

Федеральное агентство научных организаций России
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева
Дальневосточного отделения Российской академии наук

УДК 550.8:622(265)
№ госрегистрации 01.2.013 63044
Инв. №

УТВЕРЖДАЮ

Директор ТОИ ДВО РАН

Р.Г.Н.

В.Б. Никифоров

« 25 » июля 2017 г.



ОТЧЕТ
О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ

по теме 3 (пункт №70 Программы ФНИ государственных академий наук
на 2013-2020 гг.):

ИЗУЧЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ, ФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК,
ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ И СТРУКТУРЫ ГЕОСФЕР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ, ИХ СВЯЗИ С СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКИМИ
ПРОЦЕССАМИ И РАЗМЕЩЕНИЕМ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
(окончательный)

Руководители НИР:
д-р геол.-минер. наук
канд. геол.-минер. наук

Р.Г. Кулинич
В.М. Никифоров

Владивосток 2017

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Руководители работы:

Гл. науч. сотр.
д-р геол.-минер. наук



Р.Г. Кулинич
(реферат, введение, заключение,
общее редактирование, разд.1)

Зав. лабораторией электромагнитных полей
канд. геол.-минер. наук



В.М. Никифоров
(разд.5, 6, 7, 8, 9)

Ответственные исполнители:

Зав. лабораторией гравиметрии
канд. геол.-минер. наук



М.Г. Валитов
(разд. 1)

Вед. науч. сотр.
канд. геол.-минер. наук



А.А. Гаврилов
(разд.11)

Ст. науч. сотр.
канд. физ.-мат. наук



Е.Б. Осипова
(разд. 2)

Ст. науч. сотр.
д-р геогр. наук



Б.А. Казанский
(разд.3)

Ст. науч. сотр.
канд. тех. наук



Г.Н. Шкабарня
(разд. 5, 6, 7)

Ст. науч. сотр.
канд. геол.-минер. наук



Е. А. Бессонова
(разд. 10)

Ст. науч. сотр.



С.С. Старжинский
(разд.8, 9)

Мл. науч. сотр.



Т.А. Харченко
(разд.4)

Ст. инженер



А.Н. Сокарев
(разд.4)

РЕФЕРАТ

Отчет 118 с., 59 рис., 5 табл., 27 источников, список опубликованной литературы - 38 наименований

ГРАВИТАЦИОННОЕ, ГЕОМАГНИТНОЕ, ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ ПОЛЯ, ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ, МОНИТОРИНГ, НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ, ЛИТОСФЕРА, ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ, НЕФТЕГАЗОВЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ФУНДАМЕНТА, ЯПОНСКОЕ, ОХОТСКОЕ, ЮЖНО-КИТАЙСКОЕ МОРЯ, ТИХИЙ ОКЕАН, ПЕТРОФИЗИКА, ГИДРОМАГНИТНАЯ СЪЕМКА.

Объектами исследований являются окраинные моря Дальнего Востока России, Южно-Китайское море, их обрамление и Тихий океан. *Цель исследований:* изучение геофизических полей, физических характеристик, геодинамического состояния и структуры геосфер дальневосточных морей, их связи с сеймотектоническими процессами и размещением полезных ископаемых. Исследования направлены на решение фундаментальных проблем геофизики, геодинамики, а также поисков и использования геофизических критериев для расширения возможностей прогнозирования полезных ископаемых, в частности, углеводородов.

В состав комплекса исследований вошли: стационарный мониторинг временных вариаций гравитационного, электрического и геомагнитного полей Земли; электромагнитное зондирование литосферы и гидромагнитная съемка; петрофизические исследования; анализ и интерпретация результатов вышеуказанных работ, включая геофизическое моделирование.

В разделе 1 излагаются результаты мониторинга приливных вариаций силы тяжести, а также регистрации землетрясений с помощью приливного гравиметра. Приведен спектр приливных волн, численные характеристики главных параметров приливных волн: амплитудного δ -фактора и фазовой задержки- α . Дается оценка достоверности и значимости полученных результатов.

В разделе 2 изложены основные результаты новых вариантов численного моделирования напряженно-деформированного состояния литосферы с целью определения источников сильнейших землетрясений в районе Центральных Курил, произошедших здесь в 2006-2009 г.г.

В разделе 3 излагаются результаты анализа площадной и профильной корреляции топографического рельефа и гравитационного поля в зоне перехода Тихий океан – азиатский континент с целью выявления аномальных участков для дальнейших более детальных исследований. Рассчитаны статистические параметры топографического рельефа и гравитационного поля исследуемого региона.

В разделе 4 приведены результаты петрофизических исследований в пределах Западно-Приморской структурно-фациальной зоны, выполненных с целью выяснения: существует ли зона постепенного преобразования вещественного состава континентальной коры в направлении к япономорской котловине? Исследовались плотностные и магнитные свойства гранитоидов в береговой зоне Японского моря и в континентальной части указанной зоны. Проведенные исследования показали, что гранитоидные комплексы южной части Западно-Приморской СФ зоны отличаются повышенными значениями плотности и пониженными характеристиками магнитных свойств. Это может быть связано с условиями формирования этих пород в непосредственной близости от бассейна Японского моря, процесс раскрытия которого сопровождался активной деструкцией континента и внедрением базитовых масс в ослабленные зоны.

Раздел 5 посвящен исследованию электропроводности тектоносферы в зоне сочленения окраинноморских и континентальных структур. Построена сводная карта суммарной продольной проводимости Япономорского-Охотского региона и прилегающего обрамления.

В разделе 6 изложены основные черты глубинного геоэлектрического разреза в зоне перехода от Тихого океана к континенту. Определена природа проводимости слоёв тектоносферы, создана обобщённая геоэлектрическая модель тектоносферы в зоне сочленения континентальных и окраинных структур. Изложены основные результаты исследований перспективности нефтегазоносных комплексов пород фундамента в регионе Южно-Китайского моря методом глубинной электроразведки. Построена схема сверхглубинной флюидоразломной системы северо-западной части Тонкинского залива, контролирующей кайнозойские рифтогенные структуры. Приведен глубинный геоэлектрический разрез этого региона. Дана интерпретация приведенных построений.

Раздел 7 посвящен изучению глубинных разломов шельфа Охотского и Южно-Китайского морей и их связи с сейсмоактивностью по данным магнитотеллурического зондирования.

В разделе 8 изложены результаты изучения характеристик электромагнитного поля в зонах распространения трещинного комплекса в земной коре. Построена схема распространения трещинного (анизотропно-проводящего) комплекса пород в нижней части осадочной толщи и верхней части консолидированного фундамента в регионе, охватывающем Приморье, о. Сахалин и омывающие их Японское и Охотское моря. Построен геоэлектрический тектоносферы этого региона. Приведен анализ указанных построений.

В разделе 9 излагаются результаты исследования геодинамических процессов в литосфере Японского моря на основе мониторинга электромагнитного поля с использованием подводных кабелей связи. В результате проведенных исследований с использованием подводного кабеля RJK в Японском море удалось впервые зарегистрировать и проанализировать вариацию электрического напряжения, вызванную прохождением сейсмического возмущения от катастрофического землетрясения Тохоку-Оки у северо-восточного побережья японского острова Хонсю. Помимо этого, впервые в записях естественного электрического напряжения в подводном кабеле выделена длиннопериодная вариация – 210 суток, природа которой остается пока неясной.

В разделе 10 описываются результаты детальных гидромагнитных съемок на акватории залива Петра Великого, обсуждается природа источников выявленных магнитных аномалий. Приведены результаты изучения магнитных свойств береговых и островных геологических структур, обрамляющих залив Петра Великого.

Раздел 11 содержит изложение некоторых концептуальных взглядов одного из авторов настоящего отчета на общие особенности строения орогенных систем суши, зон перехода к океанам и океанического дна. Здесь же приводится оценка влияния глубинных, коровых инъективных дислокаций и зон разломов на процессы горообразования, а также излагается позиция автора на морфоструктурное строение и развитие северо-западной Пацифики.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение.....	8
1 Геофизический и геодинамический мониторинг в пограничной зоне «континент-Японское море».....	11
1.1 Мониторинг приливных и нерегулярных внутригодовых и межгодовых изменений силы тяжести	11
1.2 Геодинамический мониторинг с использованием космической геодезии (GPS/GLONASS мониторинг).....	21
2 Плотностная неоднородность и напряжения в земной коре Центральных Курил по результатам механико-математического моделирования	25
3 Связь топографии дна и гравитационного поля аномальных участков Тихого океана...27	
4 Петрофизика геологических структур континентального обрамления северной части Японского моря	32
5 Исследование электропроводности тектоносферы в зоне сочленения окраинноморских и континентальных структур.....	42
6 Основные черты глубинного геоэлектрического разреза в зоне перехода от Тихого океана к континенту. Природа проводимости слоёв тектоносферы.....	45
7 Модель глубинных флюидонасыщенных разломов, математическое моделирование, выделение по экспериментальным данным.	53
7.1 Глубинные разломы шельфа Охотского и Южно-Китайского морей по данным магнитотеллурического зондирования.....	57
7.2 Связь очагов землетрясений с глубинными флюидонасыщенными разломами.....	61
8 Геоэлектрические характеристики трещиноватого, потенциально нефтегазоносного комплекса пород в основании осадочной толщи шельфа Охотского и Южно-Китайского морей.....	64
8.1 Общая характеристика районов развития трещиноватых комплексов в низах осадочной толщи и в верхней части фундамента на шельфах Охотского и Южно-Китайского морей.	65
8.2 Опыт применения донных регистраторов электромагнитного поля на мелком шельфе.....	69
8.3 Исследование перспективности нефтегазоносных комплексов пород фундамента Японского моря методами глубинной электроразведки.....	72

9	Исследование геодинамических процессов в литосфере Японского моря на основе мониторинга электромагнитного поля с использованием подводных кабелей связи.....	77
9.1	Мониторинг временных вариаций геоэлектрического и геомагнитного полей с использованием подводных телекоммуникационных кабелей связи и стационарных трехкомпонентных магнитометров.....	77
9.2.	Выделение длиннопериодной вариации в записях естественного электрического напряжения в подводном кабеле JASC (Japan Sea Cable).....	83
10.	Исследование природы аномального магнитного поля акватории залива Петра Великого.....	90
10.1.	Геомагнитные исследования на акватории, островах и побережье западной части залива Петра Великого.....	90
10.2.	Петромагнитные исследования на побережье залива Петра Великого.....	94
10.3.	Природа аномального магнитного поля залива Петра Великого	97
10.4.	Исследование тонкой структуры геомагнитного поля на участках высоких концентраций метана в донных отложениях шельфа.....	100
11	Некоторые общие особенности строения и унифицированные элементы орогенных систем суши, зон перехода к океанам и океанического дна.....	103
	Заключение	114
	Список работ, опубликованных в 2013 – 2016 г.г. по теме исследований.....	116

ВВЕДЕНИЕ

Целью исследований по теме 3 «Изучение геофизических полей, физических характеристик, геодинамического состояния и структуры геосфер дальневосточных морей, их связи с сеймотектоническими процессами и размещением полезных ископаемых» пункта 70 Программы ФНИ государственных академий наук на 2013-2020 гг.» является решение фундаментальных проблем геофизики, геодинамики, а также поисков и использования геофизических критериев для расширения возможностей прогнозирования полезных ископаемых, в частности, углеводородов в регионе дальневосточных морей России.

Объектами исследований являются окраинные моря Дальнего Востока России, Южно-Китайское море, их обрамление и Тихий океан.

В отчетном периоде в соответствии с техническим заданием по рассматриваемой теме выполнены следующие виды работ: стационарный мониторинг временных вариаций гравитационного, электрического и геомагнитного полей Земли; электромагнитное зондирование литосферы и гидромагнитная съемка; анализ и интерпретация результатов вышеуказанных работ, включая геофизическое и механико-математическое моделирование.

Отчетная информация изложена в рамках одиннадцати разделов, в каждом из которых помещены основные сведения о выполненных работах.

В разделе 1 излагаются результаты мониторинга приливных вариаций силы тяжести, а также регистрации землетрясений с помощью приливного гравиметра. Приведен обобщенный спектр приливных волн и численные характеристики главных приливных параметров: амплитудного фактора и фазовой задержки приливных волн. На основании обобщения межгодовых изменений силы тяжести в точке приливной станции «м. Шульца» уточнен постсейсмический эффект катастрофического землетрясения Тохоку-Оки (2011 г.) на этот район. Сделан вывод, что в 2011 г. под воздействием землетрясения Тохоку-Оки было инициировано некоторое погружение фундамента станции, которое завершилось лишь во второй половине 2012 г. Новая структурно-вещественная компоновка оказалась, видимо, гравитационно-неустойчивой, в связи с чем начался обратный процесс, что зафиксировано в 2013 г. понижением силы тяжести до +2.8 мкГал. Этот уровень (в пределах точности измерений) сохранился до настоящего времени, свидетельствуя о неполном восстановлении прежнего высотного положения геологического основания гравиметрической станции.

В разделе 2 изложены основные результаты нового варианта численного моделирования напряженно-деформированного состояния земной коры в районе

Центральных Курил. Результаты иллюстрируются моделью напряжений, создаваемых полем силы тяжести в условиях плотностной неоднородности профиля Курильская котловина - о. Симушир – Курило-Камчатский желоб.

В разделе 3 излагаются результаты анализа площадной и профильной корреляции топографического рельефа и гравитационного поля в зоне перехода Тихий океан – азиатский континент с целью выявления аномальных участков для дальнейших более детальных исследований. Вычислены статистические параметры связи топографического рельефа и гравитационного поля исследуемого региона.

В разделе 4 изложены результаты петрофизических исследований интрузивных комплексов, развитых в обрамлении залива Петра Великого.

В разделах 5-9 излагаются результаты мониторинга магнитного и электрического полей Земли, а также электромагнитного зондирования литосферы в обширном регионе от Охотского до Южно-Китайского морей. В итоге указанных исследований получен ряд важных и существенных результатов: построена сводная карта суммарной продольной проводимости Япономорского-Охотского региона и прилегающего обрамления; создана обобщённая геоэлектрическая модель тектоносферы в зоне сочленения континентальных и окраинных структур; изучены характеристики электромагнитного поля в зонах распространения трещинного комплекса в земной коре, построена схема распространения трещинного (анизотропно-проводящего) комплекса пород в нижней части осадочной толщи и верхней части консолидированного фундамента в регионе, охватывающем Приморье, о. Сахалин и омывающие их Японское и Охотское моря; построен геоэлектрический разрез тектоносферы этого региона; в результате проведенных исследований с использованием подводного кабеля RJK в Японском море удалось впервые зарегистрировать и проанализировать вариацию электрического напряжения, вызванную прохождением сейсмического возмущения от катастрофического землетрясения Тохоку-Оки у северо-восточного побережья японского острова Хонсю. Помимо этого, впервые в записях естественного электрического напряжения в подводном кабеле выделена длиннопериодная вариация – 210 суток, природа которой остается пока неясной.

В разделе 10 описываются результаты изучения магнитных свойств береговых и островных геологических структур, обрамляющих залив Петра Великого, где была выполнена детальная магнитная съемка на предшествующих этапах настоящих исследований. Целью этих работ было определение источников гидромагнитных аномалий в предположении, что береговые и островные структуры продолжаются под

водами указанного залива. Помимо этого приводится анализ и геологическая интерпретация аномального магнитного поля в районе исследований.

Раздел 11 содержит изложение некоторых концептуальных взглядов одного из авторов настоящего отчета на общие особенности строения орогенных систем суши, зон перехода к океанам и океанического дна. Здесь же приводится оценка влияния глубинных, коровых инъективных дислокаций и зон разломов на процессы горообразования, а также излагается позиция автора на морфоструктурное строение и развитие северо-западной Пацифики.

В целом, полученные результаты отражают весь комплекс работ, запланированных исследований. Выводы, изложенные в настоящем отчете, могут быть использованы как в дальнейших фундаментальных исследованиях, так и для решения прогнозных и поисковых работ на углеводороды в регионе Охотского и Японского морей. Для этих же целей полученные результаты могут быть рекомендованы к использованию и в Южно-Китайском море, в частности, в Тонкинском (Бакбо) заливе и его обрамлении.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ВЫПОЛНЕННЫХ РАБОТ

1 Геофизический и геодинамический мониторинг в пограничной зоне «континент-Японское море»

1.1 Мониторинг приливных и нерегулярных внутригодовых и межгодовых изменений силы тяжести

1.1.1 Мониторинг приливных и нерегулярных внутригодовых изменений силы тяжести

В отчетном периоде выполнялась непрерывная круглогодичная регистрация приливных и нерегулярных вариаций силы тяжести на стационарном гравиметрическом пункте (гравиметрической станции), расположенном в береговой зоне Южного Приморья (залив Петра Великого, Японское море), на территории морской экспериментальной станции Тихоокеанского океанологического института Дальневосточного отделения Российской Академии наук (МЭС ТОИ ДВО РАН).

Указанные наблюдения явились продолжением наблюдений, начатых в 2010 г. с целью выяснения особенностей влияния геодинамики и гидродинамики япономорского бассейна на приливные вариации гравитационного поля, а также для изучения возможной корреляции вариаций силы тяжести с другими геофизическими полями и сейсмогенными процессами в регионе Японского моря.

Наблюдения выполнялись цифровым гравиметром gPhone LaCoste N 111. Указанный прибор обладает малым смещением нуля-пункта (1.5 мГал/мес.), высокой точностью измерений (1 мкГал) и большим диапазоном измерений без дополнительной калибровки (перестройки диапазона измерений). Всё это позволило использовать его для регистрации приливных вариаций силы тяжести (рис. 1.1).



Рисунок 1.1 – Гравиметр gPhone № 111 в рабочем состоянии.

Гравиметр установлен в специально оборудованном подвальном помещении, обеспечивающим пассивную термоизоляцию (рис. 1.2). Регистрация временных вариаций силы тяжести производилась в автоматическом режиме, показания гравиметра в реальном времени передавались в лабораторию гравиметрии ТОИ ДВО РАН, расположенную в г. Владивостоке, где производились обработка, анализ и интерпретация полученной информации.



1- основной гравиметрический пункт (гп «Гора»), где производится регистрация приливных вариаций и измерение абсолютных значений силы тяжести; 2- вспомогательный гравиметрический пункт (гп «Берег»); 3- жилое помещение.

Рисунок 1.2 – Общий вид гравиметрической станции «мыс Шульца» (залив Петра Великого, Японское море)

К настоящему времени продолжительность записи вариаций составила более **1600** суток с дискретностью 1 секунда, из них обработано **1540** суток. Обработка наблюдений выполнялась по стандартной методике в программе Tsoft. На первом этапе исходные наблюдения очищались от помех, вызванных, в основном, землетрясениями. На следующем этапе обработки данные приводились к единому уровню путем вычитания из наблюденного поля линейного и нелинейного трендов. Приведенные к единому уровню данные сглаживались методом наименьших квадратов и интерполировались с интервалом 1 час. По сглаженным значениям рассчитывался спектр где, благодаря достаточной длине записи, удалось выделить длиннопериодные волны (рис. 1.3). На представленном спектре уверенно выделяются главные суточные и полусуточные волны (O_1 , P_1 , K_1 , S_1 , M_2 , K_2 , S_2).

Наибольшую амплитуду имеет полусуточная волна M_2 . Суточные волны P_1 , S_1 , K_1 и полусуточные S_2 , K_2 имеют, соответственно, очень близкие частоты, поэтому в спектре они практически неразличимы. Второстепенные волны (Q_1 , M_1 , J_1 , 2N_2 , N_2 , L_2 , M_3) также выделены в спектре, но имеют гораздо меньшие амплитуды. В длиннопериодной части спектра удалось выделить волны Mm , Mf и Mtm (месячная, полумесячная), некоторые спектральные пики в интервале 0.01 – 0.03 цикл/сутки идентифицировать не удалось.

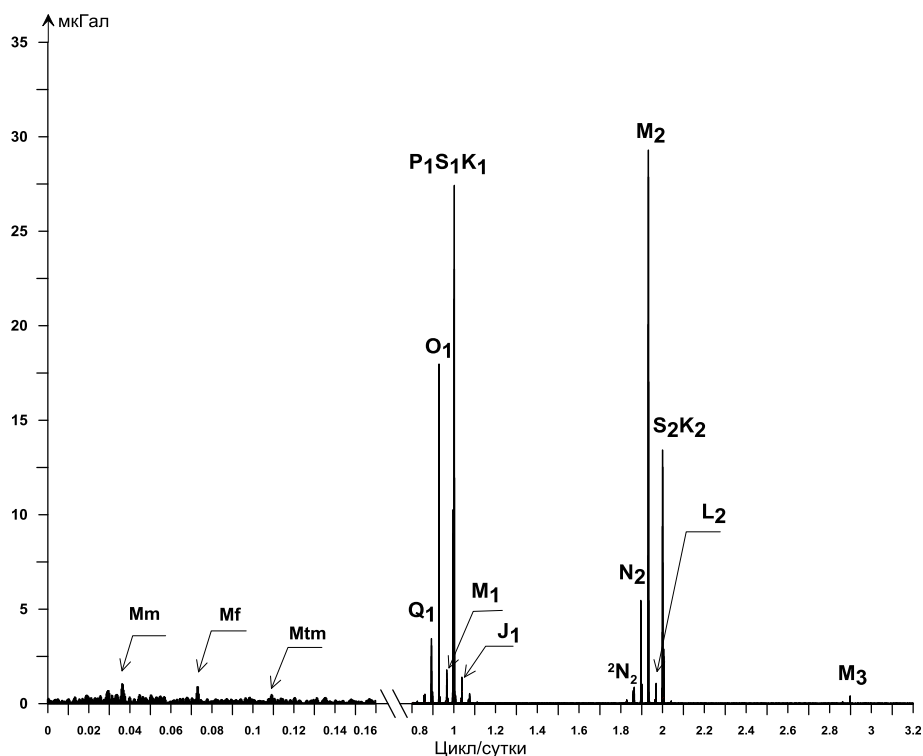


Рисунок 1.3 - Спектр вариаций силы тяжести за период наблюдений 2012-2016 г.г.

По полученным данным выполнен расчет главных параметров суточных и полусуточных приливных волн: амплитудного δ -фактора и фазовой задержки приливной волны - α (O_1 , M_1 , P_1S_1 , K_1 , M_2 , S_2 , K_2 , M_3) и сделана оценка этих характеристик для длиннопериодных (волн (Ssa , Mm , Mf , Mtm)). Указанные количественные характеристики рассчитывались в программе ETERNA, результаты расчетов представлены в таблице 1.1

Таблица 1.1

Волны	Амплитуда, мкГал	Сигнал/шум	δ -фактор		задержка фаз	
			δ	СКО	α , °	СКО
<i>Главные суточные и полусуточные волны (длина записи 1540 дней)</i>						

M2	475.729	1965.1	1.16822	0.00059	0.9876	0.0292
K1	497.605	1362.3	1.14336	0.00084	0.0261	0.0421
O1	359.814	985.1	1.16274	0.00118	0.1976	0.0582
S2	224.262	926.4	1.18367	0.00128	0.9801	0.0619
P1	166.534	455.9	1.15659	0.00254	-0.0427	0.1257
N2	90.697	374.6	1.16327	0.00310	0.6928	0.1529
K2	61.114	252.4	1.18676	0.00470	0.6008	0.2270
Q1	68.150	186.6	1.15024	0.00616	0.0440	0.3071
J1	28.522	78.1	1.17199	0.01501	1.4934	0.7337
M1	28.220	77.3	1.15954	0.01501	0.7205	0.7416
2N2	14.521	60.0	1.16624	0.01944	-0.4795	0.9552
L2	13.472	55.6	1.17039	0.02103	0.0725	1.0296
OO1	15.564	42.6	1.16898	0.02743	-0.6060	1.3446
S1	4.722	12.9	1.38759	0.10732	-29.3216	4.4316
<i>Третьсуточная волна (длина записи 1540 дней)</i>						
M3	6.472	32.5	1.09700	0.03378	0.0930	1.7645
<i>Длиннопериодные волны (длина записи 1540 дней)</i>						
MF	21.107	7.7	0.88872	0.11498	-0.8446	7.4125
Ssa	9.427	3.5	0.85299	0.24709	-94.6029	16.5969
MM	8.155	3.0	0.64993	0.21762	-31.9236	19.1846
MTM	6.463	2.4	1.42135	0.60052	5.3734	24.2075

Расчеты показывают, что основные параметры главных волн суточного и полусуточного цикла (K_1 , O_1 , P_1 , M_2 , S_2) определены с достаточно высокой точностью (СКО δ -фактора не превышает тысячных долей, СКО задержки фаз α не более 0.1°), что говорит об уверенном их выделении. Второстепенные приливные волны (Q_1 , M_1 , J_1 , $2N_2$, N_2 , L_2 , M_3) зашумлены гораздо сильнее. Увеличение продолжительности регистрации вариаций гравитационного поля позволит выделять второстепенные волны с более высокой степенью достоверности. Длиннопериодные волны очень сильно зашумлены (СКО δ -фактора до 0.6, СКО задержки фаз α до 24°). Здесь выделена только амплитуда месячной волны Mf (СКО δ -фактора 0.11498), но её фаза определена с большой ошибкой. На данном этапе наблюдений длина

записи не позволяет качественно выделять и использовать основные приливные параметры длиннопериодных волн для дальнейших расчетов.

В целом за весь период измерений с гравиметром gPhone точность выделения основных приливных волн постоянно увеличивается. Этот факт иллюстрируется рисунком 1.4.

На рис. 1.4 все графики построены в одинаковом масштабе, а за точку отсчета выбрано теоретическое значение параметров волны для приливной модели WDD с учетом океанической нагрузки. Характерной особенностью для всех приливных волн является «отскок» приливных параметров 2012 года от основного облака (наибольшее значение наблюдается у волны P1, наименьшее – у волны M2), причиной чего является малая продолжительность записи.

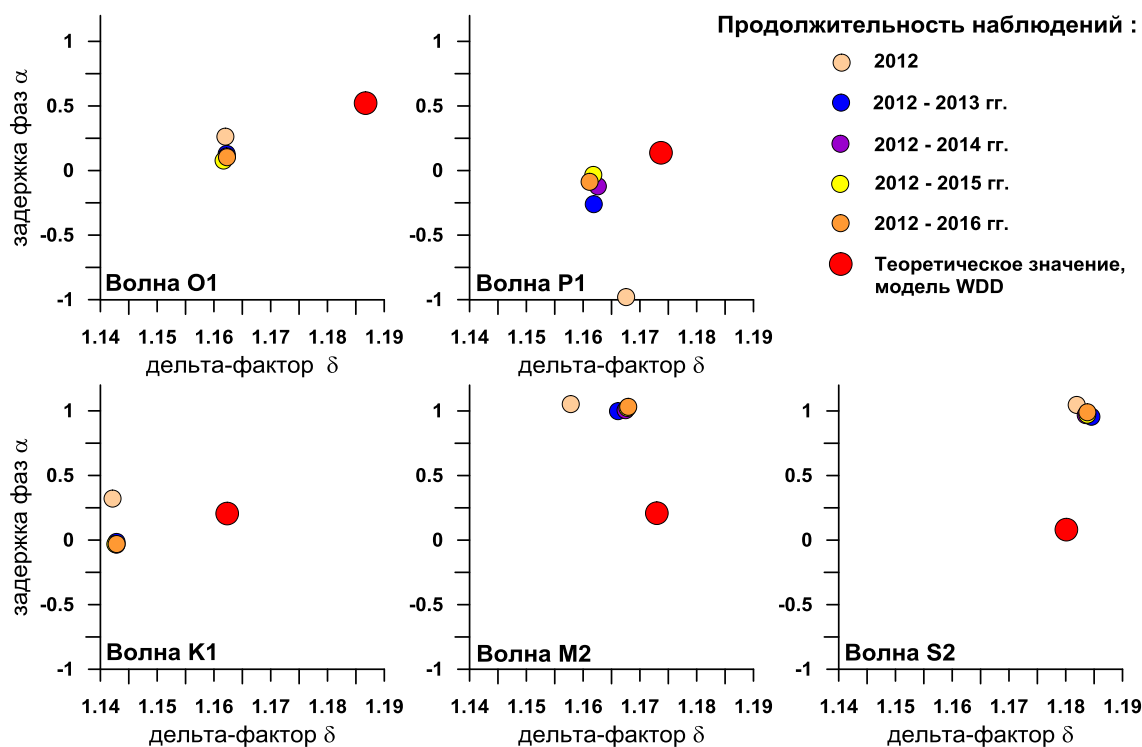
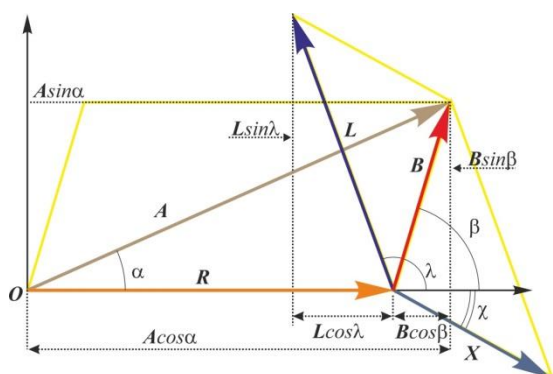


Рисунок 1.4 - Изменение распределения основных параметров главных приливных волн в зависимости от продолжительности времени наблюдения

Причина несовпадения основного «облака» приливных параметров с теоретическим значением показана на рис. 1.5.



$A (A, \alpha)$ – наблюденный вектор, $R (R, 0)$ – теоретический вектор для стандартной модели Земли, $B (B, \beta)$ – вектор суммарных приливных эффектов, $L (L, \lambda)$ – вектор океанической нагрузки, $X (X, \chi)$ – вектор неучтенных гравитационных эффектов

Рисунок 1.5 - Векторная диаграмма приливных составляющих

Представленный здесь наблюдаемый вектор A (A, α), параметры которого (δ -фактор и задержка фазы- α) вычисляются при обработке записей вариаций гравитационного поля, состоит из суммы двух векторов: вектора R ($R, 0$), соответствующего гравитационному эффекту от приливного воздействия на стандартную модель Земли, и вектора B (B, β), включающего в себя суммарный эффект вектора океанической нагрузки L (L, λ) (гравитационный эффект от водных масс, от деформации земной поверхности, от изменения плотности верхней части земной коры) и вектора неучтенных гравитационных эффектов X (X, χ). Именно наличие неучтенных гравитационных эффектов не позволяет совпасть наблюдаемым и теоретическим приливным параметрам. Дальнейшее продолжение мониторинга позволит уменьшить эту невязку.

1.1.2 Мониторинг межгодовых изменений силы тяжести

На гравиметрической станции «мыс Шульца» помимо приливных (лунно-солнечных) вариаций силы тяжести регистрировались и межгодовые изменения этого параметра. Для этого ежегодно выполнялись определения абсолютных значений ускорения силы тяжести с последующим сопоставлением получаемых результатов.

Эти работы выполнялись совместно с сотрудниками Института автоматики и электрометрии Сибирского отделения РАН (ИАиЭ СО РАН, г. Новосибирск). Для указанных наблюдений использовался абсолютный баллистический лазерный гравиметр (ГАБЛ), разработанный и изготовленный в названном институте.

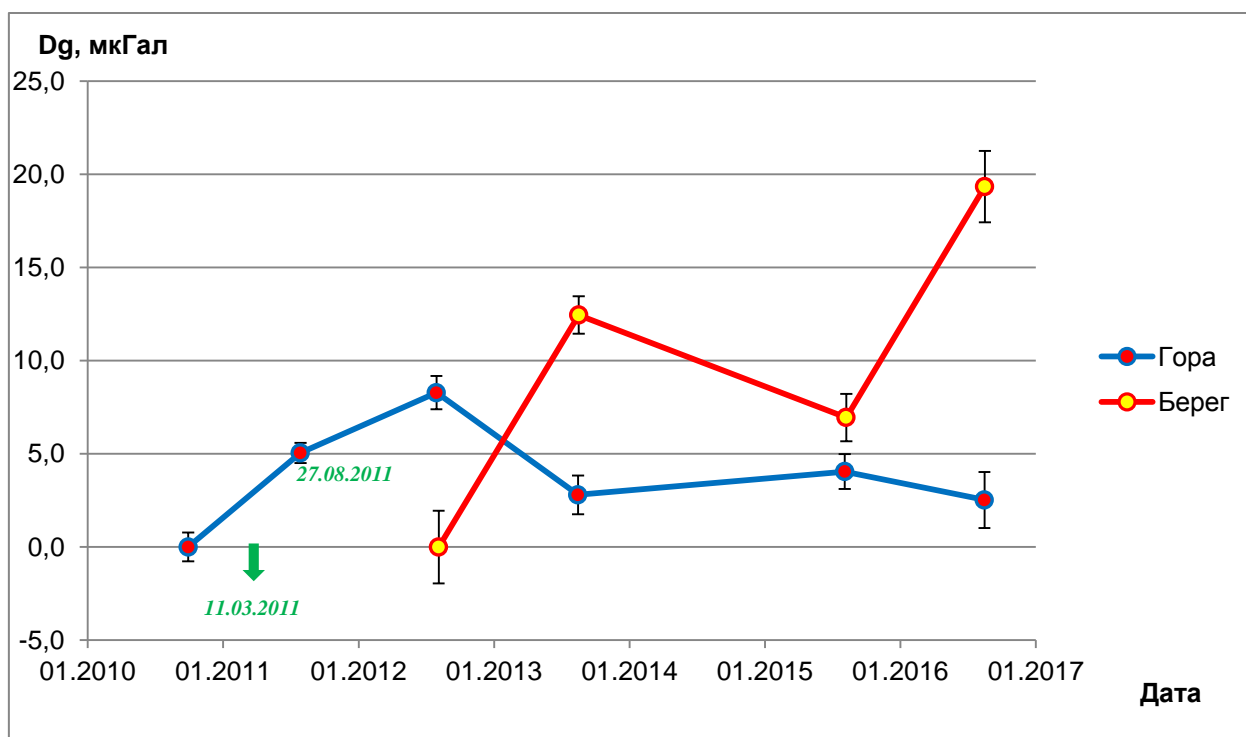
Принцип действия гравиметра ГАБЛ основан на баллистическом методе измерения абсолютного значения ускорения силы тяжести, определяемом по результатам измерения пути и времени свободного падения оптического уголкового отражателя. Измерение пути, пройденного падающим телом, осуществляется лазерным интерферометром, а мерой интервалов времени являются сигналы прецизионного (например, рубидиевого) стандарта частоты. Среднеквадратическая погрешность измерения - не более $\pm 2 \cdot 10^{-8} \text{ м/с}^2$. Систематическая погрешность - не более $\pm 5 \cdot 10^{-8} \text{ м/с}^2$. Внешний вид гравиметра ГАБЛ показан на рис. 1.6.



Рисунок 1.6 – Внешний вид абсолютного баллистического лазерного гравиметра в рабочем состоянии

Измерения выполнялись в двух точках: на гп «Гора» и гп «Берег». Это делалось для исследования возможной дифференциации в тренде межгодового изменения силы тяжести на двух вышеуказанных гравиметрических пунктах, один из которых (гп «Гора») располагается на кристаллическом фундаменте м. Шульца, на высоте около 40 м над уровнем моря, а другой (гп «Берег») – на берегу залива (2 м над уровнем моря). Разность высот сделала возможным вычислять и контролировать временную стабильность (изменчивость) вертикального градиента силы тяжести после каждой серии измерений.

Ниже приводятся обобщенные результаты указанных исследований, включивших динамику межгодового изменения силы тяжести на гравиметрической станции «Мыс Шульца» за период 2010-2016 г.г. (рис. 1.7).



Зеленой стрелкой на временной оси рисунка обозначена дата катастрофического землетрясения Тохоку-Оки, произошедшего в Японии.

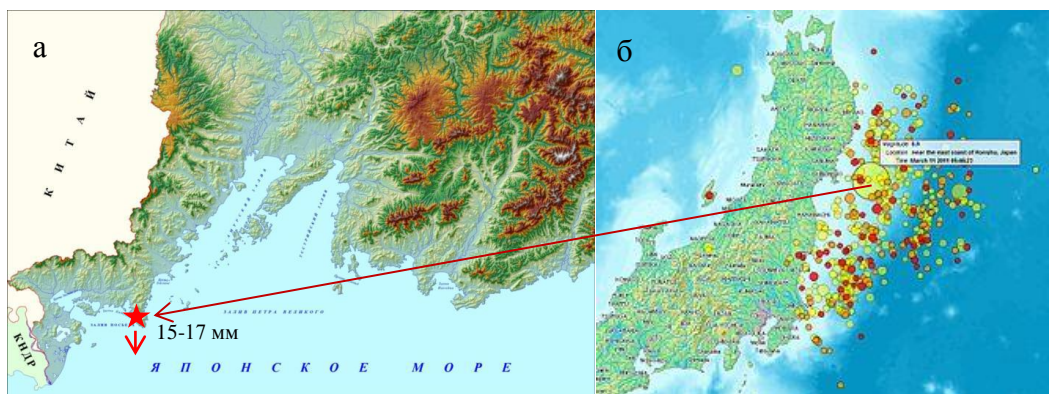
Рисунок 1.7 – графики изменения силы тяжести на двух пунктах гравиметрической станции «мыс Шульца» за период 2010-2016 г.г.

Приведенные графики иллюстрируют, прежде всего, общий положительный тренд временного изменения силы тяжести, её увеличение в период выполненных наблюдений. Однако характер межгодовых вариаций этого параметра на двух пунктах измерений оказался весьма различным. Наиболее упорядоченный ход этих вариаций зарегистрирован на основном пункте наблюдений «Гора». Как видно, в период 2010-2012 г.г. здесь

зафиксировано последовательное и в данном случае значительное увеличение силы тяжести, конечная амплитуда которого составила +8.3 мкГал. Очередные измерения, выполненные в 2013 г., выявили резкое снижение гравитационного поля (до +2.8 мкГал). В дальнейшем, вплоть до настоящего года, поле силы тяжести практически не меняется (в пределах точности измерений), немного превышая исходный уровень (табл. 1.2).

Шестилетний период мониторинга с многократно испытанной аппаратурой и методикой измерений позволяет доверять полученным данным и дает основание для поиска причин выявленных временных изменений силы тяжести. В полученных данных наибольший интерес представляет вариация гравитационного поля в период 2011-2012 гг. Источником его повышения может быть несколько факторов: опускание блока геологического фундамента, на котором расположен гравиметрический пункт, при неизменном вещественном составе (соответственно, плотности); изменение вещественного состава указанного фундамента с увеличением его плотности при неподвижности фундамента; либо и то, и другое одновременно. Однако надо иметь в виду, что эти процессы должны быть относительно кратковременными, поскольку с 2013 г. уровень поля вновь опустился и почти достиг исходного состояния. В таких условиях вариации вещественного состава геологического комплекса, на котором стоит гравиметрический пункт, кажутся фантастическими и как источник изменения силы тяжести отвергаются.

В качестве приемлемого рассмотрен вариант тектонических подвижек (опускания) геологического комплекса в районе рассматриваемого мониторинга. Для этого есть объективный фактор – катастрофическое землетрясение Тохоку-Оки, произошедшее в Японии 11 марта 2011 г. Уже тогда, 27.08.2011 г., т.е. пять месяцев спустя после указанного сейсмического события, после очередного измерения силы тяжести гравиметром ГАБЛ был обнаружен её скачек на +5 мкГал. Соответствующие расчеты показали, что это может быть вызвано опусканием района гравиметрической станции «мыс Шульца» на 15-17 мм и может рассматриваться в качестве косейсмического (постсейсмического) эффекта землетрясения Тохоку-Оки (рис. 1.8).



а - красной звездочкой обозначено расположение гравиметрического пункта «мыс Шульца», стрелкой и текстом обозначено расчетное опускание пункта; б – большим кружком обозначен эпицентр землетрясения Тохоку-Оки, малыми кружками – его афтершоки.

Рисунок 1.8 – Косейсмический эффект землетрясения Тохоку-Оки (11.03.2011 г.) на гравиметрической станции «мыс Шульца»

Эти расчеты и выводы были опубликованы [1,2]. Надо сказать, что в ряде работ других авторов также описываются движения и деформации земной коры в различных, в том числе и удаленных, районах дальневосточного региона, связанные с указанным землетрясением [3,4 и др.].

В настоящее время, имея полный график изменения силы тяжести, можно предположить следующую схему реакции тектонического блока, на котором стоит гравиметрическая станция «мыс Шульца»: в 2011 г. под воздействием землетрясения Тохоку-Оки было инициировано некоторое погружение указанного блока, которое завершилось лишь во второй половине 2012 г. Новая структурно-вещественная компоновка оказалась, видимо, гравитационно-неустойчивой, в связи с чем начался обратный процесс, что зафиксировано в 2013 г. понижением силы тяжести до +2.8 мкГал. Этот уровень (в пределах точности измерений) сохранился до настоящего времени, свидетельствуя о неполном восстановлении прежнего высотного положения геологического основания гравиметрической станции.

Характер изменения силы тяжести на гп «Берег» - более сложный и беспорядочный (см. рис. 1.7). В целом, с 2012 г. по настоящее время здесь зафиксировано гораздо большее увеличение силы тяжести, чем на гп «Гора» - +19.3 мкГал. Однако межгодовое изменение этого параметра происходит скачкообразно с большой амплитудой межгодовых изменений (см. табл. 1.2). Источником таких вариаций, не согласующихся с показаниями измерений на основном гравиметрическом пункте «Гора», не могут быть какие-либо геолого-тектонические процессы. Их возможной причиной может быть существенное влияние гидродинамических процессов в соседней акватории, на берегу которой

расположен это пункт.

Таблица 1.2

Межгодовые изменения силы тяжести на ГС «мыс Шульца» в период 2010-2016 г.г.

гп «Гора»		гп «Берег»		Разность $\Delta g = g(\text{«Берег»}) - g(\text{«Гора»})$		Вертик. градиент
Дата наблюдений	g, мкГал	Дата наблюдений	g, мкГал	Дата наблюдений	g, мкГал	mgal/m
25.10.2010	0.0					
27.08.2011	5.0					
25.08.2012	8.3	31.08.2012	0	31.08.2012	7907.2	0.2259
11.09.2013	2.8	13.09.2013	12.5	13.09.2013	7925.1	0.2264
01.09.2015	4.1	05.09.2015	7.0	05.09.2015	7918.4	0.2262
12.09.2016	2.5	13.09.2016	19.3	13.09.2016	7932.3	0.2266

Как видно из таблицы, вертикальный градиент силы тяжести определяется с точностью до третьего знака и меньше его нормального значения (0.3086 мГал/м), что объясняется неучтенным влиянием горных пород, располагающихся между двумя пунктами измерений.

1.1.3 Регистрация техногенных землетрясений

Помимо регистрации приливных вариаций силы тяжести гравиметром gPhone LaCoste постоянно фиксировались как природные, так и техногенные землетрясения, вызванные, в частности, подземными ядерными взрывами, производящимися на территории КНДР. Одно из последних таких землетрясений было зафиксировано 6 сентября 2016 г. Пример инструментальной записи и спектра указанного землетрясения в сопоставлении с теми же характеристиками природного землетрясения, произошедшего ранее в юго-западном Приморье, приведен на рис. 1.9.



Рисунок 1.9 – Пример регистрации землетрясений, вызванных: а) тектоническими процессами в юго-западном Приморье, б) подземным ядерным взрывом на территории КНДР

Как видно из рисунка, характеристики от указанных источников различаются существенно как по первичной записи, так и по спектру. Это объясняется существенным различием источников возникновения и условий формирования сейсмических волн: в случае тектонического землетрясения – источник глубинный, объемный, рассредоточенный в пространстве и времени, в случае взрыва – источник, относительно не глубоко заложенный, точечный, импульсный. Полученные данные позволяют сделать вывод, что приливная гравиметрическая станция «мыс Шульца» способна идентифицировать подземные ядерные взрывы на фоне землетрясений природного происхождения.

1.2 Геодинамический мониторинг с использованием космической геодезии (GPS/GLONASS мониторинг)

Еще одним направлением по определению точного положения и возможных годовых 3D-смещений гравиметрической станции стало использование высокоточных двухчастотных геодезических GNSS-приемников (Trimble 4700 и Javad Sigma G3T.). В настоящее время на территории станции и её окрестностях заложено 4 геодинамических пункта.



1 – стационарный геодинимический пункт, совмещенный с основным гравиметрическим пунктом «Гора», 2 – дополнительный геодинимический пункт рядом с дополнительным пунктом «Берег», 3 – геодинимический пункт «Средний», 4 – геодинимический пункт «Галечная». Красными стрелками обозначены скорости направления смещений геодинимических пунктов за время наблюдений.

Рисунок 1.10 - Схема расположения геодинимических пунктов GNSS-измерений

Измерения с указанными приемниками проводились с частотой опроса 30 секунд. Продолжительность сессии на каждом пункте составляла не менее пяти суток. Точность определения координат в плане этими приемниками достигает 2-3 мм, по высоте 5-6 мм. Обработка проводится с использованием пакета программ GAMIT-GlobK (создан в Масачуссетском технологическом университете, MIT, США), под управлением операционной системы Ubuntu 14. При обработке учитываются поправки за земные и лунные приливы, движение полюса Земли, нутацию полюса, используются точные эфемериды спутников GPS (получены из центров по координации орбит спутников). Также для обсчета экспериментальных измерений в сети с постоянными станциями сети

IGS (Международная геодинимическая сеть) скачивались и совместно обчитывались данные с 15 постоянных станций вокруг района работ, включая, помимо российских базовых станций NVSK (г. Новосибирск), ARTU (г. Екатеринбург), KSTU (г. Красноярск), IRKJ (г. Иркутск), NRIL (г. Норильск), TIXI (г. Тикси), YSSK (г. Южно-Сахалинск), MAG0 (г. Магадан), YAKT (г. Якутск), японские, корейские, китайские, киргизские и монгольские GPS пункты.

Величины скоростей и направления смещения геодинимических пунктов на МЭС «м. Шульца» за период наблюдений представлены в таблице 1.3 и на рис. 1.10.

Таблица 1.3.

Номер пункта на схеме	Пункт наблюдений	Долгота	Широта	Скорость (мм/год)		
				На восток	На север	Вертикальная
	YSSK *	142.71672	47.02971	0.00	0.00	0.00
1	GORA 2012-2013	131.15524	42.58238	17.83	06.50	22.17
1	GORA 2012-2014	131.15524	42.58240	21.29	-03.76	4.98
1	GORA 2012-2015	131.15524	42.58240	20.35	01.96	18.50
2	BERG 2012-2013	131.15392	42.58358	17.56	05.08	10.81
2	BERG 2012-2014	131.15393	42.58360	21.55	-4.08	-3.81
2	BERG 2012-2015	131.15393	42.58360	20.07	1.39	13.29
3	SRED 2013-2014	131.15495	42.58313	17.69	-0.98	-8.49
3	SRED 2013-2015	131.15495	42.58313	19.11	3.84	16.01
4	GLCH 2014-2015	131.16876	42.57678	16.73	2.78	14.65

*Скорости, вычисленные относительно пункта YSSK (Южно-Сахалинск), в международной системе координат ITRF2008.

Список использованных источников

1. В.Ю. Тимофеев, Д.Г. Ардюков, П.Ю. Горнов, А.В. Тимофеев, Ю.Ф. Стусь, Е.Н. Калиш, Р.Г. Кулинич, М.Г. Валитов, И.С. Сизиков, Т.Н. Колпащикова, З.Н. Прошкина, Р.Г. Седусов. Косейсмические эффекты в дальней зоне Японского землетрясения 11.03.2013 (по данным космической геодезии и гравиметрии) // Изв. Вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. 2013, № 4/С. С. 93-98.

2. V. Timofeev, R. Kulinich, M. Valitov, Y. Stus, E. Kalish, B. Ducarme, P. Gornov, D.

Ardyukov, I. Sizikov, A. Timofeev, G. Gil'manova, T. Kolpashikova, Z. Proshkina. Coseismic Effects of the 2011 Magnitude 9.0 Tohoku-Oki Earthquake Measured at Far East Russia Continental Coast by Gravity and GPS Methods / International Journal of Geosciences. Vol. 4 No. 2, 2013, P. 362-370.

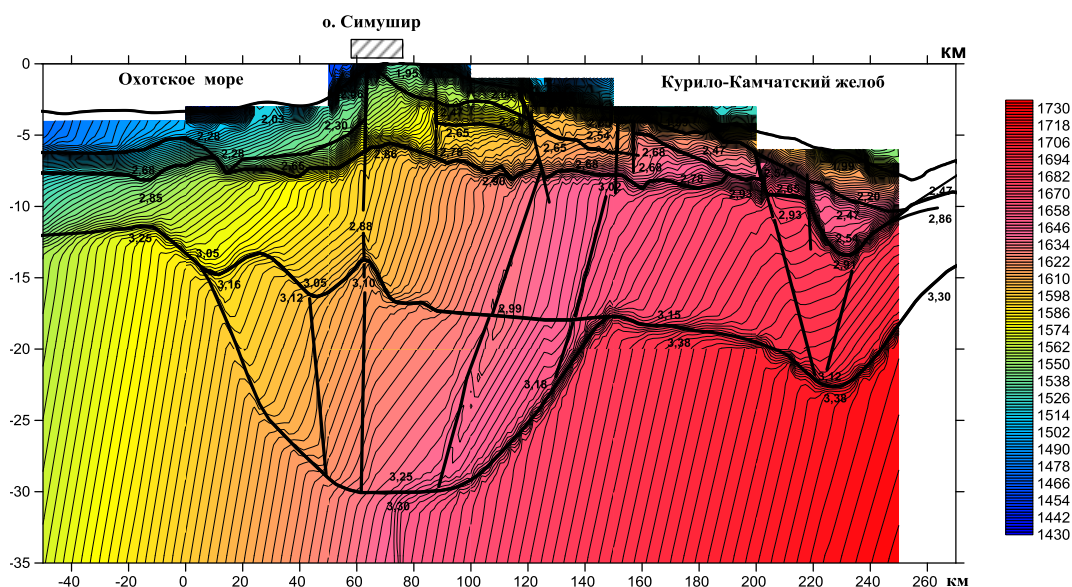
3. Шестаков Н.В., Герасименко М.Д., Охзоно Мако. Движения и деформации земной коры Дальнего Востока Российской Федерации, вызванные землетрясением Тохоку 11.03.2011 г. и их влияние на результаты GNSS наблюдений. // Геодезия и картография, № 8, август 2011, С. 35-43.

4. K. Matsuo and K. Heki. Coseismic gravity changes of the 2011 Tohoku-Oki earthquake from satellite gravimetry // Geophysical Research Letters, Vol. 38, L00G12, doi:10.1029/2011GL049018, 2011.

2 Плотностная неоднородность и напряжения в земной коре Центральных Курил по результатам механико-математического моделирования

В отчетном периоде было продолжено исследование возникновения напряженно-деформированного состояния земной коры в условиях её плотностной неоднородности под воздействием поля силы тяжести. Для реализации этой задачи использовано механико-математическое моделирование. Построение механико-математических моделей с использованием гравиметрических данных для изучения напряженно-деформируемого состояния глубинных слоев Земли представляется актуальной задачей. [1,2]. В рамках таких моделей возможен количественный и качественный анализ полей напряжений, определяющих условия формирования и взаимодействие различных геологических структурных форм в результате деформаций и перемещений. Теоретические основы такого моделирования изложены в работах [3, 4], где излагаются алгоритм и новая механико-математическая модель возникновения напряженно-деформированного состояния в неоднородных по плотности структурах земной коры под воздействием гравитационного поля Земли.

Метод моделирования апробирован на плотностной модели земной коры в районе Центральных Курил (рис. 2.1).



Цифрами обозначены плотности блоков земной коры (г/см^3)

Рисунок 2.1 – Поле напряжений в земной коре по профилю Охотское море – о. Симушир – Курило-Камчатский желоб с заданным неоднородным распределением плотности горных пород под воздействием гравитационного поля Земли

Рисунок отчетливо демонстрирует существование общего поля односторонних

напряжений в коре и подстилающей мантии, направленных со стороны океана в направлении Охотского моря. Минимальных значений поле напряжений достигает под Курильской котловиной Охотского моря. Такой генеральный тренд полностью отвечает геодинамическому состоянию района в условиях субдукционной конвергенции Тихоокеанской и Евразийской литосферных плит.

Помимо этого, внутрикоровые скачки плотности также отчетливо фиксируются изменениями поля напряжений, демонстрируя возможность существования межблоковой гравитационной неустойчивости.

Всё это приводит к выводу, что разработанная технология расчетов делает реальным воссоздание картины возникновения внутрикорового межблокового напряженно-деформируемого состояния в условиях плотностной неоднородности. Наличие плотностных неоднородностей создает возникновение зон «концентраторов» интенсивности напряжений. При достаточном тектоническом воздействии разрядка этих зон может создать внутреннюю реорганизацию среды с сопутствующими изменениями физико-механических и структурных свойств.

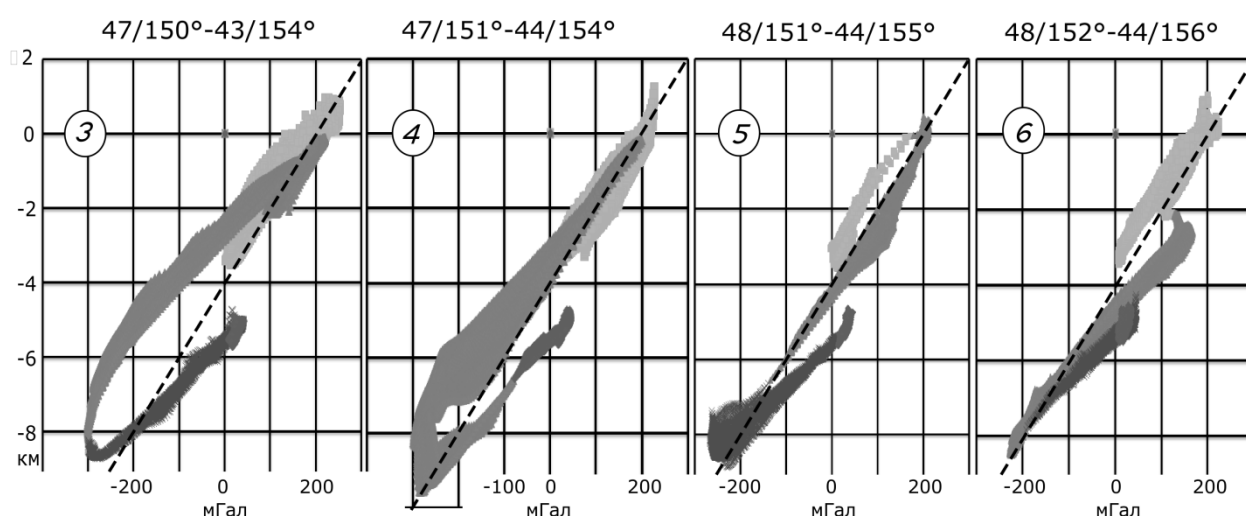
Список использованных источников

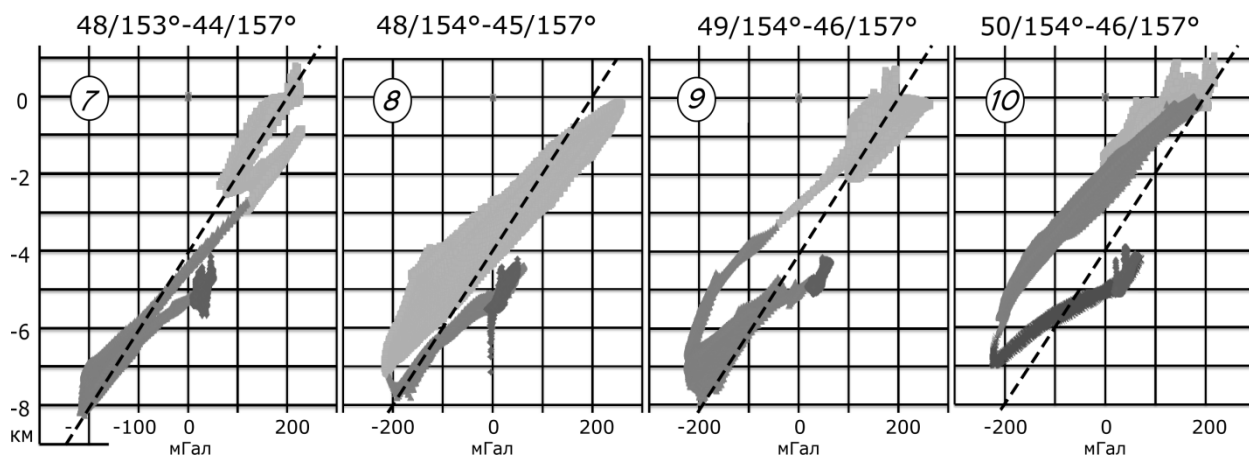
1. Викулин А.В. Физика Земли и геодинамика. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КамГУ им. Витуса Беринга, 2008. 463 с.
2. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.
3. Осипова Е.Б. Исследование устойчивости равновесия сжимаемого гиперупругого полого шара// Прикладная механика и техническая физика. 2015. Т.56. №4. С.160-169. (DOI:10.15372/PMTF20150415).
4. Осипова Е.Б. Устойчивость равновесия сжимаемого шара //Вычислительные технологии. 2015. Т.20. №6. С. 59-71.

3 Связь топографии дна и гравитационного поля аномальных участков Тихого океана

В отчетном периоде выполнялся анализ площадной корреляции высот рельефа и значений гравитационного поля в Западно-Тихоокеанской зоне перехода (ЗТПЗ) с целью выявления аномальных участков для дальнейших более детальных исследований. Работы выполнялись на основе сформированной ранее базы данных по рельефу и гравитационному полю 1-рабусных трапеций в пределах 0-60° с.ш. и 90-180° в.д. (5400 файлов) с детальностью 1' с помощью программы MS Excel. Результаты для каждой трапеции оформлялись в виде графиков кластеров точек корреляции Δg и h (от 3600 до 5400 точек в кластере) и уравнений регрессии для них. На отдельных участках 1-градусных трансектов строились графики, объединяющие кластеры 4-5 трапеций (к сожалению, ресурсы MS Excel не позволяют объединять большее количество кластеров).

Наиболее детально (по широтным, долготным и диагональным пересечениям системы островная дуга – желоб) анализировался регион Курило-Камчатского желоба – результаты представлены в [1]. Ниже приведена одна из иллюстраций этой публикации (рис. 3.1). Графики с номерами 3 и 10 (как и не представленные здесь с номерами 1, 2, 11 и 12) являются наиболее типичными для большинства желобов Тихоокеанского кольца, а наиболее аномальными являются графики с номерами 5-7 в районе так называемой «сейсмической брешки». Аналогичная аномалия обнаруживается и на широтных пересечениях Идзу-Бонинского желоба, симметричная Курильской относительно линии, определенной нами ранее как Тектонический экватор [2].

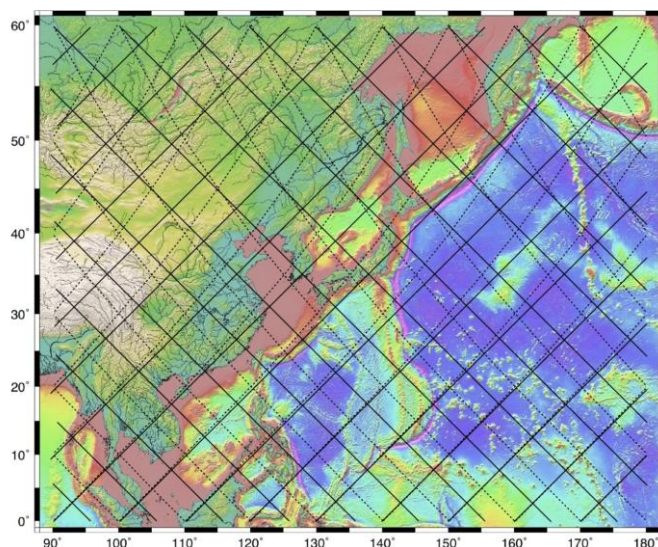




Над графиками указаны координаты концевых точек профилей (с.ш. и в.д. угловых точек 1-градусных трапеций). Пунктир - референц-прямая (аттрактор) $h=20*\Delta g-4000$. Кластеры отдельных 1-градусных трапеций различаются оттенками серого.

Рисунок 3.1 - Графики площадной корреляции рельефа и гравитационного поля на 8 (из 12) ортогональных пересечениях Курило-Камчатского желоба.

Помимо вышеизложенного выполнялись расчеты для построения разнопорядковых картосхем и блок-диаграмм в регионе Западно-Тихоокеанской зоны перехода при различных модельно-теоретических исследованиях. В качестве объекта использован район, ограниченный трапецией 0-60°с.ш. и 90-180° в.д. Длина нижнего основания и диагоналей этой криволинейной трапеции равна 10000 км (1/4 окружности экватора), верхнего основания 1/8 окружности (рис.3.2).



Черными сплошными и пунктирными линиями обозначена сетка расчетных профилей [3, 4]

Рисунок 3.2 - Карта рельефа объекта исследований (с сайта <<http://topex.ucsd.edu>>)

Цифровой основой для анализа и графических построений послужили сформированные ранее по альтиметрическим данным ETOPO-1' [5, 6] «суперматрицы» значений высот (**h**) и аномалий силы тяжести (Δg) размером 4530 x 5401 точек в равномерных координатах проекции Меркатора. Соответствующая им карта рельефа представлена на рисунке 3.2.

По данным «суперматриц» строились различные графики из арсенала графических опций программы Excel и исследовалась корреляция между высотами рельефа и гравитационного поля [3].

По этим же данным для 1-градусных трапеций рассчитаны стандартные статистические характеристики рельефа и гравитационного поля (максимальные, минимальные, средние значения и среднеквадратичные отклонения [6,7]). Сделаны также расчеты асимметрии и эксцесса распределений, но теории и опыта геолого-геофизической интерпретации карт и схем поверхностей этих параметров пока нет, поэтому они здесь не представлены.

Поскольку анализируемый район имеет простирание ЮЗ-СВ, особую ценность для его анализа представляют графики высот (**h**) и аномалий силы тяжести (Δg) параллельные и ортогональные зоне перехода океан-континент. Поэтому «суперматрицы» **h** и Δg были трансформированы в диагональные матрицы («диаграммы»). В результате такой операции получено по две «диаграммы» для построения графиков по профилям СЗ-ЮВ и ЮЗ-СВ с интервалом в 1' по долготе. Диагональные профили делают удобным поиск и анализ элементов симметрии рельефа и гравитационного поля, а также использование двумерных решений обратной задачи гравиметрии. Сетка таких профилей с интервалом 10° по долготе представлена на рисунке 3.2. В качестве примера диагональных профилей ниже приведены профили СЗ-ЮВ и ЮЗ-СВ (рис. 3.3, 3.4, 3.5).

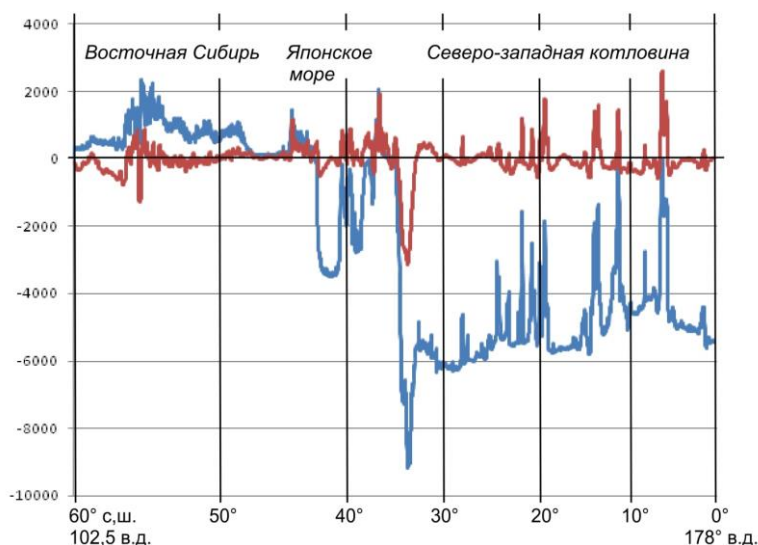


График поля силы тяжести (мГал) обозначен красным цветом, рельеф (м) – синим. Вертикальный масштаб Δg увеличен в 10 раз, чтобы обойтись одной вертикальной шкалой значений (м и мГал*10).

Рисунок 3.3 - Диагональный профиль СЗ-ЮВ, ортогональный зоне перехода, для проекции Меркатора.

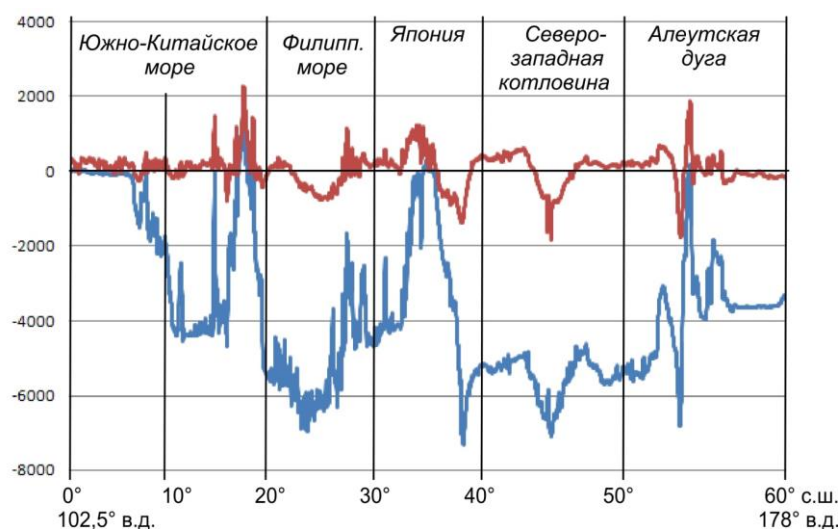
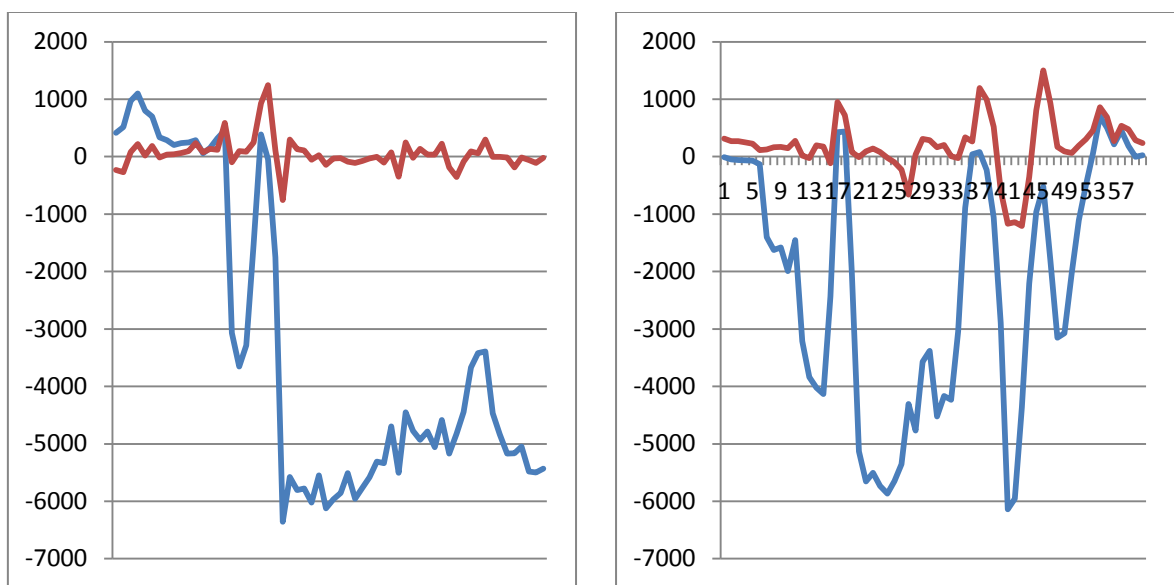


Рисунок 3.4 - Диагональный профиль ЮЗ-СВ, параллельный зоне перехода, для проекции Меркатора.



СЗ-ЮВ: 60° с.ш./115° в.д. – 0°с.ш./175° в.д.

ЮЗ-СВ: 0° с.ш./ 105° в.д. – 60° с.ш./165° в.д.

На правом рисунке по горизонтальной оси подписаны градусы широты, для левого рисунка шкала обратная.

Рисунок 3.5 - Графики средних значений высот и силы тяжести (*10) для 1-градусных трапеций по ортогональным диагональным профилям, пересекающимся в точке 35°

с.ш., 140° в.д. в прямой равнопромежуточной цилиндрической проекции.

Список использованных источников

1. Казанский Б.А. Аномалии корреляции рельефа и гравитационного поля Курило-Камчатского желоба // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Второй Всероссийской конференции с международным участием 17-20 сентября 2014 г. Владивосток: Дальнаука, 2014. С. 61-64.

2. Казанский Б.А. Тектонический экватор Тихого океана // Тихий океан. Геология, геоморфология, магматизм (тез. докл. 1-й Тихоокеанской школы по морской геологии). Владивосток. 1983. С. 54-55.

3. Казанский Б.А. Еще раз о симметрии и антисимметрии Земли // Закономерности строения и эволюции геосфер (Материалы VI Междунар. междисц. научн. симпозиума). Хабаровск: ДВО РАН. 2004а. С. 75-83.

4. Казанский Б.А. Карты-схемы статистических характеристик высот рельефа и гравитационного поля Северо-Западной части Тихого океана для модельно-теоретических исследований // Физика геосфер: Девятый Всероссийский симпозиум, 21-24 сентября 2015 г., Владивосток, Россия: мат. докл. / Федеральное государственное бюджетное учреждение Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва Дальневосточного отделения Российской академии наук. – Владивосток: Дальнаука, 2015б. С.309-312. ISBN 978-5-8044-1545-8.

5. Казанский Б.А. Аномалии корреляции рельефа и гравитационного поля на контакте Азии и Тихого океана – информативный геоморфологический ресурс // Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике: Всероссийская конференция «VII Щукинские чтения»: Москва, МГУ имени М.В. Ломоносова, 18–21 мая 2015 г.: Материалы конференции. – М.: МАКС Пресс, 2015а. С.114-116. ISBN 978-5-317-04973-7.

6. Smith, W. H. F., and D. T. Sandwell. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, v. 277, p. 1957-1962, 26 Sept., 1997.

7. Sandwell, D. T., and W. H. F. Smith. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge Segmentation versus spreading rate, *J. Geophys. Res.*, 114, B01411, doi:10.1029/2008JB006008, 2009.

4 Петрофизика геологических структур континентального обрамления северной части Японского моря

В отчетном периоде было продолжено изучение физических свойств горных пород геологических структур, обрамляющих северную часть Японского моря. Работа проводилась в двух направлениях: во-первых, выполнялось обобщение и систематизация уже имеющейся огромной базы петрофизических данных, накопленных в предшествующие годы по Сихотэ-Алиню; во-вторых, производился отбор новых образцов горных пород в полевых условиях с последующим определением их плотностных и магнитных свойств. Ниже излагаются полученные результаты.

4.1 Сводные петрофизические разрезы основных формационных комплексов северного обрамления Японского моря

В качестве объекта исследования выбрана Сихотэ-Алинская складчатая система (СС) со структурно-формационными зонами: Сергеевской (Сергеевский массив), Алчанской, Малиновской, Муравьево-Дунайской, Бикинской, Центральной (с подзонами Ариадненской, Самаркинской, Дальнинской, Партизано-Окраинской), Кривинской, Прибрежной, Восточной, Западной.

Авторами были обобщены и проанализированы петрофизические свойства стратифицируемых подразделений, вулканических и интрузивных комплексов и построены сводные петрофизические разрезы.

Стратифицированные образования представлены осадочными и осадочно-вулканогенными толщами от каменноугольно-пермского до неоген-четвертичного возраста. Их сводный петрофизический разрез приведен на рис. 4.1 - 4.5.

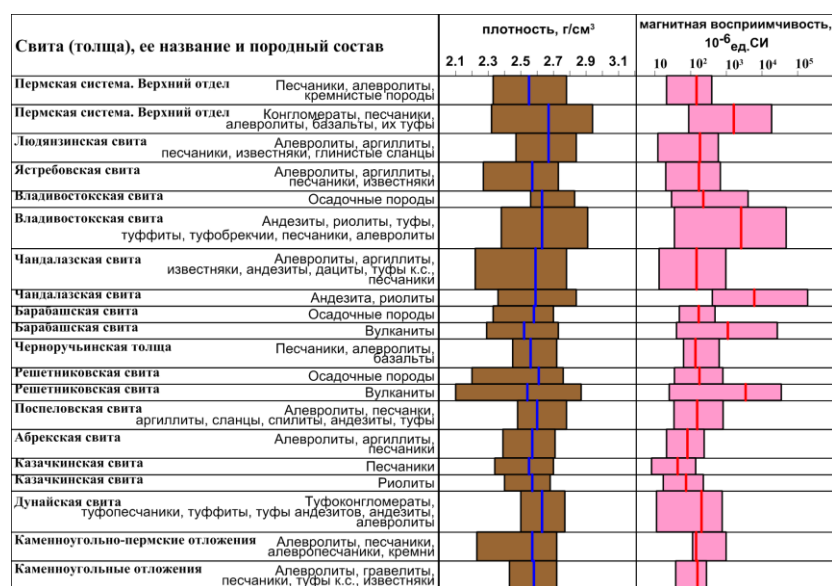


Рисунок 4.1 - Диаграмма изменения плотности и магнитной восприимчивости

стратифицируемых свит (толщ) каменноугольного – пермского возраста.



Рисунок 4.2 - Диаграмма изменения плотности и магнитной восприимчивости стратифицируемых свит (толщ) триасового возраста.

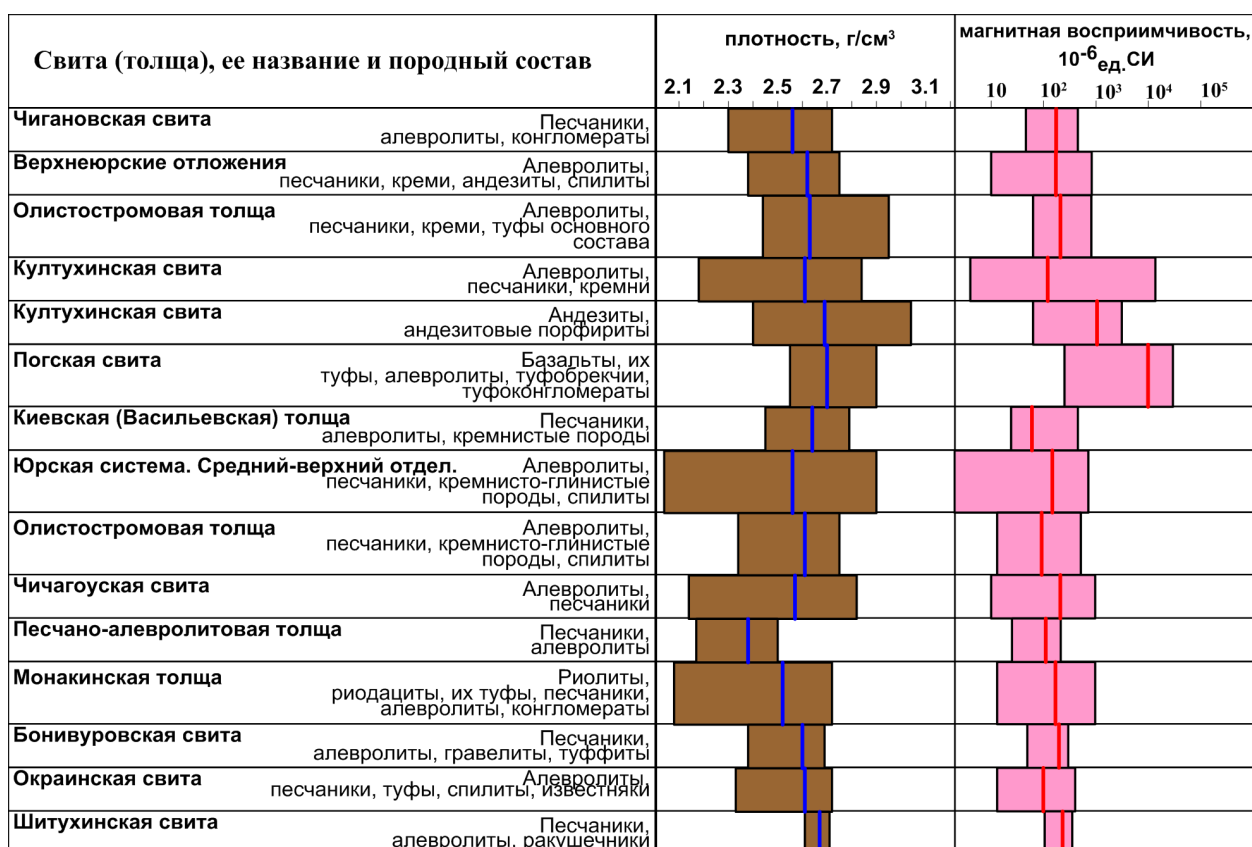


Рисунок 4.3 - Диаграммы изменения плотности и магнитной восприимчивости стратифицируемых свит (толщ) юрского возраста.

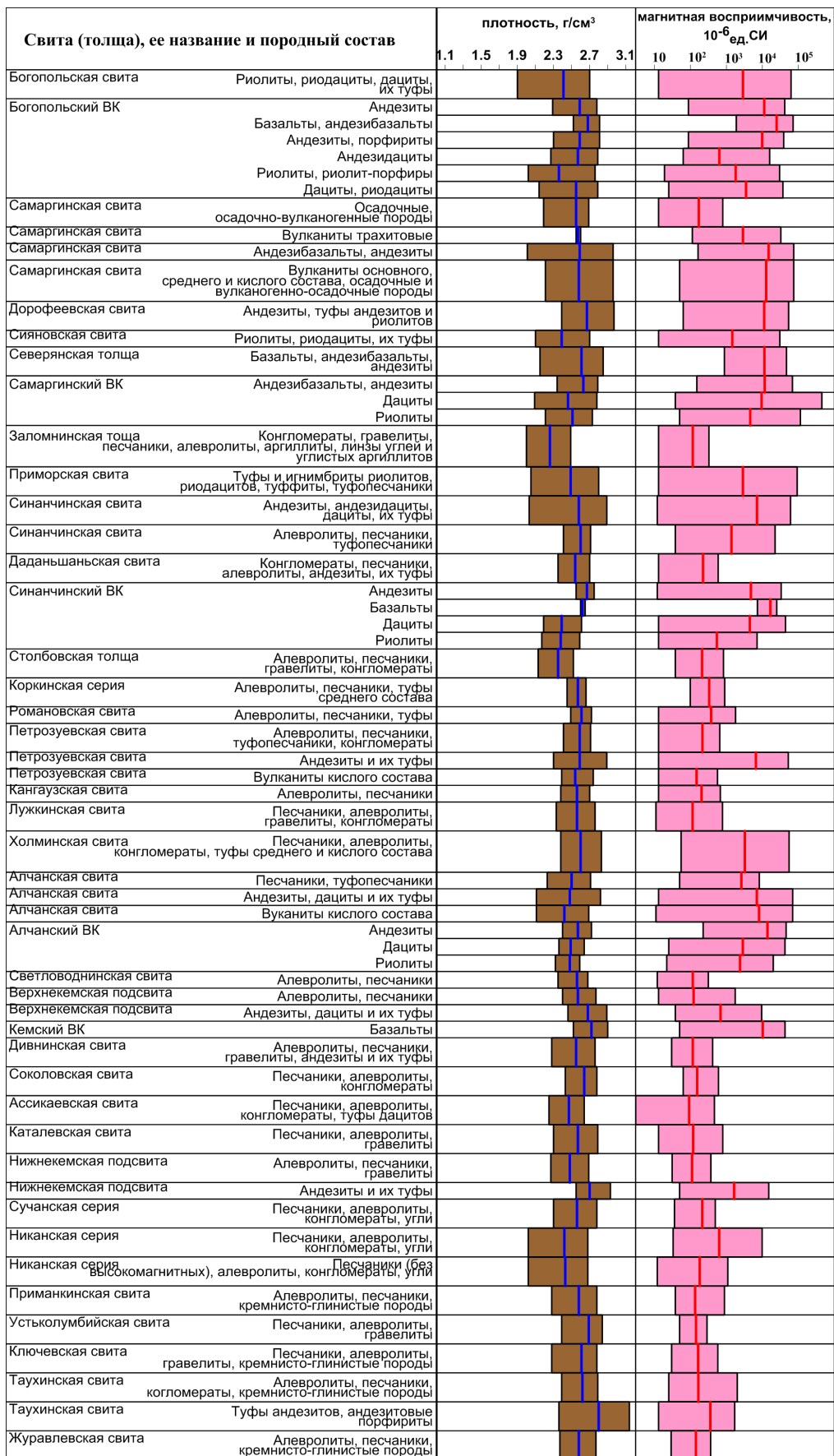


Рисунок 4.4 - Диаграммы изменения плотности и магнитной восприимчивости

стратифицируемых свит (толщ) мелового возраста.

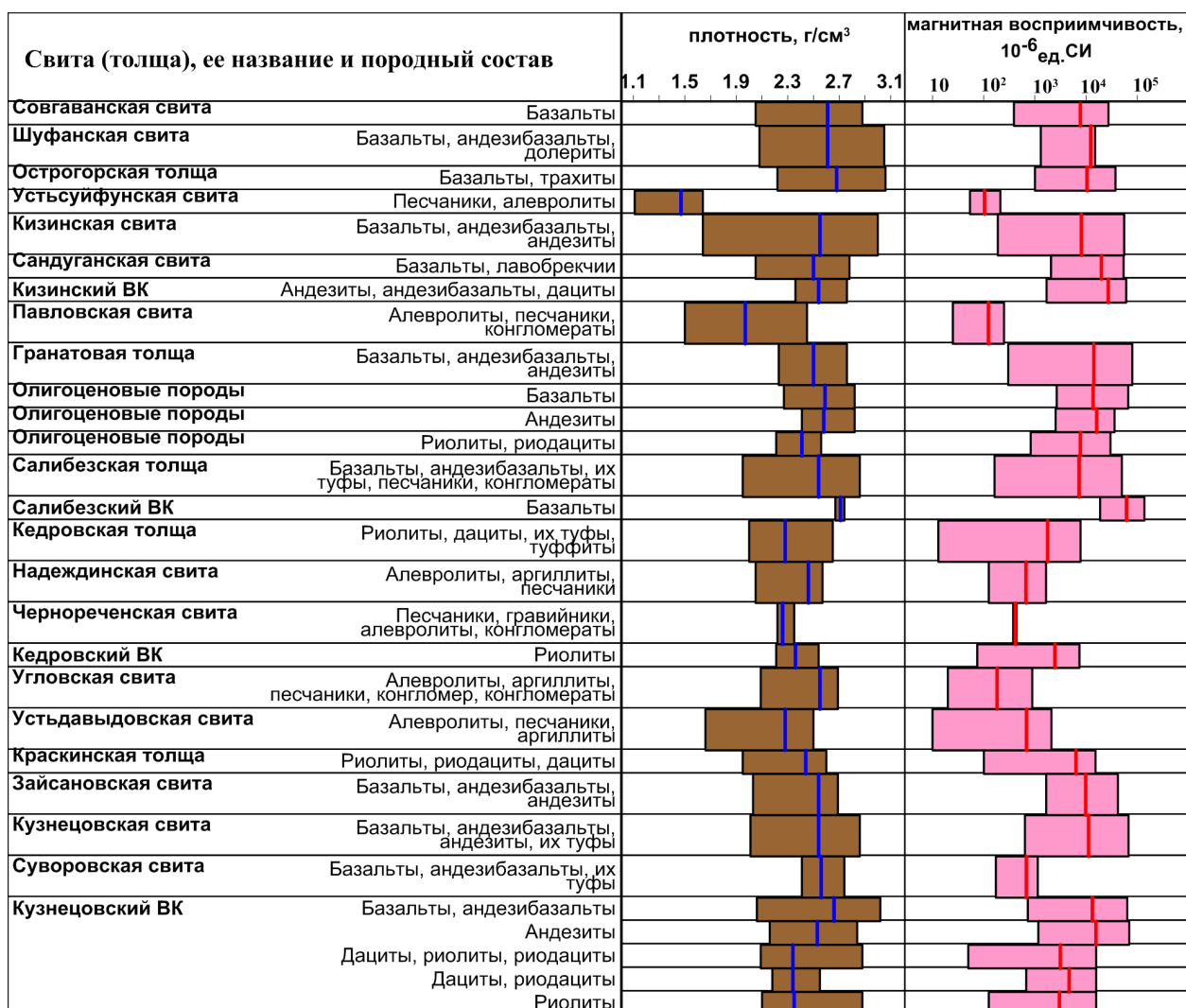


Рисунок 4.5 - Диаграммы изменения плотности и магнитной восприимчивости стратифицируемых свит (толщ) кайнозойского возраста.

Из приведенных выше данных можно сделать следующие выводы:

- Пермские вулканогенно-осадочные толщи выделяются на фоне осадочных толщ более высокими значениями магнитной восприимчивости ($> 1000 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ).
- Триасовые отложения характеризуются повышенной средней плотностью (2,60-2,67 г/см³) и низкой магнитной восприимчивостью, за исключением высокомагнитных пород тальминской (Т_{3tl}) свиты.
- Среди юрских свит, выделяется низкоплотная толща песчаников и алевролитов ($\sigma_{cp}=2,38$ г/см³) и повышенными петрофизическими характеристиками вулканогенно-осадочные свиты: погская ($\sigma_{cp}=2,70$ г/см³; $\chi_{cp}=9867 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ) и култухинская ($\sigma_{cp}=2,69$ г/см³; $\chi_{cp}=1048 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ).
- Вулканиды мелового возраста характеризуются повышенными физическими свойствами,

а свиты с пачками, линзами, слоями углей выделяются низкой плотностью.

- Осадочные свиты палеогенового возраста отмечаются низкими значениями плотности и магнитной восприимчивости, тогда как вулканиты этого же возраста характеризуются высокими значениями петрофизических параметров.

- Неогеновые осадочные свиты выделяются еще меньшей плотностью, чем палеогеновые. Однако вулканиты (базальты, андезибазальты, андезиты, долериты, трахиты) не отличаются по физическим характеристикам от палеогеновых вулканитов и характеризуются так же повышенными значениями плотности и магнитной восприимчивости.

Интрузивные и вулканические комплексы Сихотэ-Алинской складчатой системы. В настоящее время в Сихотэ-Алине выделяют два крупных этапа магматизма, соответствующие основным периодам развития этой территории: мезозойский и кайнозойский. В каждом из названных этапов выделены интрузивные комплексы, характеризующиеся определенными ассоциациями пород, связанными петрографическими, петрохимическими и др. признаков. Обобщенный петрофизический разрез этих комплексов представлен на рис. 4.6.

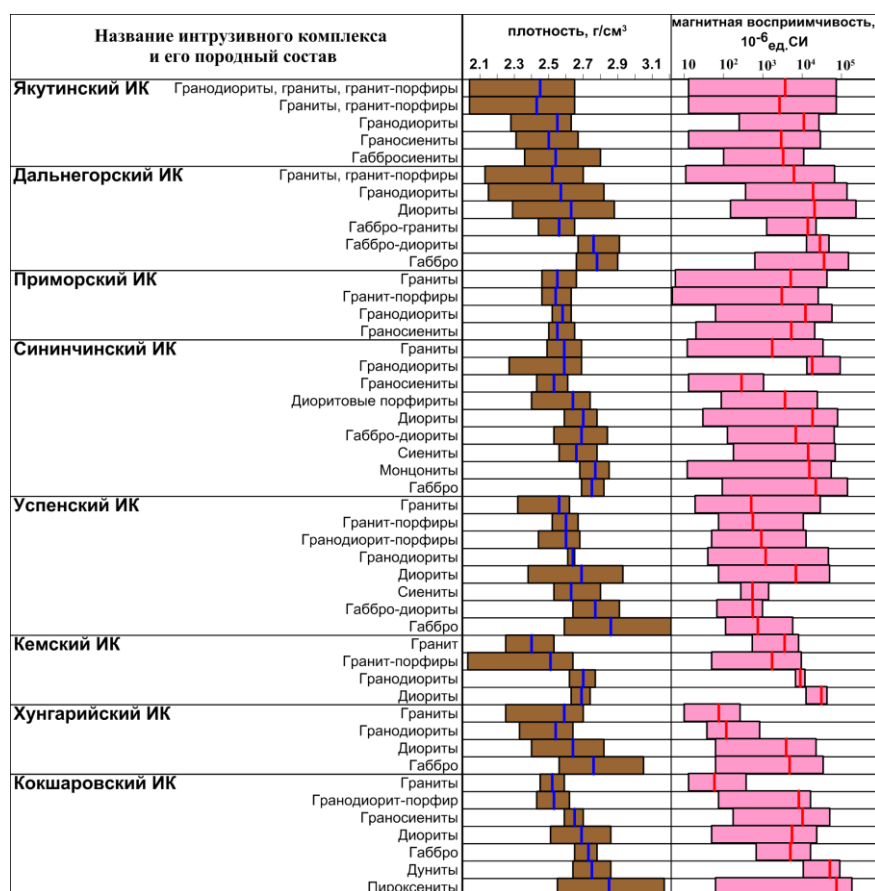


Рисунок 4.6 - Диаграммы изменения плотности и магнитной восприимчивости

интрузивных комплексов мезозой-кайнозойского возраста Сихотэ-Алинской складчатой системы.

Из приведенных выше данных можно сделать выводы:

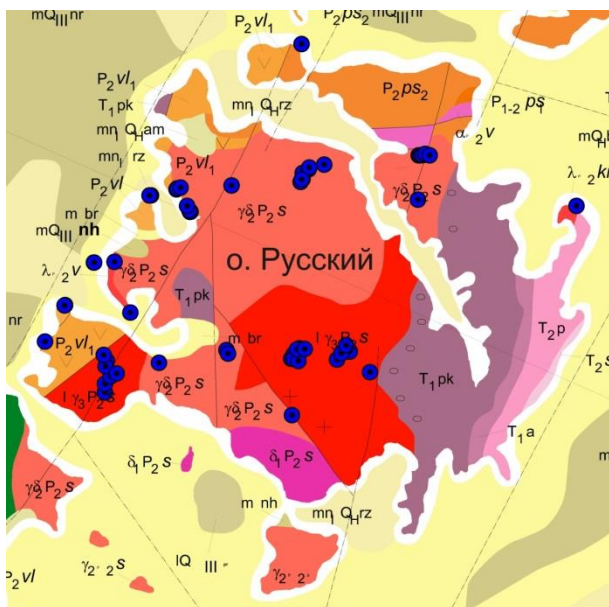
- Юрские ультраосновные породы кокшаровского комплекса характеризуются высокими значениями магнитной восприимчивости, тогда как граниты – слабомагнитные.
- Гранитоиды хунгарийского интрузивного комплекса выделяются низкими значениями магнитных свойств.
- Субвулканические образования и интрузии диоритов и гранодиоритов кемского комплекса характеризуются высокими значениями петрофизических параметров (плотности и магнитной восприимчивости), тогда как граниты выделяются низкими значениями плотности. Гранитоидные массивы этого комплекса пространственно совпадают с областями пониженной силы тяжести.
- Алчанский вулканогенный комплекс характеризуется повышением средних значений физических свойств от риолитов, к андезитам.
- Габброиды и щелочные породы ранних фаз позднеальбского успенского комплекса отмечаются низкими магнитными характеристиками. Петрофизические свойства поздних фаз (диориты-граниты) отражают основность пород, плотность и магнитная восприимчивость уменьшается от диоритов к гранитам.
- Субвулканические образования синанчинского комплекса характеризуются повышением плотности от риолитов к андезитам. Интрузии синанчинского комплекса, представленные габбро, монцонитами и сиенитами выделяются высокими значениями плотности и магнитной восприимчивости относительно гранитоидных массивов этого комплекса. С интрузиями комплекса связаны месторождения олова, проявления полиметаллических и меднопорфировых руд, серебра.
- Интрузии дальнегорского комплекса пространственно связаны с полями средних вулканитов самаргинского вулканического комплекса. Плотность вулканитов увеличивается от риолитов к андезибазальтам, андезитам. Для интрузий характерно понижение плотностных и магнитных свойств от основных к кислым разностям.
- Породы, слагающие субвулканические тела богопольского комплекса по петрофизическим свойствам делятся на две группы: низкоплотные и низкомагнитные (дациты, риодациты, андезидациты) и высокоплотные и магнитные (андезиты, базальты).
- Среди пород якутинского интрузивного комплекса по химическому составу доминируют субщелочные граниты и габбросиениты, выделяющиеся более высокой средней плотностью, по отношению к нормальным гранитам.
- Экструзии кузнецовского и кедровского комплексов имеют ограниченное

распространение в пределах ВСАВП. Тела сложены преимущественно роговообманковыми андезитами, а также базальтами и андезибазальтами и характеризуются повышенными петрофизическими характеристиками, относительно субвулканических тел представленных риолитами, дацитами и риодацитами.

4.2 Петрофизика магматических пород о-ва Русский

Для повышения достоверности результатов интерпретации морской гравиметрии и магнитометрии, выполняемых на акватории северной части Японского моря, важно знать физические свойства возможных источников фиксируемых гравитационных и магнитных аномалий. Из-за ограниченных возможностей получения этой информации непосредственно под морской акваторией были организованы петрофизические определения береговых горных пород, обрамляющих морскую акваторию и имеющих свое подводное продолжение. В частности, одним из таких объектов стал о. Русский.

В 2015-2016 гг. производилось петрофизическое опробование горных пород различных геологических комплексов на о-ве Русский (рис. 4.7), в количестве более 190 образцов. Большая часть этой коллекции (160 шт.) - гранитоиды позднепермского седанкинского комплекса, также опробованы субвулканические образования, отнесенные на данный момент к владивостокскому базальт-андезит-риолитовому вулканическому комплексу [2].



Синими кружками обозначены места отбора образцов для петрофизических исследований
Рисунок 4.7 – Геологическая карта о-ва Русский.

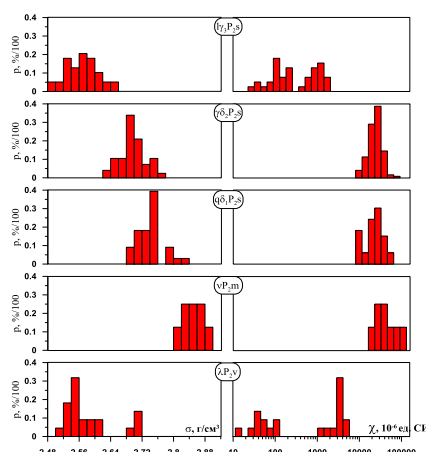
Ниже приводятся результаты исследования плотности и магнитной восприимчивости собранных образцов.

Остров Русский является частью Муравьевского горст-антиклинория, его основную часть составляют интрузивные массивы гранитоидного и базитового состава. Гранитоидный массив о-ва Русский, принято считать петротипом седанкинского комплекса, где наиболее полно представлены разновидности гранитоидов всех трех интрузивных фаз [2]. Первая фаза представлена роговообманковыми и биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами, вторая – роговообманково-биотитовыми гранодиоритами, часто переходящими в биотитовые граниты, третья – гранит-порфирами. В таблице 4.1 приведены численные результаты определения плотности и магнитной восприимчивости магматических пород этого острова.

Таблица 4.1

Порода	Геол. индекс	Кол-во обр-ов	Плотность, г/см ³ $\frac{\min}{\max}$ ср	Коэф. вар-ии, %	Маг. воспр., 10 ⁻⁶ ед. СИ $\frac{\min}{\max}$ ср	Коэф. вар-ии, %
Лейкограниты, м/з граниты, гранит-порфиры	$\gamma_3 P_2 S$	39	$\frac{2.485}{2.655}$ 2.570	1.58	$\frac{27.2}{1885.5}$ 560.9	99.29
Гранодиориты, граниты	$\gamma\delta_2 P_2 S$	124	$\frac{2.629}{2.774}$ 2.700	1.17	$\frac{10286.5}{82920.1}$ 25371.7	38.75
Кварцевые диориты, диориты, диорит-порфиры	$q\delta_1 P_2 S$	33	$\frac{2.693}{2.826}$ 2.741	1.16	$\frac{10286.5}{47766.0}$ 24735.0	43.53
Габбро? (базиты?), дайка на о-ве Елены	$\nu P_2 m?$	8	$\frac{2.815}{2.883}$ 2.849	0.90	$\frac{20567.7}{112927.0}$ 48295.1	63.34
Риолиты, риодациты	$\lambda P_2 \nu$	22	$\frac{2.508}{2.707}$ 2.584	2.40	$\frac{14.7}{5111.8}$ 1784.3	100.6

Графическое отображение полученных результатов представлено рисунком 4.8.

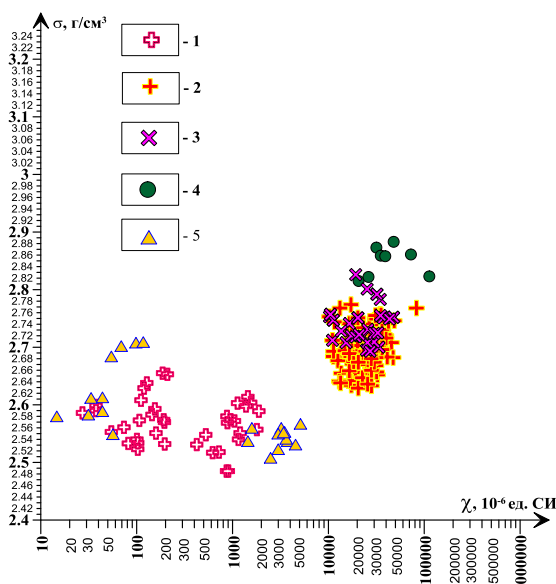


$\gamma_3 P_2 S$ - лейкократовые граниты, гранит-порфиры, $\gamma\delta_2 P_2 S$ - гранодиориты, граниты, $q\delta_1 P_2 S$ - кварцевые диориты, диориты, диорит-порфиры, $\nu P_2 m?$ – базиты (?), дайка о-в Елена, $\lambda P_2 \nu$ -

риолиты, риодациты

Рисунок 4.8 - Гистограммы распределения плотности и магнитной восприимчивости магматических пород о-ва Русский.

По физическим величинам первые две фазы (кварцевые диориты и гранодиориты) трудно разделить, т.к. многие образцы гранодиоритов содержат ксенолиты диоритов или ксенолиты в различной степени гранитизированных и ороговикованных пород габбро-диабазового комплекса [2], что повышает их плотность. На рис. 4.9 авторы отдельным обозначением показали кварцевые диориты первой фазы. Возможно, именно наличие ксенолитов повлияло на повышение плотности и магнитной восприимчивости ($\sigma_{\text{ср.}} = 2.697$ г/см³, $\chi_{\text{ср.}} = 26540 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ) гранодиоритов о-ва Русский. Породы третьей фазы (лейкограниты, м/з граниты, гранит-порфиры), характеризуются пониженными значениями магнитной восприимчивости: $\sigma_{\text{ср.}} = 2.569$ г/см³, $\chi_{\text{ср.}} = 236 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ.



1- лейкократовые граниты, гранит-порфиры (Γ_3P_2s), 2- гранодиориты, граниты ($\gamma\delta_2P_2s$), 3- кварцевые диориты, диориты, диорит-порфиры ($q\delta_1P_2s$), 4- базиты? ($vP_2m?$), дайка о-в Елена, 5- риолиты, риодациты (λP_2v).

Рисунок 4.9 - Диаграмма соотношений плотности и магнитной восприимчивости магматических пород о-ва Русский

Вулканисты владивостокского базальт-андезит-риолитового вулканического комплекса как-бы обрамляют фигуративные точки, характеризующие породы третьей фазы позднепермских гранитоидов седанкинского комплекса. По аналогии с описанием этих же комплексов на о-ве Попова [1] можно предположить, что они являются комаматами, т.е. производными одной гранитной магмы.

Таким образом, анализ петрофизических характеристик магматических

комплексов о-ва Русский позволяет сделать следующие выводы:

1. На основании собранной представительной коллекции образцов изучены физические свойства (плотность и магнитная восприимчивость) магматических пород острова Русский, а также впервые проведено сравнение петрофизических характеристик магматических комплексов островов Попова и Русский.

2. Отмечается совпадение физических параметров кварцевых диоритов первой фазы и гранодиоритов второй фазы позднепермского седанкинского комплекса. Это говорит об однородности (постепенном переходе от кварцевых диоритов к гранодиоритам) массива. И возможно о существовании единой (диорит-гранодиорит-гранитной) ассоциации [3].

3. Высказано предположение о выделении образований муравьевского комплекса на о-ве Русском по результатам сравнения физических характеристик. Образцы, отобранные с дайки о-ва Русский, попадают в область габброидов о-ва Попова.

Выполненные работы показали необходимость проведения дополнительных исследований (как петрофизических, так и геолого-петрографических) магматических пород о-ва Русский и аналогичных комплексов развитых на п-ове Муравьева-Амурского.

Список использованных источников

1. Кононец С.Н. Съедин В.Т. Харченко Т.А. Валитов М.Г. Изосов Л.А. Типы и физические свойства магматических пород о-ва Попова. (Залив Петра Великого, Японское море). //Тихоокеанская геология, 2014, том 33, №2, с. 39-52

2. Крук Н.Н., Голозубов В.В., Tsutsumi Y., Yokoуama K., Касаткина С.А. Гранитоиды острова Русский: геологическая позиция, состав, возраст и возможная тектоническая обстановка формирования. // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Второй Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 17-20 сентября, 2014 г. Владивосток: Дальнаука, 2014. С 203-205.

3. Васильковский Н.П. Строение цоколя шельфа залива Петра Великого // Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978. С. 64-81.

5. Исследование электропроводности тектоносфер в зоне сочленения окраинных и континентальных структур

Глубинная электропроводность зоны перехода от океана к континенту изучается исключительно магнитотеллурическим (МТЗ) и магнитовариационными (МВЗ) методами. Наблюдения производятся с помощью специальных высокочувствительных компонентных вариометров магнитного поля H_x , H_y , H_z и высокочувствительных усилителей постоянного тока, объединённых с измерительными электрическими линиями E_x , E_y . Информация о глубинном строении заключена в переходных характеристиках: $E_{гор}/H_{гор}$ - тензор электрического импеданса; $H_z/H_{гор}$ - магнитные типперы МВЗ и в других. Для освещения глубинного разреза необходимо иметь переходные характеристики в большом диапазоне периодов - сотни и более тысяч секунд. По этой причине наблюдения проводят длительное время: недели в рядовых точках, годы в опорных пунктах. На переходные характеристики существенное влияние оказывает изменчивость электропроводности приповерхностного слоя, сложенного осадочными породами континента и дна акватории. Большой вклад в искажения вносит проводимость водного слоя, поэтому электропроводящая структура поверхностного слоя должна учитываться при интерпретации данных глубинных МТЗ. Ведется активная работа по созданию карты электропроводности осадочного слоя континентов и дна океана на основе всей имеющейся информации. В 2016 г. нами составлена карта суммарной продольной проводимости Охотского, Японского морей и прилегающего обрамления (рис.5.1), которая предложена как элемент глобальной карты, создаваемой многими исследователями. Для её построения использованы: 1 - данные магнитотеллурических зондирований на о.Сахалин, в Хабаровском и Приморском крае, Японском море, Японии и Южной Корее; 2 - данные вертикальных электрических зондирований в Приморском, Хабаровском крае; 3 - карты мощностей нормально-осадочных отложений, геологические разрезы, литологические колонки.

На основе данных о мощностях и литологии осадочных отложений, рассчитаны значения суммарной продольной проводимости. При этом использованы зависимости электрического сопротивления от литологии пород, хорошо изученные на о. Сахалин. Как правило, удельное электрическое сопротивление осадочной толщи морского дна оценивается значением 1.5 Ом·м. Как следует из анализа карты, минимальные значения суммарной проводимости 4-8 См отмечаются на континенте в пределах крупных поднятий Сихотэ-Алиня, Ханкайского и Буреинского массивов. В нефтегазоносном бассейне Суньяля, в пределах Зейского и Средне-Амурского осадочных бассейнов

суммарная проводимость увеличивается до 120-140 См. Низкими значениями (до 20 См) характеризуется суммарная проводимость осадочной толщи Тихого океана. В нефтегазоносных районах о. Сахалин в отличие от Японских островов, суммарная проводимость характеризуется высокими значениями 60-500 См. Максимальная суммарная проводимость осадочной толщи, превышающая 1000 См, наблюдается во впадинах Охотского и Японского морей (впадина Дерюгина, Южно-Курильская котловина, Центральная котловина). Перепад значений суммарной продольной проводимости достигает 200-400 раз.

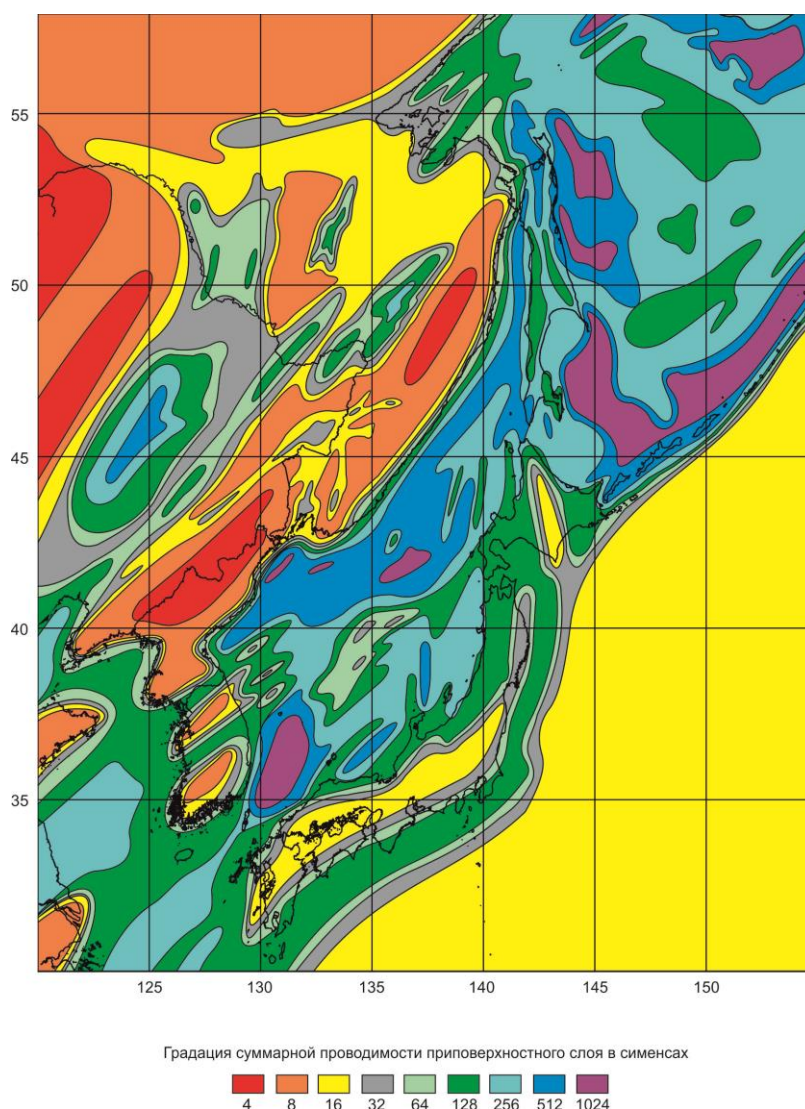


Рисунок 5.1- Суммарная продольная проводимость Япономорского-Охотского региона и прилегающего обрамления.

Рассмотренная карта необходима для правильной интерпретации глубинных электромагнитных наблюдений. Она позволяет рассчитать электрические эффекты,

вызванные только поверхностными неоднородностями и учесть их при построении
глубинных геоэлектрических разрезов. Вместе с тем она может быть использована и для
теоретических оценок касающихся распространения различных электрических сигналов в
водной оболочке региона.

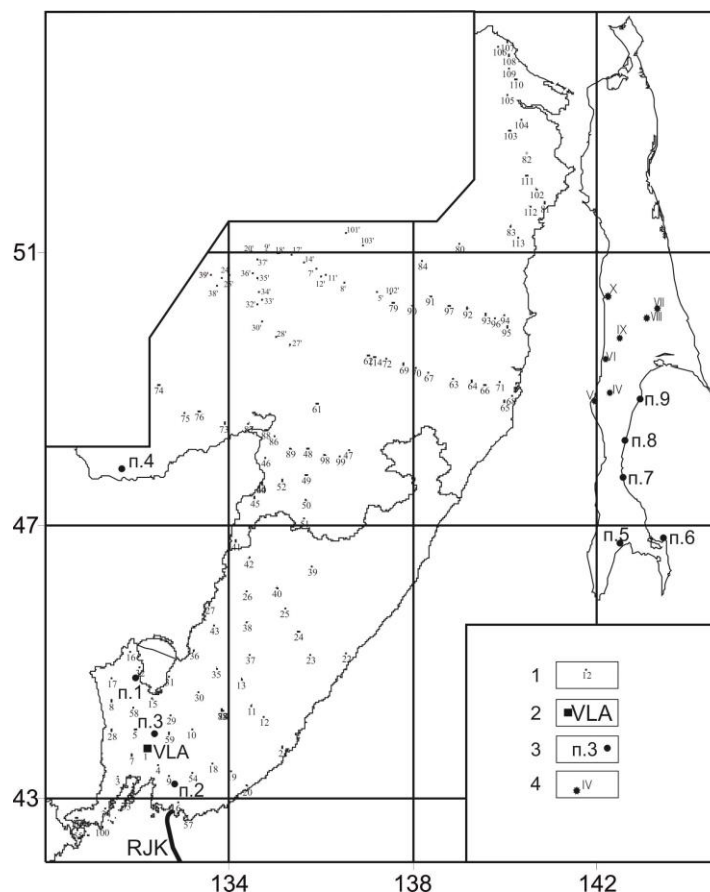
6. Основные черты глубинного геоэлектрического разреза в зоне перехода от Тихого океана к континенту. Природа проводимости слоёв тектоносферы

Основными задачами работ в отчётный период было уточнение ранее сформированного глубинного «нормального» геоэлектрического разреза в зоне, прилегающей к береговой линии восточной окраины Азиатского континента и выделение в нем глубинных и сверхглубинных линейных неоднородностей. В этот период были проведены полевые магнитотеллурические исследования в Приморском и Хабаровском краях и на о. Сахалин. В ходе выполнения работ также создан пункт долговременной регистрации трёх компонент магнитного поля. Пункт расположен на магнитной обсерватории VLA («Vladivostok») с координатами 4341.812 N, 13209.588 E (рис. 6.1).

На двух пьедесталах обсерватории параллельно установлены магнитометры: феррозондовый LEMI-025 и кварцевый КВАРЦ-4. Измерения с применением LEMI-025 производятся с шагом 0.1 с, 1.0 с, 1.0 мин. Шаг измерений с применением КВАРЦ-4 составляет – 1.0 с, 1.0 мин. На эти же пьедесталы на более короткие сеансы (до 5 суток) с целью калибровки устанавливаются магнитотеллурические станции LEMI-417 и METRONIXADU-06. Из-за большого уровня электрических помех в обсерватории VLA запись вариаций горизонтальных компонент электрического поля не проводилась.

Полевые работы включали создание пунктов длительного наблюдения 5 компонент вариаций электромагнитного поля с минимальными периодами $T = 5-10$ с и длительностью непрерывной записи, обеспечивающей обработку периодов до 50000–100000 с. (рис.6.1)

Основным методическим приёмом работ является синхронная регистрация вариаций магнитного поля в каждом полевом и базовом пунктах. При работах в Приморском и Хабаровском краях базовым пунктом была обсерватория VLA. При работах на острове Сахалин был организован дополнительный базовый пункт, что заметно расширило ряд электромагнитных характеристик для изучения глубинного разреза региона. Пункт долговременного наблюдения был выбран вблизи пос. Анива, в том числе по результатам опытных работ, направленных на оценку электромагнитных помех. Учитывались следующие факторы: 1 - уровень промышленных помех местности ниже собственных шумов магнитометра LEMI-025; 2 - пункт расположен в контуре Южно-Луговского газового месторождения; 3 - вблизи пункта находится наиболее глубинная параметрическая скважина, вскрывающая разрез на глубину более 3000 м.



Условные обозначения: 1 – пункты МТЗ, выполненные в 1999–2014 гг.; 2 – положение обсерватории VLA («Vladivostok»); 3 – пункты долговременной регистрации магнитотеллурического поля, выполненные в 2015 г.; 4 – пункты долговременной регистрации магнитотеллурического поля, выполненные в 2016 г.

Рисунок 6.1– Схема пунктов МТЗ, выполненных ТОИ ДВО РАН в Дальневосточном регионе.

Дополнительно проведены два отдельных сеанса регистрации вариаций разности естественных электрических потенциалов на концах подводного кабеля «Russia-Japan-Korea» (RJK) длиной 500 км, проложенного по дну Японского моря в меридиональном направлении от г. Находка. Длительность сеансов составляет 5 дней, шаг измерений – 1 с. Для регистрации используется 24-битный аналого-цифровой преобразователь Е-24. Синхронизация отсчетов осуществляется с помощью GPS.

Несмотря на значительный уровень электромагнитных шумов в ряде пунктов (МТЗ п.2, п.3, п.7, п.8) получены кондиционные частотные зависимости импеданса и типперов в диапазоне периодов 3 с – 10000 с, позволившие построить кривые кажущегося сопротивления, прослеживающие геоэлектрический разрез до глубин астеносферы.

Проведен анализ тектонических построений, геохимических, петрофизических, сейсмологических, гравиметрических и термометрических данных зоны перехода от

континента к окраинному Японскому морю. Изучены условия, способствующие процессу частичного плавления верхнемантийных пород и аномальному повышению их электропроводности. Показано, что в литосфере, где отсутствуют условия для частичного плавления пород, значительное влияние на уровень электропроводности оказывает вода и графит, образующиеся за счёт преобразования газов мантийной природы: H_2 , CO , CO_2 , CH_4 . Помимо температуры и давления ход реакции в потоке поднимающихся к поверхности газов определяет также вещественный состав вмещающих пород. Рассчитаны термодинамические условия типичных реакций с образованием воды и графита.

Совокупность данных магнитотеллурических наблюдений в прибрежной зоне, на о. Сахалин и его шельфе, подкреплённая наблюдениями вариаций электрического поля на подводных кабелях связи JASC и RJK, пересекающих Японское море, позволили создать обобщённую геоэлектрическую модель тектоносферы в зоне сочленения континентальных и окраинных структур (рис. 6.2).

Его отличительной особенностью является погружение под континент проводящих блоков с сопротивлением 0.1 - 0.2 Ом·м, кровля которых расположена на глубинах 300 км под Японским морем и до 560 км под континентом.

Аналогичное распределение проводимости по результатам интерпретации магнитовариационных данных имеет место в зоне сочленения континентальных структур Сихотэ-Алиня со структурами Татарского пролива, Сахалина и Охотского моря. Погружающиеся проводящие комплексы перекрываются слоистыми образованиями астеносферы и литосферы. Глубина залегания кровли астеносферы под континентом составляет 100-140 км, под окраинными морями 80-100 км и, возможно, резко воздымается в зонах аномального теплового потока. Электрическое сопротивление и суммарная проводимость также характеризуется латеральной изменчивостью: под континентом типичные значения электрического сопротивления составляют 80-120 Ом·м, под шельфом снижаются до 10-20 Ом·м, а в зонах теплового прогрета до 5-10 Ом·м.

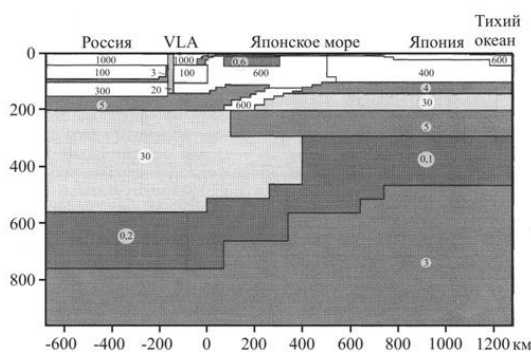


Рисунок 6.2 - Геоэлектрический разрез тектоносферы Япономорского региона.

Сравнительно низкий уровень электрического сопротивления подкоровой литосферы (40-50 Ом·м) является характерной особенностью зоны сочленения континента с крайними Охотским и Японским морями.

Электрическое сопротивление земной коры, мощностью 20-30 км на шельфе и 30-40 км под континентом отличается высоким уровнем электрического сопротивления, превышающим 2000 Ом·м. На фоне представленного общего распределения электропроводности выделяются локальные высокоомные и низкоомные блоки в астеносфере, литосфере и земной коре.

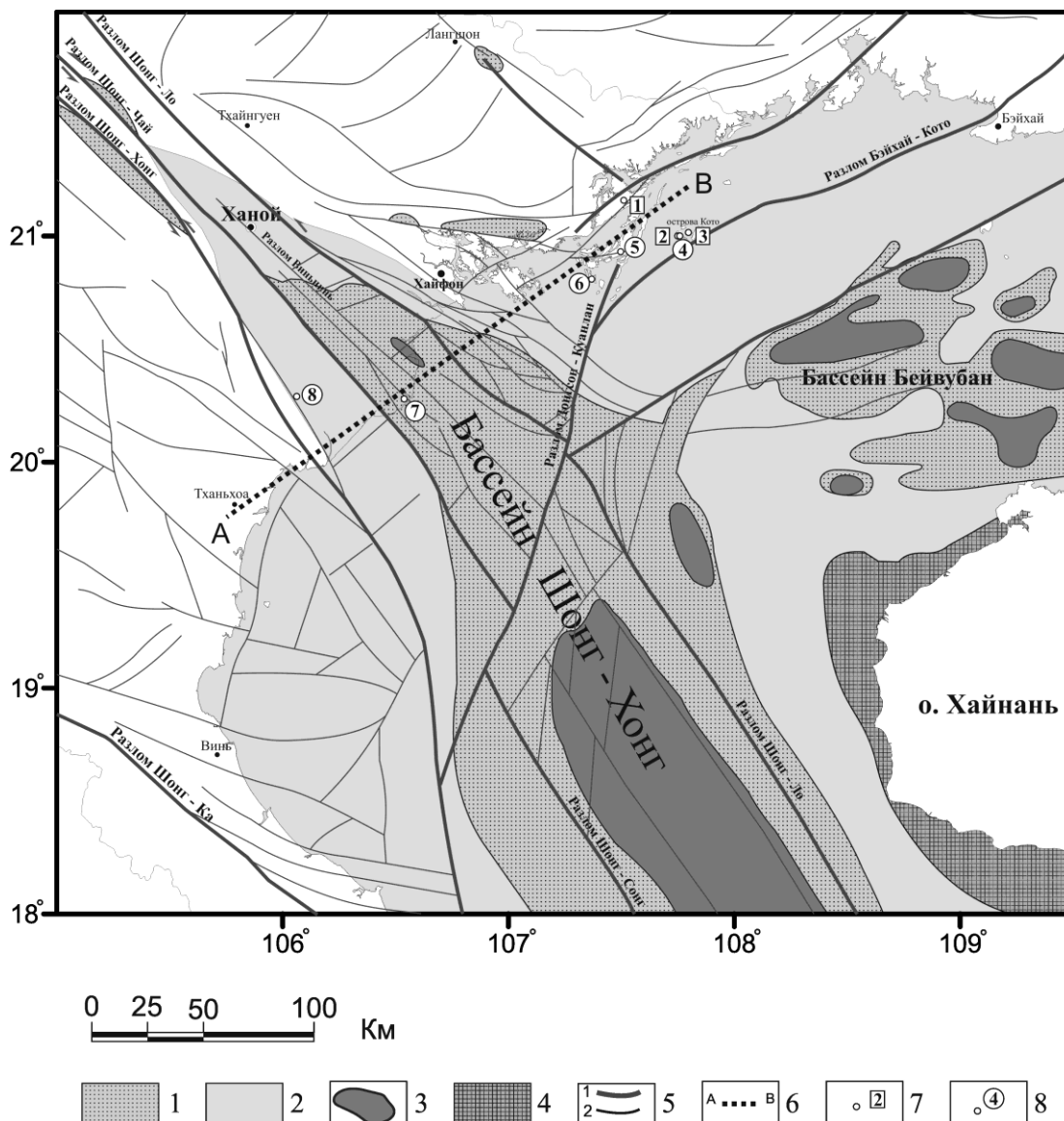
В континентальной части зоны перехода осадочные образования верхней части геологического разреза характеризуются, в основном, высоким уровнем сопротивлений 100-500 Ом·м. На локальных участках, соответствующим молодым впадинам, уровень сопротивления снижается до 5-10 Ом·м.

Осадочные образования шельфа, как правило, представлены двумя анизотропно-проводящими ярусами. Нижний ярус мощностью до 5 км отличается тем, что в одном азимуте его сопротивление составляет 5-15 Ом·м, а в ортогональном азимуте - превышает 100 Ом·м. Изотропный ярус характеризуется средним электрическим сопротивлением 10-15 Ом·м, независимым от направления. Ярус подразделяется по сопротивлению на отдельные электрические (литологические) горизонты.

Для построения геоэлектрической модели тектоносферы в отчётный период были проведены магнитотеллурические исследования северной части залива Бакбо Южно-Китайского моря. Наблюдения вариаций компонент магнитотеллурического поля проводились на островах Кото, Кайбау, Чабан, Нгоквын, на дне залива Бакбо (с помощью донной станции) и в районе устья реки Красная (рис. 6.3).

Длительность регистрации составляла от 2 до 10 суток, диапазон полученных периодов $10 < T < 10000$ с. Магнитотеллурические данные, полученные в условиях суперпозиции региональной и приповерхностной локальной геоэлектрических структур, характеризуются сложной зависимостью между электрическими и магнитными компонентами. Для разделения локальных и региональных эффектов был использован азимутальный анализ кажущегося сопротивления, заключающийся в последовательном пересчете компонент магнитного поля в различные азимуты с шагом 10° и последующим повтором расчетов компонент фиктивного тензора импеданса с фиксированными

направлениями электрического поля. В результате вычислений с применением разработанных критериев были определены направления, в которых глубинный разрез отражается на кривых МТЗ без искажений.



Условные обозначения: 1 – основной район рифтообразования; 2 – области пострифтовой седиментации; 3 – третичные депоцентры; 4 – Хайнаньское поднятие; 5 – разломы разных порядков; 6 – профиль геоэлектрической модели; 7 – Пункты МТЗ, выполненные в 2012 г.; 8 – Пункты МТЗ, выполненные в 2013 г.

Рисунок 6.3 –Тектоническая карта залива Бакбо с положением пунктов наблюдения магнитотеллурического зондирования в 2012–2013 гг.

Истинное положение уровня кажущегося сопротивления (ρ_K) продольных кривых определялось путем сопоставления результатов экспериментальных работ с данными для различных регионов Азиатско-Тихоокеанского побережья (рис. 6.4).

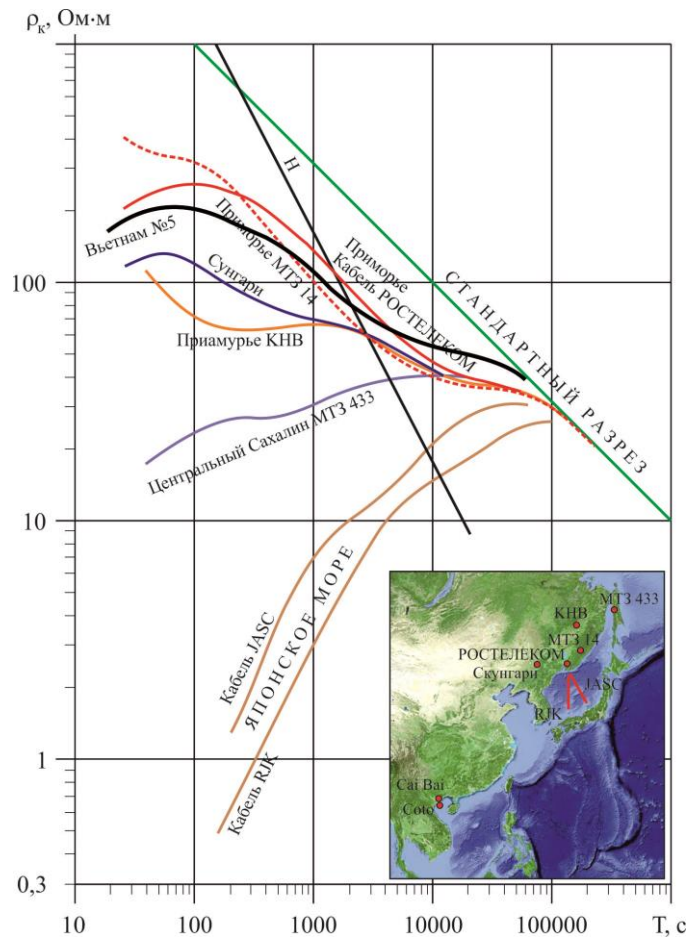
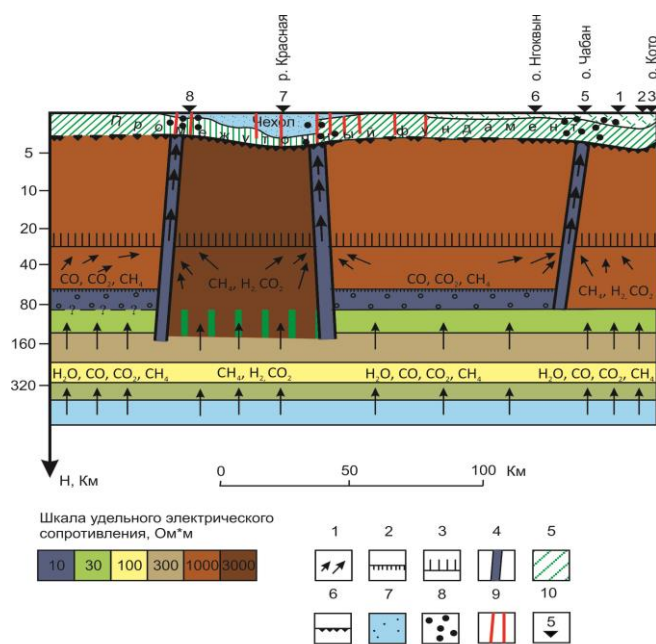


Рисунок 6.4 – Распределение продольного кажущегося сопротивления на опорных пунктах наблюдения в зоне сочленения Азиатского континента с окраинными морями.

Геоэлектрическая модель тектоносферы залива Бакбо имеет слоисто-блоковое строение (рис. 6.5). Выделено четыре блока, разграниченных субвертикальными электропроводящими зонами. Характерной особенностью блоков 1 и 3 являются относительно низкое значение электрического сопротивления астеносферы, варьирующееся на уровне 10 Ом·м, и подъем ее кровли выше 70 км. При моделировании предпочтение отдано двухслойной структуре астеносферы с верхним слоем $\rho_a=10$ Ом·м и нижним $\rho_a=20-30$ Ом·м. Блок 2, расположенный между блоками 1 и 3, отличается повышенным сопротивлением литосферы, которое меняется от 1000 Ом·м по краям модели до 3000 Ом·м в центре, и отсутствием поперечной электрической проводимости в астеносферном слое. Блок 4, по-видимому, является фрагментом нормального глубинного геоэлектрического разреза, характерного по своим параметрам для окраинных морей Азиатско-Тихоокеанского побережья. Средняя мощность литосферы составляет 80 км, ее сопротивление колеблется в пределах 500–1000 Ом·м. Подстилающая астеносфера имеет типичное для региона сопротивление 20-30 Ом·м.

Глубинный разрез перекрывается приповерхностным электропроводящим горизонтом средней мощностью около 4 км. Горизонт представлен двумя слоями. Верхний слой прослеживается по продольным кривым в интервале периодов 10–60 с. С востока на запад его мощность меняется от 1.5 км в пункте 2 до 2.5 км в пункте 1, далее она сокращается до 0.5–0.7 км (пункты 5, 6). В западной части профиля (пункты 7, 8) мощность верхнего слоя возрастает до 4.5–5 км. В геологическом отношении рассматриваемый слой представлен разновозрастными породами. На востоке профиля этот слой включает трещинные образования верхнего этажа фундамента («переходного» комплекса), сложенного гетерогенными породами широкого возрастного диапазона от силурийского до верхнемелового. В западной части профиля рассматриваемый слой отождествляется с рыхлыми осадочными отложениями кайнозоя. Подошва нижнего слоя отражается на поперечных кривых в виде протяженной восходящей ветви. Суммарная проводимость электропроводящих пород в северо-восточном направлении более высокая, чем в северо-западном, что указывает на электрическую анизотропию, обусловленную трещиноватостью пород. Подошва анизотропно-проводящего слоя по поперечным кривым определяется неуверенно, но не вызывает сомнения региональное развитие этого слоя, отождествляемого с «переходным» фундаментом, на обширной территории при средней мощности 4–5 км. Этот факт подкрепляется данными плотностного моделирования, по результатам которого в северной части залива Бакбо уверено выделяется разуплотненный слой, отождествляемый с анизотропно-проводящим слоем геоэлектрического разреза.



Условные обозначения: 1. Направление потока и состав мантийных газов; 2. Верхняя

кромка частично расплавленных верхнемантийных пород в присутствии воды (астеносферы) – региональный экран для воды верхнемантийной породы; 3. Нижняя кромка зоны серпентинизации основных пород земной коры - региональный экран для мантийных газов, образованных за счет связывания воды, образующейся при $T < 600^\circ \text{C}$ согласно реакции: $\text{CO}_2 + 2\text{H}_2 \rightarrow \text{C} + 2\text{H}_2\text{O}$; 4. Тектонически ослабленные, проницаемые для мантийных газов зоны низкого электрического сопротивления за счет обогащения графитом согласно реакции Будуара: $\text{CO} \rightarrow \text{C} + \text{CO}_2$; 5. Электрически анизотропно-проводящие трещиноватые породы «промежуточного фундамента», обладающие коллекторскими свойствами трещинного типа; 6. Подошва трещиноватых образований «промежуточного фундамента»; 7. Образования осадочного чехла, обладающие коллекторскими свойствами порового типа; 8. Зоны возможного накопления углеводородов; 9. Разрывные нарушения верхней части земной коры; 10. Пункты глубинных электромагнитных зондирований.

Рисунок 6.5 – Комплексная флюидо-геоэлектрическая глубинная модель нефтегазоносных районов (на примере зал. Бакбо, Южно-Китайское море).

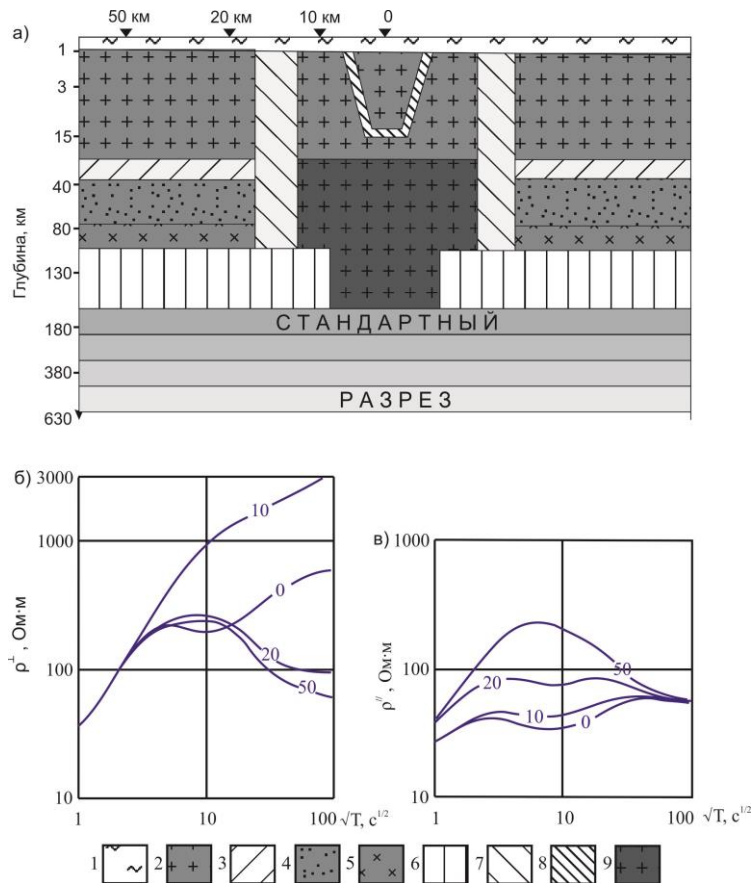
7 Модель глубинных флюидонасыщенных разломов, математическое моделирование, выделение по экспериментальным данным.

Как показывает опыт работ в различных нефтегазоносных областях континента и шельфа Азиатско-Тихоокеанского региона, важное прогностическое значение имеет учет позиции исследуемого района относительно различных структур земной коры и верхней мантии, но главным образом относительно глубинных разломов. Глубинные разломы способствуют созданию структур в осадочном чехле и трещинном основании благоприятных для локализации углеводородов. Зоны динамического влияния разломов являются потенциально сейсмоактивными территориями. Обычно глубинные разломы выделяются по комплексу геолого-геофизических признаков: геоморфологическим, структурно-тектоническим, литолого-петрографическим, геофизическим. Распространёнными методами геофизики для решения этих задач являются гравиметрия, магнитометрия, сейсмометрия, термометрия. В последние годы в мире увеличивается объем магнитотеллурических исследований, в ходе которых выяснилось, что МТЗ может с успехом использоваться для выделения глубинных разломов.

В этой связи уместно заметить, что проведение магнитотеллурических зондирований на суше или на море на удалениях до нескольких сотен километров от береговой линии возникает искажающий береговой эффект. Аномалия имеет гальваническую и индукционную компоненты. Гальваническая аномалия возникает при течении электрического тока перпендикулярно к берегу. Часть океанского тока втекает в осадочную толщу и медленно затухает по мере удаления от берега. Внешне береговой эффект проявляется в виде удлинённых восходящих ветвей на кривых кажущегося сопротивления.

Считается, что эта своеобразная "континентальная ловушка" может иметь ширину до нескольких сотен км. Нами показано, что теоретически рассчитанный трёхмерный береговой эффект в Охотско-Япономорском регионе намного меньше эффекта, наблюдаемого по экспериментальным данным.

В результате обработки данных МТЗ были на Сахалине, зал. Бакбо и др. получены аномалии поперечного тока, которые оказалось невозможно объяснить в рамках «нормального» глубинного геоэлектрического разреза осложнённого береговым эффектом. Поиск причины аномальных форм экспериментальных поперечных кривых кажущегося сопротивления был выполнен на основе многовариантного моделирования и привёл к созданию единственной модели, в рамках которой можно объяснить наблюдаемые эффекты (рис.7.1, а).



Условные обозначения: 1 – -образования осадочной толщи $\rho = 2\text{--}20 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; 2 – образования верхней части земной коры $\rho = 1000\text{--}2000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; 3 – образования нижней части земной коры $\rho = 5\text{--}15 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; 4 – подкоровый литосферный слой $\rho = 50\text{--}200 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; 5 – нижнелитосферный слой $\rho = 800\text{--}10000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; 6 – образования астеносферного слоя $\rho = 5\text{--}15 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; 7 электропроводящие вертикальные пласты $\rho = 2\text{--}10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; 8 – образования локальных наклонных (вертикальных) неоднородностей в верхней части земной коры $\rho = 5\text{--}10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; 9 – высокоомные образования в астеносфере и литосфере $\rho > 2000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. Оцифровка ρ^\perp и ρ^\parallel соответствует расстоянию от центра модели.

Рисунок 7.1 – Геоэлектрическая модель тектоносферы с системой вертикальных нарушений (а); теоретические кривые: поперечные ρ^\perp (б), продольные ρ^\parallel (в).

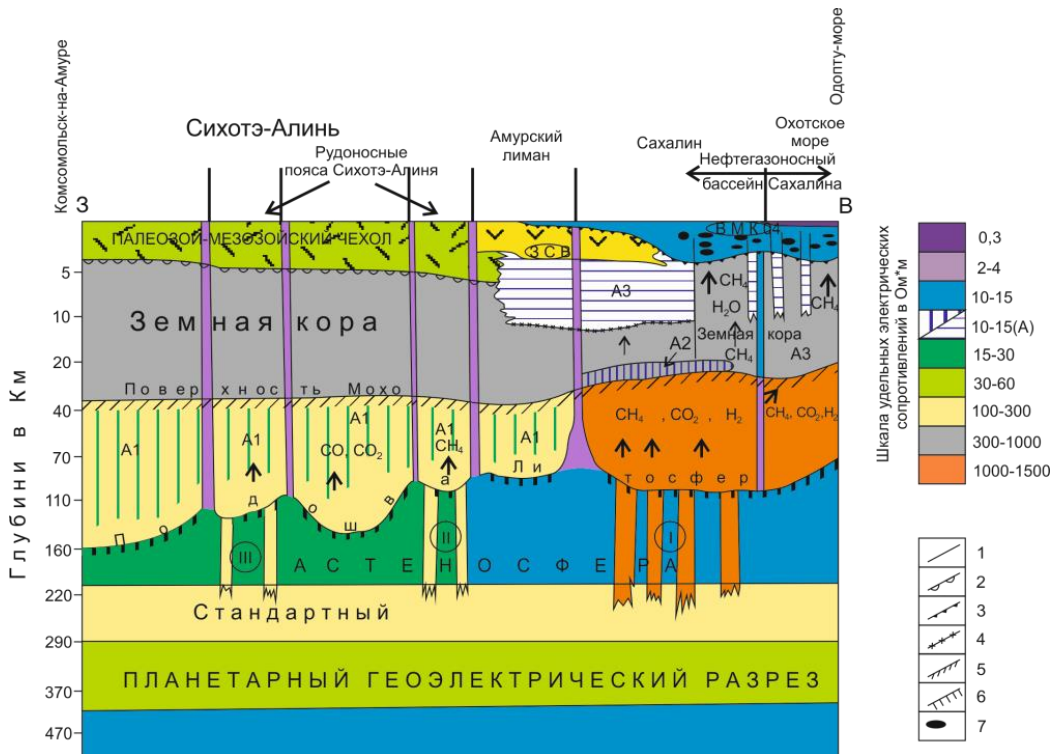
В представленной модели на фоне нормального геоэлектрического разреза тектоносферы размещены неоднородности в виде субвертикальных сквозьлитосферных пластов шириной 2–4 км и низким удельным электрическим сопротивлением $5 \text{ Ом}\cdot\text{м} < \rho_{nl} < 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. Эти пласты, отражающие в геоэлектрической модели флюидонасыщенные разломы, пронизывают всю литосферу и гальванически обеспечивают связь между проводящими образованиями осадочной толщи и астеносферы. Варьируя параметрами такой модели легко убедиться, что кажущееся сопротивление ρ^\perp в пунктах, расположенных между этими пластами завышается на длинных периодах на 5–10%

относительно значений на флангах.

Введение высокоомного вертикального пласта в проводящую астеносферу в центральной части модели приводит к возникновению сильного аномального эффекта для поперечного тока на дневной поверхности в промежутке между низкоомными сквозьлитосферными пластами. На поперечных кривых ρ^{\perp} (рисунок 7.1, б) отчетливо вырисовывается восходящая ветвь, протягивающаяся до периодов свыше 10000 с. Эффект значительно усиливается, если верхнюю кромку высокоомного пласта довести до глубины 20–25 км и тем самым нарушить горизонтальную однородность нижнекорового относительно низкоомного слоя. Введение в геоэлектрический разрез верхней части земной коры дополнительных локальных электропроводящих неоднородностей усложняет характер аномалии поперечного ρ^{\perp} , но не меняет главного свойства – наличия восходящей ветви в длиннопериодном диапазоне (рис. 7.1, б). Физически это можно объяснить тем, что часть горизонтальных токов, индуцированных в проводящих слоях земной коры и астеносферы посредством вертикальных флюидонасыщенных разломов, ответвляется в осадочную толщу и смешивается с током, индуцированных непосредственно в ней, что приводит к формированию аномально-восходящей ветви. Продольные кривые кажущегося сопротивления ρ^{\parallel} интегрально отражают наличие продольных проводников в литосфере в виде единой аномалии с максимумом кажущейся проводимости в центре модели (рис. 7.1, в).

Таким образом, численное моделирование геоэлектрических полей позволяет сделать вывод о том, что зафиксированные аномальные эффекты могут быть связаны с наличием в тектоносфере структур сверхглубинного заложения. Элементами таких структур являются высокоомные вертикальные пласты под литосферой (в астеносфере) и низкоомные флюидонасыщенные разломы, пронизывающие литосферу целиком. Такая система субвертикальных пластов рассматривается нами как сверхглубинная флюидо-разломная система (СГФРС). Исключение из этой системы любого элемента приводит к резкому ослаблению аномального поведения поперечного кажущегося сопротивления.

Новые данные МТЗ и геоэлектрическая модель, включающая сверхглубинные разломные системы, позволяют провести переинтерпретацию пунктов МТЗ, выполненных в прошлые годы, и пересмотреть подходы к формированию двумерных геоэлектрических разрезов тектоносферы Япономорского и Охотоморского региона зоны перехода от континента к Тихому океану. В качестве примера нового подхода к интерпретации данных МТЗ приводится нами геоэлектрический разрез тектоносферы по профилю Комсомольск–Одопту–Охотское море (рис. 7.2).



Условные обозначения: 1-6 – геoeлектрические границы: 1 – электрических зон, 2 – подошвы палеозой-мезозойского чехла, 3 – кайнозойского осадочного чехла Сахалина, 4 – анизотропных образований земной коры Сахалина, 5 – поверхности Мохо; 6 – подошвы литосферы, 7 – залежи углеводородов. Буквенные обозначения на рисунке: ЗСВ – Западно-Сахалинский вулканоген, ВМК04 – верхнемеловой-кайнозойский осадочный чехол Сахалина, А1 – анизотропный комплекс пород под поверхностью Мохо, сформированный в результате реакции $2\text{CO} \rightarrow \text{C} + \text{CO}_2$, А2 – анизотропно-проводящий комплекс пород вблизи поверхности Мохо, сформированный в результате реакции $\text{CO}_2 + 2\text{H}_2 \rightarrow \text{C} + 2\text{H}_2\text{O}$. А3 – анизотропно-проводящий комплекс в средней части земной коры Сахалина, сформированный в результате реакции $\text{CH}_4 + \text{CO}_2 \rightarrow 2\text{C} + 2\text{H}_2\text{O}$; ①, ②, ③ – зоны высокоомных образований в астеносфере.

Рисунок 7.2 – Геoeлектрический разрез тектоносферы по профилю Комсомольск-Охотское море.

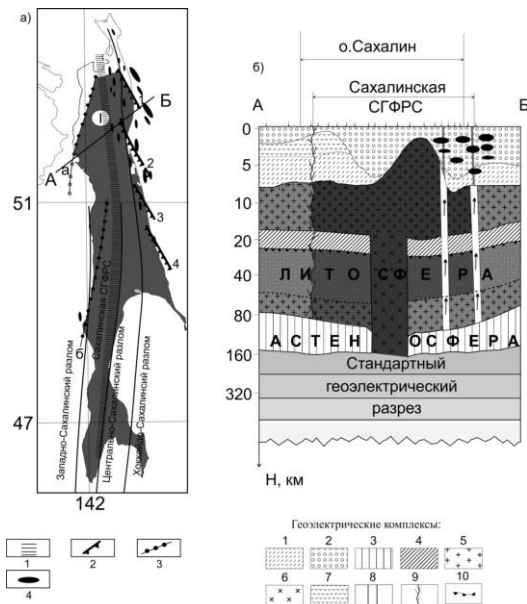
На разрезе отчетливо видна перестройка оболочек тектоносферы при переходе от континента к Охотскому морю. Кровля электропроводящей астеносферы, т.е. зоны частичного плавления верхнемантийных образований залегающая под континентом на глубине около 160 км поднимается до глубины 75 км под Сахалинским шельфом Охотского моря. При этом удельное электрическое сопротивление астеносферного вещества в этом направлении изменяется от 50 до 10 Ом·м.

Земная кора изменяется по мощности от 35-40 км под Сихоте-Алинем до 25-30 км под Сахалином и до 20 км на Сахалинском шельфе. Все перечисленные оболочки

расчленены крутопадающими нарушениями, которые в нашем понимании представляют собой каналы для проникновения верхнемантийного вещества в литосферу и земную кору. В континентальной части профиля с глубинными нарушениями связаны рудоносные пояса, а на Сахалине и Охотском шельфе - нефтегазоносные бассейны.

7.1. Глубинные разломы шельфа Охотского и Южно-Китайского морей по данным магнитотеллурического зондирования.

На основании численного моделирования данных МТЗ построен геоэлектрический разрез по профилю, пересекающему Татарский пролив, о. Сахалин и шельф Охотского моря (рис.7.3). Как было показано выше, аномальный характер поперечных кривых ρ_k в центральной части острова вызван вертикальными проводниками, пронизывающими литосферу и обеспечивающими гальванический контакт осадочной толщи с астеносферой. На востоке острова такими проводниками являются электропроводящие крутопадающие плоскости глубинных разломов: Пильтунского, Дагинского, Лунского, Пограничного. На западном побережье о. Сахалин, где избыточная проводимость не обнаружена, предполагается, что гальваническая связь осадочной толщи с астеносферой осуществляется посредством каналов очагового типа – цепочкой вулканических жерл. Важным элементом глубинного геоэлектрического разреза о. Сахалин является высокоомное вертикальное включение, нарушающее горизонтальную слоистость литосферы и астеносферы (2000–5000 Ом·м). Его верхняя кромка располагается в средней части земной коры, а корни уходят глубоко в астеносферу. Ось данного включения простирается в меридиональном направлении, проходя по центру Сахалина, что подкрепляет представление о существовании Срединно-Сахалинского разлома глубокого заложения.



Условные обозначения: (а) 1 - сверхглубинный разлом в астеносфере (Центрально-Сахалинский); 2 - флюидонасыщенные электропроводящие разломы в литосфере (1 - Пильтунский, 2 - Дагинский, 3 - Лунский, 4 - Пограничный); 3 - система электропроводящих тел центрального типа: а - Амурская, б - Западно-Сахалинская; 4 - месторождение нефти и газа. (б) 1 - анизотропно-проводящие породы ($\rho_x = 5-10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $\rho_y > 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$); 2 - осадочные породы ($5-15 \text{ Ом}\cdot\text{м}$); 3 - астеносфера ($5-15 \text{ Ом}\cdot\text{м}$); 4 - проводящая нижняя часть земной коры ($10-20 \text{ Ом}\cdot\text{м}$); 5 - высокоомные образования земной коры и подкоровой литосферы $1000-2000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; 6 - высокоомные образования в литосфере и астеносфере $1000-5000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; 7 - высокоомные образования вулканогенно-осадочного слоя; 8 - литосферные флюидонасыщенные электропроводящие разломы $2-10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; 9 - каналы поступления магматических расплавов. 10 - Граница Мохо.

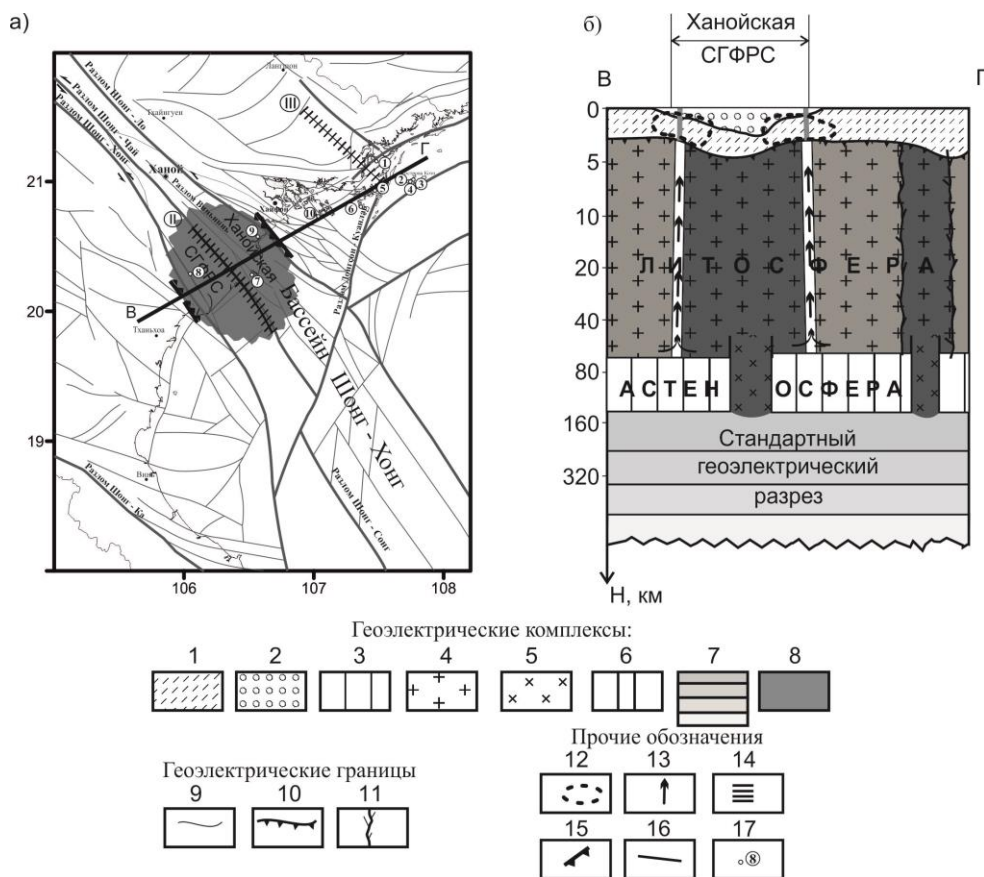
Рисунок 7.3 – Сверхглубинная флюидно-разломная система (а) и глубинный геоэлектрический разрез Северной части Сахалина (б).

Совместная интерпретация данных новых и предшествующих работ методом МТЗ на о. Сахалин позволила впервые убедительно показать, что в формирование аномалий МТЗ важный вклад вносят крутопадающие низкоомные и высокоомные линейные тела, пронизывающие всю толщу литосферы и уходящие глубоко в астеносферу. Этот факт является прямым доказательством существования глубинных и сверхглубинных разломов – зон по которым флюиды мантийного происхождения имеют возможность миграции в осадочную толщу и на дневную поверхность. Низкоомные каналы, обеспечивающие гальваническую связь проводящей астеносферы с осадочной толщей, одновременно являются каналами притока метана мантийного происхождения. Следовательно, структуры трещиноватого анизотропно-проводящего комплекса, прилегающие к этим каналам, наиболее благоприятны для образования скоплений углеводородов.

В отличие от о. Сахалин, литосфера Северного Вьетнама не содержит геоэлектрической границы между земной корой и подкоровыми образованиями. Наиболее ярко в кажущемся сопротивлении выражается астеносферный проводящий слой, который подстилается стандартным геоэлектрическим разрезом. Кровля проводящей (5–10 Ом·м) астеносферы располагается на глубине около 75 км, что несколько меньше, чем под о. Сахалин. Согласование теоретических поперечных кривых МТЗ с экспериментальными требует введения в модель субвертикальных низкоомных и высокоомных пластов, проходящих через литосферу и астеносферу. Основываясь на изменении характера кривых кажущегося сопротивления вдоль профиля ВГ можно утверждать, что электропроводящие тела соответствуют разломам Шонг-Хонг и Шонг-Ло (рис. 7.4).

Эти проводящие тела представляют собой неширокие крутопадающие дайки, поскольку на продольных кривых кажущегося сопротивления четко выражен минимум в диапазоне периодов 150–300 с. Протяженная ветвь на поперечных кривых в пунктах 7 и 8 (рис. 7.4, а) обеспечивается присутствием в разрезе высокоомного вертикального пласта на участке между разломами Шонг-Хонг и Шонг-Ло. Таким образом, геоэлектрическая модель тектоносферы на севере зал. Бакбо оказалась аналогичной модели о. Сахалин. Она выделена нами как Ханойская сверхглубинная флюидно-разломная система.

В восточной части профиля исследования в пунктах МТЗ 1 и 5 (рис. 7.4, б) также зафиксировано аномальное поведение поперечного кажущегося сопротивления. С востока и запада от аномальной зоны в пунктах МТЗ 4, 3 и 6 поперечные кривые имеют нормальный вид. Таким образом, аномалия оказалась ограничена с востока и запада. Вместе с тем, на всех перечисленных пунктах на продольных кривых не выявлено наличие в разрезе аномально высокой продольной проводимости.



Условные обозначения: Геoeлектрические комплексы (1-8) 1 - Анизотропно-проводящие (трещиноватые) комплексы пород $\rho_x - 5-10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $\rho_y > 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. 2 - Нормально-осадочные породы $\rho 5-15 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. 3 - Электропроводящие образования астеносферы $5-15 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. 4 - Относительно высокоомные образования земной коры и подкоровой литосферы $1000-2000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. 5 - Высокоомные образования в литосфере и астеносфере $1000-5000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. 6 - Литосферные флюидонасыщенные электропроводящие разломы $2-10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. 7 - Стандартный геoeлектрический разрез. 8 - Область соответствующая СГФРС. Геoeлектрические границы (9-11) 9 - Подошва изотропнопроводящих порового типа осадочных образований. 10 - Подошва анизотропнопроводящих (трещинных) пород осадочной толщи и верхней части фундамента. 11 - Предполагаемые каналы поступления магматических расплавов. 12 – Участки, благоприятные для накопления залежей углеводородов в разрезе осадочной толщи и промежуточного фундамента в зал. Бакбо. 13 - Направление потока флюидов мантийного происхождения (H_2 , CO , CO_2 , CH_4 , H_2O). 14 - Сверхглубинные разломы в астеносфере: II - Разлом Шонг-Чай, III – разлом Лонг-Шонг. 15. Флюидонасыщенные электропроводящие разломы в литосфере: 1 - Разлом Шонг-Ло, 2 - разлом Шонг-Хонг. 16. Прочие разломы. 17. Пункты МТЗ в северной части зал. Бакбо. ВГ - Линии профилей глубинных разрезов.

Рисунок 7.4 – Сверхглубинная флюидно-разломная систем северной части залива Бакбо (а) и глубинный геoeлектрический разрез Северная часть зал. Бакбо (Вьетнам) (б).

Такое соотношение продольных и поперечных кривых указывает на то, что аномалии поперечного тока связаны с перетеканием астеносферного тока в приповерхностный слой по каналам центрального типа.

Небольшой объём магнитотеллурических исследований в Южно-Китайском море пока не обеспечивает надёжное построение детальной геоэлектрической модели потенциально нефтегазоносного бассейна, но позволяет уверенно утверждать о том, что разломная зона Красной реки представляет собой сложную разломно-флюидную систему, уходящую глубоко под литосферу.

7.2. Связь очагов землетрясений с глубинными флюидонасыщенными разломами

Идея того, что коровые землетрясения связаны с разломами, поддерживается многими исследователями и считается почти очевидным обстоятельством. Однако положение глубинных разломов в понимании различных авторов различно.

Для о. Сахалина известно несколько десятков тектонических схем, построенных на различных принципах выделения элементов тектоники. При этом элементы тектоники, выделенные на одних схемах совершенно не находят отражения на других. Общим, практически для всех известных схем является присутствие на них крупных (по В.В. Харахинову - литосферных, по В.Л. Ломтеву - региональных) разломов субмеридионального направления: Западно-Сахалинского, Центрально-Сахалинского, Хоккайдо-Сахалинского, Восточно-Сахалинского (рис.7.5). Именно с этими разломами чаще всего связывается коровая сейсмичность. Вместе с тем, из приведенной схемы видно, что очаги коровых землетрясений, практически независимо от глубины их гипоцентров, концентрируются в кластеры, тяготеющие к отдельным частям продольных разломов. Например, участок Центрально-Сахалинского разлома на протяжении от п. Поронайска до п. Стародубский асейсмичен. Хоккайдо-Сахалинский разлом также асейсмичен, за исключением южного окончания. Эти примеры выдвигают предположение, что существуют дополнительные механизмы, активно воздействующие на сейсмичность острова. Как отмечалось выше, работами последних лет выявлено блоковое геоэлектрическое строение земной коры. Блоки, отличаются друг от друга по уровню электрического сопротивления консолидированной земной коры, разделены крутопадающими дайками низкого сопротивления, отождествляемыми нами с коровыми флюидонасыщенными разломами. Сопротивление флюидонасыщенных разломов составляет 3-10 Ом·м, а глубина проникновения достигает 25-30 км. Причинами низкого электрического сопротивления земной коры могут быть растворы солей, обладающие ионной проводимостью или графитовые тела. Если в верхнюю часть земной коры растворы могут поступать сверху (метеорная вода), то её проникновение на глубины свыше 15 км весьма проблематично. Этому препятствует литрический характер

разрывов, а также гидратация пород при температурах свыше 200°C.

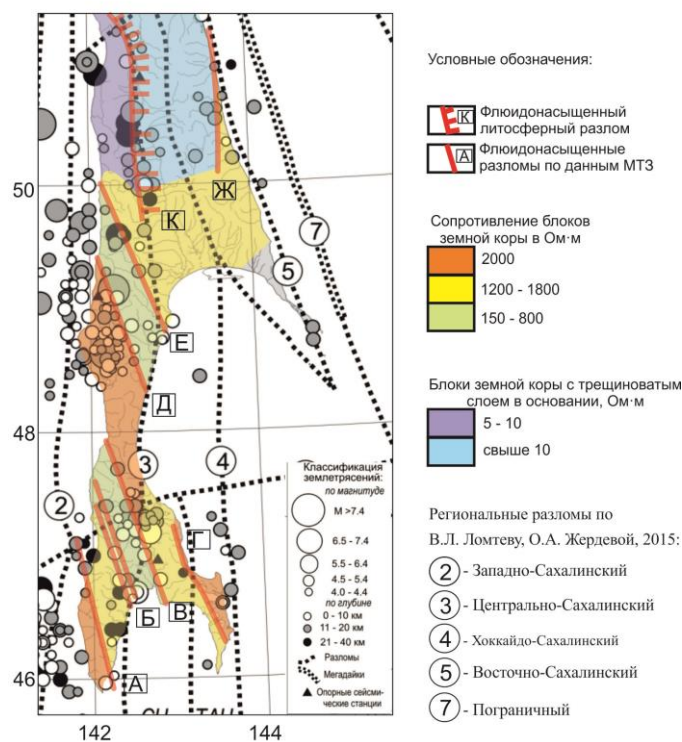
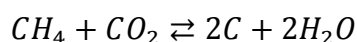
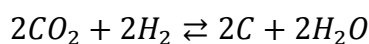


Рисунок 7.5 – Схема электропроводности блоков земной коры южного Сахалина и эпицентров землетрясений.

Существует другой механизм образования носителей тока, в котором предполагается, что вода и графит образуется за счёт поступления мантийных газов:



Не останавливаясь на анализе термодинамических условий протекания данных реакций, отметим, что в результате образуются компоненты, необходимые для переноса электрического тока. Возникшие проводящие зоны обнаруживаются наземной электроразведкой. Вместе с тем вода, генерируемая в результате реакций на глубинах свыше 15 км, где температура превышает 200°C, расходуется на гидратацию вмещающих пород. Реакция гидратации сопровождается изменением объема вмещающих пород и накоплением напряжений, которые затем могут реализоваться в виде землетрясений.

Исходя из рассмотренного физико-геохимического процесса, представляется обоснованным предположение, что крутопадающие, электропроводящие разломы преимущественно контролируют расположение очагов коровых землетрясений.

Анализ разломной сети, позволяет сделать выводы:

1. Выделяемые продольные разломы являются магистральными и в настоящее время

проницаемыми для глубинных флюидов только на отдельных участках. Так Центрально-Сахалинской разлом (3) характеризуется низким сопротивлением, т.е. является флюидонасыщенным на участке Палево-Тымовск (К). Восточно-Сахалинский разлом (5) электропроводящий только в районе п. Пограничный (Ж).

2. Большое число коротких флюидонасыщенных разломов имеет северо-северо-западное простирание, что позволяет считать их оперяющими по отношению к магистральным разломам.

3. Очаги коровых землетрясений концентрируются вдоль магистральных и оперяющих разломов, характеризующихся низким электрическим сопротивлением. Это указывает на то, что флюидонасыщенность разломов оказывает решающую роль в эволюции очаговземлетрясений.

4. Мониторинг изменения во времени кажущегося сопротивления вблизи флюидонасыщенных разломов может нести информацию об изменениях напряженно-деформированном состоянии участка земной коры.

8 Геоэлектрические характеристики трещиноватого, потенциально нефтегазонасного комплекса пород в основании осадочной толщи шельфа Охотского и Южно-Китайского морей.

Как было показано в предшествующие годы в литосфере на всех глубинных интервалах имеют место электропроводящие зоны. Их природа разнообразна. Она в зависимости от РТ-условий может быть связана с насыщением пород графитом, водно-графитовой смесью, минерализованными водами, рудными минералами и т.д. В верхней части литосферы, создаются физико-петрологические условия, способствующие региональному развитию анизотропно-проводящих (трещинных) комплексов. Особенностью этих комплексов пород является низкое сопротивление (около 5-10 Ом·м) в одном направлении и высокое (более 100 Ом·м) в ортогональном направлении. Анизотропия электрического сопротивления является основанием полагать, что таким породам свойственна трещиноватость. Наиболее выдержанным по площади анизотропно-проводящим трещиноватым горизонтом, очевидно, является горизонт мощностью 4–10 км, включающий в себя породы нижней части осадочной толщи и верхней части метаморфизованного фундамента. По имеющимся в настоящее время данным такие образования наиболее распространены в шельфовых зонах и в молодых осадочных бассейнах.

В рассматриваемом интервале глубин температура обычно не превосходит критическую точку воды, поэтому высокая электропроводность пород создаётся минерализованными растворами, заполняющими ёмкостное пространство. Судя по тому, что электрическое сопротивление пород этого комплекса в одном из направлений (5–10 Ом·м) на порядок ниже, чем в ортогональном, можно предположить, что ёмкостное пространство представляет собой систему наполненных трещин.

Между нормально осадочными изотропно-проводящими (поровыми) и трещиноватыми комплексами располагается высокоомный горизонт $\rho > 100$ Ом·м. Такая последовательность вертикальной смены электрического сопротивления указывают на определённую стадийность изменения электрических свойств. На первой стадии, когда осадочные породы погружаются до глубины 3.5–4 км, где температура не превосходит 100°C, их проводимость обеспечивается электролитом, находящимся в поровом пространстве. По мере дальнейшего погружения, электролит вытесняется, как за счёт температуры, так и за счёт гравитационного уплотнения. Электрическое сопротивление пород, лишенных свободной воды, увеличивается в десятки и сотни раз. На следующем этапе погружения (свыше 4 км), когда температура достигает 180°C и более, развивается процесс дегидратации, то есть выделения связанной кристаллизованной воды. В условиях

тектонических подвижек вода непрерывно во времени способствует развитию трещиноватости вмещающих пород. Наряду с выше описанным механизмом образования анизотропно-проводящего комплекса может быть и другой механизм, в котором вода образуется за счёт трансформации газов мантийного происхождения (CO , CO_2 , CH_4 , H_2).

8.1. Общая характеристика районов развития трещиноватых комплексов в низах осадочной толщи и в верхней части фундамента на шельфах Охотского и Южно-Китайского морей.

Независимо от способа образования водного флюида, флюидонасыщенная толща играет определённую роль в процессах нефтегазообразования и накопления. Структура рассматриваемой толщи оказывает влияние на расположение залежей углеводородов. Как правило, они располагаются вблизи контакта трещинных образований с литифицированными породами нижней части осадочного чехла. В отдельных случаях, например, в Дагинско-Набильском нефтегазоносном районе о. Сахалин, залежи УВ непосредственно располагаются в трещиноватом комплексе в интервале глубин свыше 3.5 км.

В этой связи актуальной задачей является оконтуривание площадей развития трещиноватого комплекса, и прежде всего, выделению положения его западной границы в Япономорском регионе в зоне сочленения с континентальными структурами Приморья.

Анизотропно-проводящий комплекс проявляется на о. Сахалин в виде минимума на поперечных кривых кажущегося сопротивления в диапазоне периодов $30\text{с} < T < 90\text{с}$. На соответствующих продольных кривых МТЗ минимум в этом интервале периодов отсутствует. Имеющаяся сеть наблюдений МТЗ позволяет оконтурить территории, в пределах которых наиболее чётко проявлен анизотропно-проводящий комплекс. Парадокс состоит в том, что поперечная анизотропия характерна для продольных зон, примыкающих к западному, восточному побережьям Сахалина, а также в Поронайской и Сусунайской впадинах. В качестве одной из возможных моделей геоэлектрического строения можно предположить существование глубинных линейных структур субширотного или восток-северо-восточного направления, развитых на континенте, и продолжающихся под Татарским проливом и достигающих западных берегов о. Сахалин. Точно также, ориентируясь на характер гравитационного и магнитного полей можно было бы допустить развитие глубинных структур субширотного простираения в Охотском море вплоть до восточных берегов о. Сахалин.

Для решения поставленной задачи проведён следующий комплекс исследований:

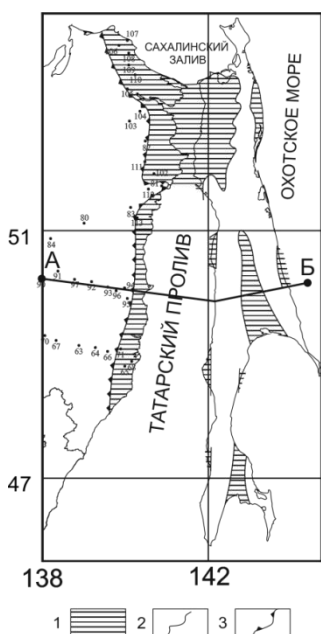
1 – выполнены повторные наблюдения магнитотеллурического поля в 10 ключевых пунктах о. Сахалин с использованием современных аппаратных комплексов LEMI-417 и LEMI-025 и современных средств обработки с целью подтверждения достоверности кривых МТЗ, полученных в предыдущие годы;

2 – проведён азимутальный анализ, в том числе и кривых МТЗ, выполненных в 20 пунктах, расположенных на континенте вблизи Татарского пролива с целью определения азимутов, в которых исследуемый анизотропно-проводящий комплекс отражается наиболее ярко;

3 – проведено трассирование западной границы распространения трещиноватого комплекса пород, включающего в себя образование низов осадочной толщи и верхней части фундамента;

4 – проведено математическое моделирование, подтверждающее своеобразные особенности поведения электромагнитного поля и соответственно поперечного кажущегося сопротивления.

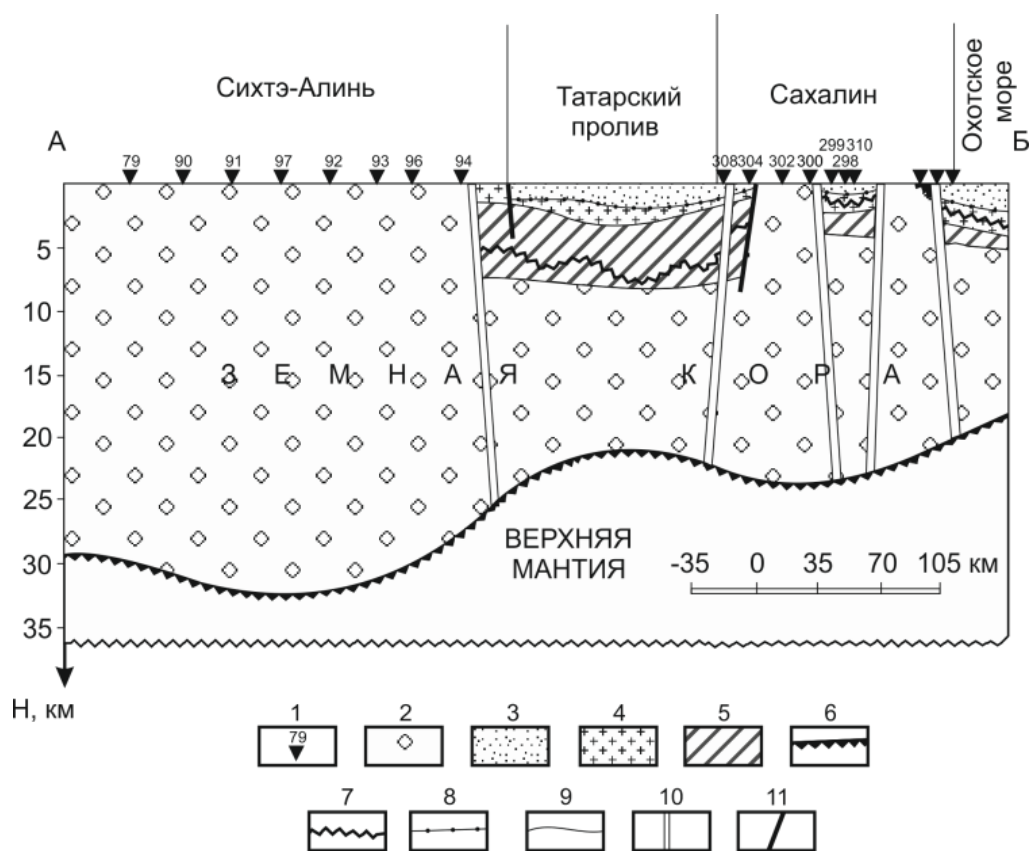
На рисунке 8.1 представлены результаты исследований. Выявлено, что западная граница трещиноватого комплекса проходит вблизи береговой линии, удаляясь вглубь континента на расстояние 10–30 км. Далее на запад он не фиксируется. Граница почти прямолинейная и её генеральное направление так же, как и на о. Сахалин – субмеридиональное. Численное моделирование этого феномена показало, что сравнительно узкие структуры с поперечной анизотропией электрического сопротивления могут быть отражены в кажущемся сопротивлении при наличии коровых флюидонасыщенных разломов. Анизотропно-проводящий трещиноватый комплекс пород становится «видимым» для МТЗ благодаря гальванической связи с породами осадочной толщи посредством электропроводящих разломов.



Условные обозначения: 1 – территории развития трещиноватого комплекса пород в нижней части осадочной толщи Охотского – Япономорского региона; 2 – граница развития трещиноватого комплекса на о. Сахалин; 3 – западная граница распространения трещиноватого комплекса.

Рисунок 8.1 – Схема распространения трещиноватого (анизотропно-проводящего) комплекса пород в нижней части осадочной толщи и верхней части консолидированного фундамента.

Геоэлектрический разрез, показанный на рисунке 8.2, демонстрирует взаимоотношение электропроводящих комплексов земной коры по профилю, пересекающему, Татарский пролив, о. Сахалин, Охотское море на широте города Александровск.



Условные обозначения: 1 – пункты МТЗ и их номера; 2 – высокоомные породы земной коры > 1000 Ом·м; 3 – изотропно-проводящие низкоомные породы осадочной толщи 5-20 Ом·м; 4 – высокоомные породы экрана внутри осадочной толщи более 1000 Ом·м; 5 – анизотропно-проводящие трещиноватые образования нижней части осадочного чехла и верхней части фундамента; 6 – подошва земной коры; 7 – основание кайнозойских осадочных отложений по сейсмическим данным; 8 – основание изотропно-проводящих образований осадочного чехла; 9 – кровля и подошва трещиноватого комплекса пород; 10 – флюиднонасыщенные сквозькоровые разломы; 11 – разломы в верхней части земной коры.

Рисунок 8.2 – Геоэлектрический разрез по профилю, пересекающему Сихотэ-Алинь, Татарский пролив, Сахалин, Охотское море.

Таким образом, в результате выполненных работ на о. Сахалин и прилегающем шельфе сделаны следующие выводы:

- Анизотропно-проводящий трещиноватый комплекс пород с преимущественным субширотным направлением трещиноватости, развитый в интервале глубин 4-10 км, включающий в себя образования нижней части осадочного чехла и верхней части метаморфизованного фундамента, в изучаемом регионе развит в субмеридиональных

зонах, соответствующих молодым осадочным бассейнам: Татарскому, Восточно-Сахалинскому, Тымь-Поронайскому, Сусунайскому.

- Анизотропно-проводящий трещиноватый комплекс пород перекрыт слабопроницаемым для флюида высокоомным экраном мощностью до 2 км.
- Глубинные флюидонасыщенные разломы осуществляют гальваническую связь глубинных анизотропно-проводящих комплексов пород с нормально-осадочными изотропно-проводящими породами, благодаря чему толща становится «видимой» для МТЗ. По этим же разломам, очевидно, происходит подток глубинных флюидов из земной коры в осадочную толщу. Этим, очевидно, объясняется контролирующая роль границ толщи на расположение залежей нефти и газа на Сахалине.

В связи с активизацией нефтегазопроисловых работ в Северном Вьетнаме нами в отчётный период были начаты магнитотеллурические исследования в прибрежной части Тонкинского залива Южно-Китайского моря по профилю, пересекающему разломную зону р. Красная.

Как показал анализ, во всех пунктах МТЗ устойчиво выделяются два направления поляризации: северо-северо-западное (325° – 335°) и восточно-северо-восточное (55° – 65°). Исходя из того, что основной структурой региона является разломная зона р. Красная, можно считать, что именно она формирует рассмотренные поляризации кажущегося сопротивления. Учитывая особенности длиннопериодной асимптотики, кривые кажущегося сопротивления в направлении 325° – 335° определяются нами как продольные, а в направлении 55° – 65° – как поперечные.

Численное моделирование данных МТЗ по профилю ВГ (рис.7.4) проводилось на основе представлений о модели, содержащей сквозлитосферные низкоомные разломы и высокоомные линейные тела, проникающие глубоко в астеносферу. В результате исследований получены основные черты глубинного геоэлектрического разреза северо-западной части Тонкинского залива. Осадочная толща характеризуется удельным сопротивлением 5–20 Ом·м и достигает максимальной мощности (2.5 км) в устье р. Красная. Основные объемы нормально-осадочных отложений развиты к юго-востоку от профиля исследований. Нормально-осадочные отложения перекрывают трещинный комплекс пород, характеризующийся анизотропной проводимостью. Минимальное сопротивление составляет 5–10 Ом·м, в ортогональном направлении сопротивление увеличивается в 10–20 раз. Мощность трещиноватого комплекса достигает 5 км. Он представлен песчаниками, известняками и метаморфическими образованиями разновозрастных пород (от силурийских до верхнемеловых). Трещиноватый комплекс, который, по-видимому, широко развит под акваторией Южно-Китайского моря,

исследователи выделяют в качестве «переходного фундамента».

В восточной части профиля исследования в пунктах МТЗ 1 и 5 также зафиксировано аномальное поведение поперечного кажущегося сопротивления. С востока и запада от аномальной зоны в пунктах МТЗ 4, 3 и 6 поперечные кривые имеют нормальный вид.

Таким образом, аномалия оказалась ограничена с востока и запада. Вместе с тем, во всех перечисленных пунктах продольные кривые не отмечают наличия в разрезе избыточной продольной проводимости. Такое соотношение продольных и поперечных кривых указывает на то, что аномалии поперечного тока связаны с перетеканием астеносферного тока в приповерхностный слой по каналам центрального типа.

Низкоомные каналы, обеспечивающие гальваническую связь проводящей астеносферы с осадочной толщей, одновременно являются каналами притока глубинного флюида, в том числе метана мантийного происхождения. Следовательно, структуры трещиноватого анизотропно-проводящего комплекса, прилегающие к этим каналам, наиболее благоприятны для образования скоплений углеводородов. Это подтверждается скоплением месторождений нефти и газа вблизи выделенных методом МТЗ сверхглубинных разломов на северо-востоке о. Сахалин. Учитывая этот факт, можно предположить, что сверхглубинные разломы, ограничивающие Ханойскую СГФРС являются признаком, благоприятным для локализации скоплений углеводородов в трещинном комплексе промежуточного фундамента, перекрытого песчано-глинистыми отложениями кайнозойского возраста.

8.2. Опыт применения донных регистраторов электромагнитного поля на мелком шельфе.

Магнитотеллурические исследования на шельфе – это в перспективе наиболее востребованный вид электромагнитных работ. По их результатам могут разрабатываться направления нефтегазопроисловых работ. Особенно это актуально в связи с освоением новых видов резервуаров – трещинных образований в нижней части осадочного чехла.

Для решения задач нефтегазопроисловых работ необходимо: 1 – повышение плотности наблюдений МТЗ на дне в шельфовой зоне; 2 – упрощение методики регистрации магнитотеллурического поля и снижение стоимости работ. Исходя из этих условий, нами предложена методика раздельного измерения магнитных и электрических компонент магнитотеллурического поля. Учитывая, что горизонтальные компоненты магнитного поля однородны на расстояниях в несколько десятков километров, целесообразно их регистрировать на суше. Электрические линии прикладываются на дне в зоне шельфа и вариации электрического поля регистрируются в автономном режиме.

Такой методический прием существенно сокращает трудозатраты на установку на дне моря измерительной аппаратуры. Обратная сторона такой упрощенной методики содержит два основных недостатка: 1 – из процесса интерпретации исключаются переходные магнитные отклики; 2 – магнитное поле на самом деле не является однородным, его изменения могут достигать 5-10 %. Нами были исследованы возможные ошибки интерпретации теоретически и экспериментально, применительно к разрезу нефтегазоносного района северо-восточного побережья Сахалина. Согласно сделанным оценкам возможные искажения, связанные с упрощением методики наблюдения МТ-поля, не снижают эффективность метода при оконтуривании участков развития анизотропно-проводящих трещиноватых образований – основного объекта исследования.

Нами была разработана принципиальная схема и изготовлен опытный образец двухканального измерительно-регистрирующего устройства для регистрации вариаций электрического поля на дне мелководного шельфа (рис. 8.3).



Рисунок 8.3. – Блок измерения электрического поля донной станции.

В основе электронной схемы исследована 24-битный АЦП-Е-24. Опрос вариации производился с частотой 1 Гц. Синхронизация записей электрических вариации с магнитными вариациями осуществлялась с помощью кварцевых часов. Измерительно-регистрирующие платы, системы синхронизации и управления, блока питания и аккумуляторные батареи помещались в цилиндрический металлический контейнер с уплотняющими кольцами. Ёмкость батарей обеспечивала 40 часов автономной работы. Испытания опытного образца аппаратуры проводились в Амурском заливе в сентябре 14 года, а затем в заливе Бакбо в ноябре 2014 года. На дне Амурского залива раскладывались измерительные линии длиной 500 м в направлении север-юг и запад-восток. Линии подключались к измерительной аппаратуре, размещенной в погруженном на дно

контейнере. Запись продолжалась в 18 часов. В результате были получены ряды вариаций электрических потенциалов на концах измерительных деталей. Их совместный с магнитным полем анализ показал, что зарегистрированные электрические вариации не соответствуют магнитному полю. По результатам экспериментальных исследований в Амурском заливе были внесены дополнительные изменения в методику установки контейнера на дно. Дальнейшие испытания опытного образца аппаратуры проводились в заливе Бакбо. На дне этого залива были проложены измерительные линии длиной 1000 м в направлениях север-юг, запад-восток. Контейнер с аппаратурой был уложен на дно таким образом, чтобы исключались его подвижки. Длительность цикла автономной записи составляла 26 часов. Полученные записи электрического поля, несмотря на некоторый сбой системы синхронизации, представлены, в основном, вариациями теллурического поля на фоне магнитного уменьшения межэлектродной разности потенциалов. Обработка полученных данных позволила надежно построить кривые кажущегося сопротивления (рис. 8.4).

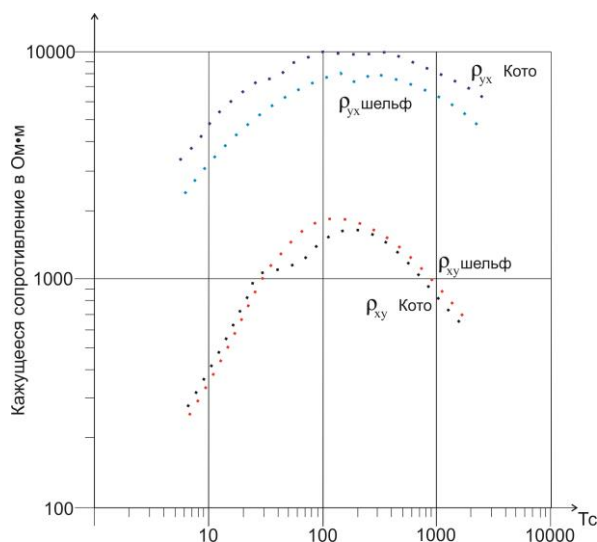


Рисунок 8.4 – Сопоставление кривых кажущегося сопротивления на шельфе полученной с применением донной установки и на острове Кото, полученной с применением наземной установки. Кривые ρ_{yx} Кото и ρ_{yx} шельф смещены вверх на порядок.

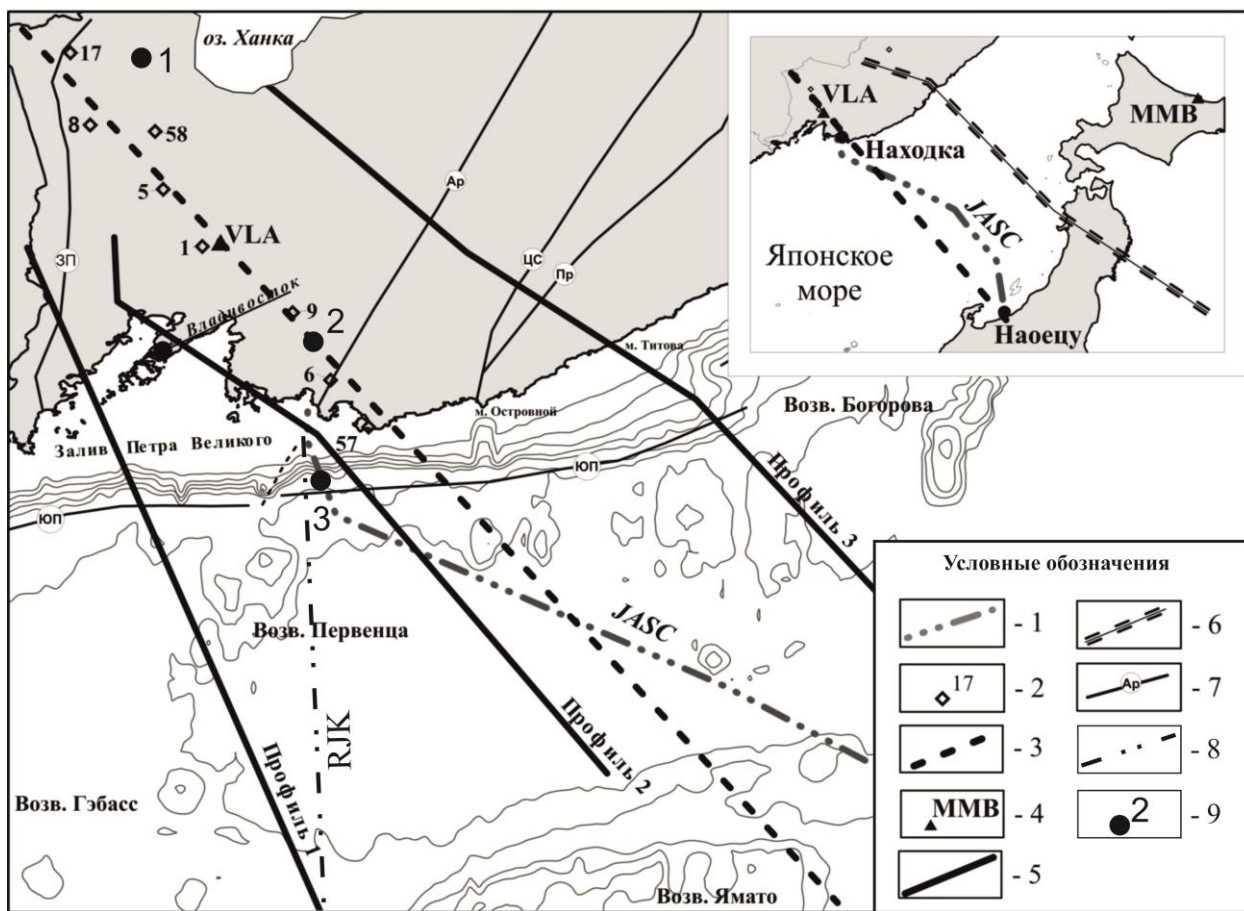
Сопоставление с кривыми кажущегося сопротивления полученными на острове Кото показала их полную идентичность на пределах $T < 100$ с, и некоторое различие в интервале пределов $T < 100$ с, что полностью соответствует увеличению продольной проводимости морских осадочных отложений. Приличный опыт регистрация теллурического поля на дне в мелководном шельфе позволяет положительно оценить широкое внедрение магнитотеллурических исследований в прибрежной части, направленное на решение нефтегазопоисковых задач.

8.3. Исследование перспективности нефтегазоносных комплексов пород фундамента Японского моря методами глубинной электроразведки.

Основной фонд эксплуатируемых в настоящее время месторождений нефти и газа Дальневосточного региона располагаются в осадочных отложениях с коровым типом ёмкостного пространства, занимающих интервал глубин 1–4 км. Ресурсы осадочной толщи с этим типом коллекторов, в основном, хорошо изучены. В этой толще располагаются все месторождения крупнейшего на Дальнем Востоке промышленно нефтегазоносного Сахалинского бассейна, шельф которого включает 9 проектов от «Сахалин–1» до «Сахалин–9». Обнаружение новых скоплений углеводородов в этой толще представляется маловероятным. Прирост нефтегазового потенциала связывается с освоением более глубоко залегающих трещиноватых образований. При этом, трещиноватость может быть развита как в уплотнённых литифицированных осадочных отложениях, так в метаморфических и массивных образованиях, слагающих фундамент. В последние годы широкое развитие получило изучение трещиноватых образований переходного комплекса между кристаллическим фундаментом и осадочным чехлом.

С целью обнаружения признаков наличия в геоэлектрическом разрезе Япономорского региона вышерассмотренных трещиноватых образований были проведены дополнительные исследования методом магнитотеллурического зондирования вдоль ранее отработанного профиля точек МТЗ на суше и подводного кабеля JASC. Эти работы сопровождалось структурно-плотностным моделированием по линиям профилей, расположенных параллельно прокладки кабеля JASC (рис.8.5).

Для уточнения модели были дополнительно отработаны методом МТЗ в точках 1, 2 и 3. Их положение выбиралось с учётом получения возможности получения кондиционных данных по электромагнитным вариациям вдоль профиля Тихий океан – Японское море – Буреинский массив, и построения фундаментальной геоэлектрической модели тектоносферы в этом регионе. Точка 1 располагалась вблизи озера Ханка. Вариации электромагнитного поля в этой точке регистрировались в течении 28 суток.



Условные обозначения: 1 - положение подводного телекоммуникационного кабеля JASC; 2 - пункты магнитотеллурических зондирований на суше; 3 - линия профиля геоэлектрического разреза; 4 - местоположение магнитных обсерваторий Владивосток (VLA) и Мемомбецу (MMB); 5 - линии профилей структурно-плотностного моделирования; 6 - профиль глубинного температурного разреза; 7 - основные разломы: Западно-Приморский (З-П), Арсеньевский (Ар), Центрально-Сихотэ-Алинский (ЦС), Прибрежный (Пр), Южно-Приморский (ЮП); 8 - положение подводного телекоммуникационного кабеля RJK; 9 - пункты долговременных наблюдений.

Рисунок 8.5 – Схема геофизических исследований

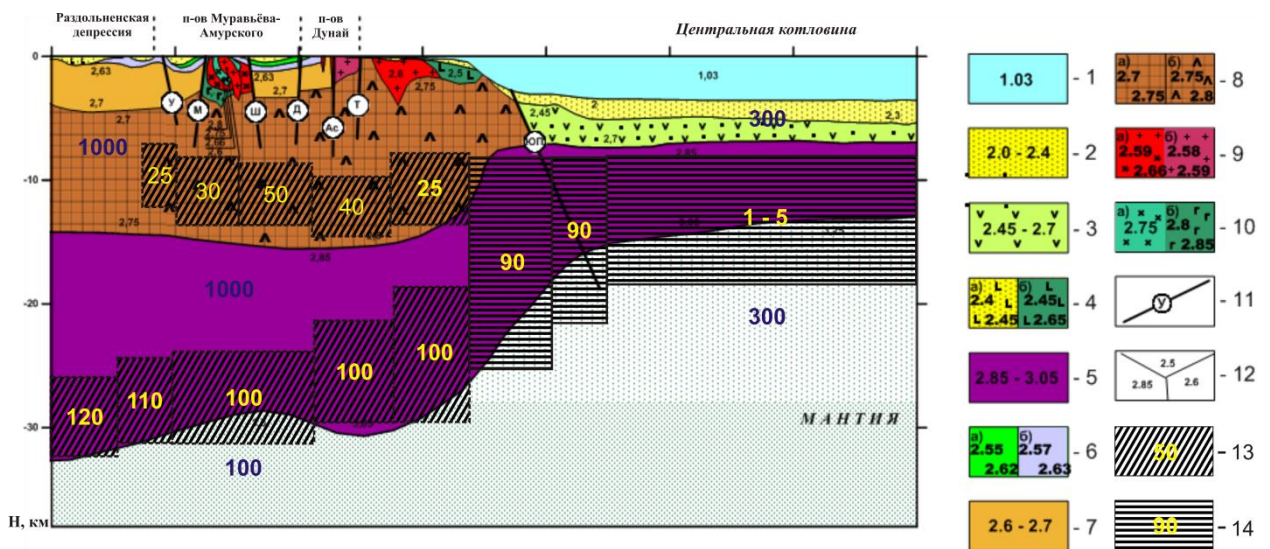
Точка 2 располагалась в пределах Муравьевско-Дунайской структурно-формационной зоны. Точка 3 расположена в шельфовой части японского моря на удалении 15 км. Для регистрации вариаций электрического поля использовался отрезок кабеля JASC с заземлениями в бухте Отрадная и в море на удалении от берега 28 км. В качестве второго заземления использовался корпус первого репитора. Важной особенностью выполняемых в отчетном периоде электромагнитных исследований является использование записей вариаций электрического поля с применением подводного кабеля RJK, направление прокладки которого составляет угол около 45° по отношению к направлению прокладки кабеля JASC. Различие в направлениях размотки позволило сделать принципиальный

вывод об анизотропном характере проводимости электрического слоя, в интервале глубин 3–20 км, ранее выявленного по результатам моделирования данных JASC.

Моделирование ранее имеющихся данных по электромагнитным вариациям совместно с полученными данными в 2014 г. позволило уточнить геоэлектрическую модель земной коры зоны перехода от континентальных структур к структурам Японского моря. Сопоставление геоэлектрического разреза с плотностным разрезом и флюидодинамической моделью позволило сделать принципиальные выводы относительно перспективы нефтегазоносности северо-западной части Японского моря (рис.8.6).

В континентальной части профиля прослежены два анизотропно-проводящих комплекса. Первый из них расположен в интервале глубин 35–25 км и характеризуется уровнем электрического сопротивления 80–120 Ом·м в направлении СЗ 330°. Верхний комплекс расположен в интервале глубин 17–8 км. Его сопротивление в направлении СЗ 330° изменяется от 20 Ом·м до 50 Ом·м. Относительно низкое сопротивление этого комплекса в свете развиваемых нами идей подъёма мантийного флюида связано с накоплением в трещинном пространстве водно-графитовой смеси. Она образуется благодаря реакции $\text{CH}_4 + \text{CO}_2 \rightarrow 2\text{C} + 2\text{H}_2\text{O}$, направлению которой способствуют термобарические условия рассматриваемого интервала глубин. Согласно плотностной модели в этом интервале глубин разрез слагается породами сиалического состава (рис. 8.6). В отличие от нижнего анизотропно-проводящего комплекса, расположенного в базальтовом слое, где вода расходуется на гидратацию основных пород, в верхнем комплексе водно-графитовая смесь, насыщенная метаном и углекислым газом может сохраняться долгое время, не вступая в реакцию с вмещающими породами. Однако, это скопление углеводородов оказывается перекрытым мощной толщей метаморфических и изверженных пород. В этой связи в континентальной зоне, прилегающей к Японскому морю, вероятно, могут существовать значительно локализованные зоны, связанные с глубинными разломами, в которых возможен подток глубинных углеводородов в самую верхнюю часть разреза, где могут располагаться ловушки нетрадиционного типа.

В Япономорской части профиля выделяется единый проводящий комплекс пород в интервале глубин 6–20 км. Его электрическое сопротивление колеблется в пределах 0.5–5 Ом·м. Максимальная проводимость коровых пород отличается в северо-восточном направлении СВ 30–40°. Проводящий комплекс судя по плотностной модели полностью расположен в базальтовом слое. Можно предположить, что большая часть образованной воды поглощается на гидратацию вмещающих основных пород (Гидратация оливина происходит при температуре $T < 450^\circ\text{C}$). Следовательно, электрическая проводимость



Условные обозначения: 1 - водная толща; 2 - осадочный слой; 3 - вулканогенно-осадочный («переходный») слой; 4 - базальты: а) кайнозойские, б) мезозойские; 5 - «базальтовый» слой; 6 - мезозойские осадочно-вулканогенные образования: а) меловые, б) триасовые; 7 - палеозойские складчатые осадочно-вулканогенные образования; 8 - кристаллический фундамент: а) сиалический, б) метабазитовый); 9 - интрузии гранитного состава: а) мезозойские, б) палеозойские; 10 - интрузии среднего, основного и ультраосновного состава: а) среднего, б) основного-ультраосновного; 11 - разломы: Уссурийский (У), Муравьевский (М), Шкотовский (Ш), Дунайский (Д), Аскольдовский (Ас), Южно-Приморский (ЮП); 12 – границы блоков и плотности в них; 13 - блоки анизотропной электрической проводимости и удельные их сопротивления; 14 - блоки изотропной электрической проводимости и удельные их сопротивления.

Рисунок 8.6 – Структурно-плотностная и геоэлектрическая модели земной коры по профилю кабеля JASC.

анизотропно-проводящего комплекса, по-видимому, связана с накоплением графита в трещинном пространстве. Поскольку гидратация вмещающих пород приводит к увеличению их объёма, то графитизация трещин ещё более способствует уменьшению проницаемости верхней части фундамента. С точки зрения оценки перспективы нефтегазоносности это явление представляется негативным. Вместе с тем существует особенность геоэлектрического разреза, которая позволяет позитивно относиться к проблеме нефтегазоносности дна Японского моря. Особенность заключается в том, что в отличие от континентальной литосферы, электрическое сопротивление которой колеблется в пределах 80–120 Ом·м, электрическое сопротивление литосферы Японского моря составляет 400–600 Ом·м. В первом случае уровень сопротивления 80–120 Ом·м может быть обусловлен накоплением графита в подкоровой литосфере в соответствии с реакцией Будуара $2\text{CO} \rightarrow 2\text{C} + \text{CO}_2$. Повышенное сопротивление литосферы Японского моря подразумевает удаление графита из разреза. Это может осуществляться согласно реакции $\text{C} + 2\text{H}_2 \rightarrow \text{CH}_4$, которая возможна при температуре и давлении существующих в

литосфере Японского моря и при условии обогащения водородом мантийного флюида Япономорского региона. В таком случае восходящий поток глубинных газов, обогащённых водородом, вступая в реакцию с графитом, накопленным в проводящем комплексе, может образовывать метан. В дальнейшем метан может поступать в осадочную толщу и осаждаться в ловушках. Поскольку область генерации и накопления метана характеризуется высоким электрическим сопротивлением, можно ожидать, что благоприятные в нефтегазоносном отношении территории будут выделяться как относительно высокоомные участки на низкоомном фоне окружения.

Таким образом, проведённые за отчётный период работы по рассматриваемому направлению позволили разработать предварительную основу оценки перспектив нефтегазоносности Японского моря и наметить методические приёмы дальнейших исследований. В нашем понимании проблема нефтегазоносности дна Японского моря не закрыта и в этой связи электромагнитные исследования приобретают особую актуальность.

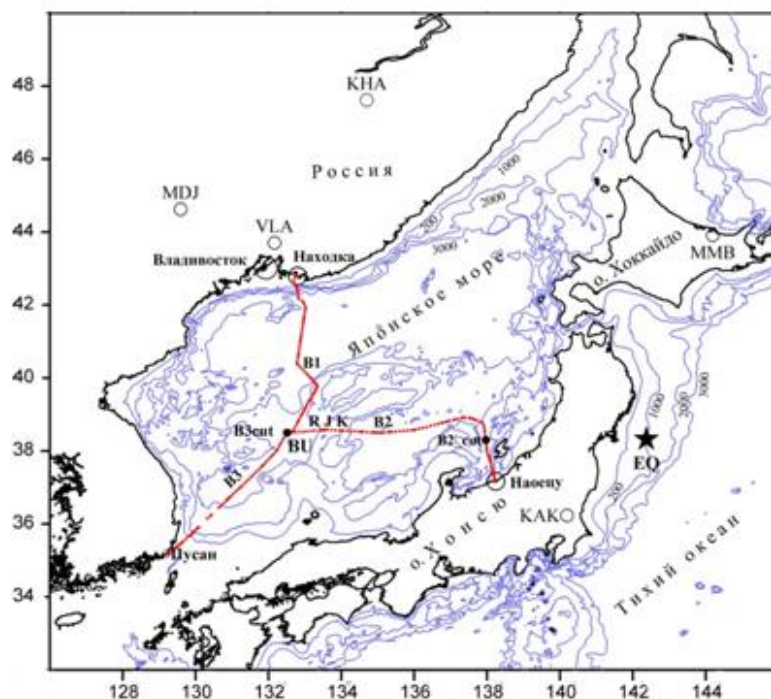
9 Исследование геодинамических процессов в литосфере Японского моря на основе мониторинга электромагнитного поля с использованием подводных кабелей связи.

9.1 Мониторинг временных вариаций геоэлектрического и геомагнитного полей с использованием подводных телекоммуникационных кабелей связи и стационарных трехкомпонентных магнитометров.

Морской оптоволоконный коммуникационный кабель RJK (рис.9.1) во время его функционирования связывал Россию, Японию и Корею. После выведения из эксплуатации в конце 2009 года он был передан ОАО “РОСТЕЛЕКОМом” ТОИ ДВО РАН для выполнения экспериментальных работ. Кабель состоит из трех плеч: В1, В2, В3, расходящихся от разветвительной муфты ВU. После отключения электропитания жилы оказались закороченными на разветвительной муфте, представляя один проводник. С корейской стороны плечо В3 было выбрано, и кабель был обрублен приблизительно в 1.5 км от ВU в точке В3cut с координатами 38.4891°N, 132.4997°E при глубине моря 2.735 км и сброшен в море как есть без оформления какого-либо заземления на его конце. Так был получен электрический контакт с морской водой стальных и медных проводников, по которым осуществлялось питание линии связи при ее функционировании, и которые использовались для регистрации вариаций электрического напряжения между береговым заземлением (42.7933°N, 132.7985°E) в Находке и морским вблизи муфты ВU.

Регистрация вариаций осуществлялась на береговой станции в Находке в 5-ти км от береговой черты. Для этого использовался аналого-цифровой преобразователь (АЦП) E-24 (<http://www.lcard.ru>), соединенный с СОМ-портом ноутбука, на флеш-карте которого производилась запись цифровых отсчетов вариаций через 1 с суточными файлами. Восьмиканальный АЦП E-24 построен на основе двух микросхем: АЦП AD774 (AnalogDevices) и микроконтроллера AVD (ATMEL). Уровень собственных шумов 24-х битного АЦП составляет 10 мкВ. Максимальная частота преобразования 1000 Гц, полоса пропускания 0–500 Гц, входное сопротивление 5 Ом·м, динамический диапазон ± 2.5 В, LSB = 0.298 мкВ. Провод, идущий от морского заземления, был подключен к положительной клемме преобразователя. Отсчеты синхронизировались по часам ноутбука, программно корректируемым в процессе записи с уходом не более первых секунд за три месяца и корректируемым при снятии данных. Для идентификации электромагнитных сигналов использовались цифровые записи с широкополосного сейсмометра STS-2, установленного Сахалинским филиалом Геофизической службы РАН

на обсерватории “Владивосток” (VLA, 43.6992°N, 132.1658°E).



B1, B2, B3 – плечи подводного кабеля, BU – его разветвительная муфта. Глубины моря в м.

Рисунок 9.1 – Расположение подводного кабеля RJK, эпицентра землетрясения (звездочка) и пунктов регистрации вариаций геомагнитного поля.

При анализе геомагнитных вариаций использовались данные с феррозондовых магнитометров за исключением обсерватории “Хабаровск” (КНА, 47.6105°N, 134.6967°E), где установлен кварцевый торсионный магнитометр. Магнитометры установлены в геомагнитной системе координат с осями x , y , z направленными на север, восток и вертикально вниз, соответственно. К этой же системе координат были преобразованы и данные сейсмометра. После очередного снятия данных, записанных с кабеля RJK, и просмотре вариаций в пределах суточного файла, включающего момент начала землетрясения, была обнаружена вариация (рисунок 9.1) по морфологии напоминающая сейсмическую запись землетрясения на ближайшей китайской сейсмостанции MDJ (44.62°N, 129.59°E).

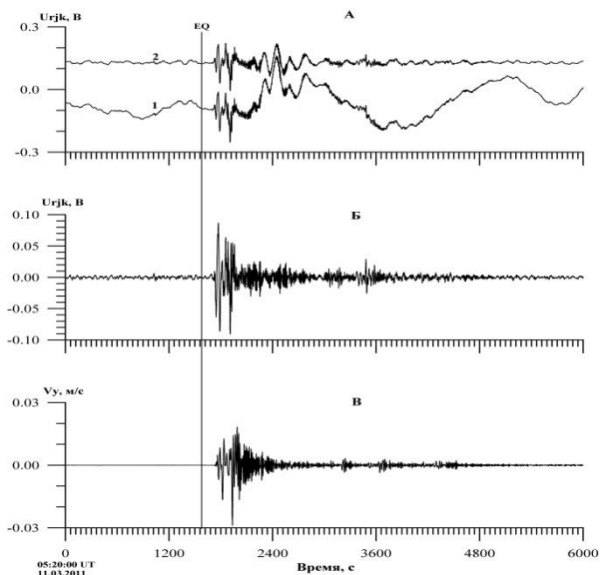
Направление на эпицентр землетрясения из точки расположения морского заземления, как это видно из рисунка 8.6, практически перпендикулярно направлению измерительной линии и фронт сейсмической волны, в случае его сферичности, раньше будет достигать южного участка плеча B1 кабеля, последовательно возбуждая среду вплоть до берегового заземления. Видимо, вследствие этого принимая во внимание неоднородность геоэлектрического строения дна, не усматривается полной аналогии

между электрическим и сейсмическим сигналами. Так, максимальные коэффициенты корреляции между совмещенными по вступлению электрической вариацией и компонентами скоростей смещений сейсмического возмущения, рассчитанные на временном интервале 600 с, включающем наиболее интенсивные участки возмущений, составили 0.4, 0.5, 0.3, соответственно для V_x , V_y и V_z скоростей смещений. С другой стороны, измерительная линия длиной 478.6 км, превышающая длины сейсмических волн в среде, представляет собой интегральный датчик сигнала по сравнению с сейсмометром, измеряющим скорости смещения в точке. Как известно, поле сейсмической волны при смещениях морской воды и дна в постоянном магнитном поле Земли в лежащей на дне измерительной линии будет индуцироваться электрическое напряжение U :

$$U = -[(V_w - V_s) \times B] \times L,$$

где V_w и V_s – векторы скоростей смещения воды и осадков, B – вектор индукции постоянного магнитного поля Земли, L – вектор длины измерительной линии.

Так как поперечные сейсмические волны не распространяются в водной толще, то в случае плавного рельефа дна движения воды будут возбуждаться только продольными сейсмическими P -волнами. Учитывая меридиональное расположение плеча В1 кабеля и его практически горизонтальное положение, только широтные компоненты P -волн будут индуцировать электрическое напряжение. Скорости смещения донных осадков в поле поперечных сейсмических S -волн и поверхностных волн Лява при относительном положении эпицентра землетрясения и измерительной линии будут практически параллельны последней, а, следовательно, будут наводить в среде электрические напряжения в направлении, перпендикулярном линии. В реальности, видимо, можно ожидать их некоторого незначительного вклада. В поверхностной волне Релея, имеющей V_y и V_z компоненты скоростей, только V_y компонента будет возбуждать электрические напряжения, регистрируемые на кабеле. Такой избирательный характер наводок в В1 плече кабеля может являться причиной не полного подобия сейсмического и электрического сигналов. Как видно из рисунка 9.2,а, через ≈ 10 мин после начала землетрясения на кабеле RJK была зарегистрирована серия колебаний электрического напряжения с периодом ≈ 150 – 180 с. Так как наблюдаемая серия колебаний протекает на фоне развития сейсмического процесса и характеризуется амплитудой сопоставимой с амплитудой вариации, возбужденной первым толчком, можно ожидать и ее проявление в магнитных вариациях.

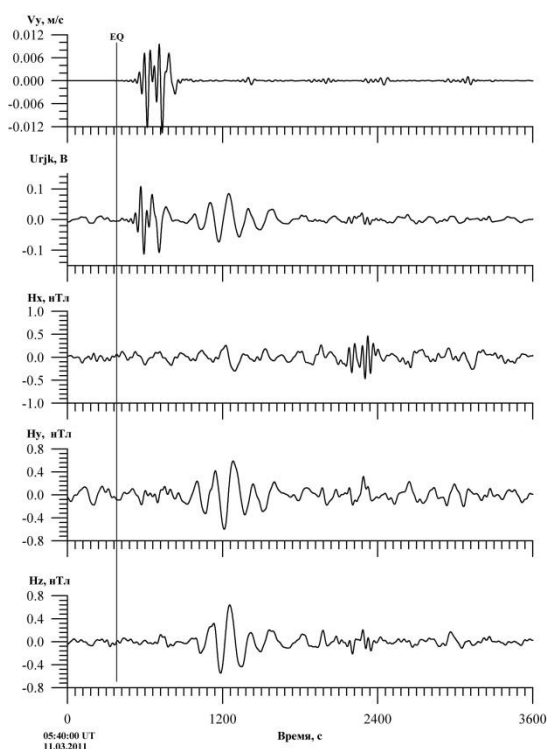


Условные обозначения: а) 1 – участок исходной записи вариации электрического напряжения на кабеле, 2 – этот же участок после полосовой фильтрации с полосой пропускания 0.003–0.3 Гц (для лучшего разрешения график 2 смещен по оси напряжений). б) - Вариация электрического напряжения в полосе частот 0.01–0.5 Гц. в) - исходная запись широтной составляющей скорости смещения среды на обсерватории VLA. EQ – момент начала землетрясения. Начальное время графиков указано ниже начала временной оси.

Рисунок 9.2 – Электрические (а), (б) и сейсмические (в) возмущения, вызванные землетрясением и записанные на кабеле RJK.

Для исследования были взяты цифровые записи феррозондового магнитометра UT-8T, функционирующего на МЭС ТОИ ДВО РАН на о. Попова (POI, 42.9768°N, 131.7280°E) в ≈ 20 км от г. Владивостока в рамках проекта «210-й магнитный меридиан». На рисунке 9.3 представлены синхронные, отфильтрованные полосовым цифровым фильтром с полосой пропускания 0.004–0.03 Гц записи широтной компоненты скорости смещения с сейсмометра STS_2, вариации электрического напряжения с кабеля RJK и трех компонент магнитных вариаций в пункте POI. Из рисунка видно, что на временном отрезке прохождения начальной наиболее интенсивной части сейсмического возмущения не наблюдается реакции в магнитном поле на уровне существующего в этом пункте шума. В последующем промежутке времени синхронно с зарегистрированной вариацией электрического напряжения наблюдаются вариации магнитного поля, наиболее интенсивные в H_y и H_z компонентах. Вариация H_z протекает синфазно с вариацией напряжения, а вариация H_y смещена по фазе приблизительно на 90° относительно нее. Можно было бы полагать, что источником этой вариации являются глобальные токовые системы в ионосфере Земли, однако большая величина вертикальной компоненты, почти

равной горизонтальной, в этом диапазоне периодов не характерна для этого пункта наблюдений.



EQ – момент начала землетрясения.

Рисунок 9.3 – сверху вниз: широтная составляющая скорости сейсмического возмущения, вариация электрического напряжения на кабеле и три компоненты геомагнитной вариации на пункте ROI, отфильтрованные с полосой пропускания 0.004–0.03 Гц

Проведенный анализ наблюдаемых на кабеле RJK вариаций электрического напряжения во время землетрясения не обнаружил каких-либо сигналов или импульсов на временном интервале от начала землетрясения и до начала реакции на записях напряжений с кабеля, что свидетельствует об отсутствии предшественников в электрическом поле или невозможности их выделения на фоне шумов. С приходом сейсмического возмущения на кабеле наблюдались электрические вариации с амплитудой до 90 мВ, причем, как это видно из рисунка 9.1,б, максимальные амплитуды наблюдаются в начальной стадии возмущения. Этот временной промежуток на сейсмических записях представлен наиболее длинными периодами колебаний (20–50 с) и характеризуется максимальными горизонтальными смещениями среды (до 10 см), рассчитанными по скоростям смещений. В то же время на этом участке ускорения среды представлены минимальными значениями по сравнению с последующей более высокочастотной частью возмущения. Чтобы определить, какая из характеристик движения среды (ускорение, скорость, смещение) сейсмического импульса в наибольшей степени коррелирует с

наблюденной вариацией напряжения, были рассчитаны нормированные корреляционные функции с нулевой задержкой, в скользящем вдоль реализаций временном окне длительностью 600 с. Оказалось, что отфильтрованная в полосе частот 0.01–0.5 Гц вариация напряжения больше коррелирует со скоростями и смещениями среды (коэффициент корреляции 0.7–0.8) и меньше с ускорениями среды (коэффициент корреляции 0.4–0.5) на временном интервале протекания сейсмического возмущения. При этом надо учитывать, что характеристики сейсмических возмущений в районе расположения кабеля могут отличаться от таковых, полученных на обсерватории VLA. Нет сомнения, что наблюдаемая вариация электрического напряжения на кабеле RJК вызвана прохождением сейсмического возмущения столь большой интенсивности. Попытки обнаружить подобную реакцию на кабеле для следующих после основного толчка афтершоков с магнитудой не менее $M_w \approx 6$ окончились неудачей. Не удалось обнаружить в записях вариаций напряжения при визуальном анализе каких-либо реакций на эти события. Нельзя исключать, что, имея цифровые сейсмические записи этих событий, их удастся выделить, выполняя совместный цифровой анализ.

Рассмотрение электрической и магнитной вариаций, наблюдаемых на кабеле RJК и в пункте POI на фоне развития сейсмического возмущения показывает, что вследствие высокой коррелированности они имеют один и тот же источник. Выполненный анализ значений типперов этой магнитной вариации для пунктов, в которых она представлена, вынуждает предполагать ее аномальное поведение. Пространственное проявление вариации показывает, что она отсутствует на удаленных обсерваториях и, по-видимому, локализована в Япономорском регионе. На японских островах наблюдается сложный режим ее протекания, на что указывает анализ значений типперов, лежащих на магнитовариационную кривую обсерватории MMB и отклоняющихся от магнитовариационных кривых на обсерваториях КАК и KNY. Во всяком случае, в наиболее удаленной от эпицентра землетрясения обсерватории KNY она подобна вариации в пункте POI, но характеризуется фазовыми сдвигами между одноименными компонентами на этих обсерваториях. При этом необходимо иметь в виду, что геомагнитные вариации в этом диапазоне периодов в пунктах POI, КАК, MMB, KNY протекают синфазно. Наблюдение этой вариации и в колебаниях электрического напряжения на кабеле RJК, вызванного, вне всякого сомнения, электрическими токами, текущими в слоях горных пород подразумевает, что и магнитная вариация может вызываться этими токами. А так как распределение токов в разрезе зависит от величины удельного электрического сопротивления горных пород, то этим вполне можно объяснить локальность проявления и сложное поведение этой магнитной вариации на японских

островах. При этом остается открытым вопрос о механизме генерации электрических токов в земной коре. Нельзя исключить и наложения двух магнитных вариаций, одна из которых имеет источник в ионосфере, а другая определяется электрическими токами в земной коре, но в компонентах эти вариации выражены по-разному. В реальности это может означать, что в некоторых пунктах наблюдений вариация, вызванная внутрикоровыми электрическими токами, в каких-то компонентах будет увереннее выделяться. Вполне понятно, что для решения этих вопросов необходимы дальнейшие исследования, предполагающие как более подробный анализ уже зарегистрированных данных, так и получение новых с постановкой измерительных аппаратурных конфигураций, ориентированных на решение этих проблем. В результате проведенных исследований с использованием подводного кабеля RJK в Японском море удалось впервые зарегистрировать и проанализировать вариацию электрического напряжения, вызванную прохождением сейсмического возмущения от мощного землетрясения у северо-восточного побережья японского острова Хонсю. Изучение этой вариации привело к рассмотрению следующей за ней вариации в электрическом и магнитном полях. Исследована пространственная локализация этой вариации и проанализированы ее возможные источники. По результатам анализа сделан вывод о значительном вкладе в вариацию источником в земной коре.

9.2. Выделение длиннопериодной вариации в записях естественного электрического напряжения в подводном кабеле JASC

Как известно, наиболее интенсивные естественные электрические напряжения в кабеле наводятся вариациями магнитных полей магнитосферных и ионосферных токовых систем, течениями проводящей морской воды в постоянном магнитном поле Земного ядра. Вариации электрического напряжения в кабеле, наведённые этими источниками, будут маскировать значительно меньшие вариации, источниками которых могут быть электромагнитные процессы в Земном ядре или эффекты от мощных землетрясений с эпицентрами вблизи кабельной линии. В последнем случае, при благоприятной геомагнитной обстановке на кабеле JASC наблюдались вариации, вызванные девятибалльным землетрясением Тохоку-Оки 11 марта 2011 г. с эпицентром вблизи восточного побережья японского острова Хонсю. Можно ожидать наличие в наблюдаемых вариациях и других низко интенсивных компонент, для выделения которых необходимо применять алгоритмы подавления интенсивных помех.

После получения шестилетней реализации вариаций с кабеля JASC было выполнено магнитотеллурическое зондирование (МТЗ) дна Японского моря по методике стандартно

используемой при подобных исследованиях. Эффекты от течений и приливов в Японском море изучались и ранее. При этом выделялись некоррелируемые с магнитными вариациями на обсерватории Мемамбецу низко интенсивные вариации электрического напряжения в кабеле, которые было трудно проинтерпретировать. В спектре этих вариаций уверенно выделялась вариация с периодом ≈ 210 дней. Интерес к этим вариациям появился после появления работ, в которых вариация с таким же периодом была выделена в вариациях геомагнитного поля, записанных немецким исследовательским спутником CHAMP (ChallengingMiniSatellitePayload). В процессе выполнения МТЗ дна Японского моря с использованием записанных на кабеле вариаций и расчёта кривой удельного кажущегося сопротивления, были проанализированы и корреляционные связи в НЧ области между магнитными и электрическими вариациями. При этом выяснилось, что кривая удельного кажущегося сопротивления при значениях квадрата множественной когерентности равном 0.8 строится только до периодов вариаций $T \approx 10$ суток. Если уменьшить значения когерентностей, то рассчитываемые удельные кажущиеся сопротивления ρ резко возрастают при $T > 10$ дней. С увеличением периода они ложатся примерно вдоль восходящей прямой, наклонённой под углом $\approx 75^\circ$ к оси T (в осях $\lg \rho - \lg T$), достигая максимума $\rho \approx 1000$ Ом·м в области полугодовых периодов. Это указывает на то, что в электрических вариациях в этой области периодов представлены источники электрического поля не удовлетворяющие модели плоской вертикально падающей электромагнитной волны. Этими источниками могут быть морские течения в постоянном магнитном поле Земли, генерирующие электрические поля в водной толще. Детальное исследование этих полей, выполненное на основе натурального эксперимента в северной части Тихого океана, указывает на возрастание электрического поля гидродинамического источника с увеличением периода за пределами нескольких дней. В этой области периодов наблюдаются низкие когерентности между электрическим полем в водной толще и магнитными компонентами на обсерваториях. Течения не генерируют сколько-нибудь значимых значений магнитных полей в водной толще.

Чтобы исследовать корреляционные связи между магнитными и электрическими вариациями в этой НЧ области и выделить некоррелируемую с магнитным полем электрическую вариацию была применена корреляционная фильтрация. Так если $U(t)$ есть вариация во времени электрического напряжения с кабеля, а $H_y(t)$ синхронная с ней компонента магнитной вариации перпендикулярная кабелю JASC, то функция обычной когерентности $G_{UH_y}(f)$ между ними в зависимости от частоты f выражается как

$$G_{UH_y}(f) = \frac{|S_{UH_y}(f)|}{\sqrt{S_{UU}(f) \cdot S_{H_yH_y}(f)}},$$

где S_{UU} , $S_{H_yH_y}$ - авто спектры, а S_{UH_y} - взаимный спектр соответствующих каналов.

Спектры рассчитываются путём усреднения произведения преобразований Фурье на временном интервале τ

$$S_U(f) = \int_{-\tau/2}^{\tau/2} U(t) \cdot e^{-i2\pi ft} dt$$

от соответствующих каналов в узкой частотной полосе

$$S_{UH_y}(f) = \overline{S_U(f) \cdot S_{H_y}^*(f)},$$

где черта сверху означает усреднение, а звёздочка – комплексное сопряжение. При расчёте авто спектров нижние индексы в должны быть одинаковы. Область значений обычной когерентности $0 \leq G_{UH_y} \leq 1$. При $G_{UH_y} = 1$ процессы U и H_y полностью коррелированы и линейно связаны, а при $G_{UH_y} = 0$ они независимы. Тогда произведение

$$G_{UH_y}(f) \cdot S_U(f)$$

будет выделять в спектре $S_U(f)$ коррелированную с магнитной вариацией часть сигнала, и напротив произведение

$$(1 - G_{UH_y}(f)) \cdot S_U(f)$$

будет выделять некоррелированную часть. Для выделения некоррелированной U_n с магнитными вариациями части в вариациях электрического напряжения U на кабеле JASC выполнялось обратное преобразование Фурье

$$U_n(t) = \text{Re} \left\{ \frac{1}{T} \int_{-\infty}^{\infty} (1 - G_{UH_y}(f))^m \cdot S_U(f) \cdot e^{i2\pi ft} df \right\}.$$

Здесь $m \geq 1$ небольшое целое положительное число улучшающее селективные свойства фильтрации, T - длина реализации, I - мнимая единица, Re - реальная часть выражения.

Расчёты выражения выполнялись с использованием алгоритма быстрого преобразования Фурье (БПФ) для получения спектров вариаций. Так как алгоритм БПФ требует, чтобы количество отсчётов в массиве удовлетворяло требованию $N = 2^k$, где k - целое положительное число, то для реализации 1 принималось $k=16$ или 17 и она дополнялась нулями. В процессе расчётов обнаружилось, что значение $k=17$ даёт несколько лучший результат, по-видимому, из-за того, что в этом случае спектры

рассчитываются с меньшим шагом по частоте, вследствие чего они более детальны. Это значение и использовалось при анализе. Селективные возможности первого подынтегрального множителя повышаются с увеличением значения m , и для выбора оптимального значения производился счёт для значений $m = 1 \dots 8$. Авто и взаимные спектры определялись при использовании частотного интервала осреднения AV , содержащего 7 -17 отсчётов спектров каналов. Необходимость выделения сигнала в низкочастотной области спектров ограничивала диапазон значений AV . После получения некоррелированной временной вариации напряжения на кабеле рассчитывался её спектр по алгоритму БПФ без сглаживания, чтобы не понижать частотное разрешение.

Работоспособность алгоритма проверялась на контрольных примерах, содержащих синусоидальный сигнал в гауссовском шуме или добавленный к реализации 1 (рис. 9.4).

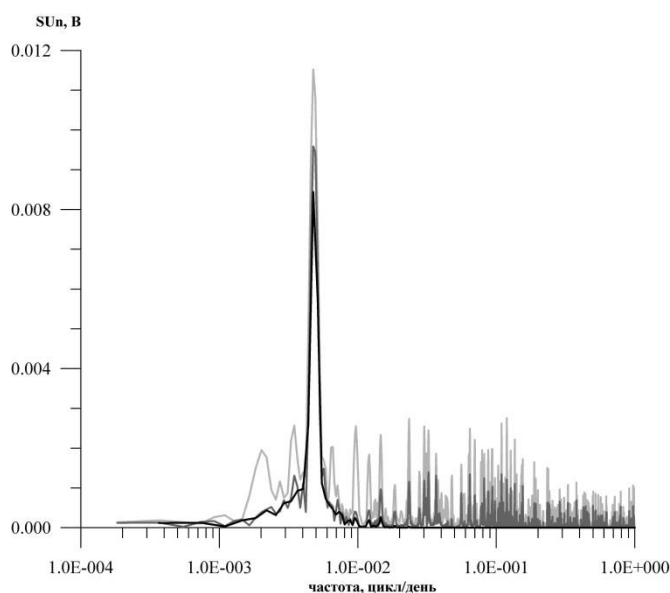


Рисунок 9.4 – Амплитудные спектры некоррелированной временной вариации электрического напряжения на кабеле JASC.

Амплитудные спектры временной вариации электрического напряжения на кабеле JASC, выделены при значениях $m = 4$ и $m = 8$ в (4) с интервалом осреднения спектров $AV = 7$ отсчётов. В полученных спектрах отсутствует полугодовая вариация, а ярко выражена вариация с периодом ≈ 210 дней, амплитуда которой несущественно меняется при варьировании значением m . В то же время соседние частоты сильно ослабляются. Аналогичная картина наблюдается в спектрах, полученных при тех же значениях m , но при $AV = 17$. В этом случае при $m = 4$ правее основного пика на $T = 210$ дней представлены соизмеримые и несколько меньшие по величине пики на периодах 155, 107, 76 дней, которые сохраняются и при $m = 8$, уменьшаясь по амплитуде примерно в два

раза. В обоих случаях амплитуда основного пика на периоде 210 дней меняется на $\pm 15\%$ относительно среднего значения. Основной пик проявлялся и при других значениях параметров, в то время как полугодовой период не обнаруживался. Этого можно было ожидать, полагая, что электрические и магнитные вариации на этом периоде коррелированы.

Чтобы детальной рассмотреть картину на этих частотах и удостовериться, что это не погрешность применяемого алгоритма, мы использовали реализацию 2, полученную в результате НЧ фильтрации и децимации реализации 1 с частотой отсечки фильтра $f_c = 0.000694$ цикла/час ($T_c = 60$ дней). Чтобы исследовать спектральный состав электрической и магнитных вариаций этой реализации использовался спектральный анализ по методу максимальной энтропии (ММЭ) в модификации Берга (Burg). Обычный Фурье анализ при относительно короткой используемой реализации не дал бы необходимого частотного разрешения. ММЭ применяется для спектрального анализа коротких реализаций, и требует подбора параметров авторегрессии при его реализации для оптимизации результата. Низкочастотные тренды в данных аппроксимировались полиномами 4-ой степени и вычитались из исходных данных. Надёжность положения спектральных пиков проверялась путём расчёта спектров для различного числа коэффициентов авторегрессии mp , выбираемого из диапазона $\frac{1}{2} N_s \leq mp \leq \frac{2}{3} N_s$ где N_s - число отсчётов в используемой последовательности (рис. 9.5).

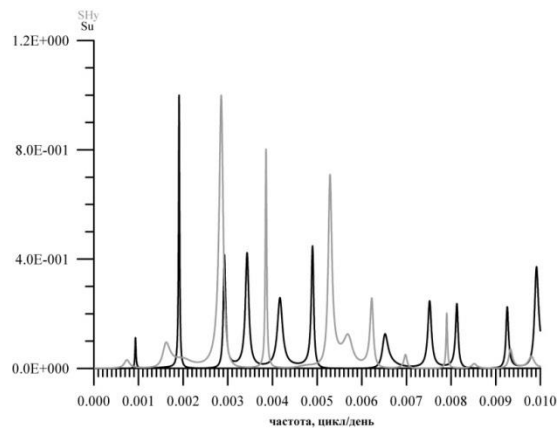


Рисунок 9.5 – Нормированные на максимальные значения ММЭ спектры длиннопериодных вариаций электрического напряжения на кабеле и перпендикулярной ему компоненты H_y магнитной вариации на обсерватории ММВ.

Из рисунка видно, что в области годовых вариаций ($f_y \approx 0.00274$ цикл/день) спектральные пики электрической и магнитной компонент совпадают. Их некоторое

смещение может быть обусловлено шумами и зависимостью ММЭ спектральных оценок от начальных фаз, анализируемых процессов. Вследствие этого совпадения, видимо и не удалось выделить некоррелируемую с магнитным полем электрическую вариацию для этого периода. Напротив, вблизи частоты 0.005 цикл/день ($T = 200$ дней) электрический и магнитный спектральные пики расходятся и отстоят друг от друга по частоте на $\Delta f \approx 0.000392$ цикл/день. Это расхождение, по всей видимости, и обеспечило выделение в этой области периодов некоррелируемой с магнитными вариациями электрической составляющей. В полученных спектрах, за исключением годовой вариации, спектральные максимумы электрической и магнитной компонент не совпадают. При разных количествах коэффициентов авторегрессии положение спектрального пика электрической компоненты вблизи частоты 0.005 цикл/день менялось в диапазоне периодов 204-208 дней. Таким образом, анализируемая вариация в электрическом поле выделяется и в ММЭ спектрах.

В верхней части рисунка 9.6 представлена исходная запись естественного электрического напряжения на кабеле JASC после вычитания из неё линейного тренда.

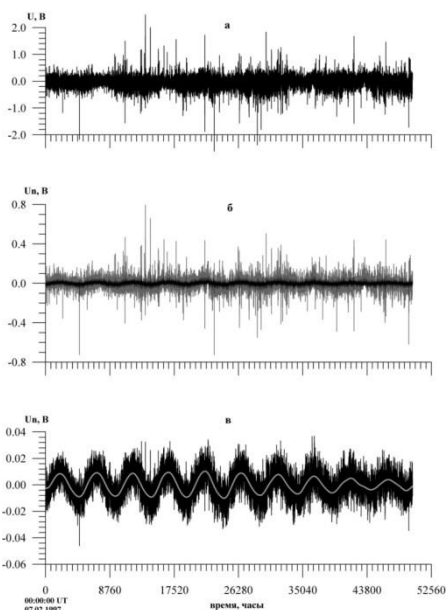


Рисунок 9.6 – Выделение временной электрической вариации.

В средней части рисунка на графике показаны временные вариации напряжения, полученные при значениях показателя степени $m = 1, 4, 8$ последовательно по мере смены цвета линий от серого к чёрному. Видно, что при $m = 8$ подавляется значительная часть вариаций исходной реализации и остаётся компонента, содержащая низкочастотную вариацию, осложнённую высокочастотным шумом. Чтобы выделить НЧ вариацию полученная реализация была подвергнута НЧ цифровой фильтрации с частотой среза $f_c = 0.01$ цикл/день. Результаты фильтрации показаны на графике в нижней части рисунка 5.23

светлой линией. Выделенная вариация представляет собой квазисинусоиду с амплитудой ≈ 10 мВ. В её спектре Фурье, показанном на рисунке 9.4, максимальное значение достигается на периоде 210 дней. Несколько меньшие амплитуды на протяжении двух последних периодов вариации могут быть обусловлены тем, что на этом временном интервале регистрации участились перерывы в записях, для устранения которых использовались интерполяционные процедуры.

Так как используемый метод выделения сигнала, как показали контрольные расчёты, искажает его амплитуду, то для её дополнительной оценки рассчитывался амплитудный спектр исходной реализации 1 с удалённым линейным трендом. При расчётах по алгоритму БПФ показатель двойки был принят равным 17, чтобы уменьшить шаг по частоте и детальнее прорисовать спектральный пик. Оказалось, что выделяемая вариация в электрическом поле проявляется в этом случае широким максимумом с амплитудой примерно равной 20 мВ.

10 Исследование природы аномального магнитного поля акватории залива Петра Великого

10.1 Геомагнитные исследования на акватории, островах и побережье западной части залива Петра Великого

В 2014-2016 гг. в результате детальных геомагнитных исследований прибрежной акватории, островов и побережья залива Петра Великого (рис.10.1) получены новые данные, которые позволяют по иному рассматривать некоторые вопросы геологии, тектоники и геодинамики на стыке континентальных и окраинно-морских структур. Фактический материал представляет собой результаты геомагнитных съемок и результаты петромагнитных исследований.

Проведена увязка данных гидромагнитных съёмок юго-западной части акватории залива Петра Великого (рис. 10.2), наземной магнитной съёмки о. Фуругельма, расположенного в юго-западной части залива Посыета и наземной магнитной съёмки полуострова Суслова. В результате объединения данных магнитных съёмок 2013-2016 гг. на акватории Гамовского каньона, получен фактический материал, позволяющий построить карту-схему аномального магнитного поля М 1: 50 000 для этого участка акватории. Составлена геомагнитная модель геологической среды северной части Амурского залива.



Рисунок 10.1 – Обзорная карта района исследований.

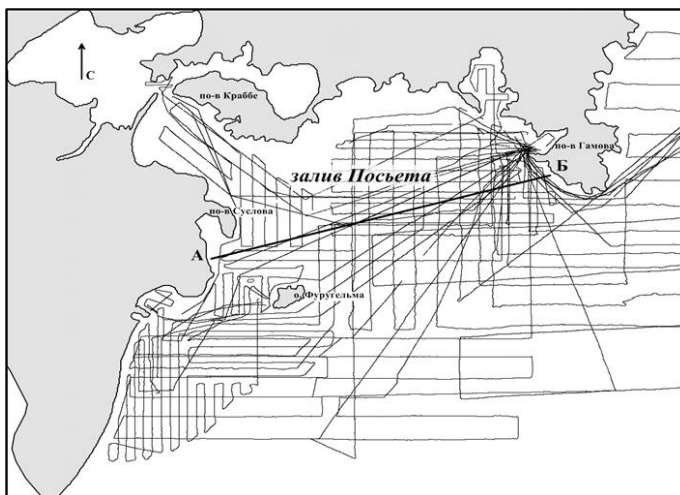


Рисунок 10.2 – Профили магнитной съёмки юго-западной части залива Петра Великого.

Обработка результатов магнитной съёмки выполнена на основе представления наблюдаемого геомагнитного поля T в виде суммы: нормального (T_n), аномального (T_a) полей и поля вариаций δT . Учет поправок за вариации геомагнитного поля осуществляется на основе синхронных магнитовариационных измерений, выполненных с использованием магнитовариационной станции UT-8, установленной на МЭС ТОИ ДВО РАН «о. Попова»,.

Аномальное магнитное поле (АМП) вычислено по формуле:

$$T_a = T - T_n - \delta T_i,$$

где T_a – аномальное магнитное поле, T – наблюдаемое геомагнитное поле, T_n – нормальное геомагнитное поле, δT_i - поправка за вариацию геомагнитного поля в каждой точке.

Нормальное геомагнитное поле (T_n) рассчитано по сферическим коэффициентам, рекомендованным Международным геодезическим и геофизическим союзом (IUGG) для расчета нормального геомагнитного поля (модель IGRF).

АМП, полученное в результате проведенных детальных исследований, определяется разноранговыми аномалообразующими источниками. Научный и практический интерес в данном случае представляют аномалии второго уровня: первый уровень - региональный фон T_p , локальные аномалии отражены в аномальном магнитном поле второго уровня – ΔT_a :

$$T_a = T_p + \Delta T_a$$

Такая методика измерений геомагнитного поля и обработки данных позволяет выделять низкоамплитудные локальные магнитные аномалии.

Карта-схема магнитного поля юго-западной части залива Петра Великого вида ΔT_a М 1: 200 000 (рис.10.3) построена с сечением изодинам 25 нТл (утроенная среднеквадратическая погрешность съемки).

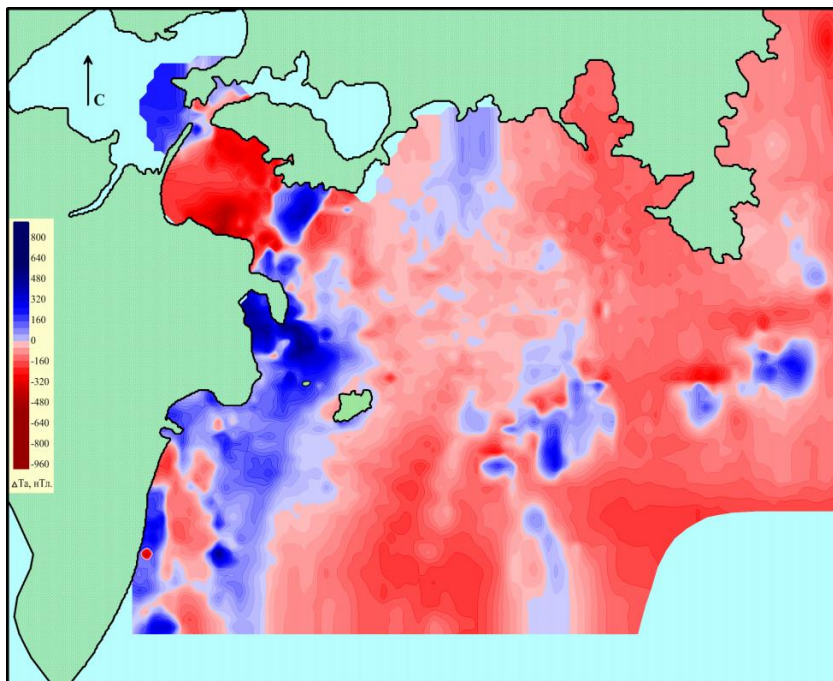


Рисунок 10.3 – Карта-схема аномального магнитного поля юго-западной части залива Петра Великого М 1: 200 000.

АМП юго-западной части залива Петра Великого характеризуется в основном отрицательными значениями. Интенсивные положительные аномалии выделены на юго-западе акватории, западнее косы Назимова и на входе в бухту Рейд Паллада. Магнитное поле резко дифференцированное, сложной конфигурации, интенсивностью от -800 до +1000 нТл. Простираение положительных аномалий повторяет генерализованное очертание береговой линии. АМП берегового участка (п-ов Сулова, юго-западное побережье залива Посьета) характеризуется положительными аномалиями интенсивностью до 8000 нТл. Локальные положительные магнитные аномалии с амплитудами до 150 нТл выделены в юго-восточной части акватории.

АМП о. Фуругельма характеризуется положительными значениями (рис.10.4). Наблюдается обратная корреляция аномального магнитного поля и рельефа острова. «Точечные» локальные знакопеременные магнитные аномалии интенсивностью -350÷350 нТл отражают влияние магнитных масс близповерхностных источников антропогенного происхождения.

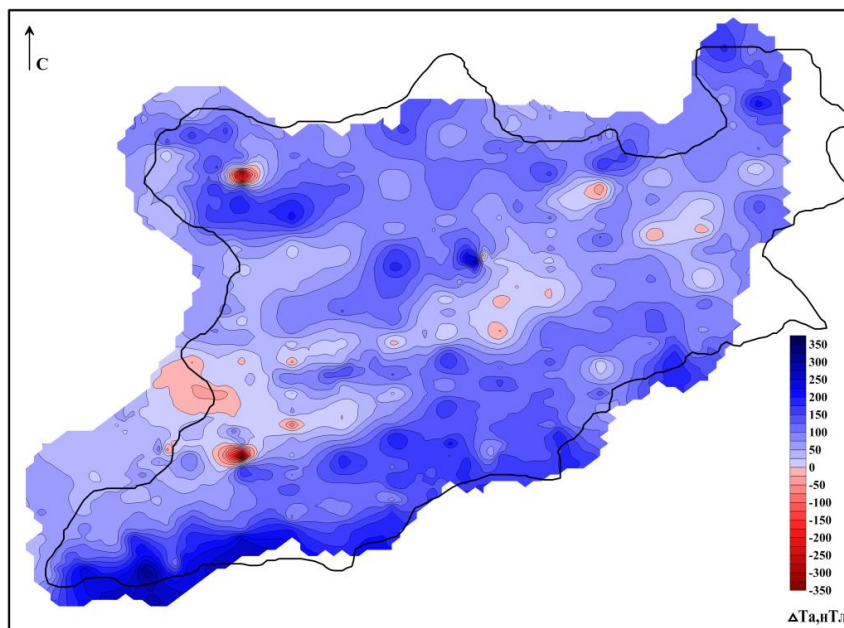
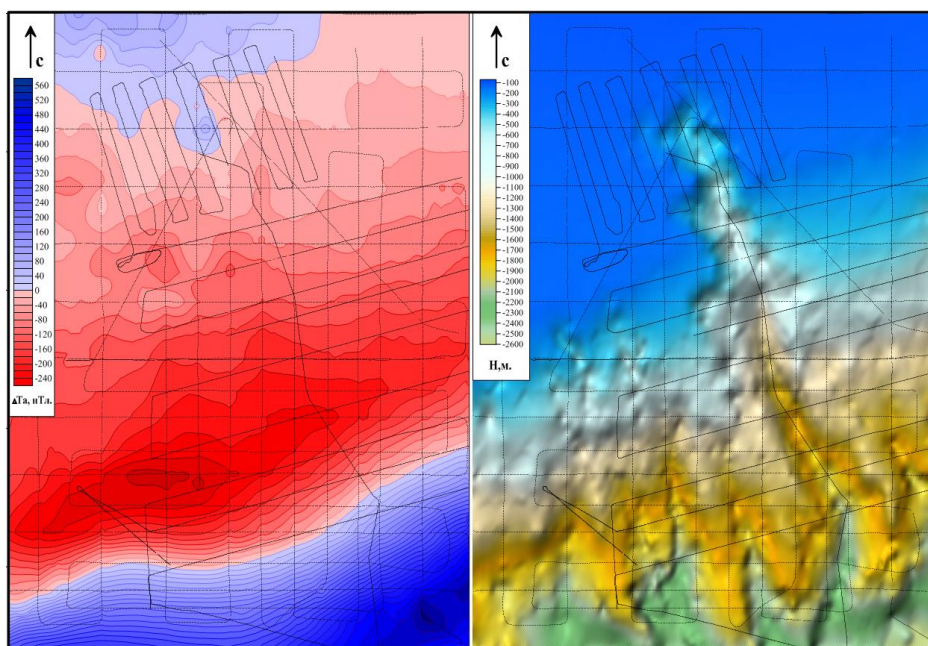


Рисунок 10.4 – Аномальное магнитное поле о. Фуругельма М 1:5000.

АМП Гамовского каньона неоднородно, характеризуется положительными и отрицательными амплитудами (рис.6.5, а). Отрицательная магнитная аномалия овальной формы имеет ЗЮЗ-ВССВ простирание. Происходит увеличение амплитуды АМП в южном и северном направлении. В северной части района выделены локальные низкоамплитудные положительные магнитные аномалии. В южной части увеличение амплитуды АМП происходит интенсивнее в направлении понижения глубины моря на континентальном склоне (рис.10.5, б). В северной части наблюдается прямая корреляция АМП и рельефа, в южной части обратная корреляция этих параметров. Возможно, положительная магнитная аномалия в глубинной части Гамовского каньона определяется намагниченностью вулканогенного материала, предположительно эффузивов.



Серыми линиями показана сеть измерений.

Рисунок 10.5 – АМП (а) и рельеф дна (б) Гамовского каньона.

Особенности морфоструктуры морского дна Гамовского каньона не отражены в АМП. Это косвенно свидетельствует о наличии мощного слабомагнитного осадочного покрова русловых отложений. Формирование толщи русловых отложений и рельефообразование на участке большого Гамовского каньона может быть результатом деятельности мутьевых суспензионных потоков, обладающих значительной разрушительной силой, приводящей к углублению каньона и эрозии его стенок.

10.2. Петромагнитные исследования на побережье залива Петра Великого

Задача выделения и разделения структурно-вещественных комплексов горных пород островов и побережья юго-западной части залива Петра Великого реализована в процессе петромагнитного изучения геологической среды о. Фуругельма, п-ова Гамова, юго-западного побережья Приморья южнее бухты Рейд Паллада: от бухты Пемзоява до м. Островок Фальшивый. Для определения статистической меры содержания в породах ферромагнитных минералов титаномагнетитового ряда использованы результаты измерений магнитной восприимчивости горных пород в береговых обнажениях (рис.10.6).



Треугольниками показаны места проведения измерений магнитной восприимчивости горных пород.

Рисунок 10.6 – Фактический материал петромагнитных исследований.

В структурном плане о. Фуругельма – фрагмент гранитной интрузии тектонически деформированной и вскрытой эрозией. По ряду геологических и структурных признаков, эта интрузия входит в состав палеозойского интрузивного комплекса, распространённого на материковом побережье западнее и севернее острова. Более 99% объёма – это граниты. Около 1% составляют дайки андезитов, поздних гранитоидов, и жилы кварца. Магнитная восприимчивость (χ) гранитов острова Фуругельма характеризуется невысокими значениями $(0.25-2*)10^{-3}$ ед. СИ. В скальных обнажениях острова вскрыты эрозией плагиограниты, осложнённые дайками гранит-аплитов, андезитовых порфиров, жилами кварца и зонами дробления. Магнитная восприимчивость андезитовых порфиров на порядок выше чем у гранитов и составляет $(2.6-17.7)*10^{-3}$ ед. СИ. Отложения пляжей представлены магматическими породами от кислого до основного состава. На песчаных пляжах в западной части острова значения магнитной восприимчивости прибрежных отложений достигают $(80-400)*10^{-3}$ ед. СИ.

Гранодиориты гамовского комплекса, а также граниты м.Островок Фальшивый, магнитная восприимчивость которых изучена на основе многочисленных измерений в естественном залегании на восточном побережье залива Посьета, характеризуются невысокими значениями исследованного параметра, сопоставимыми с гранитами о. Фуругельма. В приповерхностных условиях в габбро в зонах экзоконтактов гамовского

комплекса отмечены узкие (100-200 м) контактовые ореолы, в которых изменение минерального состава выразилось сменой актинолит-хлоритовой ассоциации на амфибол-биотитовую, а непосредственно на контакте (в ксенолитах) - на пироксен-биотитовую и не сопровождается резким изменением магнитной восприимчивости.

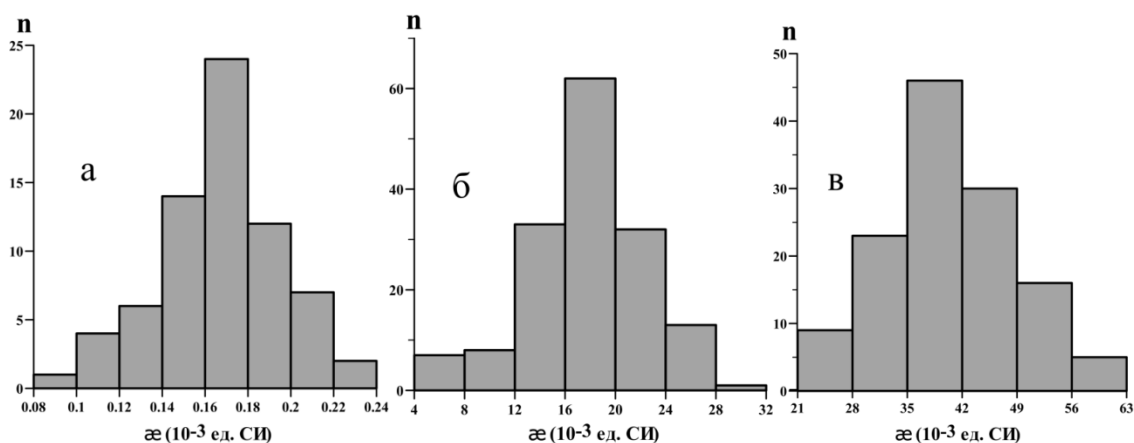
Позднерифейский петротипический массив полуострова Сулова с запада ограниченный меридиональным разрывом, а с юга прорванный гранодиоритами гамовского комплекса, содержит ксеногенный блок, в котором метаморфические породы трансформированы в высокотемпературные гиперстен-биотитовые метасланцы. Массив более чем на 90 % сложен габбро с фациальным переходом в кортландит в южной части.

Основными типами пород являются перидотиты, кортландиты и габбро, при подавляющем преобладании последнего. В наиболее основных разностях наряду с магнетитом отмечается вкрапленность сульфидов. Магнитная восприимчивость габбро $(7-26) \cdot 10^{-3}$ ед. Си. Наиболее высокими значениями магнитной восприимчивости $(40-120) \cdot 10^{-3}$ ед. Си характеризуются гидротермально измененные габбро с жильной магнетитовой минерализацией, приуроченные к многочисленным тектонически ослабленным зонам, которые могут проявляться как участки тектонических дислокаций, прожилковые системы или отдельные прожилки. Гидротермальные изменения пород на рассматриваемой территории развиты повсеместно и характеризуются различной минерализацией. Скорее всего, они произошли одновременно и были связаны с разными источниками.

Дайки базальтов зайсановской свиты мощностью от долей метра до 10-30 м и протяженностью 100-500 м заполняют системы северо-восточных и северо-западных разрывов на полуострове Сулова. Оливиновые базальты содержат во вкрапленниках магнетит и характеризуются высокой намагниченностью с преобладанием индуцированной составляющей. Характерная остаточная намагниченность представлена высокотемпературной компонентой и имеет аномально низкие (по сравнению с аналогичными образованиями прилегающих территорий) наклонения и соответственно низкие палеошироты.

Поскольку статистически значимое различие петромагнитных параметров изучаемых геологических тел и вмещающих их пород – обязательное условие возникновения геомагнитных аномалий, в процессе исследования решена самостоятельная методическая задача - выделение и разделение петромагнитных комплексов магматических пород юго-западного побережья залива Петра Великого. Выделены три комплекса магматических образований, различающихся по магнитной восприимчивости: слабомагнитные палеозойские интрузивы кислого состава (о.

Фуругельма, б. Сивучья, б. Калевала, м. Островок Фальшивый, г. Голубиный утес) (рис.10.7,а); относительно высоко магнитные палеозойские гранодиориты б. Пемзовая (рис.10.7,б); сильномагнитные габброиды петротипического массива п-ова Сулова (рис.10.7,в). В петротипическом массиве полуострова Сулова быть выделены три группы габброидов: магнитные, относительно слабомагнитные и сильномагнитные. Это связывается нами с широко проявленными вторичными преобразованиями пород, которые подразделяются, как минимум, на две стадии.



Условные обозначения: а) средне-зернистые розово-серые граниты (мыс Островок Фальшивый); б) гранодиориты (бухта Пемзовая); в) средне-зернистые, мелко-зернистые габбро (полуостров Сулова).

Рисунок 10.7 – Гистограммы магнитной восприимчивости горных пород юго-западного побережья залива Петра Великого.

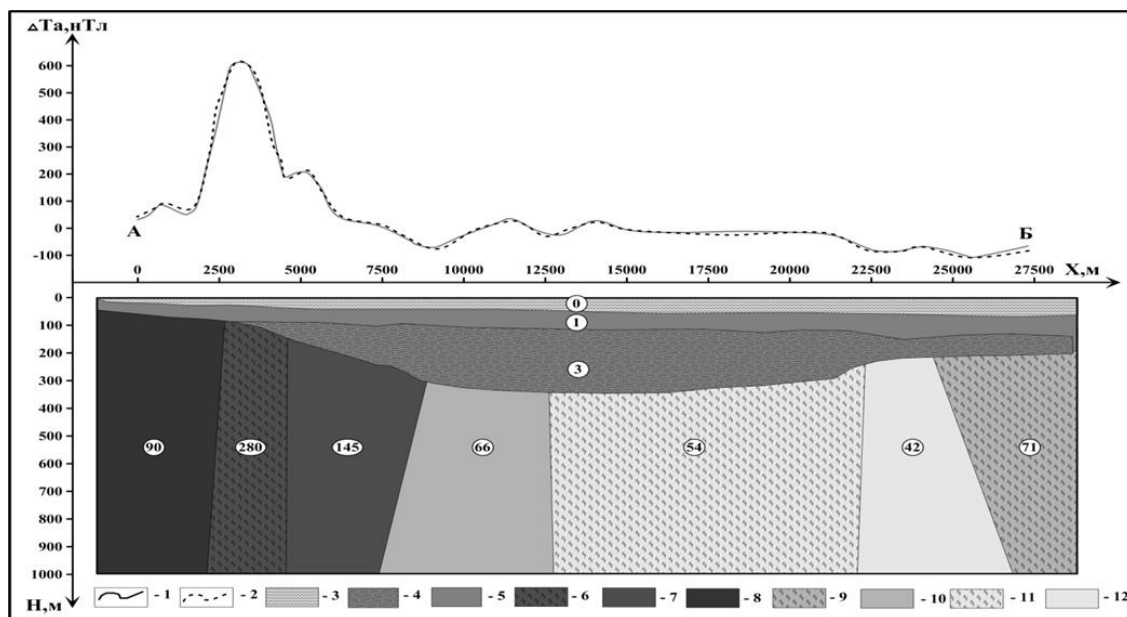
Анализ магнитной восприимчивости горных пород выявил резкую дифференциацию магматических образований по магнитным свойствам, которая предполагает высокую эффективность применения магнитных съёмок для выявления интрузивных тел различного состава, участков аномальной концентрации магнитных минералов в зонах вторичных изменений и др.

10.3. Природа аномального магнитного поля залива Петра Великого

Природа магнитных аномалий юго-западной части залива Петра Великого

Количественная интерпретация АМП выполнена на основе двумерного моделирования по профилю субширотного простирания, пересекающему залив Посьета (рис.10.8). Разрез аппроксимирован набором элементарных тел в виде многоугольных призм с постоянной намагниченностью. Размеры модельных тел выбирались с учетом масштаба выполненной съемки. Значения намагниченности вычислены по магнитной восприимчивости с учётом фактора Q интрузивных пород п-ова Сулова и о. Фуругельма.

При вычислениях сделано допущение о сонаправленности вектора намагниченности модельных тел в центре и в восточной части профиля с направлением вектора современного магнитного поля.



Условные обозначения: 1- аномальное магнитное поле; 2 – подобранное поле; 3 – водная толща; (4-5) – прибрежно-морские отложения; (6-8) – гидротермально измененные магматические образования основного состава; (9-12) – интрузивы кислого состава. Числами показаны значения намагниченности горных пород, использованные при построении геомагнитной модели. Ед. измерения мА/м.

Рисунок 10.8 – Количественная интерпретация аномального магнитного поля по профилю АВ (п-ов Сулова – п-ов Гамова).

Наиболее интенсивные знакопеременные магнитные аномалии выделены в западной части акватории. Магнитные аномалии северо-восточного простирания пространственно связаны с зоной динамического влияния Кубанского разлома, протягивающегося в северо-восточном направлении от устья р. Туманная до долины р. Гладкая и далее на север. Его заложение связано с началом в позднепермских сдвиговых преобразований в условиях меридионального сжатия, которое продолжалось до позднего кайнозоя. Сопряженные знакопеременные магнитные аномалии отражают влияние аномально намагниченных гидротермально измененных магматических образований основного состава. Слабомагнитные гранитные массивы, выходы которых отмечены на этом участке побережья и островах, являются буферной зоной, перекрывающей намагниченные геологические тела. Это приводит к снижению интенсивности магнитных аномалий на поверхности гранитных массивов за счет удаления от высокоинтенсивного источника аномального поля.

Восточный участок акватории характеризуется в основном низкоамплитудными отрицательными аномалиями: субмеридионального простирания на севере и субширотного простирания на юге. Морфология и интенсивность аномального магнитного поля на этом участке отражают влияние особенностей формы верхней кромки слабомагнитных интрузивных образований основного состава, развитых в этом районе.

Структура аномального магнитного поля юго-восточного участка акватории хорошо коррелирует с рельефом. Простирание отрицательных магнитных аномалий соответствует резкому понижению рельефа дна в сторону котловины Японского моря (рис.6.3). В северо-западном замыкании линейно вытянутые магнитные аномалии пересекаются под прямым углом. И именно на этом участке выделена низкоамплитудная положительная аномалия в форме кольца. И эта магнитная аномалия и локальные аномалии в форме диполей, расположенные на линейных участках на востоке и на юге могут отражать влияние магнитных масс локальных магматических образований с высокой намагниченностью, формирование которых произошло в зоне высокой проницаемости фундамента на стыке континентальной и морской структур зоны перехода.

Природа магнитных аномалий Амурского залива

АМП Амурского залива неоднородно. Оно отличается мозаичным строением и высокими амплитудами, характеризуется сглаженной отрицательной аномалией, а расположенные восточнее острова и акватория – положительными магнитными аномалиями. Простирание аномальных зон – северо-восточное, согласно общему простиранию тектонических структур западного континентального обрамления залива. Положительные и отрицательные магнитные аномалии, имеют независимую друг от друга структуру, и обусловлены различными источниками. В результате количественной интерпретации аномального магнитного поля западной части залива сделан вывод о том, что морфология, интенсивность и природа положительных магнитных аномалий, занимающих значительные площади в юго-восточной части акватории, как правило, связана с позднепермскими вулканоплутоническими образованиями основного состава, и определяется, прежде всего, генезисом и особенностями размещения геологических тел с различными содержаниями минералов магнетитового ряда.

Возможно, источником отрицательной протяжённой магнитной аномалии западной части залива, являются вулканогенно-интрузивные образования раннего миоцена, характеризующиеся обратной намагниченностью. При этом нижняя кромка аномалообразующих тел расположена на глубине не менее 5 км. Следует подчеркнуть, что в западном континентальном обрамлении залива активно проявлен раннемиоценовый–плиоценовый основной, реже кислый магматизм: здесь широко распространены

вулканические покровы, входящие в состав славянской толщи и шуфанской свиты. По-видимому, они имеют мощные корневые (интрузивные) зоны, которые и выражаются в аномальном магнитном поле залива Петра Великого.

10.4. Исследование тонкой структуры геомагнитного поля на участках высоких концентраций метана в донных отложениях шельфа

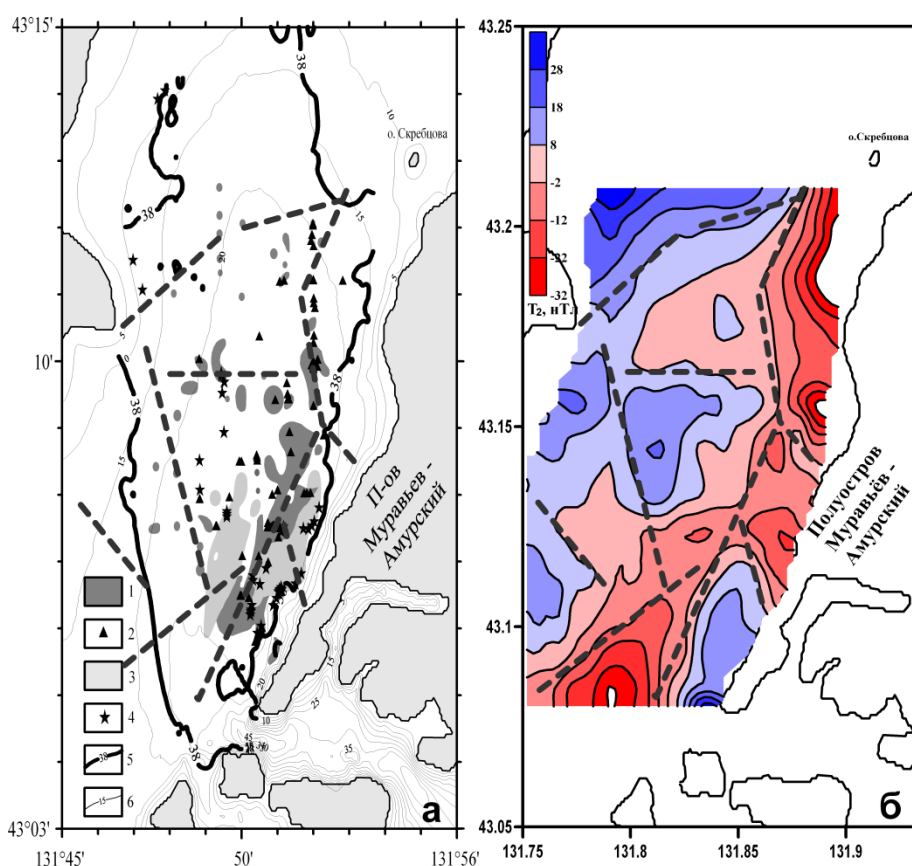
Изучение тонкой структуры геомагнитного поля и магнитных свойств донных осадков шельфа с целью определения возможности использования магнитных данных для оконтуривания отложений, содержащих высокие концентрации углеводородов - актуальная задача современных геомагнитных исследований.

Для исследования верхней части геологического разреза на акватории Амурского и Уссурийского заливов, а также на участке материкового склона в районе Гамовского каньона (Японское море), где ранее были обнаружены специфические области сейсмоакустических неоднородностей, связанные с присутствием газа в осадочном чехле, пространственно совпадающие с высокими содержаниями метана в донных осадках, использованы составленные авторами карты-схемы аномального магнитного поля М 1: 200 000. Выполнены трансформации аномального магнитного поля, в результате которых, получены карты-схемы остаточных магнитных аномалий. На участках распространения сейсмоакустических аномалий, связанных с присутствием газа в осадочном чехле, выделены характерные магнитные аномалии (рис.10.9). Количественная интерпретация результатов геомагнитного картирования выполнена на основе петромагнитной модели геологической среды района исследований, составленной по результатам многочисленных измерений магнитных свойств горных пород островов и берегового обрамления залива Петра Великого, донных осадков северо-западной части Японского моря и литературных данных.

Как показали выполненные исследования, на формирование магнитных свойств горных пород акватории и берегового обрамления западной части залива Петра Великого существенное влияние оказывают вторичные гидротермально-метасоматические и гипергенные процессы. Они приводят не только к разрушению или окислению первичных ферромагнитных минералов с образованием менее магнитных разновидностей, но и к новообразованию ферромагнетиков.

На южном участке акватории залива Петра Великого, в северной части Уссурийского залива в южной части Амурского залива установлена прямая связь низкоамплитудных отрицательных магнитных аномалий, сейсмоакустических аномалий, связанных с присутствием газа в осадочном чехле и высокого содержания метана в

придонной воде и донных осадках (рис. 10.9). Эта взаимосвязь указывает не только на то, что аномалиеобразующими телами являются горные породы, намагниченность которых сформирована в результате вторичных процессов в зоне повышенной проницаемости фундамента, но и на глубинное происхождение метана. В юго-западной части Уссурийского залива сейсмоакустические аномалии, связанные с присутствием газа в осадочном чехле и высокое содержание метана в придонной воде и донных осадках напрямую сопоставляются с цепочкой высокоградиентных знакопеременных магнитных аномалий линейного простирания в зоне динамического влияния Шкотовского разлома. Этот факт также указывает на глубинное происхождение метана и вторичную аномальную намагниченность горных пород.



Условные обозначения: а – Карта-схема распространения акустических аномалий, связанных с присутствием газа в голоценовых осадках северной части Амурского залива: 1 –покров; 2 –колонна; 3 –мутность; 4 –столбы; 5 –изогипса поверхности акустического фундамента; 6 – изобаты, м [Карнаух и др., 2011]; б –Магнитное поле северной части Амурского залива вида ΔT_a , с результатами интерпретации. Пунктиром показаны зоны разломов фундамента, выделенные по данным магнитной съёмки.

Рисунок 10.9 –Результаты геомагнитных исследований в северной части Амурского залива.

Таким образом, геомагнитными критериями выделения газонасыщенных осадков на

акватории шельфа залива Петра Великого могут быть области низкоамплитудных магнитных аномалий и участки высокоградиентных знакопеременных магнитных аномалий линейного простирания.

В рамках выполненных исследований изучены петромагнитные свойства донных осадков, отобранных на отдельных станциях в северо-западной части Японского моря (глубины 200-3000 м) и верхней части донных осадков Восточно-Сибирского моря на 56 станциях по профилю, протяженностью 550 км. Используются пробы, отобранные в 45 и 51 рейсах НИС «Академик Лаврентьев».

На основании сравнительного анализа магнитной восприимчивости, гранулометрического состава, содержания метана и органического углерода верхней части (до 10 см) донных осадков северо-западной части Японского моря, отобранных на различных участках материкового склона и котловины, установлено, что индуцированная намагниченность осадка определяется тремя факторами: размерностью частиц и соответственно исходным составом источника материала, а также, вероятно, деятельностью железоредуцирующих бактерий. Как показали выполненные исследования, на формирование магнитных свойств осадка в верхней части материкового склона на глубине около 500 м и в котловине (глубина 3000 м) главным образом влияет размерность минеральных частиц (терригенный фактор). Петромагнитные свойства осадка, отобранного в центральной части материкового склона на глубине 1500 м, гранулометрический состав, а также количественное содержание в нем метана и органического углерода позволяют сделать предположение о преобладании биогенного фактора при формировании магнитных минералов в этих отложениях. Такой результат получен впервые и может быть использован для коррекции данных о петромагнитных свойствах осадка при выполнении палеогеографических реконструкций. Несмотря на небольшой объем использованного материала, очевидна перспективность дальнейших работ такой направленности с целью выявления возможности использования магнитных данных для оконтуривания отложений, содержащих повышенные концентрации углеводородов.

Исследования магнитной восприимчивости донных осадков Восточно-Сибирского моря не выявили связи исследуемого параметра с газовыми аномалиями. Это связывается нами с высокой динамикой донных отложений. Механизм образования индуцированной намагниченности верхней части донных отложений на мелководных участках Восточно-Сибирского моря определяется особенностями тектоники.

11 Некоторые общие особенности строения и унифицированные элементы орогенных систем суши, зон перехода к океанам и океанического дна

11.1 Оценка влияния глубинных, коровых инъективных дислокаций и зон разломов на процессы горообразования

Несмотря на различные воззрения на природу орогенных систем (коллизионные, складчато-глыбовые, тектоно-магматогенные, магматогенные и др.), имеется достаточно много общих черт их строения и развития.

1. В основе возникновения и эволюции горных поясов так же, как и других мобильных зон литосферы, лежат процессы образования или активизации существовавших ранее трансрегиональных и региональных систем глубинных разломов. Именно этими каркасными и сквозными структурами определяется линейность, протяженность, геодинамика, сейсмичность, аномальный тепловой поток орогенов, а также широкое развитие в их пределах явлений магматизма, метаморфизма, рудогенеза и других специфических геологических процессов. В зависимости от характера геодинамического режима и направленности доминирующих процессов тектогенеза (конструктивный или деструктивный) региональная сеть разломов суши участвует в образовании как цепей сводов, магматических структур (интрузивные купола, вулканические постройки), создающих основу горных хребтов – основных элементов орогенных сводов, так и рифтогенных впадин с сопутствующим базитовым вулканизмом.

2. Некоторые горные поднятия суши продолжают в пределах островных дуг и океанического дна, подтверждая наличие сквозных (континент-океан и океан-континент) глубинных мажоритарных разломов. Во многих случаях рифтовые и орогенные структуры развиваются сопряженно, в пределах одной системы поднятий суши (Калифорнийская, Восточно-Африканская и др.) и срединно-океанических хребтов океанического дна.

3. Водораздельные узлы – ключевые элементы строения областей денудации; с них начинается рост поднятий, на них и заканчивается. В пределах орогенных областей и поясов они представляют собой центры горообразования, именно поэтому геологическое строение водораздельных узлов содержит максимум информации о механизмах формирования и истории развития горных сооружений

4. Для большинства орогенных систем характерна относительно более мощная

земная кора (так называемые «корни гор»), достигающая на континентах 70 км, а под вулканическими хребтами дна океанов 20 и более километров. Связь с ними региональных отрицательных гравитационных аномалий указывает на изостатическую некомпенсированность поднятий и позволяет предполагать существование в их основании областей, линз разуплотненной земной коры и литосферной мантии. Считается, что они имеют физико-химическую или термальную природу, как это моделируется для сводовых морфоструктур суши и океанического дна [1,3].

5. Океанические хребты целиком сложены вулканогенными образованиями основного состава при некотором участии ультрабазитов и пород среднего состава. Для горных поднятий островных дуг, расположенных в зоне перехода от континентов к океанам, характерны вулканы андезитовой линии, но уже в комплексе с осадочными и вулканогенно-осадочными толщами дислоцированных пород, роль которых достигает относительного максимума в орогенных сооружениях континентов. С осевыми частями хребтов материковой суши также связаны наиболее высокие концентрации ареалов метаморфических и магматических пород среднего и кислого состава, отличающихся относительно невысокой плотностью. Таким образом, различный по составу магматизм и сопряженные с ним процессы структурно-вещественного преобразования геологического пространства, а также явления очаговой геодинамики выступают как универсальные факторы развития областей поднятий в разных геотектонических обстановках. Поэтому инъективные дислокации и зоны разломов представляют собой унифицированные элементы строения орогенных систем.

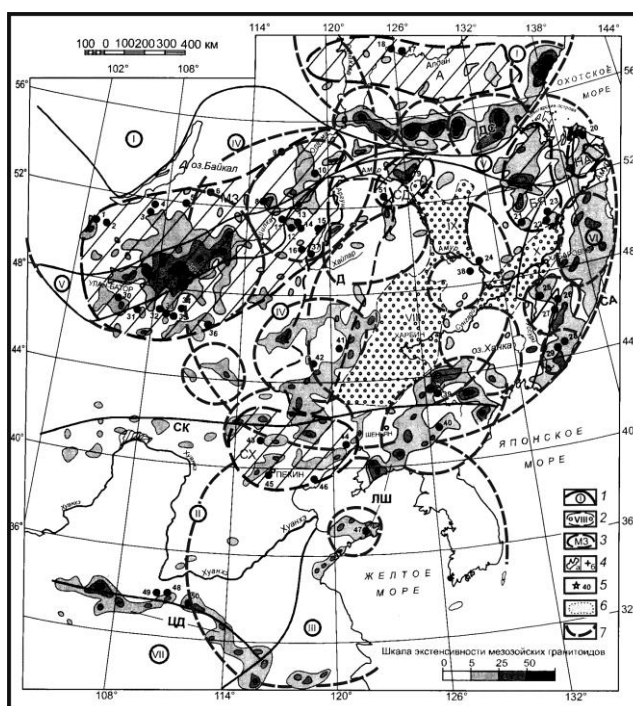
6. Области и зоны горообразования представляют собой крупнейшие энергетические аномалии планеты, поскольку в их пределах осуществляется работа против гравитационного поля Земли. Энергия недр затрачивается на образование различных типов глубинных и коровых дислокаций, процессы метаморфизма, магматизма, формирование огромных объемов трещиноватых, тектонически и метасоматически разуплотненных пород, подъем газово-флюидных, магматических потоков.

7. Образование орогенных сооружений происходит как в условиях сжатия (складчатые, складчато-блоковые системы), так и растяжения (вулканические, вулканоплутонические внутри- и окраинно-континентальные пояса, рифтовые хребты). Присутствие во многих из них как коллизионных, так и инъективных дислокаций, а также проявлений эффузивного и интрузивного магматизма разного состава служит

свидетельством чередования в орогенных поясах и областях различных геодинамических режимов, отражая пульсационный, деструктивно-конструктивный характер их развития.

8. Формирование и главные черты развития Хингано-Охотского и Сихотэ-Алинского орогенных поясов юга ДВ определяются периодической активизацией глубинных циркумтихоокеанских разломов, Восточно-Азиатского плюма и его сателлитных магмогенерирующих центров (рис. 11.1) при устойчивой миграции фронта орогенного кислого магматизма в позднем мезозое-раннем кайнозое с запада на восток, а явлений рифтогенной деструкции земной коры, обуславливающих заложение межгорных впадин и базитовый вулканизм в среднем, позднем кайнозое, с востока на запад.

9. Постоянное присутствие терригенного материала в составе различных по возрасту осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов так называемых геосинклинальных прогибов в пределах континентальных окраин свидетельствует о том, что их формирование протекало дифференцированно, при сочетании гетерохронных систем поднятий и опусканий. Для становления континентальной коры и формирования орогенных сооружений Дальневосточного региона принципиальное значение имели, помимо anomalно высокого теплового потока и глубинных эманаций, процессы литофикации и метаморфизма водо- и газонасыщенных пород вулканогенно-осадочного слоя, периодически накапливающихся в огромных масштабах в зонах перехода от Евразии к Тихому океану на протяжении всего фанерозоя.



1 – тектонические элементы (римские цифры в кружках) – платформы: I – Сибирская, II –

Северо-Китайская, III – Янцзы; орогенные пояса: IV – Центрально-Азиатский, V – Монголо-Охотский, VI – Сихотэ-Алинский, VII – Циньлин-Дабэшаньский; осадочные бассейны: VIII – Сунляо, IX – Амуро-Зейский, X – Среднеамурский; 3 – ареалы и пояса гранитоидов: M3 – Монголо-Забайкальский, A – Алданский, CD – Северо-Дахинганский, BJ – Баджало-Ямалинский, NA – Нижнеамурский, CX – Северо-Хэбэйский, ЮП – Южно-Приморский, DC – Джугджуро-Становой, D – Дахинганский, SA – Сихотэ-Алинский, СК – Северо-Китайский, ЦД – Циньлин-Дабэшаньский, ЛШ – Ляодун-Шаньдунский; 4 – массивы гранитоидов: а – известково-щелочных, б – щелочных и субщелочных; 5 – крупные рудные месторождения (номера в таблице); 6 – группы локальных интрузивов центрального типа; 7 – контуры очаговых систем различных глубин заложения.

Рисунок 11.1 - Положение центров и аномалий экстенсивности мезозойского гранитоидного магматизма Восточно-Азиатского надплюмового мегасвода. Схема составлена на основе данных [2] с дополнениями и в интерпретации автора.

Список использованных источников

1. Романовский Н.П. Тихоокеанский сегмент Земли: глубинное строение, гранитоидные рудно-магматические системы. Хабаровск. 1999. 166 с.
2. Романовский Н.П., Малышев Ю.Ф., Горошко М.В., Гурович В.Г. Мезозойский гранитоидный магматизм и металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов// Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28, № 4. С. 35-54.
3. Сычев П.М., Соинов В.В., Веселов О.В., Волкова Н.А. Изостазия сводовых поднятий, хребтов и подводных гор: термальные модели. Тих. геол. № 1. 1993. с. 3- 14.

11.2 Морфоструктурное строение и развитие северо-западной Пацифики

При выделении морфоструктурных элементов суши и дна акваторий целесообразно использовать комплекс признаков, включающий геоморфологические, геологические и геофизические данные. На основе батиметрических данных обычно выделяются лишь неотектонические формы. Более древние морфоструктуры будут отражаться в рельефе лишь в том случае, если на неотектоническом этапе (средний и поздний кайнозой), они развивались унаследовано и не претерпели существенных трансформаций. Поднятия, которые испытали масштабную денудацию или тектоническую деструкцию выражены, обычно, на топографических или батиметрических картах только в виде остаточных форм рельефа. Поэтому они не могут быть идентифицированы только на основе батиметрических данных их необходимо реконструировать.

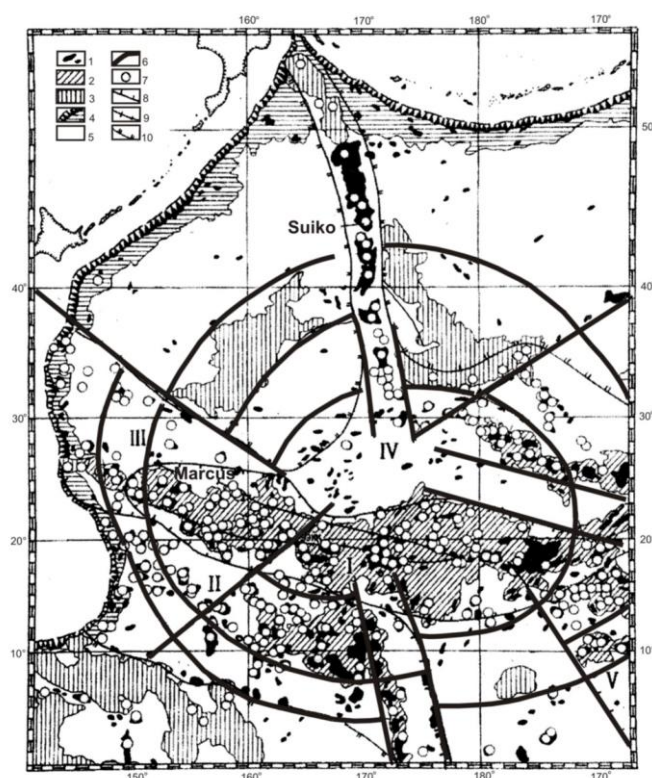
Очевидно, что приоритетное значение при геоморфологических и тектонических

реконструкциях имеют геологические данные. Именно такой поход отражен в работах Т. Яно [5,6]. Однако использование геологической информации без привязки к рельефу не позволяет выделить молодые и старые, унаследовано и наложенные рельефообразующие дислокации, установить возможные трансформации морфоструктурного плана на более поздних этапах развития древних форм. Опыт, полученный автором при изучении горных сооружений суши и океанического дна показывает, что альтернативная постановка задачи оценки геодинамического режима для крупных региональных поднятий вряд ли оправдана, так как они в процессе длительного существования развиваются пульсационно. Периоды конструктивного развития чередуются с деструктивными. Возникающие наложенные элементы меняют границы и морфологию и структурный план областей древнего воздымания. Явления тектономагматической активизации обычно реализуются дискретно во времени и в пространстве, редко затрагивая целиком все региональное поднятие.

Принципиальное значение для анализа конструктивных или деструктивных тенденций развития рельефа имеет и геофизическая информация о мощностях земной коры (сейсмика, гравиметрия), о распространении эффузивов под толщей рыхлых отложений (магнитометрия) и др. Поэтому только комплексное применение и синтез геоморфологических, геологических и геофизических данных позволяет получать относительно адекватные модели строения и развития рельефа и его тектонического каркаса. Необходимо также оценивать параметрические, иерархические отношения элементов планетарного, регионального и локального морфоструктурных планов, определить доминирующие факторы эндогенного морфогенеза, основные типы дислокаций и др.

С этих позиций построения Д. Чоя [3], который делает акцент на региональных тектонических особенностях региона Западной Пацифики, существенно дополняют работы Т. Яно. Показательно, что для обоснования своих положений он, помимо геологических данных, привлекает ряд геофизических материалов. В то же время, по мнению автора, принимать юрско-раннемеловые вулканогенные сооружения за тектоническую основу поднятия Дарвина можно лишь при двух основных условиях: 1 – наличие региональной системы линейно расположенных и близких по площади ареалов вулканитов и цепочек магматических центров соответствующего возраста; 2 – унаследованное развитие поднятия и его частей на протяжении всех этапов тектонической эволюции, что обеспечивает близкие батиметрические характеристики, соотносимые уровни эрозии и условия экспозиции древних комплексов и вулканических сооружений.

Но, как показывает анализ батиметрии и геологии региона, это не так. Повсеместно отмечается дискретное и крайне неравномерное размещение ареалов юрских, ранне- и позднемеловых пород. При этом большая их часть (70-80%) концентрируется в пределах выделяемого автором Западно-Тихоокеанского мегасвода, намеченного автором в 1997 как ядра Индо-Тихоокеанской планетарной кольцевой мегаструктуры (рис. 11.2) [2]. В других районах позднемезозойские комплексы пород развиты лишь ограниченно, слагая отдельные блоковые структуры. Если анализировать батиметрические данные, то на дне Западной Пацифики не выделяется единой региональной области поднятий, а существует лишь серия разобщенных и удаленных друг от друга на многие сотни километров и более изометричных архипелагов островов, подводных горных массивов и хребтов. Они характеризуются некоторыми общими чертами строения, но развивались во многом независимо друг от друга. Нет достаточных геологических и геофизических оснований рассматривать их как части целого. Это заставляет согласиться с мнением Смута о том, что поднятие Дарвина существует лишь виртуально. Нужно исходить из реальной ситуации, главные элементы морфоструктурного плана региона на данном этапе геологического развития – изометричные тектономагматические поднятия с радиально-концентрическим размещением вулканических сооружений и с соответствующей гипсометрической зональностью, а также вулканические горные хребты. Максимально высокая концентрация ареалов позднемезозойских и кайнозойских магматитов в пределах таких крупных изометричных или кольцевых поднятий океанического дна позволяет рассматривать их как проекции длительно-живущих глубинных магматических центров, которые формируют на поверхности закономерно организованные системы вулканических сооружений и экстрозивных, интрузивных дислокаций.



1 – подводные горы и хребты; 2 – валообразные поднятия в основании вулканических гор; 3 – элементы сводово-глыбовых поднятий; 4 – краевые валы и океанические склоны глубоководных желобов; 5 – океанические котловины; 6 – радиальные и дуговые линейменты Императорско-Гавайского надплюмового мегасвода; 7 – подводные горы и гайоты с батиметрическим положением не более 2000 м; 8 – границы рудоносных провинций: I – Срединно-Тихоокеанской, II – Восточно-Марианской, III – Огасавара-Гейш, IV – Императорско-Гавайской, V – Лайн; 9 – контур распространения фосфатизированных базальтов внутри ареала карбонатных и брекчиевых фосфоритов Срединно-Тихоокеанской провинции; 10 – области тектонического скучивания и практического отсутствия рудоносных гайотов.

Рисунок 11.2 - Схема размещения подводных гор и рудоносных гайотов в северо-западной части Тихого океана по [1] с дополнениями и в интерпретации автора.

В то же время, по мнению автора, принимать юрско-раннемеловые вулканогенные сооружения за тектоническую основу поднятия Дарвина можно лишь при двух основных условиях: 1 – наличие региональной системы линейно расположенных и близких по площади ареалов вулканитов и цепочек магматических центров соответствующего возраста; 2 – унаследованное развитие поднятия и его частей на протяжении всех этапов тектонической эволюции, что обеспечивает близкие батиметрические характеристики, соотносимые уровни эрозии и условия экспозиции древних комплексов и вулканических сооружений. Но, как показывает анализ батиметрии и геологии региона, это не так. Повсеместно отмечается дискретное и крайне неравномерное размещение ареалов юрских, ранне- и поздне меловых пород. При этом большая их часть (70-80%) концентрируется в пределах выделяемого автором Западно-Тихоокеанского мегасвода, намеченного автором в 1997 как ядра Индо-Тихоокеанской планетарной кольцевой мегаструктуры. В других районах поздне мезозойские комплексы пород развиты лишь ограниченно, слагая отдельные блоковые структуры. Если анализировать батиметрические данные, то на дне Западной Пацифики не выделяется единой региональной области поднятий, а существует лишь серия разобщенных и удаленных друг от друга на многие сотни километров и более изометричных архипелагов островов, подводных горных массивов и хребтов. Они характеризуются некоторыми общими чертами строения, но развивались во многом независимо друг от друга. Нет достаточных геологических и геофизических оснований рассматривать их как части целого. Это заставляет согласиться с мнением Н. Смута [4], что поднятие Дарвина существует лишь виртуально. Нужно исходить из реальной ситуации, главные элементы морфоструктурного плана региона на данном этапе геологического развития – изометричные тектономагматические поднятия с радиально-концентрическим размещением вулканических сооружений и с соответствующей гипсометрической зональностью, а также вулканические горные хребты. Максимально высокая

концентрация ареалов позднемезозойских и кайнозойских магматитов в пределах таких крупных изометричных или кольцевых поднятий океанического дна позволяет рассматривать их как проекции длительно-живущих глубинных магматических центров, которые формируют на поверхности закономерно организованные системы вулканических сооружений и экстрезивных, интрузивных дислокаций.

Только так мы можем объяснить огромные масштабы магматических явлений, автономность развития, длительность существования, пульсационный характер развития, морфологию и внутреннее строение тектономагматических поднятий, имеющих все черты и особенности морфоструктур центрального типа (МЦТ), типичных также и для орогенных поясов и областей суши. Ряды магматических центров в зонах крупных разломов служат тектонической основой протяженных горных хребтов океанического дна.

Имеющиеся геоморфологические и геологические (состав, масштабы магматизма, тип дислокаций и др.) данные о закономерно организованных в пространстве островных поднятиях и подводных горных массивах хорошо согласуются с геофизическими материалами об относительно повышенных мощностях земной коры в их пределах. К наиболее крупным таким поднятиям, как правило, приурочены отрицательные гравитационные аномалии, отражающие наличие у них определенного изостатического потенциала.

Таким образом, все существующие факты указывают на то, что главные факторы эндогенного рельефообразования океанических областей – геодинамика глубинных очаговых систем (плюмы, мантийные диапиры), магматизм и линеаментно-блоковая тектоника. Поэтому очаговые морфоструктуры разных глубин заложения, их кольцевые и линейные группировки рассматриваются автором как важнейшие и типичные элементы строения дна Тихого океана, изучение которых и связано с решением целого ряда фундаментальных и прикладных (минералогия, вулканическая опасность и др.) задач.

Список использованных источников

1. Школьник Э. Л. Говоров И. Н. Хершберг Л. Б., Задорнов М. М., Мельников М.Е., Волохин Ю.Г. Рудные провинции западной и центральной частей Тихого океана- масштабы фосфатогенеза и кобальт-марганцевой минерализации. Тихоокеан. геология. Т. 15, № 6, 1996. С. 120-128.

2. Gavrillov A.A. The Darwin Rise and geomorphologic-geological indication of focal systems on the Pacific ocean floor// NCGT Journal (International journal for New Concepts in Global Tectonics), 2015. Vol. 3, № 2. P. 196-207.

3. Choi, D.R. Tectonic framework of the “Darwin Rise”. *NCGT Journal*, 2014, v. 2, no. 4, p. 94-98.

4. Smooth, N.C. Sisyphus and the Darwin Rise. *New Concepts in Global Tectonics Journal*, 2014b, v. 2, n. 3, p. 54-60.

5. Yano, T. Late Mesozoic tectono-magmatism in the west Pacific Ocean – Did the Darwin rise demise or revise? *NCGT Journal*, 2014a, v. 2, no. 3, p. 42-54.

6. Yano, T. Late Mesozoic tectono-magmatism in the West Pacific Ocean – in a linear depression or on a domal uplift? *NCGT Journal*, 2014b, v. 2, n. 4, p. 98-105.

11.3 Типизация морфоструктурных элементов орогенных областей

При формировании крупных изометричных областей поднятий планетарного и регионального ранга (мегасводы и своды) на первый план выступают глубинные энергогенерирующие центры и связанные с ними инъективные дислокации (плюмы, мантийные диапиры), которые в верхних частях литосферы продуцируют при определенных геодинамических условиях гранитоидные очаговые системы. Все эти образования развиваются как длительно живущие центры эндогенной активности, функционирование которых протекает дискретно во времени и пространстве.

Глубинные разломы и инъективные дислокации, магматические центры образуют единые энергогенерирующие системы, которые определяют общий силовой каркас орогенов суши и подводных хребтов дна различных акваторий. Комбинация двух принципиально возможных способов передачи энергии в пространстве – объемного (поливекторного) и канального (моновекторного) – лежит в основе типичной для всех горных систем линейно-узловой, четковидной пространственной организации отдельных очаговых морфоструктур разного ранга и сопряженных с ними водораздельных узлов, расположение которых подчиняется трансляционной симметрии.

Таблица 11.1

Принципиальная схема соотношений категорий минерагенического и морфоструктурного районирования

Ранг	Типы рудоносных площадей		Типы тектонических структур с конформным рельефом		Примеры *
	Линейные	Нелинейные	Ряды очаговых морфоструктур	Очаговые морфоструктуры R км	

I	Планетарный	Мегаяс		Ряды мегасводов		Азиатско-Тихоокеанский
II	Планетарный		Провинция		Мегасводы (750-1200 км)	Восточно-Азиатский, Алданский Яно-Колымский и др.
III	Региональный	Рудный пояс		Орогенные пояса – ряды сводово-блоковых поднятий		Больше-Хинганский, Корейско-Охотский, Сихотэ-Алинский и др.
IV	Региональный		Металлоген-ническая область		Сводово-блоковые поднятия (100-300 км)	Баджало-Буреинское, Пильдо-Лимурийское и др.
V	Субрегиональный	Металлоген-ническая зона		Ряды тектономагматических поднятий		Нижнеамурский, Баджальский и др.
VI	Субрегиональный		Рудный район		Тектономагматические поднятия (50-70 км)	Мяо-Чанское, Мевачанское и др.
VI I	Локальный	Рудоносная зона		Ряды вулканоплутонических вулканических построек		Комсомольский, Баджальский и др.
VI II	Локальный		Рудный узел		Вулканические, плутонические купола и др. (20-30 км)	Бекчи-Улский, Кумлинский и др.
	Субло-			Ряды локальных		Леворульский,

IX	кальны й	Рудная зона		очаговых морфоструктур		Искинский и др.
X	Субло- кальны й		Рудное поле		Вулкано- тектонические депрессии, интрузивные купола и др.	Леворульская,, Сыранский и др.

* Примеры локальных рудоносных морфоструктур взяты из материалов детальных работ автора в Приамурье и Нижнем Приамурье .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования, выполненные в отчетном периоде, явились продолжением и развитием геофизических работ предшествующих лет, имели комплексный характер и в целом соответствовали техническому заданию. Основное внимание было уделено пополнению баз геофизических данных по результатам экспедиционных работ и стационарного мониторинга геофизических полей, их комплексному анализу и интерпретации. Значительную часть исследовательских работ составило структурно-вещественное и механико-математическое моделирование земной коры и тектоносферы в целом.

Главными объектами исследований были Охотское, Японское моря и их континентальное и островное обрамление, а также Южно-Китайское море. Некоторые морфоструктурные и геофизические аспекты были посвящены западной части Тихого океана.

Исследованиями был охвачен широкий круг проблем указанного огромного региона, в результате получены следующие важнейшие результаты:

- пополнена база геофизических и петрофизических данных по региону Японского и Охотского морей и их ближайшего обрамления;

- получен спектр приливных гравитационных волн и рассчитаны главные параметры приливных волн: амплитудный фактор $-\delta$ и фазовая задержка прихода волны $-\alpha$ в пограничной зоне континент-Японское море, на этой основе сделана оценка упруго-вязких параметров жидкого ядра планеты;

- сделана оценка постсейсмического эффекта катастрофического землетрясения Тохоку-Оки (11.03.2011) на тектонические подвижки в районе приливной станции м. Шульца, показано, что в 2011 г. под воздействием землетрясения Тохоку-Оки было инициировано некоторое погружение фундамента станции, которое завершилось лишь во второй половине 2012 г. С 2013 г. начался процесс восстановления прежнего состояния.

- построена модель поля напряжений в земной коре Центральных Курил, вызываемых плотностной неоднородностью среды в поле силы тяжести, показано одностороннее давление со стороны субдуцирующей тихоокеанской плиты;

- по данным МТЗ построена сводная карта суммарной продольной проводимости Япономорского-Охотского региона и прилегающего обрамления;

- установлены основные черты глубинного геоэлектрического разреза в зоне перехода от Тихого океана к континенту, определена природа проводимости слоёв тектоносферы, создана обобщённая геоэлектрическая модель тектоносферы в зоне

сочленения континентальных и окраинных структур. - изучены характеристики электромагнитного поля в зонах распространения трещинного комплекса в земной коре, построена схема распространения трещинного (анизотропно-проводящего) комплекса пород в нижней части осадочной толщи и верхней части консолидированного фундамента в регионе, охватывающем Приморье, о. Сахалин и омывающие их Японское и Охотское моря, построен геоэлектрический тектоносферы этого региона;

- в результате проведенных исследований с использованием подводного кабеля RJК в Японском море впервые зарегистрирована вариация электрического напряжения, вызванная прохождением сейсмического возмущения от катастрофического землетрясения Тохоку-Оки у северо-восточного побережья японского острова Хонсю;

- впервые в записях естественного электрического напряжения в подводном кабеле выделена длиннопериодная вариация – 210 суток, природа которой остается пока неясной;

- приведены новые данные о геомагнитном поле залива Петра Великого и источниках его аномалий;

- приведены новые данные о физических свойствах горных пород берегового обрамления залива Петра Великого;

- сделана оценка влияния глубинных, коровых инъективных дислокаций и зон разломов на процессы горообразования и выполнена типизация морфоструктурных элементов орогенных областей.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Список основных работ, опубликованных по теме исследований

- Ардюков Д. Г., Калиш Е. Н., Носов Д. А., Сизиков И. С., Смирнов М. Г., Стусь Ю. Ф., Тимофеев В. Ю., Кулинич Р. Г., Валитов М. Г.* Измерения абсолютного значения ускорения силы тяжести на мысе Шульца / Гироскопия и навигация. 2015. №3. Вып. 90. С.13 – 18.
- Бессонова Е.А., Никифоров В.М., Зверев С.А., Коптев А.А., Залищак В.Б.* Аномальное магнитное поле северо-западной части залива Петра Великого (Японское море) // Вестник ДВО РАН. 2013. № 6. С. 213-220.
- Бессонова Е.А., Зверев С.А., Николаева Н.А., Гельман Е.И., Ивлев А.Л.* Способ картирования археологических объектов. // Патент 2506610 С1 Российская Федерация. №2012133057, 2014, бюл. 4.
- Валитов М.Г., Прокудин В.Г., Цовбун Н.М.* Природа аномального магнитного поля залива Петра Великого (Японское море) / Журнал: Вестник ДВО РАН. 2015. Т.2. №180. С.49 – 59.
- Валитов М.Г., Прошкина З.Н.* Мониторинг приливных вариаций силы тяжести в условиях пограничной зоны «континент – окраинное море»//Океанологические исследования дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана, ТОИ ДВО РАН, Владивосток: Дальнаука, 2013, кн.2.С.23-29.
- Гаврилов А.А.* Актуальные вопросы теории и практики морфоструктурно-минералогических исследований// «Руды и металлы». 2014, № 1, с. 9-22.
- Гаврилов А.А.* Происхождение горных сооружений юга Дальнего Востока России. Ст. 1. Орогенные пояса// «Геоморфология». 2014. № 3. С. 3-17.
- Гаврилов А.А.* Происхождение горных сооружений юга Дальнего Востока России. Ст. 2. Горные хребты// «Геоморфология». 2014. № 4. С. 17-30.
- Гаврилов А.А.* Разрывные нарушения Южного Приморья как зоны геодинамического риска (по данным геолого-геоморфологического изучения побережий зал. Петра Великого) // Вестник ДВО РАН, 2014. № 4. С. 75-86.
- Гаврилов А.А.* Рельеф Земли – пути познания (к 30 летию выхода в свет книги М. В. Пиотровского «К познанию законов Земли»)// Геоморфология, 2015. № 1. С. 113-116.
- Гаврилов А.А.* О гомологии и конвергенции геологических и географических систем//Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле.2015.№1. Вып. 25. С 231-244.
- Гаврилов А.А.* Некоторые вопросы геоморфологической терминологии// Геоморфология, 2015. № 3. С. 14-24.
- Гаврилов А.А.* О природе явлений геоморфологической конвергенции и гомологии // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2016. № 4. С. 3-12.
- Изосов Л.А., Бессонова Е.А., Ли Н.С., Огородников А.А., Зверев С.А.* Кайнозойские формации залива Петра Великого и его побережья: индикаторы палеогенной зоны перехода континент-океан. // Вулканология и сейсмология. 2015. №5. С. 23-35.
- Казанский Б.А.* Аномалии корреляции рельефа и гравитационного поля Курило-Камчатского желоба // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Второй Всероссийской конференции с международным участием 17-20 сентября 2014 г. Владивосток:

- Дальнаука, 2014. С. 61-64.
- Лепешко В.В., Казанский Б.А., Белоус О.В.* Ассоциации структурных парагенезов Востока Азии и прилегающего океанического дна // Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. V.- М.: ГЕОС, 2015. С. 178-181. ISBN 978-5-89118-640-8.
- Кононец С.Н., Съедин В.Т., Харченко Т.А., Валитов М.Г., Изосов Л.А.* Типы и физические свойства магматических пород о. Попова (залив Петра Великого, Японское море) // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33, № 2. С. 39–52.
- Кулинич Р.Г., Валитов М.Г.* О связи сейсмической активности Центральных Курил с блоковой структурой этого района // Океанологические исследования дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана, ТОИ ДВО РАН, Владивосток: Дальнаука, 2013, кн.2. С.12-24.
- Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Прошкина З.Н.* Сравнительный анализ сейсмических и плотностных моделей земной коры Центральных Курил / Тихоокеанская геология. 2015. Т.34. №6. С.45 – 56.
- Леонова Т.Д., Валитов М.Г., Мельниченко Ю.И., Колпащикова Т.Н.* Геоморфология шельфа центральной части Восточно-Корейского залива // География и природные ресурсы, 2014, № 2, с. 140-148.
- В.М. Никифоров, Р.Г. Кулинич, М.Г. Валитов, И.В. Дмитриев, С.С. Старжинский, Г.Н. Шкабарня.* Особенности флюидного режима литосферы в зоне сочленения Южного Приморья и Японского моря по комплексу геофизических данных // Тихоокеанская геология, 2013, том 32, № 1. С. 54-64.
- Никифоров В.М., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Дмитриев И.В., Старжинский С.С., Шкабарня Г.Н.* Флюидная модель литосферы в зоне сочленения Южного Приморья и Японского моря (по данным геофизических методов) // Океанологические исследования дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана, ТОИ ДВО РАН, Владивосток: Дальнаука, 2013, кн.2. С.30-43.
- Никифоров В.М., член-корр. Долгих Г.И., Кулинич Р.Г., Шкабарня Г.Н., Дмитриев И.В., Phung Van Phach, Hoang Van Vuong.* Новые данные о глубинном строении северной части зал. Бакбо Южно-Китайского моря (по данным магнитотеллурических зондирований) // Докл. РАН. 2014. Т.458, № 6. С. 696-700.
- Никифоров В.М., Шкабарня Г.Н., Шкабарня Г.Н., Жуковин А.Ю., Do Hуу Chong.* Направление поиска новых объектов нефтегазоносности в Азиатско – Тихоокеанском регионе. // Горный информационно – аналитический бюллетень. 2014, отдельный выпуск №4. Нефть и газ. с. 35 – 42.
- Никифоров В.М., Шкабарня Г.Н., Жуковин А.Ю., Каплун В.Б., Пальшин Н.А., Варенцов И.М., До Хуы Куонг, Фунг Ван Фать, Хоанг Ван Вуонг, Старжинский С.С.* Системы вертикальных нарушений геоэлектрического разреза тектоносферы в нефтегазоносных областях Сахалина (Россия) и Тонкинского залива (Вьетнам) по данным МТЗ // Тихоокеанская Геология. 2016. Том 35. № 6. С. 3-15.
- Никифоров В.М., Шкабарня Г.Н., Пальшин Н.А., Варенцов И.М., Епишкин Д.В., Каплун В.Б.* Новые глубинные зондирования в Приморье и Приамурье. // Вопросы естествознания. 2016 Т.9. №2. С. 57-61.

- Осипова Е.Б.* Механизм инверсии вертикальных движений литосферы Западно-Тихоокеанской зоны перехода// Океанологические исследования дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана: в 2 кн. Владивосток: Дальнаука, 2013. Кн. 2. С. 44-55.
- Осипова Е.Б.* Моделирование механизма формирования солянокупольного бассейна// Горный информационно-аналитический бюллетень: Нефть и газ.-М.: Издательство «Горная книга», 2014.- № ОВ4.- С. 158-168.
- Осипова Е.Б.* Исследование устойчивости равновесия сжимаемого гиперупругого полого шара// Прикладная механика и техническая физика. 2015. Т.56, №4. С.160-169. (DOI: 10.15372/PMTF20150415)
- Осипова Е.Б.* Устойчивость равновесия сжимаемого шара// Вычислительные технологии. 2015. Т.20, №6.
- Осипова Е.Б.* Моделирование процесса структурообразования в зонах дифференциации вещества тектоносферы // ГИАБ: Нефть и газ. М.: Изд-во «Горная книга». 2015. СВ 36. С. 104-113.
- Прошкина З.Н., Валитов М.Г., Кулинич Р.Г., Колпащикова Т.Н.* Изучение приливных вариаций силы тяжести в зоне перехода от континента к японскому морю / Вестник КРАУНЦ. НАУКИ О ЗЕМЛЕ. 2015. № 3. Вып № 27, С.71-79.
- В. Ю. Тимофеев, М. Г. Валитов, Б. Дюкарм, Д. Г. Ардюков, А. В. Тимофеев, Р. Г. Кулинич, Т. Н. Колпащикова, З. Н. Прошкина, И. С. Сизиков, Д. А. Носов, С. Б. Наумов* // Приливные эффекты по гравиметрическим данным, модели и эффект жидкого ядра Земли. Вестник СГУГиТ, 2016. Вып.2(34). С.34-47.
- Hoang Van Vuong, Phung Van Phach, Nikiforov V.M.* Achievements in studying deep structures and geophysical characteristics at Red River delta coastal zone according to new magnetotelluric zoning and geophysical data. // Journal of Marine Science and Technology. 2014, vol. 14, N3A, pp. 283 – 291.
- Nikiforov V.M., Harahinov V.V., Dmitriev I.V., Shkabarnya G.N.* There search of the tektonosphere deep structure and the prediction of oil – and – gas presence for marginal seas of the Asia – Pacific region // Pacific Science Review. – Youngin: publ. Kangnam University, vol. 14, no. 1, 2013, pp. 127 – 133.
- R. J. Ichihashi , H. Zaman , Y. Wada , Y. Sugamori , Y. Kajikawa , H.-S. Ahn , K. Uno , P. S. Zimin, V.G. Sakhno, Y. Otofuji.* Paleomagnetic evidence for post-Early Cretaceous tectonic rotation of the Sikhote-Alin Superterrane, Far East Russia // Journal of Asian Earth Sciences, 2015, v.111 P. 88-99.
- V. Timofeev, R. Kulinich, M. Valitov, Y. Stus, E. Kalish, B. Ducarme, P. Gornov, D. Ardyukov, I. Sizikov, A. Timofeev, G. Gil'manova, T. Kolpashikova and Z. Proshkina,* "Coseismic Effects of the 2011 Magnitude 9.0 Tohoku-Oki Earthquake Measured at Far East Russia Continental Coast by Gravity and GPS Methods," International Journal of Geosciences, Vol. 4 No. 2, 2013, pp. 362-370.
- Y. Otofuji, H.Zaman, G. Shogaki, H. S., V.F. Polin, D.Miura, H.-S. Ahn, Y. Ivanov, P. Minyuk, P.S. Zimin.* Paleomagnetism of the Late Cretaceous ignimbrite from the Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt, Kolyma-Omolon Composite Terrane: Tectonic implications. // Journal of Geodynamics, 2015. V. 91. P. 112.