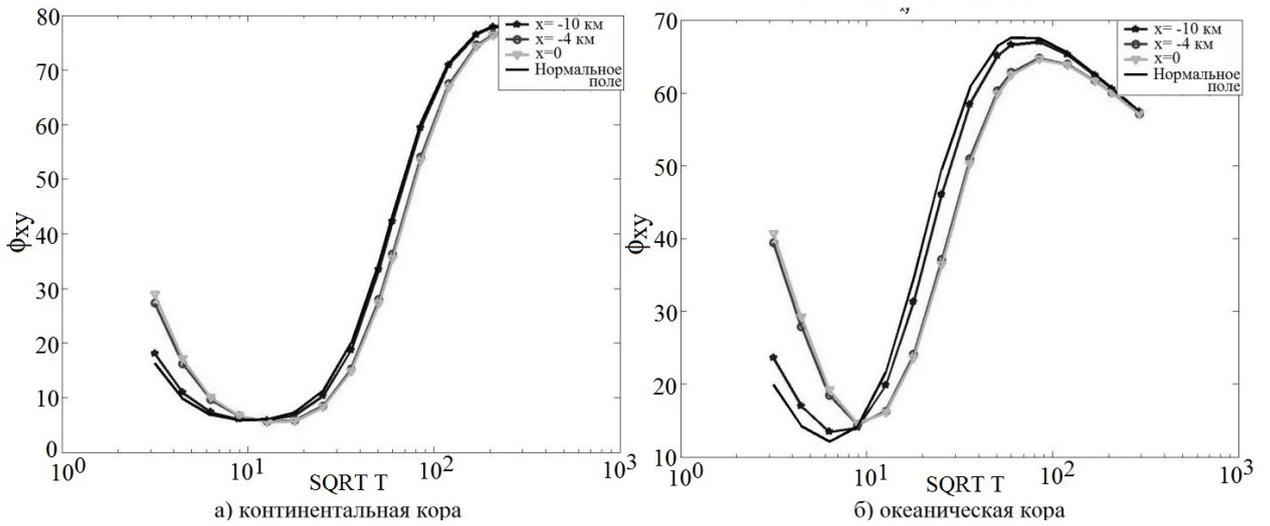


Рис. 41. Грабен. Фазовые кривые при измерениях на дне океана.

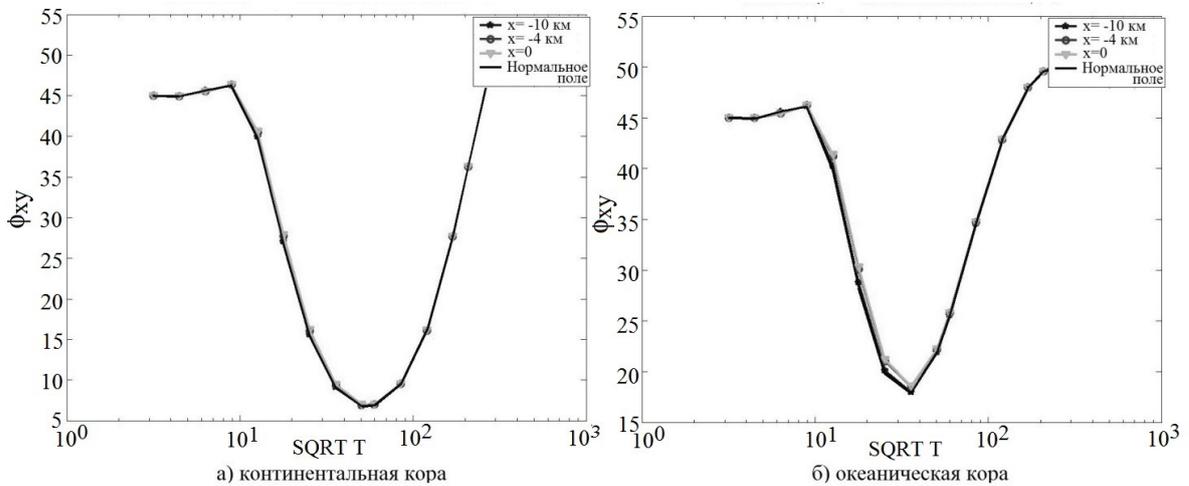


Рис. 42. Грабен. Фазовые кривые при измерениях на поверхности океана.

В целом, сравнение модельных кривых МТЗ для неоднородностей горст/грабен показало, что донные зондирования с высокой точностью соответствуют расчетной трехмерной геоэлектрической модели, как при континентальном, так и при океаническом типах литосферы. Модельные кривые зондирований со льда отличаются от донных кривых меньшей разрешающей способностью. Восходящая ветвь смещена в область больших периодов, а сопротивление максимума на порядок ниже, чем при донном зондировании. Пригодная для интерпретации нисходящая ветвь наблюдается только в случае океанической литосферы.

## 4.2. Возможности зондирования с помощью источников искусственного возбуждения

Рассмотрим теперь возможности исследований тех же структур с помощью искусственного источника по методу, описанному в предыдущей главе. Пусть источник представляет собой электрический биполь длиной 2 км, располагаемый на дне перпендикулярно продольной оси неоднородности (поперечная поляризация), параллельно ей (продольная поляризация) и длиной 4 км вертикально от поверхности до дна (вертикальная поляризация). Поместим источник вне исследуемой структуры на расстоянии 5 км от середины ее длинной стороны. Приемники, измеряющие все 6 компонент поля, установим по площади на дне над неоднородностью. Амплитуду синусоидального тока в источнике примем равной 100 А (имея в виду реалистичный источник, который может быть доставлен авиацией для работы со льда). Как и раньше, критерием пригодности той или иной компоненты поля при той или иной поляризации поля будут служить два условия: 1) наличие заметного отклика на неоднородность – изменение параметров поля за счет структуры не менее чем на 10 %, 2) абсолютные величины амплитуд над ней должны быть выше порога чувствительности современной аппаратуры: для электрического поля не меньше 10 нВ/м, для магнитного не меньше 10 пТл. Расчеты проводились на частотах 0.01, 0.1 и 1 Гц. На более высоких частотах сигнал становится заведомо ниже установленного порога даже при глубине моря 500 м.

Для всех указанных вариантов расположения источника был проведен расчет полей и получено в общей сложности 216 карт распределений поля на дне. В результате обнаружилось, что практически во всех случаях поля оказались ниже порога чувствительности. Исключение составили только горизонтальная поперечная магнитная компонента при продольной поляризации и горизонтальная продольная магнитная при поперечной поляризации на частоте 0.01 Гц. Однако эти компоненты оказались

практически нечувствительны к геоэлектрическому разрезу. Они не позволяют ни заметить горст или грабен, ни отличить тип литосферы. Очевидно, это является следствием большой глубины океана и, соответственно сильным преобладанием в этих компонентах первичного поля. Остальные компоненты в той или иной степени реагируют на структуры, но затухают на расстоянии порядка километра. Как было показано в предыдущей главе, наиболее эффективной могла бы быть вертикальная компонента электрического поля при поперечной поляризации. Ее распределение показано на рис. 43, из которого видно, что структура прекрасно выделяется в полном поле, особенно по фазе. Однако для реализации преимуществ искусственного источника необходимо, чтобы он давал ток не менее 10 кА на частотах порядка 0.01 Гц и при этом был достаточно легким для доставки на лед.

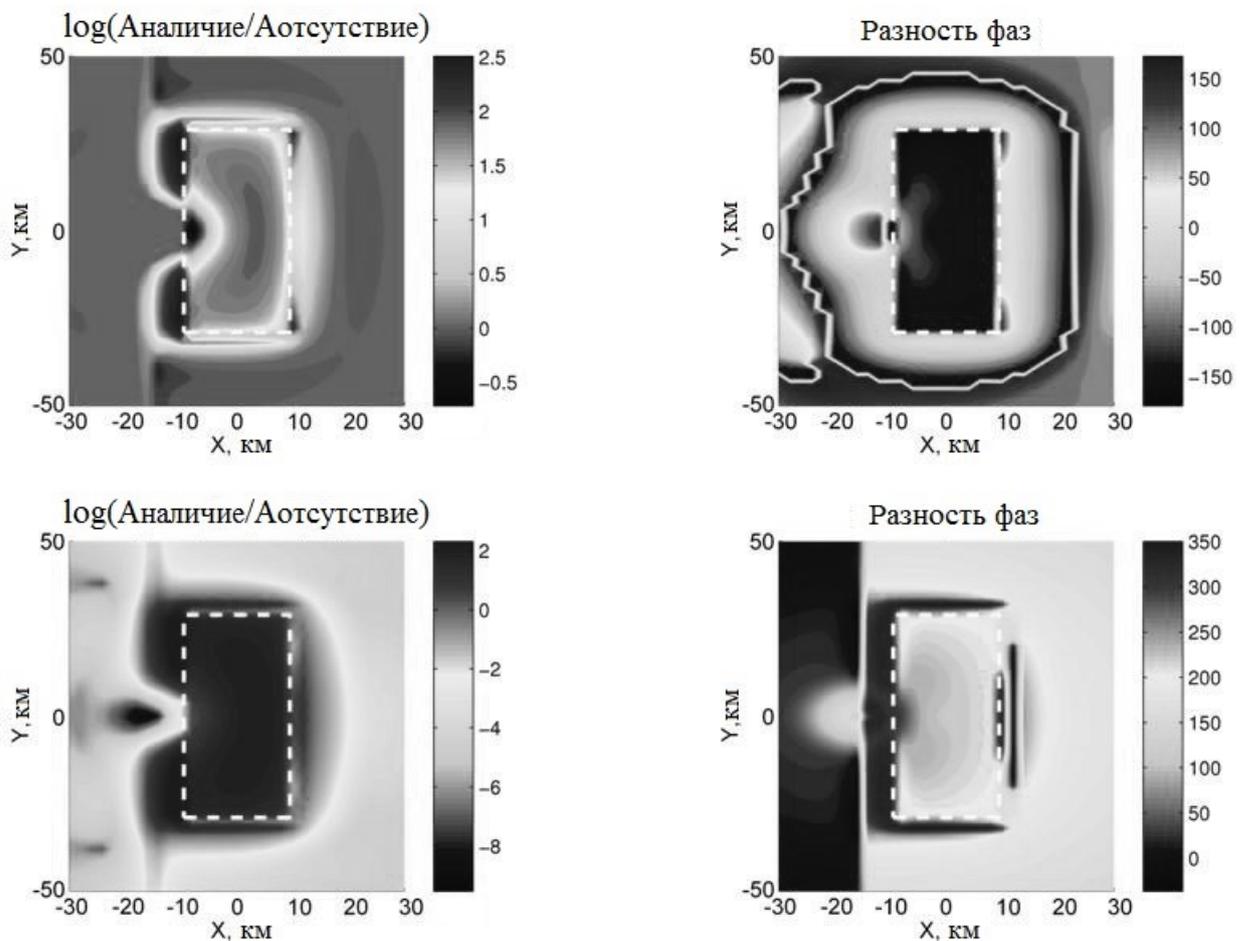


Рис. 43. Вертикальная электрическая компонента при частоте 0.01 Гц.

### 4.3. Модели хребтов Гаккеля и Альфа-Менделеева

Рассмотрим теперь результаты модельных расчетов электрического сопротивления на реальных структурах дна Северного Ледовитого океана: подводных хребтах Гаккеля и Альфа – Менделеева. Хребет Гаккеля представляет собой типичный срединно-океанический хребет со всеми присущими ему особенностями. Он располагается в евразийской части океана на литосфере океанического типа. Вторым объектом исследований является хребет Альфа-Менделеева, расположенный на континентальной литосфере.

В случае хребта Гаккеля было рассчитано три модели с типично океаническим нормальным разрезом и изменяющейся от модели к модели аномалией. При расчетах шаг сетки составил 5 км по X и по Y, 500 м по Z до глубины 10 км и далее 5 км до проводящего основания. Размер моделируемой аномалии составил 1770 км по X, 300 км по Y, 47.5 км по Z. Таким образом, общий размер сетки составил 679680 ячеек.

Для хребта Менделеева-Альфа была рассмотрена одна модель с типично континентальным нормальным разрезом. Шаг сетки составил 5 км по X и по Y, 500 м по Z. Размер моделируемой аномалии составил 1210 км по X, 700 км по Y, 3 км по Z. Таким образом, общий размер сетки составил 203280 ячеек.

Параметры континентального и океанического нормальных разрезов уже были приведены ранее в этой главе в таблице 3. Вычисления проводились на высокопроизводительном кластере Курчатовского института.

#### *Хребет Гаккеля*

На рис. 44 показан план хребта, на котором нанесена линия профиля МТЗ и показаны точки наблюдений. Можно видеть, что точки расположены вблизи рифтовой долины и непосредственно в ее трогe. На рис. 45 представлен разрез первой модели хребта в плоскости ZY. Осевая часть хребта возвышается над дном океана, и фундамент выступает из слоя

осадков. В этой модели магматическое тело поднимается от проводящего основания к оси хребта и его вершина достигает глубины 10 км. Рифтовая долина заполнена осадками.

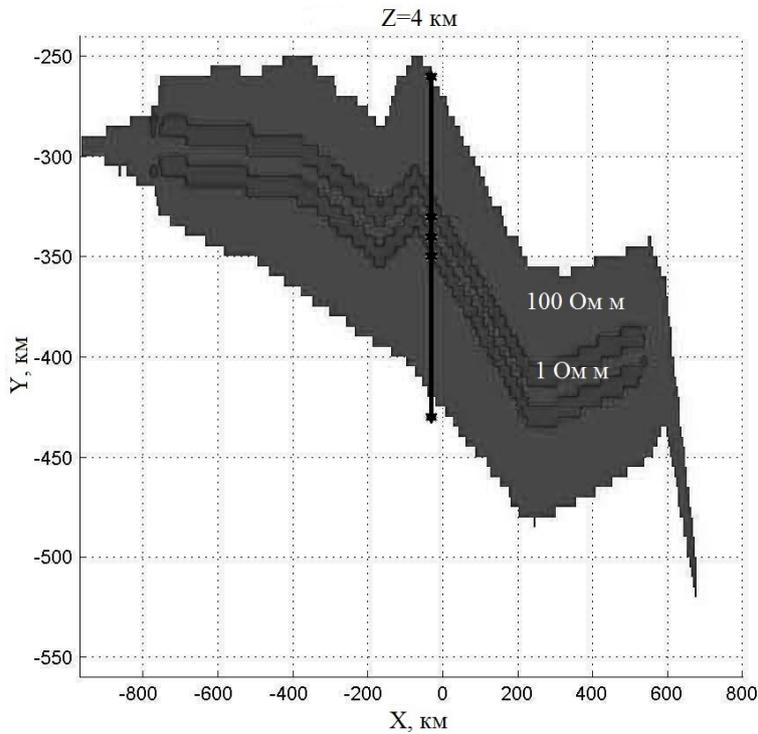


Рис. 44. План хребта Гаккеля с линией профиля МТЗ.

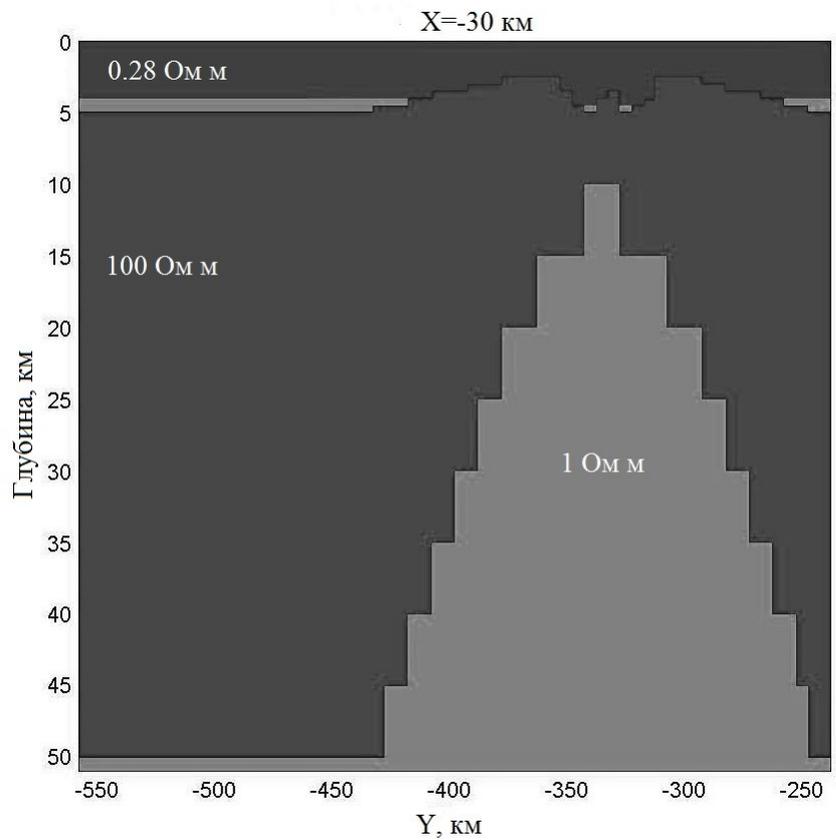


Рис. 45. Вертикальный разрез первой модели хребта Гаккеля по ZY.

На рис. 46а,б даны расчетные кривые кажущегося удельного сопротивления при измерениях на дне. Крайние точки с координатами 260 км и 430 км лежат по сторонам от хребта, вдали от рифтовой долины. Средние три точки расположены вблизи рифтовой долины. Нормальная кривая соответствует нормальному разрезу океанического типа. Поскольку, профиль пересекает ось рифта под некоторым, отличным от прямого углом, кривые  $\rho_{xy}$  и  $\rho_{yx}$  не точно соответствуют Е и Н - поляризациям. Кривые  $\rho_{xy}$  при  $\sqrt{T} = 35 \text{ с}^{1/2}$  имеют четко выраженный минимум, который, скорее всего, связан с индукционным искажением от либо хорошо-проводящего магматического включения, либо от топографии рифтовой долины, или с тем и другим.

Фазовые кривые  $\varphi_{xy}$  и  $\varphi_{yx}$  так же как кривые сопротивлений испытывают индукционные искажения и близ того же периода имеют скачок на 150 и на 20° соответственно.

На рис. 47а,б показаны кривые сопротивлений, измеренные на поверхности. Все они располагаются близко к нормальной кривой и имеют минимум на коротких переходах (морская вода) и максимум при  $\sqrt{T} = 100 \text{ с}^{1/2}$ . Интересно, что при МТЗ близкая к Е поляризация (рис. 47б) настолько сильно индукционно искажена (несмотря на большие периоды), что делает невозможной даже приближенную одномерную интерпретацию.

Фазовая кривая  $\varphi_{xy}$  при измерениях на поверхности при  $\sqrt{T} = 35 \text{ с}^{1/2}$  также имеет сильное искажение, более чем 50°.

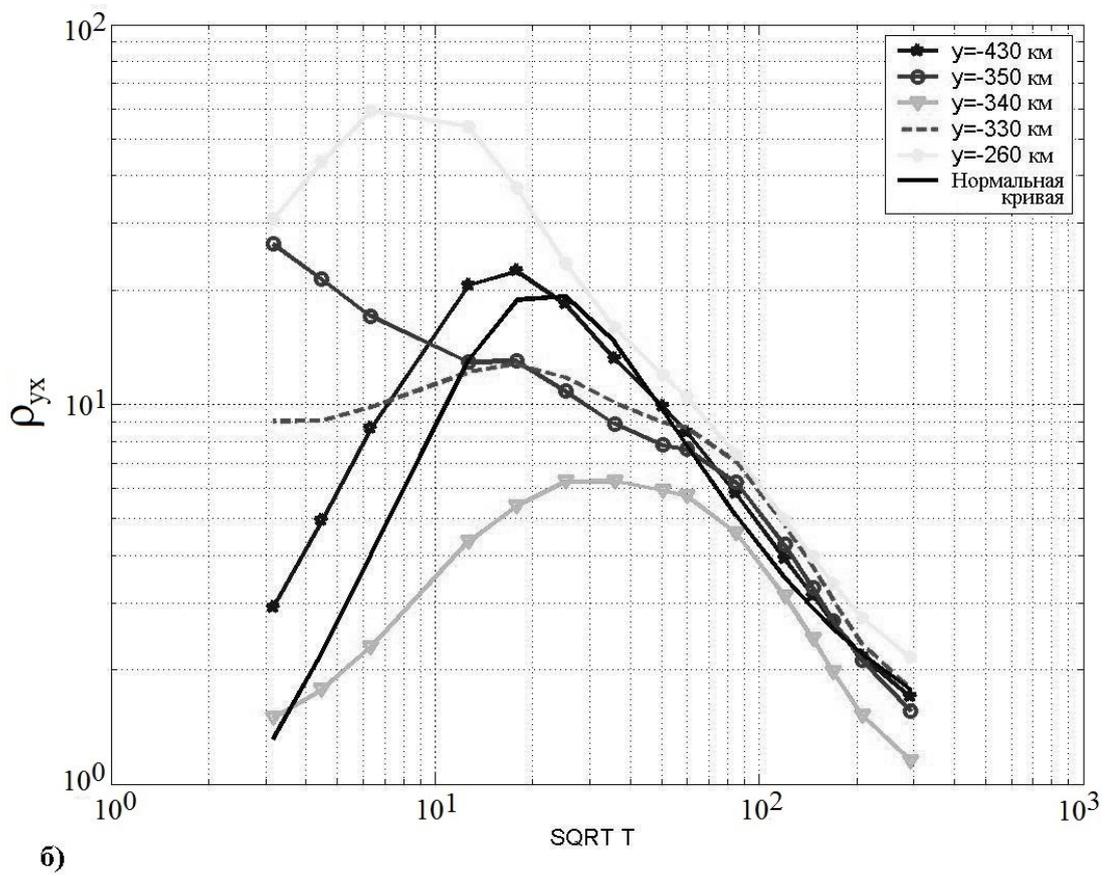
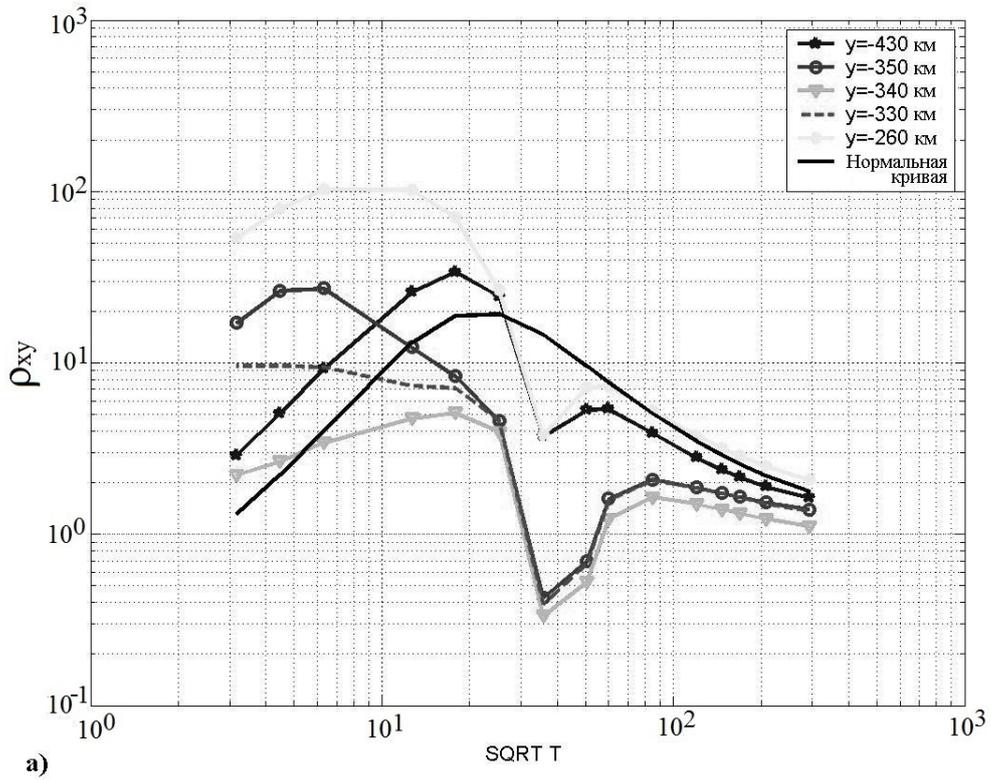
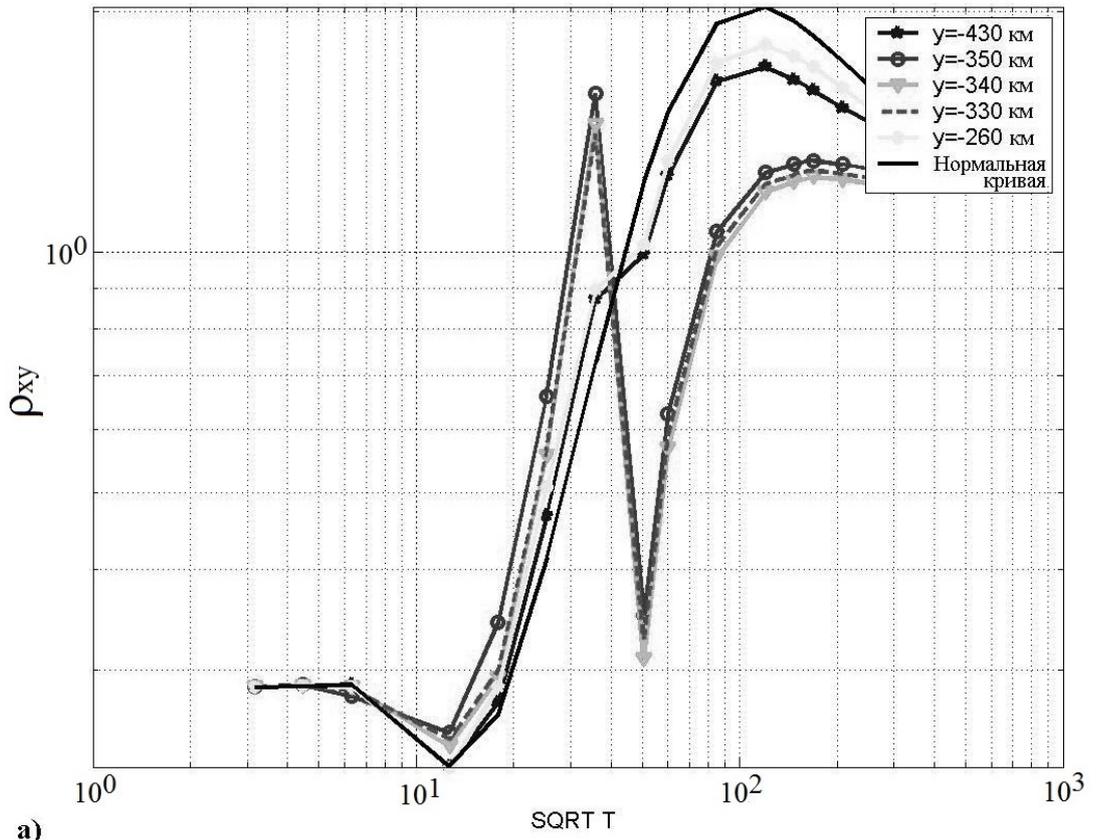
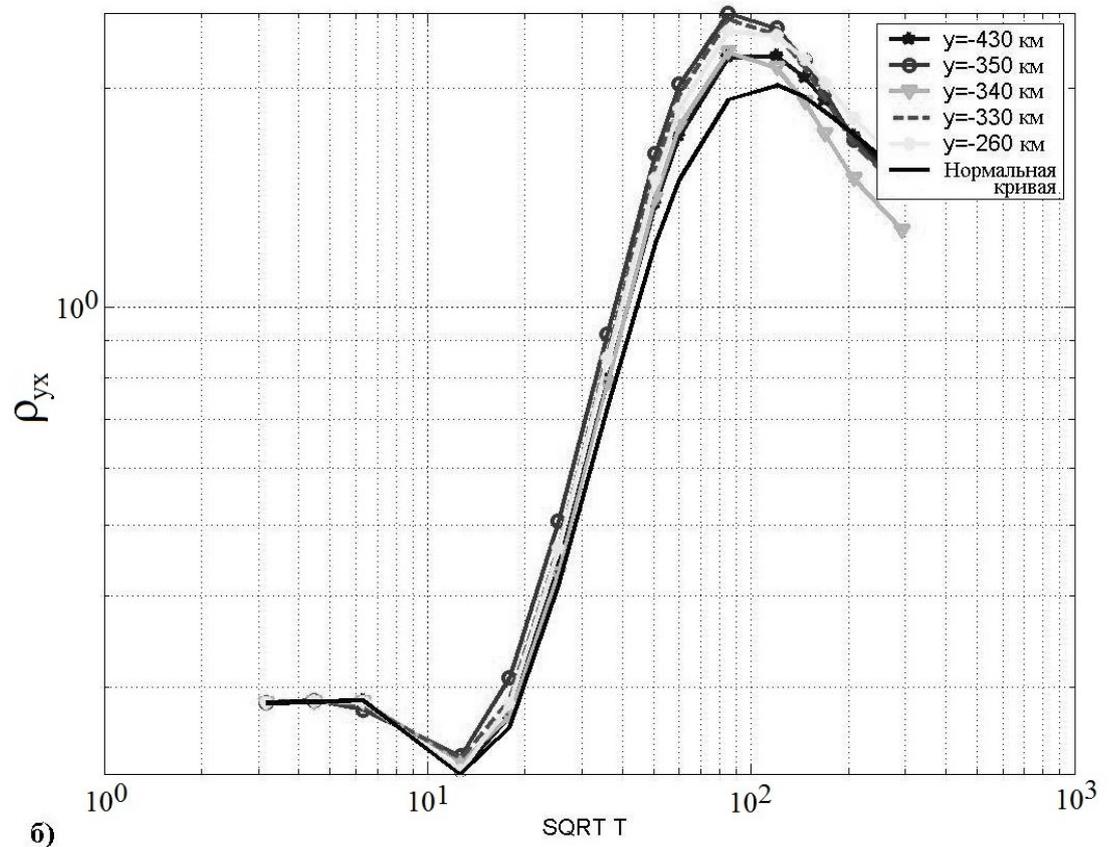


Рис. 46. Кривые удельного сопротивления для хребта Гаккеля при измерениях на дне.



а)



б)

Рис. 47. Кривые удельного сопротивления для хребта Гаккеля при измерениях на поверхности океана.

Аномалии в моделях хребта Гаккеля 2 и 3 отличаются от первой модели высотой поднятия магматического включения. В модели три оно достигает рифтовой долины, а в модели два – занимает промежуточное положение.

Полученные для модели 2 кривые отличаются от кривых для модели 1 лишь незначительно. При возрастании периода эти отличия исчезают совсем. То же самое можно сказать и о модели 3. Наиболее заметные искажения присутствуют вблизи периода  $\sqrt{T} = 50 \text{ с}^{1/2}$ .

#### *Хребет Альфа-Менделеева*

Это одна из крупнейших структур Северного Ледовитого океана. Она состоит из двух отдельных массивов, которые обычно обозначаются: Альфа (северный) и Менделеева (южный), и природа их до конца не выяснена. По одним представлениям, блок Менделеева лежит на континентальной литосфере, а блок Альфа на океанической. По другим, оба блока лежат на литосфере континентального типа. Далее при расчетах будем полагать, что вся структура является континентальной.

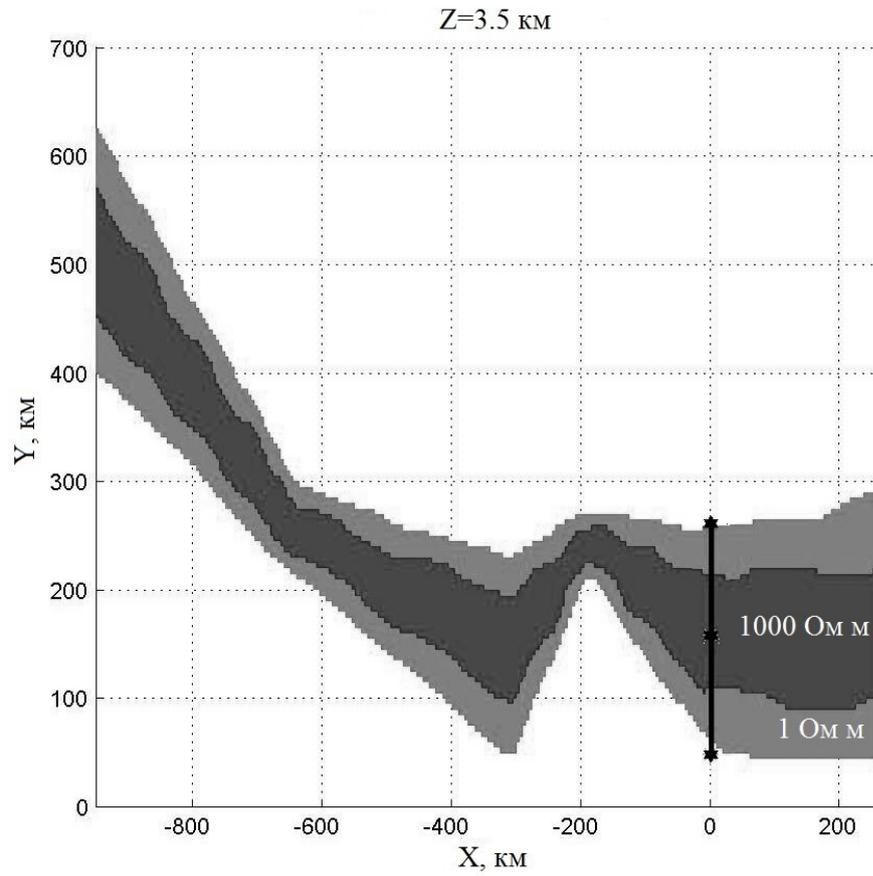


Рис. 48. Хребет Альфа-Менделеева в плане и профиль измерений.

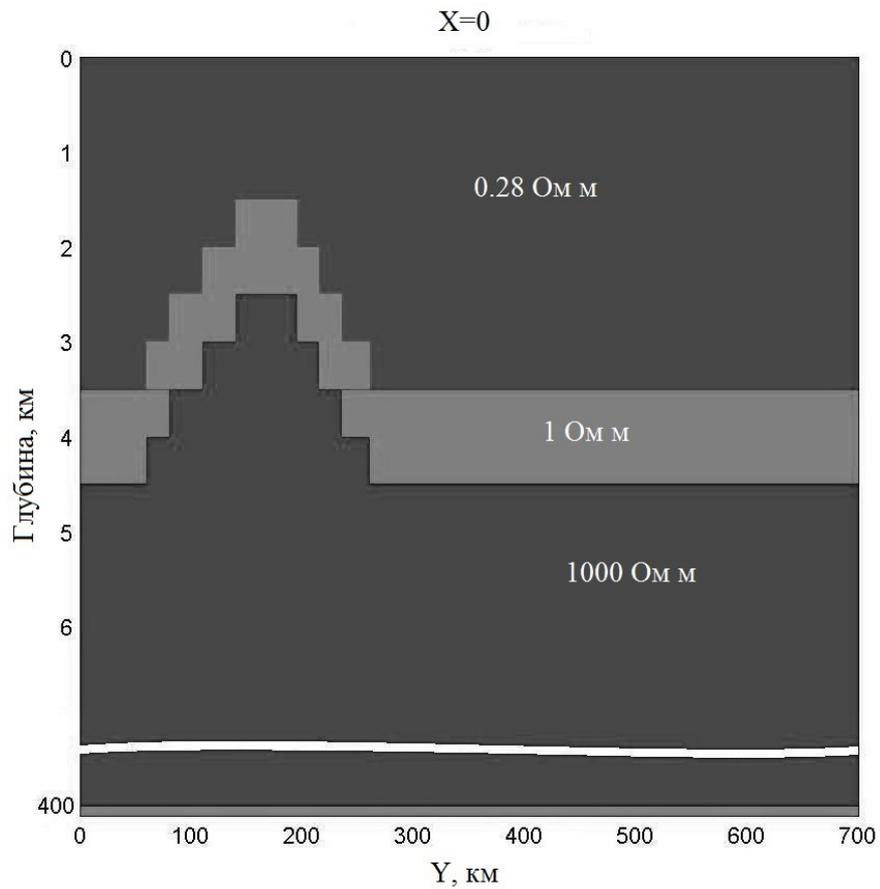


Рис. 49. Вертикальный разрез хребта Альфа-Менделеева в плоскости ZY.

На рис. 48 представлен хребет в плане и указан профиль измерений. На рис. 49 показан вертикальный разрез структуры в плоскости ZY.

На рис. 50а показаны кривые удельного сопротивления  $\rho_{xy}$  при измерениях на дне. Кривые хорошо совпадают с нормальной, кроме точки 160 км, находящейся вблизи вершины хребта. Фазовые кривые, кроме центральной ( $y=160$  км) близки к нормальной, при этом центральная отходит на  $20^\circ$  от нее.

На рис. 50б показаны кривые при зондировании с поверхности. Кривые имеют типичную форму колокола, и лежат в интервале S. Они достигают максимума, но нисходящей ветви нет. Кривая, соответствующая центру хребта (160 км) смещена на 20–30 Ом·м выше нормальной. Фазовые кривые имеют обычную для однородного разреза “чашеобразную” форму.

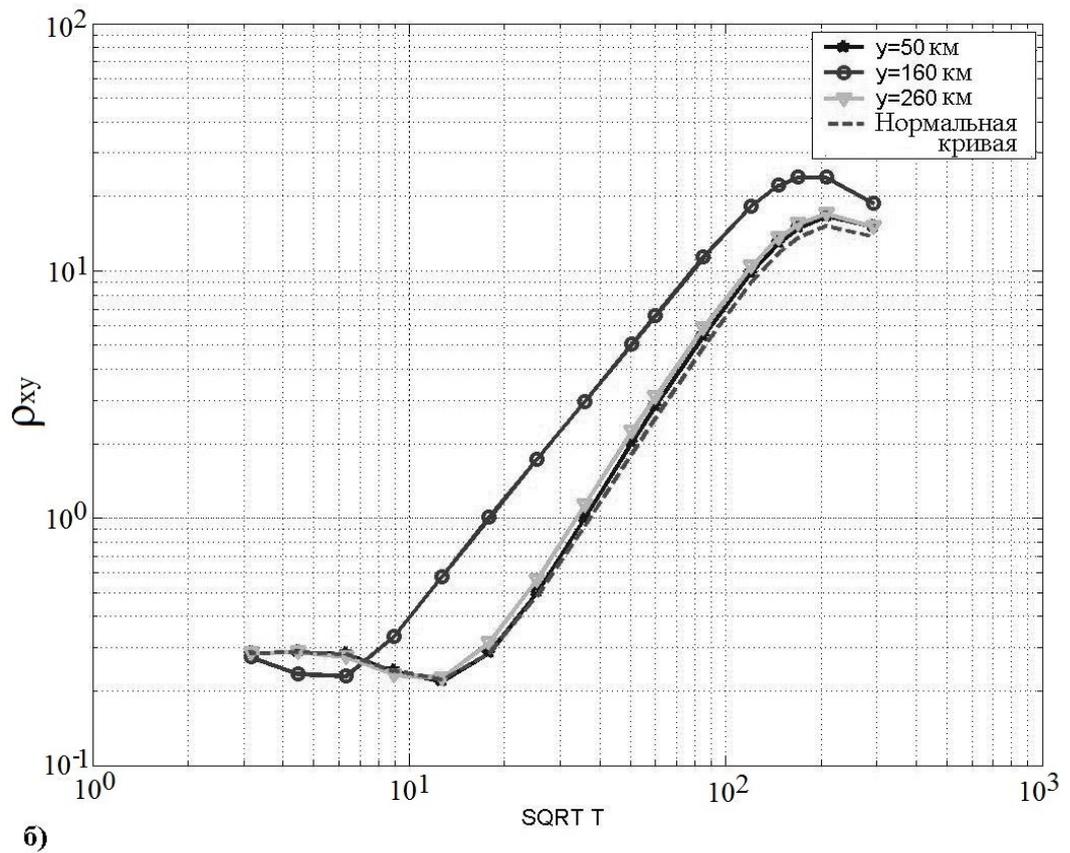
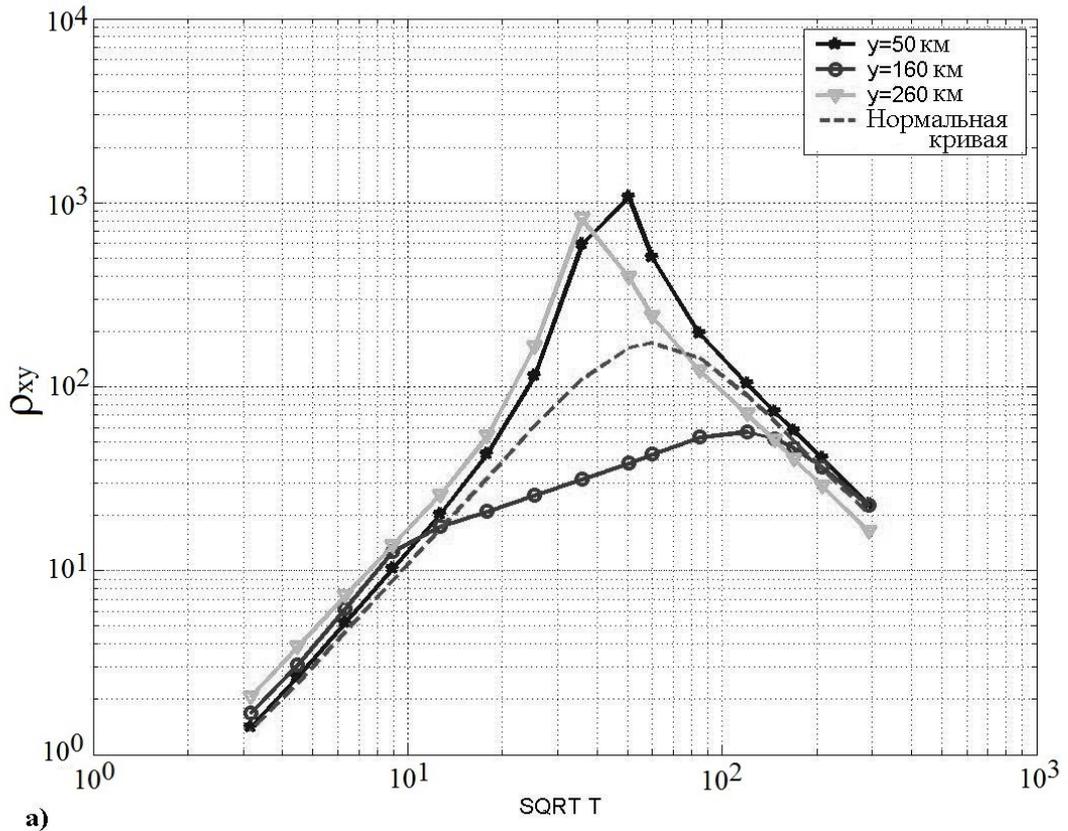


Рис. 50. Кривые удельный сопротивлений для хребта Альфа-Менделеева, измеренные а) на дне, б) на поверхности океана.

Исходя из полученных результатов, можно количественно оценить перспективы и ограничения магнитотеллурических зондирований на геологических структурах Северного Ледовитого океана: хребте Гаккеля – срединно-океаническом хребте сложного строения, лежащего на литосфере океанического типа, и хребте Альфа-Менделеева, который при тех же глубинах океана предположительно лежит на литосфере континентального типа.

При расчетах основное отличие типов литосферы заключалось в глубине хорошо-проводящего основания геоэлектрического разреза: 50 км для литосферы океанического типа и 400 для континентальной литосферы. При зондированиях на дне максимум кривых кажущихся сопротивлений достигается при  $\sqrt{T} = 50 \text{ с}^{1/2}$ : на океанической литосфере это 20 Ом·м, в то время как на континентальной – 200 Ом·м. При зондированиях на поверхности, соответственно – 20 Ом м и 50 Ом·м при  $\sqrt{T} = 200 \text{ с}^{1/2}$ .

Таким образом, можно сказать, что, несмотря на значительно более низкую разрешающую способность проведения МТЗ с поверхности льда, тип литосферы (и соответствующий ему тип коры) все же надежно определяется. Значительные искажения кривых над крупными геологическими структурами, которые наблюдаются при измерениях на дне, сглаживаются, что делает решение задачи картирования типов коры в некотором смысле даже более удобным. Но для картирования именно коровых структур необходим донный вариант исследований.

## **ГЛАВА 5. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЕСТЕСТВЕННОГО ПОЛЯ ДЛЯ МАГНИТОВАРИАЦИОННОГО КАРТИРОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА**

Первые доказательства наличия в Северном Ледовитом океане (СЛО) на типично океанических глубинах литосферы по типу близкой к континентальной были получены магнитотеллурическими методами еще в 70-х годах прошлого века. В дальнейшем подобные исследования проводились как в нашей стране, так и за рубежом, но все они опирались на отдельные редкие наблюдения электромагнитного поля Земли и не могли выступить основой для картирования геологических структур и определения границ распространения континентальной литосферы на акватории океана.

Однако за годы дрейфа научных станций “Северный полюс” на них был накоплен большой объем записей вариаций компонент магнитного поля Земли, пригодных, казалось бы, для проведения магнитотеллурического профилирования по всей акватории СЛО. Но основная сложность интерпретации этих данных заключалась в том, что из-за близости ионосферных источников, первичное поле на этой акватории заведомо далеко от приближения плоской волны. При этом измерения были несинхронными, что не позволяло применить известный подход к селекции данных, позволяющий найти хотя бы небольшие интервалы в реализациях, удовлетворяющие этому приближению и опираться в интерпретации только на них [16–18]. То есть потребовались такие функции отклика, которые позволили бы работать с асинхронными данными при любых источниках. В качестве таковых И. Л. Трофимовым были предложены четырехкомпонентные комплексные магнитные индукционные вектора (МИВ). Данная глава посвящена интерпретации этих векторов, полученных

Трофимовым в 2006–2008 гг. в результате обработки данных станций “Северный Полюс” за период с 1962 по 1976 год (на гармониках суточной вариации). На рис. 51 представлена карта центральной части СЛО с линиями дрейфа этих станций. Проводилась интерпретация МИВ на суточном периоде 24 часа, на котором регулярные вариации имеют наибольшую амплитуду и поэтому выделялись с высокой точностью из временных рядов. Остальные гармоники не использовались, поскольку наиболее остро стояла именно проблема определения источника. Хотя конкретной целью работы являлось трехмерное численное моделирование геоэлектрического разреза центральной части СЛО. Для учета влияния геометрии ионосферной токовой системы была разработана методика определения параметров эквивалентного источника вариаций на основе теории нейронных сетей. Параметры геоэлектрического разреза определялись методом подбора на основе расчетных моделей, включавших в себя источник вариаций.

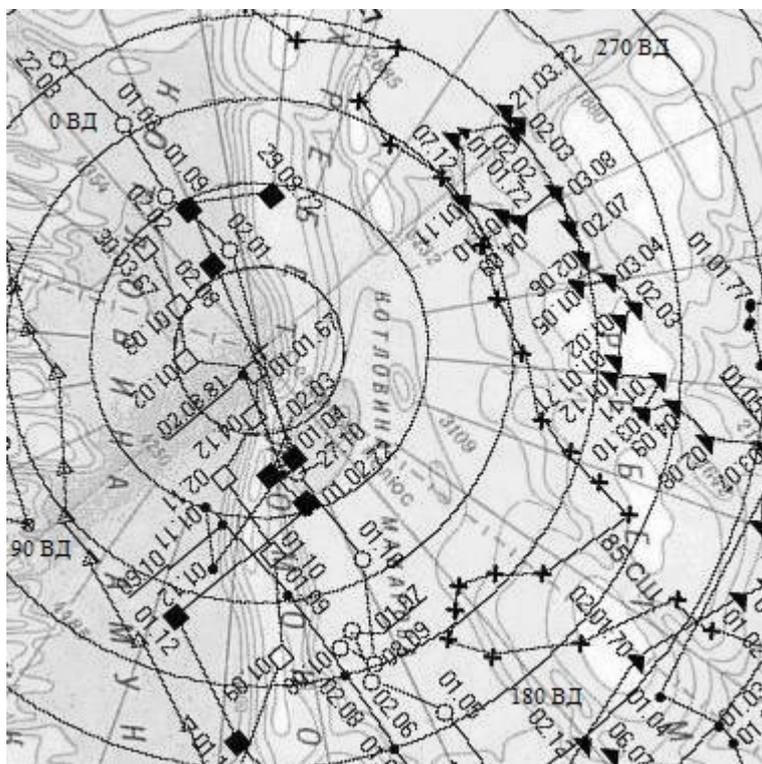


Рис. 51. Карта дрейфа станций “Северный полюс”: крестики – линии дрейфа СП-7, светлые треугольники – СП-12, светлые квадраты – СП-13, светлые кружки – СП-15, чёрные треугольники – СП-16, чёрные квадраты – СП-19, чёрные кружки – СП-22.

### 5.1. Магнитные индукционные вектора Трофимова

Обзор магнитовариационных функций отклика, соответствующих приближению плоской волны, можно найти, например, в [65]. В своих работах [66–68] Трофимов рассматривает общий математический аппарат, лежащий в основе таких функций, и обосновывает введение нового понятия четырехкомпонентных комплексных магнитных индукционных векторов (МИВ) через параметры эллипса поляризации. Поэтому в новейших работах [69] для них используется также термин “эллиптические вектора”, более адекватный их математическому смыслу, но здесь мы предпочитаем использовать оригинальное название.

В основе теории магнитотеллурических методов лежит понятие линейной связи между компонентами электромагнитного поля, которое применительно к МВП выглядит:

$$H_z = C_x H_x + C_y H_y. \quad (9)$$

Причем эти выражения могут рассматриваться в двух вариантах: с действительными и с комплексными коэффициентами. При нахождении действительных коэффициентов линейной связи приходится ограничиваться предположением о плоском первично поле. При этом на практике они могут определяться с большим разбросом, который объясняют влиянием источника. В связи с этим У. Шмукером было предложено находить комплексные коэффициенты в линейной связи через комплексные амплитуды  $H_z$ ,  $H_x$ ,  $H_y$ . Однако при комплексных  $C_x$ ,  $C_y$  практика привычного определения векторов как направленных отрезков теряет смысл.

Идея нового подхода основана на том, что любую пару комплексных чисел  $(X, Y)$  можно интерпретировать как вектор в некотором базисе. В линейном базисе

$$C = X e_x + Y e_y \quad (10)$$

$C$  вектором не является, но в круговом базисе

$$\begin{aligned} C_1 &= X + iY \\ C_2 &= X - iY \end{aligned} \quad (11)$$

$C = C(C_1, C_2)$  – вектор, поскольку для него можно определить модуль  $\langle C \rangle$  и направление  $\theta$ :

$$\langle C \rangle = \sqrt{X^2 + Y^2} = \sqrt{C_1 C_2}; \quad (13)$$

$$\begin{aligned} \cos \theta &= \frac{X}{\langle C \rangle} = \frac{C_1 + C_2}{2\sqrt{C_1 C_2}}, \\ \sin \theta &= \frac{Y}{\langle C \rangle} = \frac{C_1 - C_2}{2i\sqrt{C_1 C_2}}. \end{aligned} \quad (14)$$

Такой комплексный вектор можно выразить через четыре действительных параметра  $a, b, \alpha, \varphi$ , удовлетворяющие соотношениям:

$$\begin{aligned} C_1 &= (a + b) \cdot e^{i(\varphi + \alpha)} = C_x + iC_y, \\ C_2 &= (a - b) \cdot e^{i(\varphi - \alpha)} = C_x - iC_y. \end{aligned} \quad (10)$$

$$\langle C \rangle = \sqrt{a^2 - b^2} \cdot e^{i\varphi}, \quad (11)$$

$$\theta = \alpha - i \arctan \frac{b}{a}, \text{ где } \varepsilon = b/a. \quad (12)$$

Эта четверка величин ( $a, b, \alpha, \varphi$ ) – параметры эллипса поляризации:  $a$  — большая полуось,  $b$  — малая полуось,  $\alpha$  — угол  $a$  с осью  $x$ ,  $\varphi$  — фаза. Согласно теории Трофимова, эта четверка может рассматриваться как комплексный МИВ  $C$ , координаты которого в круговом базисе есть  $C_1, C_2$ , в линейном —  $C_x, C_y$ .

Такой МИВ существенно сужает множество источников, для которых выполняется линейная связь (9), поскольку комплексные коэффициенты явным образом зависят от величин, характеризующих поляризацию поля.

Уравнение линейной связи может рассматриваться как скалярное произведение двух таких векторов:

$$\mathbf{H} = (H_x, H_y) = (a, b, \alpha, \varphi), \quad \mathbf{C} = (A, B) = (m, n, \beta, \psi);$$

$$H_z = (\mathbf{H}, \mathbf{C}) = AH_x + BH_y = \langle \mathbf{H} \rangle \langle \mathbf{C} \rangle \cos \gamma,$$

$$\gamma = \beta - \alpha - i \left( \arctg \frac{n}{m} - \arctg \frac{b}{a} \right).$$

Случай, когда  $H$  коллинеарен  $C$ , соответствует  $E$ -поляризации, а когда  $H$  ортогонален  $C$  –  $H$ -поляризации.

При расчете МИВ по экспериментальным данным использовался алгоритм узкополосной фильтрации. На заданном периоде для каждой составляющей магнитного поля полосовым фильтром выделялась квазигармоника, модулированная в общем случае по амплитуде и фазе. Отфильтрованные ряды рассматривались как набор дискретных отсчетов различных поляризаций. Каждый такой ряд сдвигался по времени на четверть периода, и в результате получались дискретные отсчеты комплексных амплитуд для каждой составляющей в одни и те же моменты времени. Для каждого отсчета имеет место линейная связь текущих амплитуд:

$$H_z(t) = C_x(t) \cdot H_x(t) + C_y(t) \cdot H_y(t).$$

Причем для немодулированной гармоникой зависимость от времени исчезает. На основе этого равенства по полученным отсчетам компонент поля была составлена избыточная система уравнений, которая затем решалась методом наименьших квадратов. Рассчитанные коэффициенты использовались затем для нахождения параметров МИВ.

Графически на плоскости вектор МИВ можно представить в виде двух стрелок, причем такие параметры МИВ как большая и малая полуось будут соответствовать длине стрелок, а угол направлению. На рис. 52 дана карта пространственного распределения полученных Трофимовым МИВ в центральной части СЛО для периода 24 часа (детализированный фрагмент карты опубликованной в [70]). Значение больших полуосей отвечает здесь за длину стрелки, а угол альфа за направление. Остальные два параметра здесь не представлены. Контуром даны очертания основных геологических структур океана на глубине 4 км.

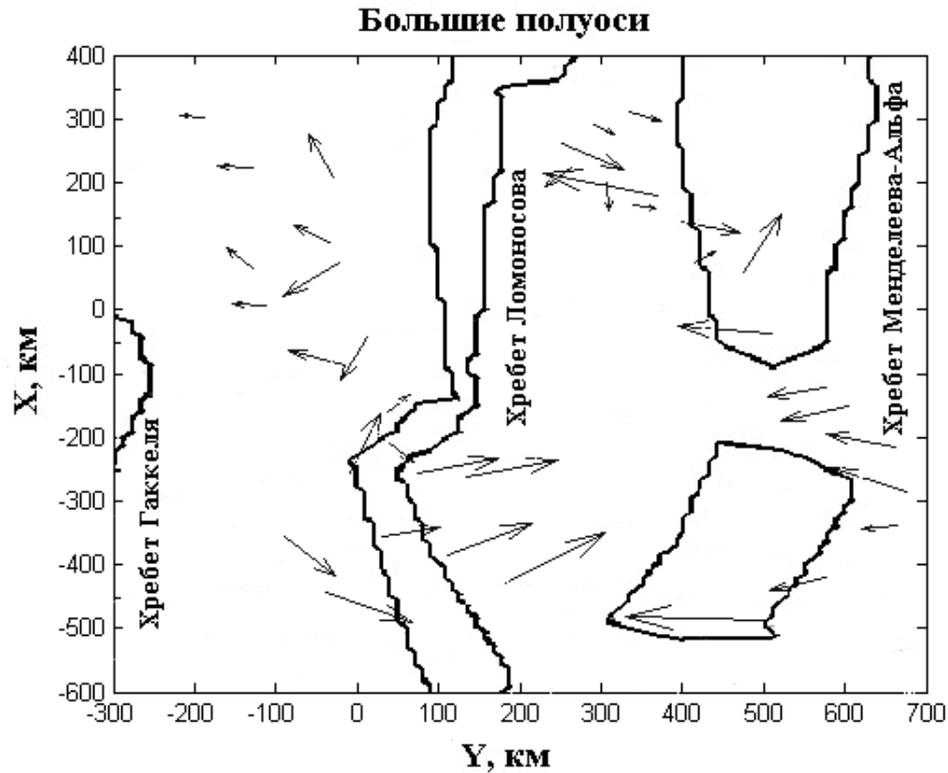


Рис. 52. Карта распределения полученных МИВ для периода 24 ч. Контуром даны очертания основных геологических структур океана на глубине 4 км

Анализ этой карты выявил следующие факты:

- отсутствует или наблюдается слабая корреляция величины и направления большой полуоси МИВ не только с локальным, но и с региональным рельефом дна;

- не наблюдается явных и значимых особенностей в распределении больших полуосей по площади, на основе которых можно было бы идентифицировать источник простой геометрической формы.

В целом погрешность при определении полуосей составила 10–20%, а углов (вне приполюсной области) 15–25°. Однако в приполюсной области направления компонент поля определялись с гораздо большими погрешностями, чем их величины. Поэтому далее для самого моделирования мы предпочли использовать только распределение величин больших и малых полуосей, на которых ошибки ориентации измеренных горизонтальных компонент не сказываются, достаточно их надежной ортогональности.

## 5.2. Методика моделирования

Область моделирования в горизонтальной плоскости состоит из трёх частей: 1) собственно область интерпретации, 2) переходная область, 3) горизонтально-слоистый разрез. Размеры этих областей фиксированы. Первая область соответствует границам показанной на рис. 51 выкопировки из генеральной карты СЛО, на которую были нанесены линии дрейфа всех станций, данные которых использовались для МВП. Эта зона имеет форму квадрата со стороной 1000 км. Именно для этой области проводился подбор параметров геоэлектрического разреза. Вторая область прилегает к первой так, что вместе обе эти зоны представляют собой квадрат со сторонами 3000 км. Структуры литосферы в переходной области являются приближенным продолжением структур подбираемых в области интерпретации. Третья, прилегающая ко второй, условно бесконечная зона – горизонтально-слоистый океанический разрез с первым слоем морской воды толщиной 4000 м, слоем осадков толщиной 1 км и проводимостью 1 См/м, подстилаемого литосферным слоем проводимостью 0.01 См/м глубиной до высокопроводящего (1 См/м) основания 50 км. Эти параметры носят формальный характер, т.к. их влияние на результаты моделирования за счёт удалённости слабо отражаются на поле в области интерпретации (т.е. изменения в параметрах нормального разреза влечет за собой изменения результатов расчета для области интерпретации не более чем на 1 %).

Размеры используемой сетки, как в смысле геометрической протяженности моделируемого региона, так и в смысле количества ячеек, менялись в достаточно большом диапазоне значений на разных этапах моделирования, начиная от нескольких тысяч ячеек при моделировании поведения МИВ на простейших глубинных структурах, до миллиона, когда моделировался регион размером 1000×1000 км и глубиной 400 км.

Для каждой модели проводился расчет двух поляризаций магнитного поля, по которым вычислялось распределение параметров МИВ (большой и малой полуосей) на сети  $9 \times 9$ , охватывающей область интерпретации.

Если записать уравнение (9) для каждой поляризации, то отсюда можно получить коэффициенты  $C_x$  и  $C_y$ :

$$C_x = \frac{H_{y2}H_{z1} - H_{y1}H_{z2}}{H_{x1}H_{y2} - H_{x2}H_{y1}}, \quad C_y = \frac{H_{z1}H_{x2} - H_{z2}H_{x1}}{H_{y1}H_{x2} - H_{y2}H_{x1}}.$$

Через них рассчитывались параметры  $a$  – большая полуось и  $b$  – малая полуось:

$$a = \left( \sqrt{(\operatorname{Re}C_x + \operatorname{Im}C_y)^2 + (\operatorname{Im}C_x - \operatorname{Re}C_y)^2} + \sqrt{(\operatorname{Re}C_x - \operatorname{Im}C_y)^2 + (\operatorname{Im}C_x + \operatorname{Re}C_y)^2} \right) / 2,$$

$$b = \left( \sqrt{(\operatorname{Re}C_x - \operatorname{Im}C_y)^2 + (\operatorname{Im}C_x + \operatorname{Re}C_y)^2} - \sqrt{(\operatorname{Re}C_x + \operatorname{Im}C_y)^2 + (\operatorname{Im}C_x - \operatorname{Re}C_y)^2} \right) / 2.$$

Расчеты проводились на высокопроизводительных кластерах НИЦ Курчатовский институт и РАН. В качестве вычислительного инструмента моделирования, как и раньше, использовался метод интегральных уравнений.

### 5.3. Определение эквивалентных источников

На рис. 53 представлена интерполяция распределения больших и малых полуосей МИВ по экспериментальным данным.

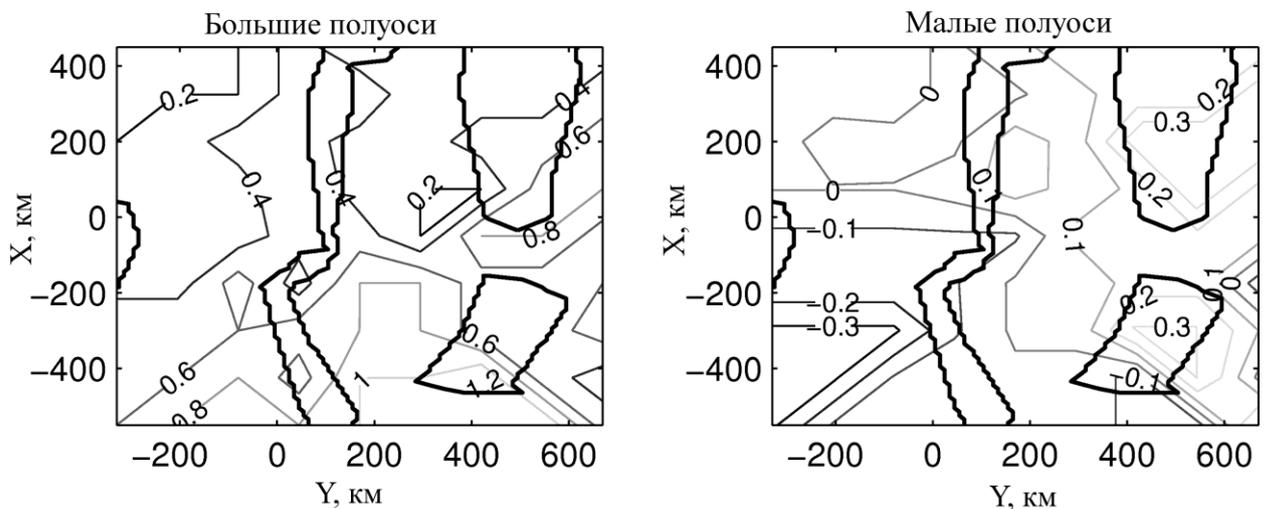


Рис. 53. Интерполяция натурального распределения больших и малых полуосей МИВ.

Как видно, малые полуоси в экспериментальных данных лежат в диапазоне  $-0.3$ – $+0.3$ , большие – от  $0.2$  до  $1.2$ . Расчетные же большие полуоси в рамках модели плоской волны оказывались меньше, чем экспериментальные на  $1$ – $2$  порядка.

Фактически это означает, что вертикальная компонента магнитного поля  $H_z$ , получаемая в таких моделях существенно меньше наблюдаемой.

Была проведена обширная серия численных экспериментов (около 60 различных моделей) с целью определить может ли вообще какое-либо, сколь-нибудь реалистичное распределение проводимости в литосфере под океаном, даже далекое от ожидаемого из априорных геологических представлений, возбуждаемое первично плоской волной, обеспечить наблюдаемый порядок больших полуосей. В частности, моделировался эффект повышения  $H_z$  над ансамблем чередующихся структур [69]. Оказалось, что в любых моделях большие полуоси не превышают  $0.2$ . Была проверена также гипотеза о возможности возбуждения вторичной  $H_z$  за счет эффекта, подобного рассмотренному в главе 2 (циркуляции тока в возможных замкнутых проводящих структурах при наличии первичной  $H_z$ ). С этой целью было исследовано общее влияние на величину больших полуосей в этих же моделях наличия в первичном поле вертикальной составляющей конечной величины. Моделировалось поле линейных источников, удалённых на такое расстояние, что первичное горизонтальное поле менялось в пределах области моделирования слабо, а вертикальная составляющая была заметна (фактически такое первичное поле является приближением наклонной плоской волны). Однако и в этом случае величины больших полуосей не превысили  $0.25$ . Лишь в случае близкого источника, создающего неоднородное первичное поле можно было достичь величин больших полуосей порядка единицы. При этом было замечено, что при всех манипуляциях с источником величины малых осей меняются значительно меньше больших.

В связи с этим нами предложена [68] концепция эквивалентного источника для численного моделирования на площади конечного размера. Эта эвристическая идея появилась в результате анализа выражения (9) и опыта пробного моделирования с источником в виде вертикального магнитного диполя (ВМД). Согласно (9), если  $C_x$  и  $C_y$  имеют одинаковые фазы, то малая полуось МИВ обращается в ноль. Имея это ввиду, было проведено моделирование полей двух ВМД над горизонтально-слоистым разрезом и вычисление по ним МИВ. Оказалось, что имеется такая область (область постоянной фазы (ОПФ) — см. рис. 54), в которой малая полуось на несколько порядков меньше большой полуоси. Таким образом, если теперь поместить в эту область неоднородность, то увеличение малой полуоси можно целиком объяснить наличием неоднородности. Расчёты с реально возможным расположением двух ВМД показали, что размеры ОПФ могут превышать несколько тысяч километров.

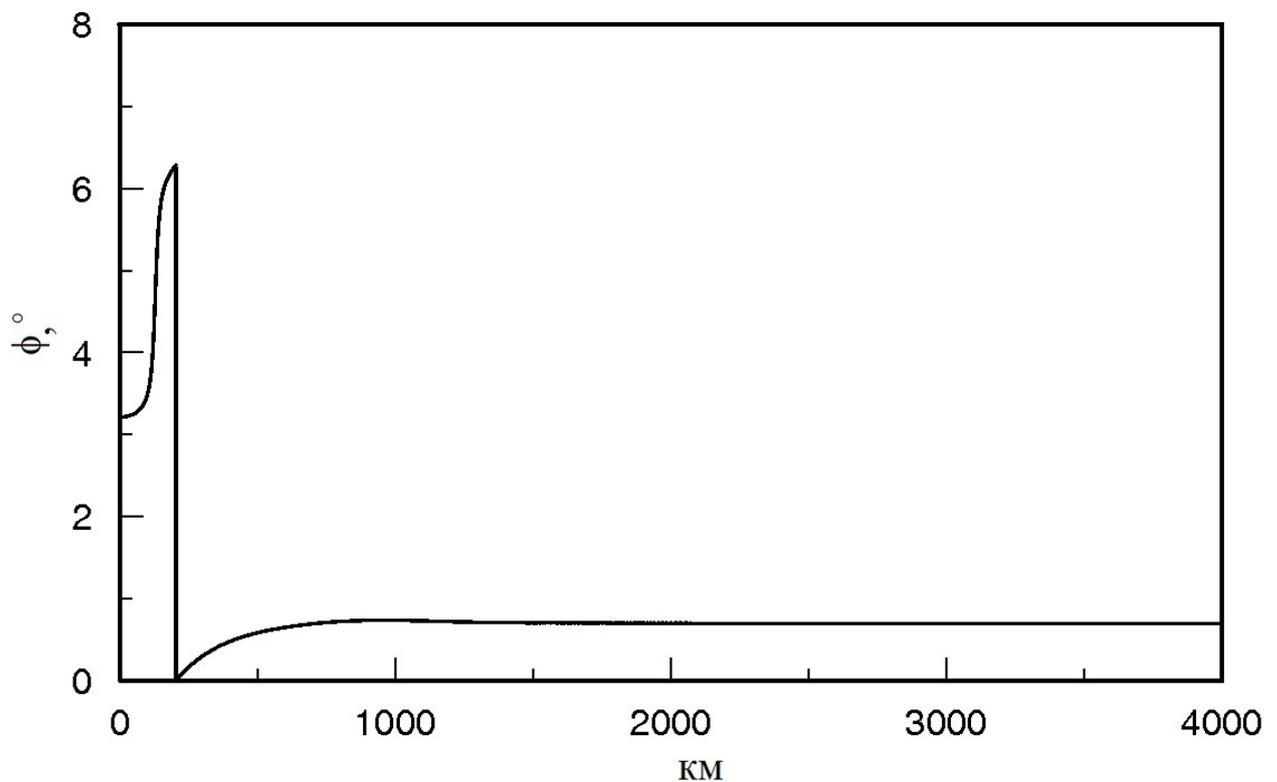


Рис. 54. Расчет фазы над горизонтально-слоистым разрезом в зависимости от удаления от источника.

Таким образом, возникла задача определения модельных источников, который бы создавал достаточно большую компоненту  $H_z$  в первичном поле. В современном представлении источник в ионосфере вблизи полюсов представляет собой сложную систему замкнутых токов. Поскольку поле наблюдается на большем расстоянии от сравнительно тонкой ионосферы, эту систему замкнутых токов логично моделировать совокупностью вертикальных магнитных диполей. Простейшей моделью такой совокупности, удобной для использования концепции МИВ, являются два таких диполя, расположенных на высоте 100 км в некоторых точках. Но при этом возникает задача определения их местонахождения. Подчеркнем, что речь идет о нахождении не реальных, а именно эквивалентных источников, которые представляют собой лишь упрощенные источники, обеспечивающие ту же осредненную во времени структуру переменного магнитного поля на ограниченной акватории (с точным учетом распределения по ней продольной проводимости водного слоя), что и реальные источники.

Вычисления для двух диполей, разнесенных на разные расстояния от центра площади моделирования, показали, что величина больших полуосей зависит в основном от геометрии источника, а малых – от геоэлектрического разреза.

Итак, важнейшим промежуточным шагом в использовании магнитовариационных наблюдений в околополюсной области для геоэлектрических целей является решение обратной задачи определения местонахождения таких двух вертикальных магнитных диполей, чтобы рассчитанные по их полям большие полуоси имели одинаковую величину с наблюдаемыми. Эта задача была решена в сотрудничестве с И.В. Поповой, с помощью нейросетевого метода интерпретации (описанного в предыдущих главах). Предварительно для обучения нейронной сети была создана база данных больших полуосей, рассчитанных для различных положений модельных диполей над моделью геоэлектрического разреза, включающей в

себя рельеф дна океана и проводящее основание на глубине 50 км. Всего было рассчитано 256 таких наборов для координат каждого из диполей, изменяющихся по  $X$  и по  $Y$  в пределах соответственно  $[-3000, -3000]$  км и  $[-2775, -3225]$  км с шагом 500 км. Каждой из четырёх координат пары диполей соответствовал нейрон выходного слоя. Число входных нейронов определялось числом узлов расчётной сетки в области интерпретации и равнялось 81. Таким образом, нейронная сеть имела на входе 81 нейрон и 4 нейрона на выходе. Далее нейронная сеть обучалась на трехслойном персептроне с 60 нейронами на одном скрытом слое. В результате тестирования оказалось, что для данной задачи, как на скрытом слое, так и на выходном слое предпочтительно использовать в качестве передаточной функции гиперболический тангенс. Пороговая точность обучения составила 0.06.

Затем была выполнено само распознавание натуральных данных. С этой целью на вход обученной нейронной сети подавались реальные данные в виде измеренных в области моделирования значений больших полуосей. Отметим, что число наблюдаемых величин равнялось 159 и координаты точек их измерения были распределены существенно неравномерно на площади наблюдения. В связи с этим наблюдаемые величины интерполировались в 81 узел равномерной сетки обучающей модели. В результате распознавания на выходе нейронной сети были получены следующие значения параметров диполей. Для первого диполя координата  $X_1$  равнялась -100 км,  $Y_1$  – 1560 км; координата второго диполя  $X_2$  имела значение -1450 км,  $Y_2$  равнялась -2140 км. Соответственно были получены географические координаты оптимальных диполей:  $\varphi_1=69.6^\circ$  с.ш.,  $\lambda_1=37^\circ$  з.д.;  $\varphi_2=65.6^\circ$  с.ш.,  $\lambda_2=83^\circ$  в.д. Видно, что, несмотря на то, что они были получены исключительно по распределению больших полуосей без каких-либо “геофизических” априорных данных, диполи расположены в дневной и ночной авроральной зоне.

На рис. 55 представлены результаты расчёта для найденной оптимальной пары диполей.

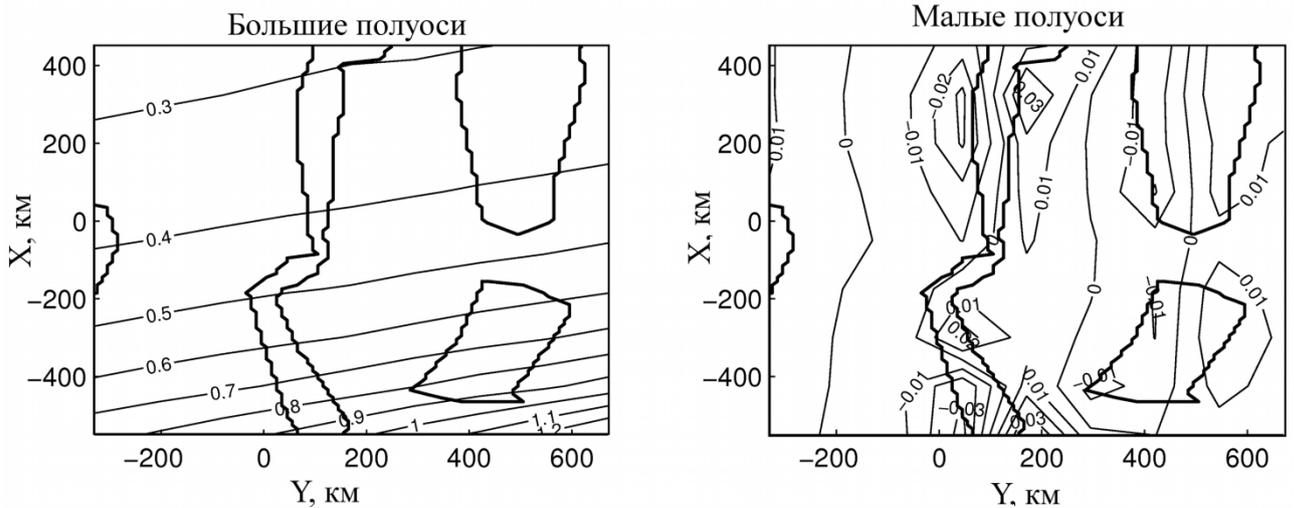


Рис. 55. Расчетные большие и малые полуоси МИВ для найденной пары диполей.

Видно, что большие оси на этих рисунках хорошо совпадают по диапазону с экспериментальными. Наблюдаемое различие можно объяснить частично погрешностью интерполяции неравномерно распределённых наблюдённых данных и недостаточным числом узлов в сетке, что обусловлено ресурсом вычислительного времени. Тем не менее распределение расчётных малых полуосей явным образом повторяет рельеф дна. Это позволяет считать, что они связаны именно с наличием неоднородности – рельефа дна.

Для дополнительной проверки были проведены расчёты при отсутствии рельефа дна над соответствующим горизонтально-слоистым разрезом. Результаты представлены на рис. 56 – малые полуоси практически равны нулю.

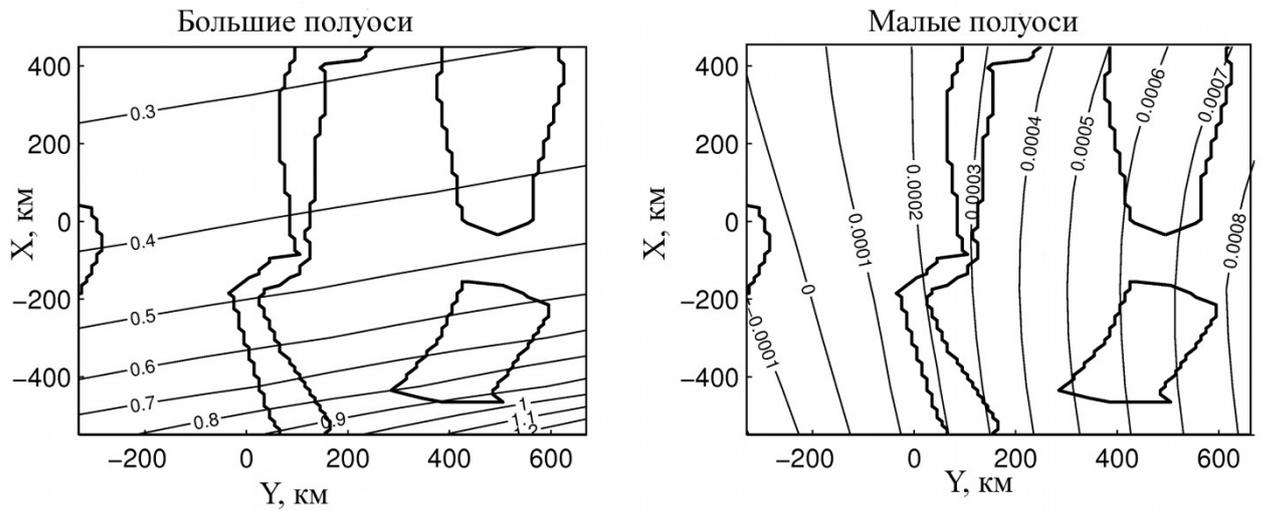


Рис. 56. Расчетные большие и малые полуоси для пары диполей над горизонтально-слоистым геоэлектрическим разрезом при отсутствии рельефа дна.

Найденный модельный источник использовался далее при подборе глубинной части разреза.

#### 5.4. Моделирование геоэлектрического разреза в приполюсном районе Северного Ледовитого океана на основе магнитовариационных данных

Для выявления качественной связи между распределением малых полуосей и геоэлектрическим разрезом был проведен ряд предварительных расчетов для простых локальных неоднородностей проводимости с полученным модельным источником поля. По результатам этих расчетов было выделено три вида элементарных аномалий, которые в дальнейшем использовались как элементы для построения региональной модели электропроводности в области интерпретации:

1. Вертикальный проводящий разлом, соединяющий осадочных чехол с проводящим основанием.
2. Зона подъема проводящего основания, границы которой могут быть как вертикальными, так и наклонными.
3. Зона развития континентальной литосферы с характерной проводимостью  $10^{-3}$  См/м, которая может отделяться от океанической

переходной зоной, где проводимость коры и верхней мантии плавно меняется от  $10^{-3}$  до  $10^{-2}$  См/м.

Был проведен расчет нескольких десятков региональных моделей, состоящих из таких элементарных аномалий. Наилучшее приближение удалось достичь в модели, представленной в различных сечениях на рис. 56–58.

Рис. 57 – горизонтальное сечение модели на глубине 4 км. Цифрами даны удельные сопротивления, Ом·м. Сечение проходит через основания хребта Гаккеля, лежащего на коре океанического типа с удельным сопротивлением 100 Ом·м, и хребтов Ломоносова и Менделеева-Альфа, лежащих на коре континентального типа с удельным сопротивлением 1000 Ом·м. Не заштрихованные участки – осадочных слой с сопротивлением 1 Ом·м.

Рис. 58 – горизонтальное сечение модели на глубине 60 км. В области отрицательных  $Y$  находится зона плавного перехода от океанического типа литосферы с удельным сопротивлением 100 Ом·м у хребта Гаккеля до континентального типа с сопротивлением 1000 Ом·м под хребтом Ломоносова. Далее идет блок континентальной литосферы, в котором имеется включение поднятия проводящего основания со стороны Канадской котловины (1 Ом·м).

Рис. 59 – вертикальное сечение модели, проходящее через  $X=-70$ . В области отрицательных  $Y$  от хребта Гаккеля до хребта Ломоносова наблюдается плавное понижение глубины проводящего основания от 50 до 400 км и рост удельного сопротивления пород литосферы от 100 до 1000 Ом·м. Далее разрез проходит через континентальный блок и океаническое включение, т.е. подъем проводящего основания до глубины 50 км. Под конец разрез входит в Канадскую котловину, лежащую на океанической литосфере и отделенную от континентального блока разломом.

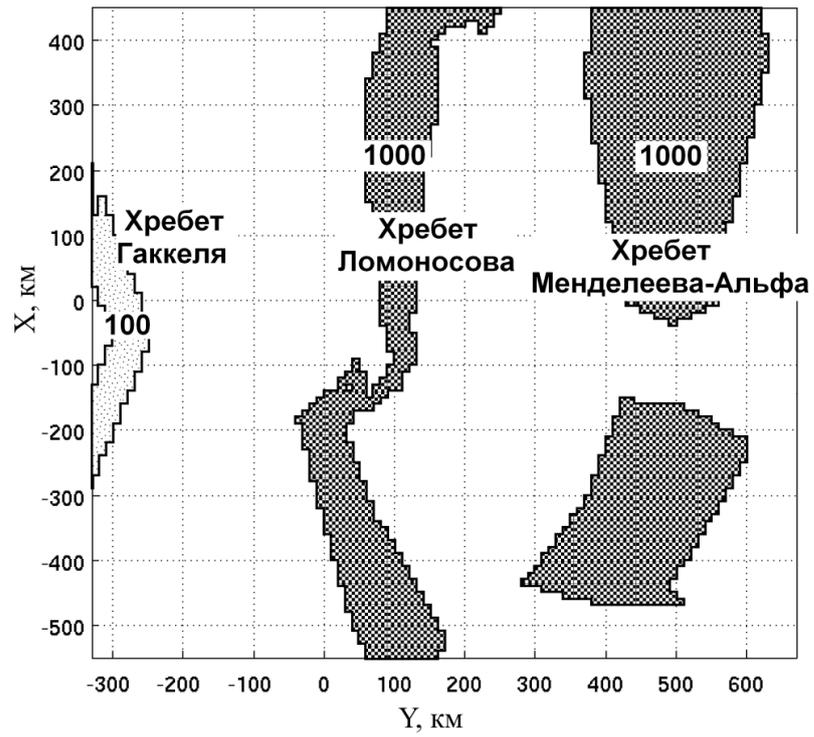


Рис. 57. Итоговая модель в плане. Разрез проходит через основные геологические структуры океана на глубине 4 км. Цифрами даны удельные сопротивления структур, Ом·м.

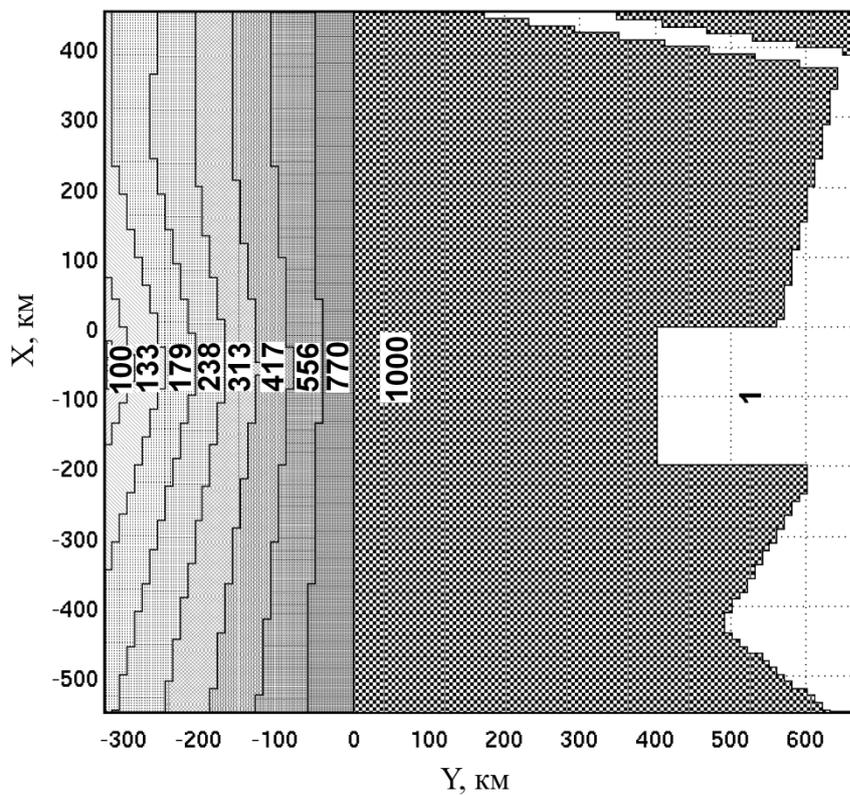


Рис. 58. Горизонтальное сечение итоговой модели на глубине 60 км.

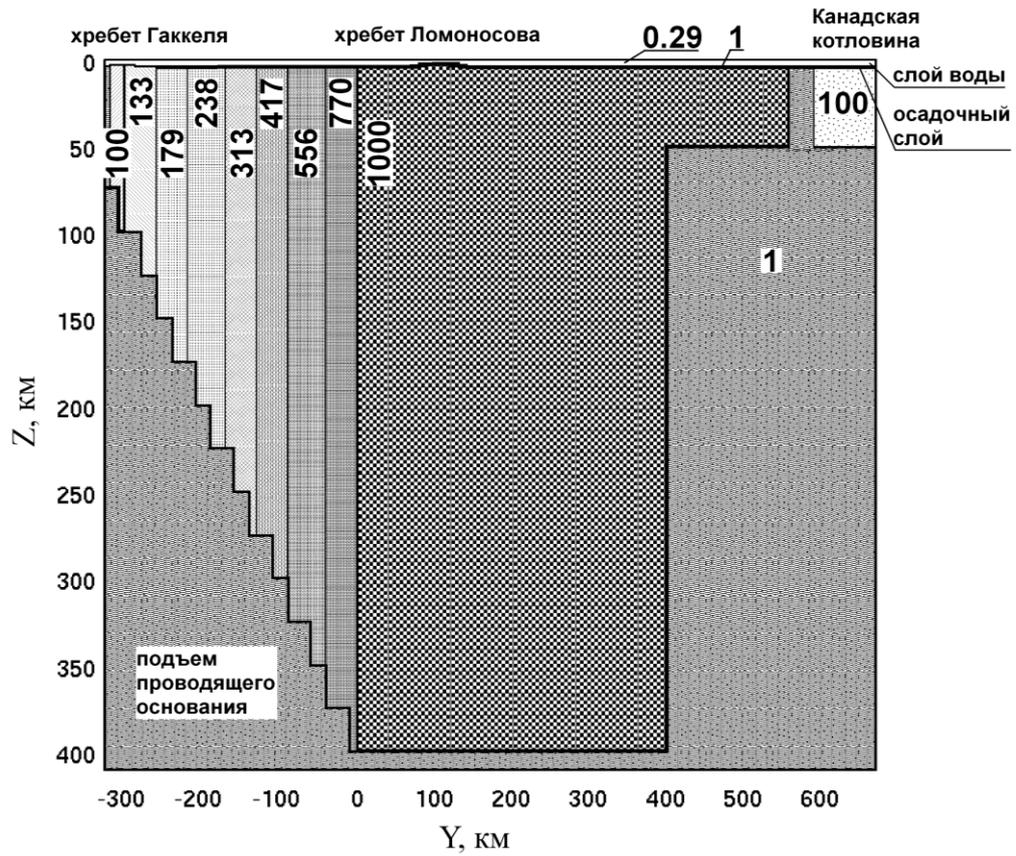


Рис. 59. Вертикальное сечение итоговой модели при  $X = -70$  км.

Расчетные значения больших и малых полуосей МИБ для этой итоговой модели представлены на рис. 60. Сравнение с наблюдаемыми значениями (рис. 52) показывает удовлетворительное совпадение.

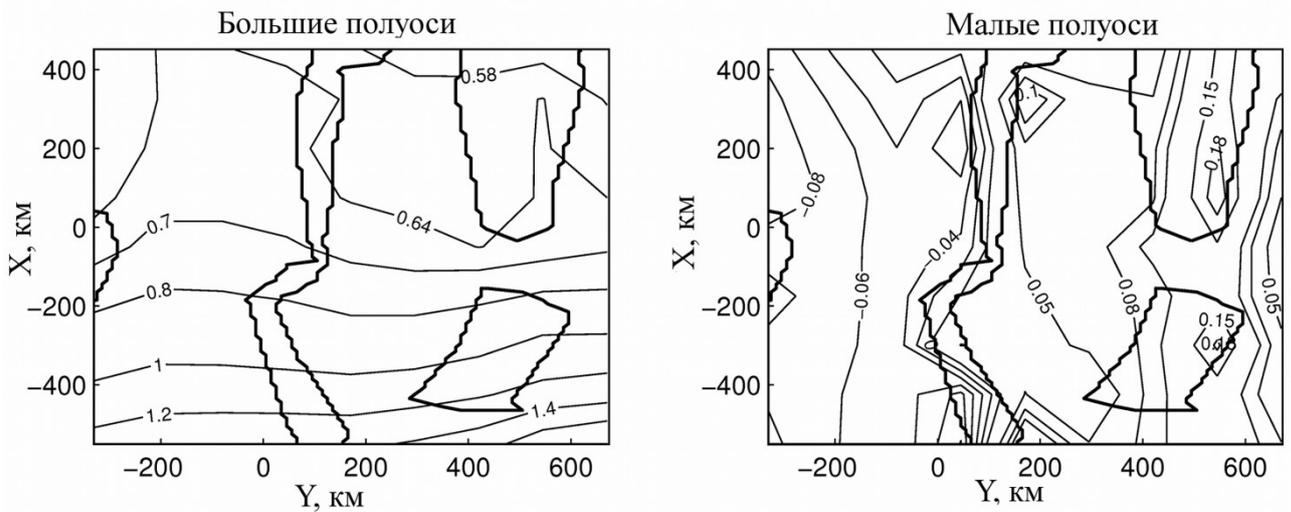


Рис. 60. Расчетное распределение больших и малых полуосей МИБ для итоговой модели.

Для оценки чувствительности результатов к параметрам модели было проведено сравнение распределения значений малых полуосей на профиле  $X=70$  км. На графике на рис. 61 представлены кривые для нескольких случаев. Кривая 1 соответствует наблюдаемым данным, кривая 2 – значениям для итоговой модели. Обнаруживается хорошее подобие этих кривых, хотя по уровню модельная кривая в правой части графика превышает натурную.

Кривая 3 рассчитана при отсутствии в модели резкого подъема проводящего основания на границе хребет Менделеев-Альфа – Канадская котловина. Кривая 5 соответствует плавному поднятию основания на этой границе, кривая 6 – резкому понижению основания со стороны хребта Гаккеля. Кривой 4 соответствует модель, включающая вертикальный проводящий разлом на левом склоне хребта Ломоносова, достигающий проводящего основания. Эта кривая значительно отклоняется от натурной кривой по всей длине профиля, что говорит об отсутствии регионального тектонического нарушения в этом районе.

Таким образом выбранная модель оптимально соответствует наблюдаемым данным на выбранном периоде. Расхождение по уровню в правой части модели можно объяснить влиянием структур, находящихся вне области интерпретации. Однако полученная таким образом региональная модель является лишь первым приближением и нуждается в дальнейшей детализации. Очевидным недостатком ее построения является значительная неоднородность распределения наблюдаемых данных. Дальнейшая работа над моделью должна будет включить в себя расчет на более высоких гармониках суточной вариации, поскольку это может помочь сузить диапазон возможных значений параметров модели. Однако опыт показал, что методом подбора для выбранного периода добиться лучшего соответствия, чем есть, нельзя. Наиболее перспективным шагом для улучшения подбора геоэлектрической модели может оказаться усложнение модели эквивалентного источника (т.е. увеличение количества вертикальных магнитных диполей, моделирующих поле в области интерпретации). Но, хотя

такая задача принципиально решается, она потребует экспоненциально большего объема вычислений, что является проблемой даже для использованной в данной работе кластерной технологии вычислений.

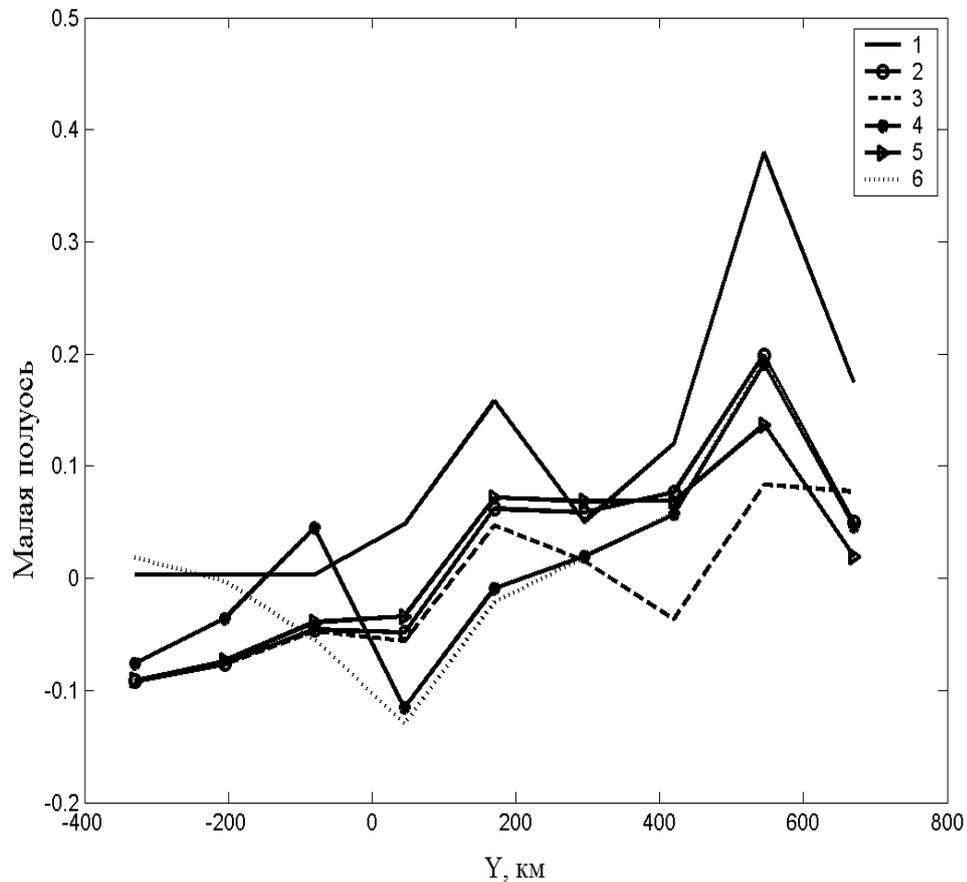


Рис. 61. Величины малых полуосей для  $X=75$  км: 1 – по данным наблюдений, 2 – для итоговой модели, 3 – при отсутствии границы хребет Менделеева-Альфа – Канадская котловина, 4 – при коровом разломе вдоль хребта Ломоносова, 5 – при плавном подъеме проводящего основания под хребтом Менделеева-Альфа в направлении Канадской котловины, 6 – при резком подъеме проводящего основания от хребта Ломоносова к хребту Гаккеля.

Итак, полученная итоговая модель геоэлектрического разреза хорошо соответствует современным представлениям о тектонике СЛО, по меньшей мере в тех частях, где она не дискуссионна. Согласно этим представлениям, хребет Гаккеля является срединно-океаническим рифтом, а хребет Ломоносова не связан со спредингом и имеет типично континентальное

глыбово-блоковое глубинное строение [71–74]. Он служит резкой границей между спрединговой западной и не спрединговой восточной частью СЛО. Левая часть нашей модели (рис. 56, 57) отражает переходную зону между этими частями океана. Под хребтом Гаккеля наблюдается подъём проводящего основания (разогретые породы рифта), которое затем плавно понижается в сторону хребта Ломоносова до глубины 400 км, характерной для континентального типа литосферы. Причем, согласно расчетам, этот переход именно плавный, т.к. согласно рис. 60 кривая, соответствующая резкому понижению поверхности (кривая б), имеет значительно меньшее подобие с натурной. На границе с континентальным блоком (левый склон хребта Ломоносова) плавный характер перехода не исчезает – добавление в этом месте глубинного разлома существенно искажает модельную кривую.

Правая часть модели приурочена к зоне перехода от хребта Менделеева-Альфа к глубоководной Канадской котловине. Здесь имеется резкое повышение проводящего основания от 400 до 50 км, так как замена ступеньки на наклонную границу, резко ухудшает результаты моделирования. Можно предположить на этом основании, что поднятие проводящего основания осуществляется здесь через систему часто чередующихся проводящих субвертикальных разломов глубокого (мантийного) заложения. В этой части модели имеется также разлом, проявляющийся в явном виде.

Между хребтом Ломоносова и хребтом Менделеева-Альфа расположены глубоководные котловины Макарова и Подводников. Здесь, согласно модели, проводящее основание расположено на глубине 400 км, что говорит об их континентальном происхождении. Аналогичный вывод сделан в работе [75–76], ссылающейся на многочисленные сейсмические профили. Согласно этим данным, сформировавшееся в эпоху высокого стояния хребта Ломоносова (олигоцен) выраженное эрозионное несогласие прослеживается также в пределах этих котловин и выходит на поднятие Менделеева. Соответственно все эти структуры должны были бы в то время находиться

вблизи или над уровнем моря и к настоящему моменту погрузиться на 1300–800 м, что не могло произойти за счет охлаждения океанической литосферы. Такое крупное погружение авторы связывают с увеличением плотности пород нижней коры при переходе габбро в гранатовые гранулиты и эклогиты, которые сейсмические исследования обычно помещают под разделом Мохоровичича.

Согласно нашей модели континентальный тип литосферы также обнаруживается и под всем хребтом Менделеева-Альфа (кроме океанического включения), который на границе с Канадской котловиной резко сменяется на океанический (рис. 59). Это существенно уточняет выводы ранних работ [23, 77].

Таким образом, в результате интерпретации МИВ, построенных по магнитовариационным данным дрейфующих станций “Северный полюс”, была обоснована и применена на практике концепция эквивалентного источника и создана трёхмерная модель геоэлектрического разреза в приполюсной части Северного Ледовитого океана на площади регионального масштаба. Были установлены следующие особенности строения дна этой области:

- 1) плавная зона понижения поверхности проводящего основания от оси хребта Гаккеля в сторону хребта Ломоносова;
- 2) отсутствует региональное разломное нарушение в зоне сочленения котловины Амундсена и хребта Ломоносова;
- 3) резкое поднятие проводящего основания под восточным склоном хребта Менделеева-Альфа на границе с Канадской котловиной;
- 4) континентальный тип земной коры под котловинами Макарова и Подводников;
- 5) континентальный тип коры под большей частью хребта Менделеева-Альфа, на границе с Канадской котловиной резко переходящий в океанический.

Заметим, что в той части приполюсной акватории океана, где строение литосферы в настоящее время непротиворечиво интерпретируется всей совокупностью геолого-геофизических данных, а именно между хребтами Гаккеля и Ломоносова наши результаты соответствуют общепринятым представлениям. По остальной части акватории наши результаты являются в геологическом смысле новыми, позволяющими, как минимум, сделать выбор между конкурирующими гипотезами и имеющими, тем самым прямое геотектоническое значение.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основной трудностью низкочастотного электромагнитного зондирования в высоких широтах является невозможность использования классической модели естественного поля в виде плоской волны из-за близости к ионосферному источнику. В настоящей диссертационной работе представлено исследование возможностей преодоления этих трудностей с помощью мощных искусственных источников поля, а также предложена методика применения естественного поля вне рамок приближения плоской волны.

Основные полученные результаты заключаются в следующем:

1. В ходе интерпретации данных магнитных измерений с мощным стационарным источником низкочастотного поля проведено моделирование крупных геологических структур в средней части Кольского полуострова и в районе Кольского залива. Несмотря на то, что интерпретировались измерения всего лишь по двум отдельным профилям, удалось построить трехмерные модели региона, позволившие получить информацию о разломной тектонике данного района полуострова и сделать некоторые выводы о блоковом строении и постгляционном подъеме. Также обнаружено, что наблюдаемое при измерениях на суше значительное превышение вертикальной магнитной компоненты поля над горизонтальными можно объяснить циркуляцией тока по региональным разломам полуострова с замыканием его через море.

2. Исследованы возможности нахождения залежей углеводородов в перспективных геологических структурах арктического шельфа с помощью мощного низкочастотного электрического биполя.

3. Проведена оценка перспектив и ограничений магнитотеллурических зондирований на геологических структурах

Северного Ледовитого океана для картирования границ распространения континентального и океанического типов коры. Соответствующий типу коры тип литосферы уверенно определяется по глубине проводящего основания как по измерениям со дна океана, так и со льда.

4. Разработана методика использования естественного поля для проведения электромагнитных зондирований в Арктике с применением теории четырехкомпонентных магнитных индукционных векторов, компоненты которых имеют разную чувствительность к геометрии ионосферного источника и параметрам геоэлектрического разреза.

5. Построен алгоритм нахождения эквивалентного источника естественного поля для исследуемой части акватории Северного Ледовитого океана по данным магнитовариационных наблюдений. В соответствии с этим алгоритмом решена обратная задача нахождения эквивалентного источника вариаций для приполюсной части акватории океана по данным магнитных наблюдений дрейфующих станций “Северный полюс”.

6. С учетом найденного эквивалентного источника проведено трехмерное моделирование геоэлектрического разреза приполюсной части арктического бассейна по магнитовариационным данным. Полученная модель не противоречит современным геологическим представлениям о строении океана и там, где оно остается дискуссионным, позволяет сделать выбор между конкурирующими гипотезами.

В дальнейшем указанная методика может послужить основой для нового масштабного эксперимента на всей площади акватории Северного Ледовитого океана и построения его глобальной трехмерной модели.

**СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Васин, Н.Д. Результаты работ методами МТП и МТТ в северо-западной части Кольского полуострова / Н.Д. Васин, Г.П. Новицкий, В.Д. Суворов // Геофизические исследования на Балтийском щите. – Л.: ЛГИ, 1981. – Т.89. – С. 102–107.
2. Строение литосферы Балтийского щита. – М.: Нац. геофиз. ком, 1993.
3. Вагин, С.А. Магнитотеллурические зондирования в интервале периодов  $10^{-3}$ – $10^4$  с на Мурманском блоке Кольского полуострова и в центральной Карелии / С.А. Вагин, И.Л. Варданыц, А.А. Ковтун, Е.Л. Коквина, О.Н. Моисеев, А.А. Савельев, Н.И. Успенский // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1985. – №6. – С. 48–56.
4. Ковтун, А.А. Строение коры и верхней мантии на северо-западе Восточно-Европейской платформы / А.А. Ковтун. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1989.
5. Ковтун, А.А. Магнитотеллурические исследования строения коры и мантии восточной части Балтийского щита / А.А. Ковтун, С.А. Вагин, И.Л. Варданыц, Е.Л. Коквина, Н.И. Успенский // Физика Земли. – 1994. – № 3. – С. 32–36.
6. Вагин, С.А. Развитие методики регистрации и интерпретации магнитотеллурических данных и результаты зондирований в восточной части Балтийского щита: дисс. ... д-ра физ.-мат. наук: 25.00.10. / Вагин Станислав Александрович. – Санкт-Петербург, 2001.
7. Геоэлектрические исследования с мощным источником тока на Балтийском щите. – М.: Наука, 1989.
8. Фонарев, Г.А. Некоторые результаты магнитотеллурического профилирования в Северном Ледовитом океане / Г.А. Фонарев, И.Л. Трофимов // Физика Земли. – 1972. – №2. – С. 81–82.

9. Трофимов, И.Л. Некоторые результаты глубинных магнитотеллурических зондирований в Северном Ледовитом океане / И.Л. Трофимов, Г.А. Фонарев // Физика Земли. – 1974. – № 4.
10. Fonarev, G.A. Some Results of Magnetotelluric Research in the Central Arctic / G.A. Fonarev, I.L. Trofimov, V.S. Shneyer // J. Geop. Res. – 1973. – V. 78. – No 8. – P. 1398–1400.
11. Трофимов, И.Л. Магнитотеллурическое зондирование в Канадской котловине / И.Л. Трофимов // Геомагнетизм и аэрономия. – 1979. – Т. 19. – №5. – С. 904–908.
12. Осипова, И.Л. Магнитотеллурические зондирования вблизи ионосферного источника / И.Л. Осипова // Глубинная электропроводность Балтийского щита [Сб. ст.]. – Петрозаводск: КФ АН СССР, 1986.
13. Ваньян, Л.Л. Магнитотеллурические зондирования слоистых сред / Л.Л. Ваньян, А.И. Бутковская. – М.: Недра, 1980.
14. Бердичевский, М.Н. О магнитотеллурических зондированиях в полярных районах / М.Н. Бердичевский, Л.Л. Ваньян, И.Л. Осипова // Физика Земли. – 1973. – №6. – С. 100–102.
15. Фонарев, Г.А. Электромагнитное поле Мирового океана и его использование для изучения строения дна и водной оболочки: дисс. ... д-ра физ.-мат. наук / Г.А. Фонарев – Москва, 1982. – 348 с.
16. Deep array electromagnetic sounding on the Baltic Shield: external excitation model and implications for upper mantle conductivity studies / E.Yu. Sokolova, Iv.M. Varentsov, BEAR WG // Tectonophysics, 2007.
17. Diagnostics and suppression of auroral distortions in the transfer operators of the EM field in the BEAR experiment / Iv.M. Varentsov, E.Yu. Sokolova, BEAR WG // Izvestiya, Phys. Solid Earth. – 39(4). – 2003. – P. 283–307.
18. System of EM field transfer operators for the BEAR array of simultaneous soundings: methods and results / Iv.M. Varentsov, E.Yu. Sokolova, E.R.

- Martanus, K.V. Nalivayko, BEAR WG // *Izvestya, Phys. Solid Earth.* – 2003. – 39(2). – P. 118–148.
19. Семенов, А.С. Электрический разрез кристаллических пород древних щитов / А.С. Семенов // *Вопросы геофизики.* – Вып. 27. – Л.: 1978. – С. 108–113.
20. Волкомирская, Л.Б. Математическое моделирование источника в авроральной зоне для оценки возможностей локального МВЗ / Л.Б. Волкомирская // *Изв. АН СССР, Физика Земли.* – II. – 1978. – С. 100–102.
21. Волкомирская, Л.Б. Об экспериментальном определении расстояния до источника вариаций для целей МВЗ / Л.Б. Волкомирская, Г.А. Фонарев // *Геомагнитизм и аэрономия.* – №6. – 1978. – С. 1130–1132.
22. Волкомирская, Л.Б. О статистической обработке данных МТЗ и МВЗ / Л.Б. Волкомирская, А.Б. Лейбо, В.Ю. Семенов // *Геомагнетизм и аэрономия.* – 1979.
23. Niblett, E.R. Magnetotelluric measurements over Alpha Ridge / E.R. Niblett, R.D. Kurtz, C. Michaud // *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* – V.45. – No 2. – 1987. – P. 101–118.
24. Жамалетдинов, А.А. Графит в земной коре / А.А. Жамалетдинов // *Физика Земли.* – 1996. – №4. – С. 20–27.
25. Constable, S. Marine controlled-source electromagnetic sounding — II: The PEGASUS experiment / S. Constable, C. Cox // *Journal of Geophysical Research.* – 1996. – 101 (B3). – P. 5519–5530.
26. MacGregor, L.M. Use of marine controlled source electromagnetic sounding for subbasalt exploration / L.M. MacGregor, M.C. Sinha // *Geophysical Prospecting.* – 2000. – 48. – P. 1091–1106.
27. MacGregor, L.M. Electrical resistivity structure of the Valu Fa ridge, Lau basin, from marine controlled-source electromagnetic sounding / L.M. MacGregor, M.C. Sinha, S. Constable // *Geophysical Journal International.* – 2001. – 146 (1). – P. 217–236.

28. Ellingsrud, S. Remote sensing of hydrocarbon layers by seabed logging SBL: Results from a cruise offshore Angola / S. Ellingsrud, T. Eidesmo, S. Johansen // *The Leading Edge*. – 2002. – 21. – P. 972–982.
29. Жданов, М.С. Теория обратных задач и регуляризации в геофизике / М.С. Жданов. – М.: “Научный мир”. – 2007. – 712 с.
30. Spichak, V. Artificial neural network inversion of magnetotelluric data in terms of three-dimensional earth macroparameters / V. Spichak, I. Popova // *Geophys. J. Int.* – 2000. – 142. – P. 15–26.
31. Spichak, V. Methodology of neural network inversion of geophysical data / V. Spichak, I. Popova // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. – №3. – 2005. – P.71–85.
32. Иванов, П.В. Трехмерная инверсия рассчитанных на одиночном профиле магнитотеллурических данных / П.В. Иванов, П.Ю. Пушкарев // *Физика Земли*. – 2012. – № 11–12. – С. 91–96.
33. Иванов, П.В. Возможности интерпретации магнитотеллурических данных, полученных на одиночном профиле, при изучении трехмерно-неоднородной среды / П.В. Иванов, П.Ю. Пушкарев // *Физика Земли*. – 2010. – № 9. – С. 3–10.
34. Рубинраут, Г.С. Морфотектоника Кольского полуострова. / Г.С. Рубинраут. – Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1987.
35. Щеглов, А.Д. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита / А.Д. Щеглов, В.Н. Москалева и др. – СПб.: Недра, 1993.
36. Введенская, А.Я. Современная геодинамика, битуминозность и газоносность Кольского полуострова [Электронный ресурс]/ А.Я. Введенская, А.К. Дертев // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. – 2007. – Режим доступа: <http://www.ngtp.ru/rub/10/020.pdf>
37. Сорохтин, О.Г. Развитие Земли / О.Г. Сорохтин, С.А. Ушаков. – М: Изд-во МГУ, 2002. – 506 с.

38. Кашкевич, М.П. Геофизический образ графитизированных глубинных разломов: дис. ... канд. геол.-мин. наук / Кашкевич Марина Петровна. – Санкт-Петербург, 2000.
39. Геоэлектрические исследования с мощным источником тока на Балтийском щите / отв. ред. Е. П. Велихов – М.: Наука, 1989. – 272 с.
40. Kovtun, A. A. Magnetotelluric study of the structure of the crust and mantle of the eastern part of the Baltic Shield / A.A. Kovtun, S.A. Vagin, I.L. Vardanjants, E.L. Kokvina, N.I. Uspenskiy // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. – 1994. – № 3. – P. 32–36.
41. Zhamaletdinov, A. A. Graphite in the crust and electrical conductivity anomalies / A.A. Zhamaletdinov // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. – 1996. – № 4. – P. 20–27.
42. Vanjan, L. L. Layer of low velocity and high electrical conductivity at the base of the upper crust of the Baltic Shield / L.L. Vanjan, N.I. Pavlenkova // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. – 2002. – № 1. – P. 37–45.
43. Спиридонов, А.В. Палеосейсмодислокации побережья Баренцева моря: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.03 / Спиридонов Александр Викторович. – М., 2007. – 23 с.
44. Kovalchuk, E. A. The first data about the structure and lithology of the section of the Kola Fjord sediments / E.A. Kovalchuk, E.V. Shipilov // *Proceedings of the International Scientific Conference on the 100th anniversary of D. G. Panov, SSC Academy of Sciences*. – Rostov-on-Don. – 2009. – P. 157–160.
45. Korja, T. Crustal conductivity in Fennoscandia—a compilation of a database on crustal conductance in the Fennoscandian Shield / T. Korja, M. Engels, A. A. Zhamaletdinov, A. A. Kovtun, N.A. Palshin, M. Yu. Smirnov, A. D. Tokarev, V. E. Asming, L. L. Vanyan, I. L. Vardaniants, and the BEAR Working Group // *Earth Planets Space*. – 2002. – 54. – P. 535–558.
46. Щукин, Ю.К. О связи структурно-геоморфологических и геолого-тектонических глубинных направлений земной коры / Ю.К. Щукин,

- В.И. Бабак, Г.В. Краснопевцева // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Материалы четырнадцатой международной конференции. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. – 2 часть. – 2008. – С. 369–373.
47. Евзеров, В.Я. К проблеме взаимоотношения покровного и горного оледенения / В.Я. Евзеров, С.Б. Николаева // Вестник ВГУ, Серия: Геология. – 2007. – № 2. – С. 31–36.
48. Cox, C. (1981) On the electrical-conductivity of the oceanic lithosphere / C. Cox // *Phys Earth Planet.* – 1981. – 25(3). – P. 196–201.
49. An active source EM method for the seafloor. Scripps Institution of Oceanography technical report / C. Cox, T. Deaton, P. Pistek – 1981. URL: <http://escholarship.org/uc/item/7dr96489>.
50. Геофизика / Под ред. В.К.Хмелевского. – М.: КДУ, 2009. – 320 с.
51. Kerry K. Marine Electromagnetic Studies of Seafloor Resources and tectonics / K. Kerry // *Surv Geophys.* – 2012. – 33. – P. 135–167. DOI 10.1007/s10712-011-9139-x
52. Weitemeyer, K. Mapping gas hydrates with marine controlled source electromagnetics / K. Weitemeyer, S. Constable // *Proceedings of the 7<sup>th</sup> International Conference on Gas Hydrates (ICGH 2011)*, Edinburgh. Scotland, United Kingdom, July 17–21, 2011.
53. Constable, S. An introduction to marine controlled-source electromagnetic methods for hydrocarbon exploration / S. Constable, L. Srnka // *Geophysics.* – 2007. – V.72. – №2 (march-april 2007). – P. WA3–WA12.
54. Ziolkowski, A. Multi-transient electromagnetic repeatability experiment over the North Sea Harding field / A. Ziolkowski, R. Parr, D. Wright, V. Nockles, C. Limond, E. Morris, J. Linfoot // *Geophys Prospect.* – 2010. – 58(6). – P. 1159–1176.
55. Mattsson, J. Case study: a towed EM test at the Peon discovery in the North Sea // J. Mattsson, L. Lund, J. Lima, F. Engelmark, A. McKay // *EAGE meeting.* – 2010. – P. 1–5.

56. Петров, А.А. Опыт применения электромагнитных зондирований при поисках углеводородов в транзитной зоне каспийского моря / А.А. Петров, М.С. Маловичко, А.Б. Кочеров, Е.Д. Лисицын // Геофизика. – 2010. – № 2. – С. 60–64.
57. Бобров, Н.Ю. Морские электромагнитные зондирования с донными станциями на шельфе Черного моря / Н.Ю. Бобров, А.Б. Кочеров, М.С. Маловичко, А.А. Петров, М.Б. Сергеев // Геофизика. – 2013. – №4. – С. 2–9.
58. Barsukov, P.O. A mobile time-domain sounding system for shallow water / P. O. Barsukov, E. V. Fainberg // First break. – 2013. – V.31. – Pp.53–63.
59. Holten, T. Vertical source and receiver CSEM method in time-domain / T. Holten, E. G. Flekkøy, K. J. Måløy, B. Singer, Petromarker // Society of Exploration Geophysicists 81th Annual meeting, Expanded Abstract. – 2009. № 5. – P. 749–753.
60. Goto, T. A marine deep-towed DC resistivity survey in a methane hydrate area, Japan Sea / T. Goto, T. Kasaya, H. Machiyama, R. Takagi, R. Matsumoto, Y. Okuda, M. Satoh, T. Watanabe, N. Seama, H. Mikada, Y. Sanada, M. Kinoshita // Exploration Geophysics. – 2008. – 39. – P. 52–59; Butsuri-Tansa, 2008, 61, 52–59; Mulli-Tamsa, 2008, 11, 52–59.
61. Косова, Л.Ю. Нефтегазоносность южной части Баренцева моря и перспективы поисков скоплений нефти и газа: дис. ... канд. геол.-минерал. наук / Косова Лариса Юрьевна. — Москва, 2001. — 194 с.
62. Хмелевской, В.К. Геофизические методы исследований. Учебное пособие для геологических специальностей вузов / В.К. Хмелевской, Ю.И. Горбачев, А.В. Калинин, М.Г. Попов, Н.И. Селиверстов, В.А. Шевнин. – Петропавловск-Камчатский: Изд-во КГПУ, 2004. — 232 с.
63. Козлов, С.А. Концептуальные основы инженерно-геологических исследований западно-арктической шельфовой нефтегазоносной провинции [Электронный ресурс] // Нефтегазовое дело. — 2007. — Режим доступа: [http://www.ogbus.ru/authors/Kozlov/Kozlov\\_4.pdf](http://www.ogbus.ru/authors/Kozlov/Kozlov_4.pdf).

64. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика / Под ред. Н. В. Дортмана. — Москва: Недра, 1976. — 527 с.
65. Berdichevsky, M.N. Analysis of Magnetovariational Response Functions / M.N. Berdichevsky, V.A. Kuznetsov, N.A. Palshin // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. – 2009. – Vol. 45. – No. 3. – P. 179–198.
66. Трофимов, И.Л. К теории магнитотеллурических методов / И.Л. Трофимов // *Физика Земли*. – 1996. – № 6. – С. 50–56.
67. Трофимов, И.Л. Некоторые результаты определения магнитного индукционного вектора в Центральной Арктике / И.Л. Трофимов, В.С. Шнеер // *Геофизические исследования*. – 2007. – № 8. – С. 69–74.
68. Трофимов, И.Л. Некоторые черты строения центральной части Северного Ледовитого океана по результатам моделирования магнитовариационных данных с учетом эквивалентного источника / И.Л. Трофимов, М.С. Жданов, С.М. Коротаев, М.С. Кругляков, Д.А. Орехова, И.В. Попова, В.С. Шнеер, Ю.Г. Щорс // *Геофизические исследования*. – 2014. – Т.15. – №3. – С. 50–70.
69. Trofimov, I. A novel approach to asynchronous MVP data interpretation based on elliptical-vectors / I. Trofimov, M. Kruglyakov, S. Korotaev, D. Orekhova, I. Popova, V. Shneyer, Y. Scshors, M. Zhdanov // *Conference: 22nd EM Induction Workshop, At Weimar, Germany*. DOI: 10.13140/2.1.1065.9204
70. Трофимов, И.Л. Исследование влияния ансамблей структур дна океана на результаты магнитовариационного профилирования / И.Л. Трофимов, И.В. Попова, С.М. Коротаев // *Физика Земли*. – 2010. – №8. – С. 77–80.
71. Карасик, А.М. Основные особенности истории развития и структуры дна Арктического бассейна по аэромагнитным данным / А.М. Карасик // *Морская геология, седиментация, осадочная петрография и геология океана*. – Л.: Недра, 1980. – С.178–193.

72. Киселев, Ю.Г. Глубинная геология Арктического бассейна. / Ю.Г. Киселев. – М.: Недра, 1986. – 222 с.
73. Погребницкий, Ю.Е. Переходные зоны «материк-океан» в геодинамической системе Северного Ледовитого океана / Ю.Е. Погребницкий // Докл.27 МГК, Т.7. Геология Арктики. – М.,1984. – С. 29–37.
74. Поселов, В.А. Структура литосферы центральной части Арктического глубоководного бассейна по сейсмическим данным: дисс. ... доктора геол.-минерал. наук. / Поселов Виктор Антонович. – С.Пб.: ВНИИ Океангеология, 2002. – 228 с.
75. Артющков, Е.В. Континентальная кора на хребте Ломоносова, поднятии Менделеева и в котловине Макарова. Образование глубоководных впадин в неогене вследствие глубокого метаморфизма в нижней коре / Е.В. Артющков // Геология и геофизика. – 2010б. – № 11. – С. 1515–1530.
76. Артющков, Е.В. Физические механизмы образования нефтегазоносных бассейнов и ловушек для углеводородов [Электронный ресурс]/ Е.В. Артющков // Георесурсы. Геоэнергетика. Геополитика. – 2012. – Вып. 2 (6). – Режим доступа: [http://oilgasjournal.ru/vol\\_6/artushkov.html](http://oilgasjournal.ru/vol_6/artushkov.html)
77. Jokat, W. New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and Eurasian Basin / W. Jokat, E. Weigelt, T. Kristoffersen, T. Shone // Geophys. J. Int. – 1995. – V. 122. – P. 378–392.