

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

УДК [551.35; 553.9] (265.51+265.52+265.53+265.54)  
№ гос. рег. 01201363042

УТВЕРЖДАЮ  
Директор ТОИ ДВО РАН  
К.Г.Н.  
  
В.Б. Лобанов  
«10» января 2017 г.



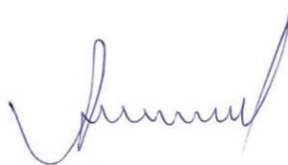
**ОТЧЕТ  
О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ**

Проект 75. Мировой Океан – физические, химические и биологические процессы, геология, геодинамика и минеральные ресурсы океанской литосферы и континентальных окраин; роль океана в формировании климата Земли, современные климатические и антропогенные изменения океанских природных систем.

**Тема 5: Геология и минеральные ресурсы окраинных морей северо-востока Азии и примыкающих котловин Тихого и Северного Ледовитого океанов; влияние геологических процессов на палеоокеанологические условия кайнозоя, современный климат и природную среду**

(заключительный, 2013-2016)

Руководители НИР  
зам. директора института  
д.г.-м.н.



А.С. Астахов

зав. отделом геологии и геофизики  
д.г.-м.н.




А.И. Обжиров

Владивосток 2017

## СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

### Руководители работы:


Зам. директора ТОИ ДВО РАН  
д-р геол.-минер. наук



09.01.17

А.С. Астахов  
(введение,  
заключение, разделы  
3.5;  
4.1; 4.6; 4.7; 7.4)

Зав. лабораторией газогеохимии  
ТОИ ДВО РАН, д-р геол.-минер.  
наук

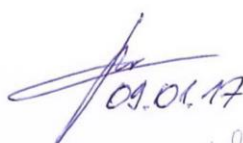


04.01.17

А.И. Обжиров  
(разделы 5.1; 5.2; 5.5;  
7.1)

### Ответственные исполнители:

Старший научный сотрудник  
ТОИ ДВО РАН, канд. геол.-  
минер. наук



09.01.17

К.И. Аксентов  
(раздел 3.5; 4.2)

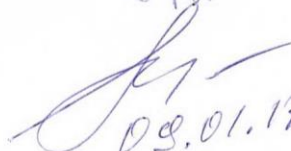
Старший научный сотрудник  
ТОИ ДВО РАН, канд. геол.-  
минер. наук



09.01.17

А.В. Артемова  
(раздел 7.3)

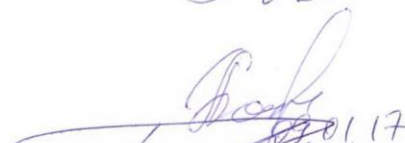
Ведущий научный сотрудник  
ТОИ ДВО РАН, канд. геол.-  
минер. наук



09.01.17

Н.В. Астахова  
(раздел 4.4)

Старший научный сотрудник  
ТОИ ДВО РАН, канд. геогр.  
наук



09.01.17

А.А. Босин  
(раздел 6.1)

Ведущий инженер ТОИ ДВО  
РАН



09.01.17

Б.А. Буров  
(раздел 5.4)

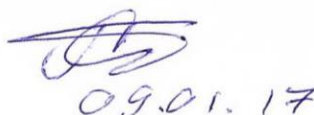
Научный сотрудник ТОИ ДВО  
РАН, канд. геогр. наук



09.01.17

Ю.П. Василенко  
(раздел 6.3)

Зав. лабораторией  
палеоокеанологии ТОИ ДВО  
РАН, д-р геол.-минер. наук



09.01.17

С.А. Горбаренко  
(разделы 6.1; 6.2; 6.3)

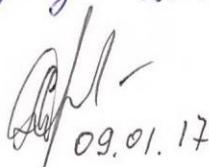
Ведущий научный сотрудник  
ТОИ ДВО РАН, д-р геол.-минер.  
наук



09.01.17

А.И. Гресов  
(раздел 5.6)

Зав. лабораторией  
седиментологии и стратиграфии  
ТОИ ДВО РАН,  
д-р геол.-минер. наук



09.01.17

А.Н. Деркачев  
(раздел 3.1, 3.3; 3.4;  
5.2)


Старший научный сотрудник  
ТОИ ДВО РАН, канд. геол.-  
минер. наук



09.01.17

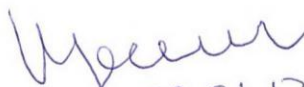
Т.А. Емельянова  
(раздел 1.1)

Ведущий научный сотрудник  
ТОИ ДВО РАН, канд. биол. Наук

  
09.01.2017

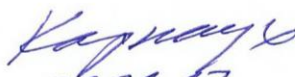
С.П. Захарков  
(раздел 6.5)

Главный научный сотрудник  
ТОИ ДВО РАН, д-р геол.-минер.  
наук

  
09.01.17

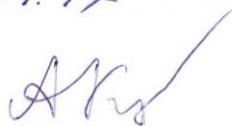
Л.А. Изосов  
(раздел 1.4)

Зав. лабораторией сейсмических  
исследований ТОИ ДВО РАН,  
канд. геол.-минер. наук

  
09.01.17

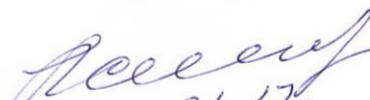
В.Н. Карнаух  
(глава 2, раздел 4.6;  
7.2)

Старший научный сотрудник  
ТОИ ДВО РАН, канд. геол.-  
минер. наук

  
09.01.17

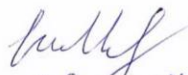
А.Н. Колесник  
(раздел 4.1)

Главный научный сотрудник  
ТОИ ДВО РАН, д-р геол.-минер.  
наук

  
09.01.17

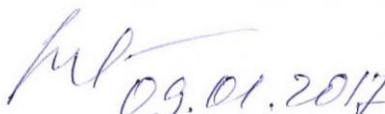
Б.П. Леликов  
(разделы 1.1, 1.2)

Старший научный сотрудник  
ТОИ ДВО РАН, канд. геол.-  
минер. наук

  
09.01.17


С.Н. Медведев  
(глава 2)

Старший научный сотрудник  
ТОИ ДВО РАН, канд. геогр.  
Наук

  
09.01.2017

Г.И. Мишукова  
(раздел 5.3)

Научный сотрудник ТОИ ДВО  
РАН

  
09.01.17

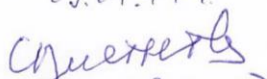
Н.А. Николаева  
(раздел 3.1; 3.3; 5.2)

Научный сотрудник ТОИ ДВО  
РАН

  
09.01.17


А.К. Окулов  
(раздел 5.5)

Ведущий научный сотрудник  
ТОИ ДВО РАН, д-р геогр. наук

  
09.01.17

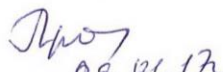
С.П. Плетнев  
(раздел 3.2; 4.5)

Старший научный сотрудник  
ТОИ ДВО РАН, канд. биол. наук

  
09.01.17

Д.М. Поляков  
(раздел 4.3)

Старший научный сотрудник  
ТОИ ДВО РАН, канд. геол.-  
минер. наук

  
09.01.17

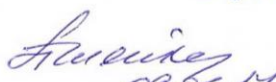
В.Г. Прокудин  
(глава 2)

Старший инженер ТОИ ДВО  
РАН

  
09.01.17

А.А. Пугачев  
(раздел 1.2)

Ведущий инженер ТОИ ДВО  
РАН

  
09.01.17

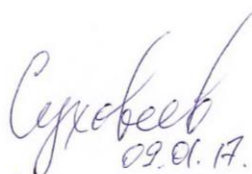
О.Ю. Пшенева  
(раздел 6.2)

Старший научный сотрудник  
ТОИ ДВО РАН, канд. геол.-  
минер. наук

  
09.01.17

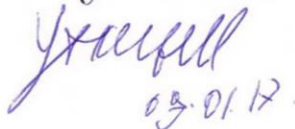
В.В. Саттарова  
(раздел 4.2)

Научный сотрудник ТОИ ДВО  
РАН

  
09.01.17.

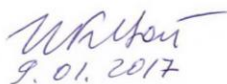
Е.Н. Суховеев  
(глава 2)

Старший научный сотрудник  
ТОИ ДВО РАН

  
09.01.17.

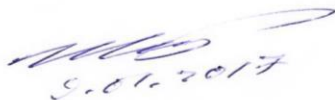
И.В. Уткин  
(раздел 3.3; 3.6)

Зав. лабораторией геологических  
формаций ТОИ ДВО РАН, д-р  
геол.-минер. наук

  
9.01.2017

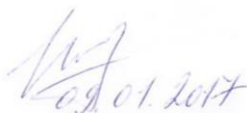
И.Б. Цой  
(разделы 1.3)

Старший научный сотрудник  
ТОИ ДВО РАН, д-р геол.-минер.  
наук

  
9.01.2017

Р.Б. Шакиров  
(раздел 5.1; 5.2)

Научный сотрудник ТОИ ДВО  
РАН, канд. геогр. наук

  
09.01.2017

Е.А. Штрайхерт  
(раздел 6.4)

В подготовке отчета, помимо главных авторов, указанных в списке исполнителей, принима участие Н.С. Ли (раздел 1.4), О.В. Белоус, Т.Д. Леонова (глава 2), Н.Г. Ващенко, Е.И. Ярош (глава 4), А. Веникова (раздел 5.6). Оформление отчета выполнено Н.К. Вагиной.

## РЕФЕРАТ

Отчет 248 с., 120 рис., 9 табл., 1 прил., 103 источника

ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ И АРКТИЧЕСКИЕ МОРЯ, МОРФОСТРУКТУРЫ, ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ, МАГМАТИЗМ, Fe-Mn РУДООБРАЗОВАНИЕ, БАРИТЫ, АНАЛИЗ ДИАТОМЕЙ, ФОРАМИНИФЕР И РАДИОЛЯРИЙ, ФЛЮИДОГАЗОМОРФОДИНАМИКА, УГЛЕМАТЕРИНСКИЕ ФОРМАЦИИ, ГАЗОГИДРАТЫ, УГЛЕВОДОРОДНЫЕ ГАЗЫ, ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЯ, ТЕФРАСТРАТИГРАФИЯ

Приведены результаты изучения геологических формаций, рельефа дна, строения верхней части осадочного чехла, процессов литоморфодинамики, флюидодинамики, стратиграфии мезокайнозойских отложений, потоков метана из донных отложений в воду и из воды в атмосферу, газогидратов и полезных ископаемых окраинных морей Тихоокеанского и Арктического регионов Востока России. В отчете представлены результаты исследований, выполненных в 2013-2016 годах по следующим направлениям:

- геофизические наблюдения морфоструктур земной коры, акустического фундамента и верхнего осадочного слоя с применением методов геодинамического моделирования;
- изучение магматических и осадочных мезокайнозойских формации и морфодинамическое районирование;
- тефрастратиграфия, минеральные ассоциации осадков и специфика танатоценозов фораминифер и радиолярий в зонах дефлюидизации осадочного чехла;
- геохимия осадконакопления, железо-марганцевое рудообразование, баритовая минерализация;
- газогеохимия, потоки метана, газогидраты, включая новые площади в Татарском трогe и Курильской котловине, источники углеводородов, специфика состава и изотопии газов различных залежей материковой окраины северо-востока Азии, атлас газогеохимических аномальных полей, распределение ртути;
- палеоокеанологические и палеоклиматические исследования, палеотайфуны, роль катастрофических извержений вулканов;
- экспедиционные исследования в Японском, Охотском, Беринговом, Чукотском, Восточно-Сибирском, Южно-Китайском морях и в северо-западной части Тихого океана.

## Содержание

	Стр.
Введение .....	9
Глава 1 Магматические и осадочные формации дальневосточных окраинных морей..	11
1.1. Эволюция магматических процессов, источники магмогенерации и смена геодинамических режимов в окраинных морях Тихого океана.....	11
1.2. Гранитоидный магматизм Японского и Охотского морей Гранитоидный магматизм Японского и Охотского морей.....	13
1.3. Доказательство раннемиоценового континентального этапа развития подводного плато Уллын (Криштофовича) Японского моря (на основе находки пресноводной диатомовой флоры).....	16
1.4. Разломная тектоника Японского моря.....	21
Заключение.....	24
Глава 2. Исследование акустического фундамента, строения осадочного чехла, структуры газовых включений и газогидратов сейсмическими методами.....	29
Глава 3. Особенности приконтинентального осадкообразования.....	43
3.1. Влияние газово-флюидных эманаций на состав отложений.....	43
3.2. Сообщества фораминифер в отражении влияния газово-флюидных эманаций в толще донных отложений.....	46
3.3. Тефростратиграфические исследования.....	48
3.4. Тефростратиграфические исследования в Берингоморском регионе.....	67
3.5. Криптотефра катастрофических извержений вулкана Байтоушань X в. н.э. в шельфовых отложениях Японского моря.....	68
3.6. Моделирование параметров среды осадконакопления в центральной части Японского моря по результатам пространственно-временного распределения тефры.....	73
Глава 4. Геохимия осадконакопления, осадочное и гидротермальное рудообразование	78
4.1. Геохимия осадконакопления в Чукотском и Восточно-Сибирском морях, условия интенсивного накопления органического вещества и металлов.....	78
4.1.1. Особенности геологического строения.....	78
4.1.2. Распределение макро- и микроэлементов в поверхностных осадках....	79
4.1.3. Статистический литохимический анализ, сопоставление с характеристиками природной среды.....	86
4.1.4. Сопоставление с древними черносланцевыми отложениями.....	91

4.2.	Геохимия редкоземельных элементов в современных донных отложениях Амурского залива (Японское море).....	93
4.3.	Динамика содержания редких элементов в донных отложениях маргинального фильтра (р. Раздольная – Амурский залив) в сопряженности с биогеохимическими процессами.....	95
4.4.	Благородные металлы в железомарганцевых образованиях дальневосточных морей.....	100
4.4.1.	Охотское море.....	101
4.4.2.	Океанский склон Курильской островной дуги.....	104
4.4.3.	Японское море.....	106
4.5.	Сравнительный анализ кайнозойских разрезов рудных корок Западного и Восточного звена Магеллановых гор.....	109
4.6.	Современные геологические процессы и условия формирования баритовой залежи «Баритовые холмы» в котловине Дерюгина Охотского моря.....	110
	Заключение.....	129
Глава 5.	Результаты газогеохимических исследований в ДВ морях.....	135
5.1.	Газогеохимическое районирование Охотского моря.....	135
5.2.	Закономерности формирования и распределения скоплений газогидратов в Охотском, и Японском морях.....	136
5.3.	Потоки метана в районах подводных выходов газов на акватории Татарского пролива Японского моря.....	137
5.4.	Новые методы газогеохимических исследований.....	138
5.5.	Изучение газогеохимических полей в заливе Петра Великого.....	140
5.6.	Характеристика углегазоносных бассейнов северо-востока России.....	142
	Заключение.....	145
Глава 6.	Палеоокеанологические и палеоклиматические исследования.....	152
6.1.	Региональные особенности изменений палеопродуктивности Охотского моря в позднем плейстоцене и голоцене.....	152
6.2.	Отклики бентосных фораминифер на палеоокеанологические изменения во время максимума последнего оледенения, дегляциации и голоцена в северо-западной части Тихого океана.....	160
6.3.	Тысячелетний режим изменения ледовых условий Охотского моря во время последнего оледенения (МИС 4 – МИС 2).....	171
6.4.	Пространственно-временная изменчивость концентрации хлорофилла- <i>a</i> на	

	шельфе залива Петра Великого при зимне-весеннем цветении фитопланктона по спутниковым и подспутниковым данным.....	183
6.5	Определение концентрации хлорофилла “а” в Японском море с использованием зондирующего и проточного флуориметров.....	197
Глава 7.	Сведения о морских экспедициях, выполненных в 2016 г. ....	213
7.1.	Рейс 74 НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (7 – 23 мая 2016 г. Охотское море).....	213
7.2.	Рейс 70 НИС “Профессор Гагаринский” (16 мая – 14 июня 2016 г. Японское море).....	218
7.3.	Рейс 76 НИС «Академик М.А. Лаврентьев (17 июля – 17 августа 2016 г.) ....	226
7.4.	Рейс 77 НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (18 августа – 21 сентября 2016 г. Чукотское, Восточно-Сибирское моря).....	230
Заключение	.....	235
Приложение:	Публикации исполнителей по теме проекта .....	240



## ВВЕДЕНИЕ

Научно исследовательская работа выполнялась в рамках Задания 61 Программы ФНИ государственных академий наук на 2013-2016 гг. «Мировой океан – физические, химические и биологические процессы, геология, геодинамика и минеральные ресурсы океанской литосферы, роль океана в формировании климата Земли».

Дальневосточные моря России (тихоокеанские и арктические) относятся к геодинамически активному региону планеты с продолжающимися процессами рифтогенной деструкции земной коры и широким развитием спрединговых структур и раздвиговых (pull-apart) бассейнов на границах литосферных плит и в задуговых котловинах. В Охотском и Японском морях спрединговые структуры приурочены к границе Амурской и Охотоморской плит (Дерюгинский прогиб, Татарский пролив), к задуговым котловинам и даже к некоторым поперечным структурам островных дуг. В море Лаптевых и Чукотском море рифтогенная деструкция проявляется в формировании грабен-рифтовых структур в континентальной коре. Все эти зоны характеризуются повышенной проницаемостью земной коры и большим вертикальным теплопереносом, что приводит к поступлению тепла, развитию вулканизма и гидротермальной деятельности, ускоренному преобразованию накапливающихся осадочных толщ. Последние генерируют низкотемпературные термальные воды, жидкие и газообразные углеводороды. Таким образом, в спрединговых структурах и на границах литосферных плит создаются условия для формирования как различных рудных гидротермально-осадочных и осадочных залежей с большим набором полезных компонентов, так и для нефтегазовых скоплений. К ним приурочены наиболее крупные нефтегазовые бассейны региона (граница Амурской и Охотоморской литосферных плит в районе о-ва Сахалин), выявлены приповерхностные залежи газогидратов метана, железомарганцевые оксидные руды, часто с повышенным содержанием благородных металлов, крупные скопления барита, металлоносные осадки. Все эти типы полезных ископаемых могут оказаться перспективными для освоения в относительно недалеком будущем при достижении определенного уровня развития технологий и дальнейшем увеличении потребности промышленности в минеральном сырье.

В то же время дальневосточные моря являются слабо изученными акваториями, из числа входящих в состав исключительной экономической зоны России в Мировом океане. Поэтому в работах по теме в 2013-2016 г. большое внимание было уделено сбору новых геоморфологических, геологических и геохимических данных и получению проб донных осадков и колонок в морских экспедициях. В данный отчет включена информация о предварительных результатах морских экспедиций в Японском, Охотском, Беринговом, Чукотском, Восточно-Сибирском морях и в северо-западной части Тихого океана, выполненных в 2016 г. на НИС «Академик

М.А. Лаврентьев» (рейсы 74, 76, 77) и «Профессор Гагаринский» (рейс 67). Проводились также небольшие прибрежные экспедиции с использованием маломерных судов, в том числе в Южно-Китайском море. Предварительные результаты экспедиций, выполненных в 2013-2015 г.г. ранее включались в промежуточные отчеты по теме. В данном отчете результаты их после полной или частичной обработки представлены в соответствующих главах.

Отчет включает семь глав. В шести главах по основным направлениям работ по проекту полно представлены результаты исследований 2016 года и, выборочно, разработки предыдущих лет с указанием основных полученных результатов, представленных ранее в промежуточных отчетах. Первая глава включает результаты изучения магматических пород и вулканизма отдельных районов Японского, Охотского морей, стратиграфии мезокайнозойских отложений типовых районов. Вторая глава включает результаты сейсмоакустических и геоморфологических исследований в типовых районах, анализа глубинного строения и структуры осадочного чехла Японского моря, моделирования геодинамических процессов в литосфере и земной коре. В третьей главе приводятся новые результаты изучения тейфровых прослоев в осадках Японского, Охотского морей, и северо-западной части Тихого океана, анализ некоторых специфических особенностей осадконакопления в некоторые результаты моделирования седиментационных процессов. В четвертой главе представлены данные по типизации и условиям формирования железомарганцевых руд дальневосточных морей и Магеллановых гор, новые данные по баритовой залежи в котловине Дерюгина, результаты высокоразрешающих геохимических исследований в Чукотском и Японском морях. В пятой главе представлены результаты газогеохимических исследований, включая анализ ресурсов метана углегазоносных толщ побережья и шельфа. Шестая глава, выполненная лабораторией палеоокеанологии, посвящена хроностратиграфии верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений и палеоокеанологическим реконструкциям среды Берингова, Охотского и Японского морей. В главе 7 представлены сведения о проведенных в 2016 г. морских экспедициях.

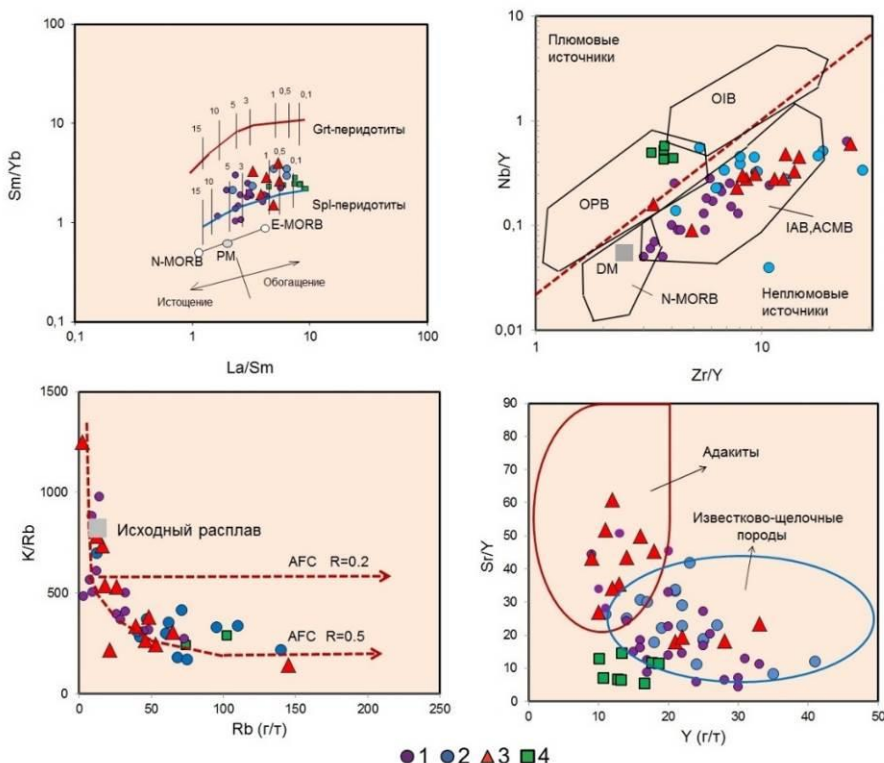
Результаты исследований 2016 года, помимо текста отчета, представлены также в многочисленных публикациях исполнителей, список которых приведен в Приложении.

## Глава 1. Магматические и осадочные формации дальневосточных окраинных морей

### 1.1. Эволюция магматических процессов, источники магмогенерации и смена геодинамических режимов в окраинных морях Тихого океана

Формирование структур окраинных морей Тихого океана: (Охотское, Японское, Филиппинское) происходило в течение двух крупных этапов, каждый из которых характеризуется своеобразным магматизмом (Емельянова, Леликов, 2016). Первый – докайнозойский, связанный с формированием геологического фундамента, в котором современные подводные блоки развивались как единое целое со структурами окружающей суши, и магматизм которого предшествовал образованию впадин этих морей. Второй, кайнозойский этап тесно связан с раскрытием впадин этих морей и сопровождал процессы деструкции континентальной коры. К нему приурочено широкое проявление разновозрастного вулканизма, а гранитоидные комплексы формировались в течение первого этапа.

1. Установлены источники магмогенерации и геодинамические условия формирования позднемезозойско-раннекайнозойских вулканических пород Охотского и Японского морей (Рисунок 1.1).



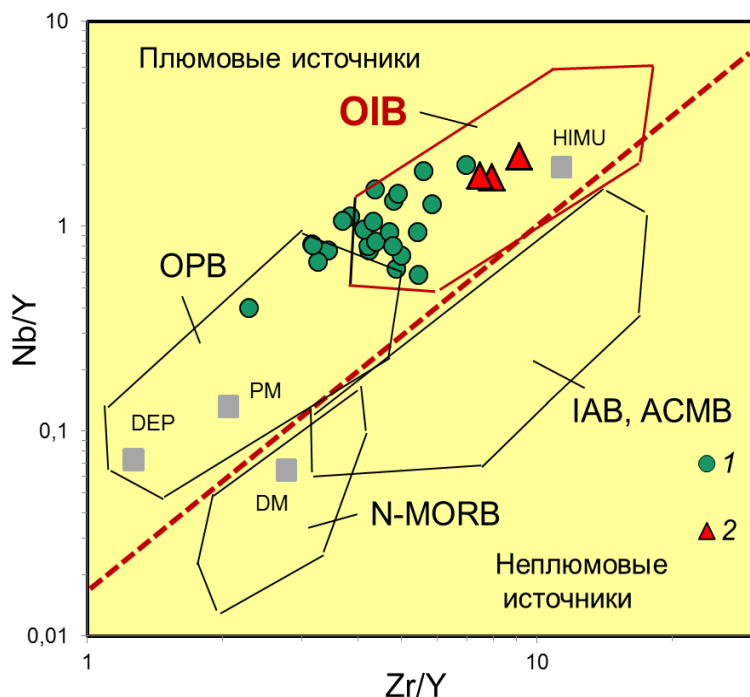
Позднемезозойско-раннекайнозойские вулканы Охотского моря: 1 – раннемеловые, 2 – позднемеловые, 3 – эоценовые и Японского моря: 4 – позднемеловые

Рисунок 1.1 – Диаграммы слева направо: (Sm/Yb)-(La/Sm) (Школьник и др., 2009); (Zr/Y)-(Nb/Y) (Condie, 2003); Rb-(K/Rb) (Мартынов и др., 2007); Y-(Sr/Y) (Defant M.J., Drummond, 1993)

Источником магмогенерации служила субконтинентальная литосферная мантия – шпинелевые перидотиты, метасоматически преобразованные водными флюидами субдуктирующей плиты в позднем мелу, что привело к формированию известково-щелочных расплавов, характерных для активных континентальных окраин. В эоцене проникновение через

субдукционные «окна» в литосфере астеносферы океана способствовало выплавлению эцлогитовой толщи субдукционной пластины и формированию адакитоподобных вулканитов, обнаружение которых в Охотском море – важное достижение, т.к. они являются индикатором смены субдукционного режима на режим трансформной окраины и последующего проявления плюмового вулканизма.

2. Впервые проведена корреляция петролого-геохимических особенностей щелочно-базальтоидного вулканизма плато Урданет в Западно-Филиппинской котловине и вулканических построек в котловинах Японского моря (Леликов, Емельянова, 2016). Щелочно-базальтоидные породы указанных структур обеих морей обладают геохимическими свойствами вулканитов океанических островов (ОИВ) (Рисунок 1.2), обусловленными проявлениями плюмового вулканизма, вызванного подъемом в разное время (от эоцена – олигоцена до среднего миоцена – плиоцена) к поверхности апофиз Тихоокеанского суперплюма. Различия в химическом составе связаны с разными типами «горячих точек» (по Коваленко и др., 2009), проявленных как внутри плиты (плато Урданет), так и по границам литосферных плит (Японское море). На химический состав также оказывали влияние типы фундамента – океанический в Филиппинском море и континентальный в Японском море, наличие или отсутствие процессов субдукции, спрединга и контаминации континентальной корой.



Квадратами обозначены: PM – примитивная мантия; DM – малоглубинная деплетированная мантия; DEP – глубинная деплетированная мантия. Геодинамические обстановки: OIB – океанических островов, OPB – океанических плато, MORB – срединно-океанических хребтов, IAB – островных дуг, ACMB – активных континентальных окраин

Рисунок 1.2 – Диаграмма (Zr/Y)-(Nb/Y) (Condie, 2003) для щелочно-базальтоидных вулканитов Японского моря (1) и плато Урданет (2) в Западно- Филиппинской котловине

Геохимические особенности большинства позднекайнозойских вулканитов Японского и Охотского морей указывают на их принадлежность к производным малоглубинного литосферного мантийного источника – шпинелевых перидотитов и разную степень контаминации расплавов корой. На этом фоне резко выделяются миоцен-плиоценовые окраинно-морские базальтоиды Японского моря, которые демонстрируют свойства, характерные для N-MORB и OIB. В процессе формирования котловин Японского и Охотского морей выделяется два основных этапа тектономагматической активизации – позднеолигоцен-миоценовый и плиоцен-плейстоценовый. Первый этап был вызван подъемом мантийного плюма, второй – спровоцирован сдвигом тихоокеанской плиты в сторону окраины континента, что вызвало мощную вспышку островодужного и рифтогенного вулканизма и способствовало завершению формирования островных дуг и задуговых бассейнов.

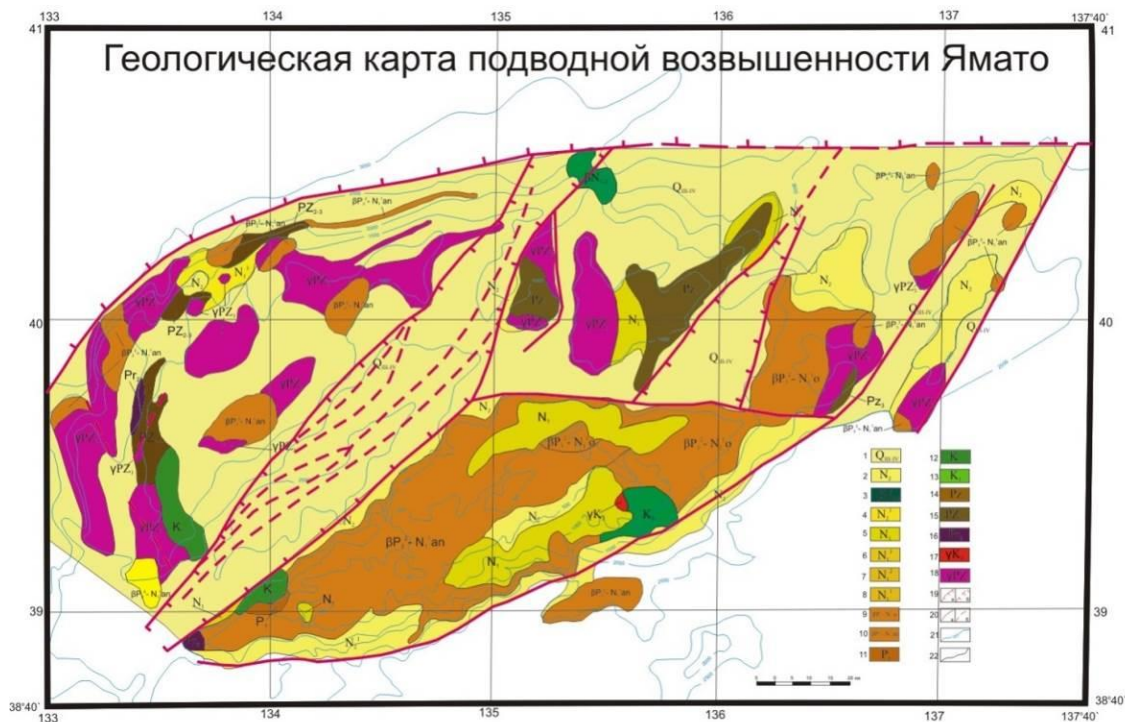
### ***1.2. Гранитоидный магматизм Японского и Охотского морей***

Граниты играют важную роль в строении окраинных морей Тихого океана. Многочисленные выходы докембрийских, палеозойских и мезозойских гранитоидов установлены на шельфе и подводных возвышенностях Японского и Охотского морей. Эти моря различаются геологическим строением, составом и временем формирования складчатого фундамента, что определяет особенности их гранитоидного магматизма.

Рассмотренный гранитоидный магматизм двух окраинных морей Тихого океана представлен образованиями нескольких возрастных комплексов, которые охватывают длительный период геологического развития этих структур от среднего палеозоя до верхнемелового времени (Леликов, Пугачев, 2016). Они подразделяются на два больших класса: дифференциаты мантийно-коровых магм, к которым отнесены производные андезитовой магмы, развитые в Охотском море и на возвышенности Ямато в Японском (Рисунок 1.3), и палингенные граниты корового генезиса, установленные в Японском море (Восточно-Корейское плато) (Рисунок 1.4). По условиям образования выделяются абиссальные, мезоабиссальные и гипабиссальные гранитоиды, причем уровень глубинности их формирования снижается от древних к молодым комплексам. В палингенных гранитах калий преобладает над натрием, и они относятся к высоко калиевым известково-щелочным образованиям в отличие от производных андезитовой магмы – низкокалиевых известково-щелочных пород (Рисунок 1.5). Первые характеризуются более высоким содержанием Rb, Ba, вторым свойственно преобладание Na над K, повышенное содержанием Sr и более низкие концентрации Ba и Rb.

При изучении становления гранитных массивов важной проблемой является проблема пространства. Обычно гранитоидные массивы замещают породы ранее сформированных структур, частично ассимилируя вмещаемые породы, которые оказывают влияние на состав

гранитоидных расплавов. Примером этого может служить различие в геохимических особенностях гранитоидов одного генезиса (производных андезитовой магмы) Ямато и Охотского моря.

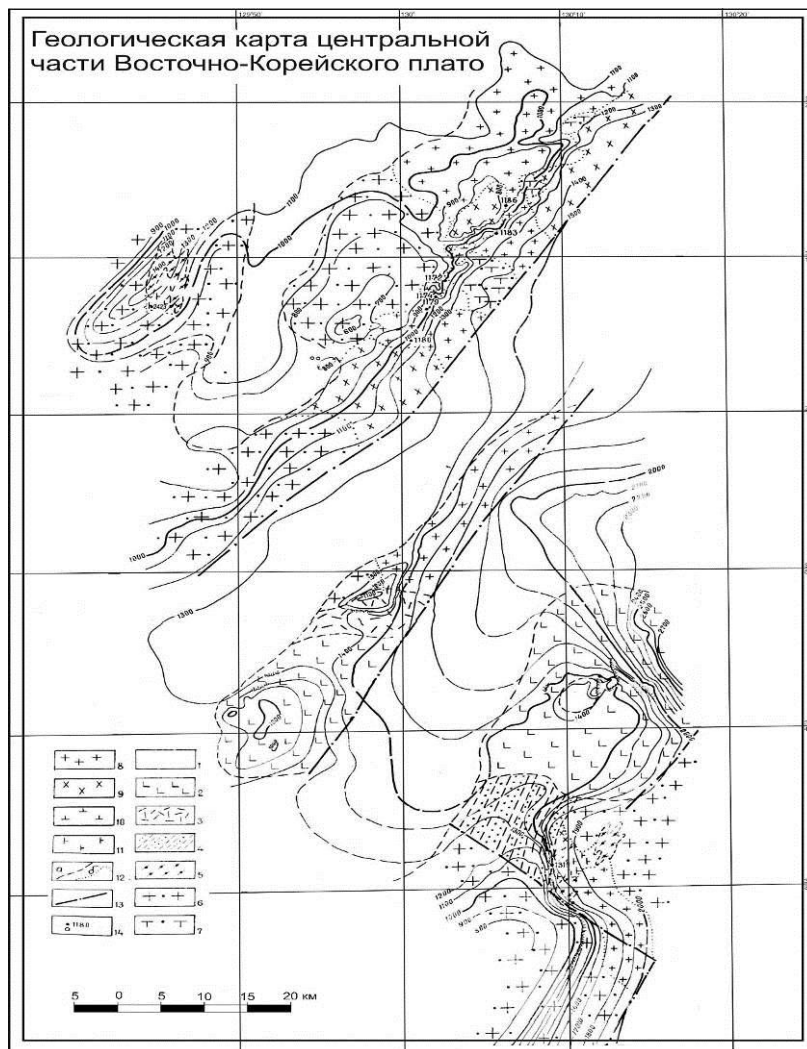


1. Q<sub>III-IV</sub> – современные-верхнечетвертичные отложения, пелиты; 2. N<sub>2</sub> – плиоценовые отложения, нерасчлененные; 3. βN<sub>1-2</sub> – среднемиоцен-плиоценовые базальтоиды; 4. N<sub>2</sub><sup>1</sup> – нижнеплиоценовые отложения: глины, алевропелиты, диатомиты; 5. N<sub>1</sub> – миоценовые отложения, нерасчлененные; 6. N<sub>1</sub><sup>3</sup> – верхнемиоценовые отложения: алевриты, туфопесчаники; 7. N<sub>1</sub><sup>2</sup> – среднемиоценовые отложения: глинистые диатомиты; 8. N<sub>1</sub><sup>1</sup> – нижнемиоценовые отложения: туфодиатомиты, туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, гравелиты, конгломераты; 9. βP<sub>3</sub><sup>2</sup>-N<sub>1</sub><sup>1</sup>o – олигоцен-раннемиоценовые вулканиты (свита Оки): спекшиеся туфы, игнимбриты трахириолитов и трахидацитов, реже трахиандезитов и андезитов; 10. βP<sub>3</sub><sup>2</sup>-N<sub>1</sub><sup>1</sup>an – олигоцен-раннемиоценовые вулканиты (андезитовая толща): базальты, андезиты; 11. P<sub>1</sub> – палеоценовая песчано-алевролитовая толща; 12. K<sub>2</sub> – поздне меловые вулканиты: дациты, риолиты, андезиты; 13. K<sub>1</sub> – нижнемеловая песчано-алевролитовая толща; 14. PZ<sub>3</sub> – позднепалеозойские отложения: песчаники, алевролиты, гравелиты; 15. PZ<sub>2-3</sub> – средне-позднепалеозойские филлиты и метаэффузивы; 16. PR<sub>2</sub> – позднепротерозойские амфиболиты, гнейсы; позднепротерозойские габбро, габбродиориты; 17. γK<sub>2</sub> – поздне меловые граниты: гранодиориты, биотитовые и лейкократовые граниты; 18. γPZ<sub>3</sub> – позднепалеозойские гранитоиды: кварцевые монзониты, кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты, биотитовые и лейкократовые граниты; 19 – рифтогенные разломы, ограничивающие зоны раздвигов (а), перекрытые рыхлыми отложениями (б); 20 – тектонические нарушения (а), перекрытые рыхлыми отложениями (б); 21 – геологические границы; 22 – изобаты

Рисунок 3 – Геологическая карта возвышенности Ямато

Первые отличаются более высоким содержанием щелочей, в частности K<sub>2</sub>O, Rb, Ba и Ba/Sr отношением, четче выраженным фракционированием редкоземельных элементов и отрицательной европиевой аномалией. Эти различия связаны с особенностями состава геологического

фундамента этих морей, который оказывал существенное влияние на геохимическую специфику магматических расплавов. Структуры Японского моря развивались на глубоко переработанной коре древнего докембрийского заложения в отличие от палеозойского энсиматического фундамента Охотского моря. Развитие структур Японского моря сопровождается последовательно возрастанием роли магматических пород.

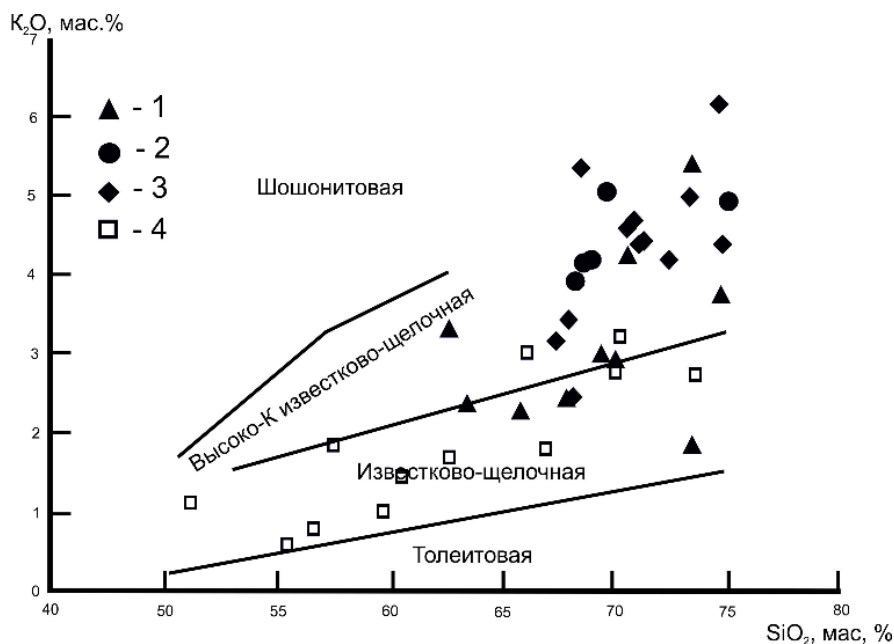


1 – неоген-четвертичные отложения, 2 – 3 – вулканы среднемиоцен-плиоценового комплекса: 2 – базальтоиды, 3 – липариты, 4 – среднепалеозойские отложения, 5 – архей-раннепротерозойские гнейсы и амфиболиты, 6-11 – среднепалеозойские граниты: 6 – крупнозернистые порфиридные биотитовые, 7 – крупнозернистые лейкократовые порфиридные, 8 – среднезернистые биотитовые, 9 – среднезернистые лейкократовые, 10 – мелкозернистые лейкократовые, 11 – биотитовые плагиограниты, 12 – геологические границы: а – между фациями гранитов, б – между разновозрастными породами, 13 – тектонические нарушения, 14 – станции драгирования

Рисунок 1.4 – Геологическая карта Восточно-Корейского плато

При этом, увеличивается количество кислых, обогащенных калием дифференциатов, как в отдельных возрастных комплексах, так и в общей направленности магматизма от докембрия до позднего мезозоя. Подобная закономерность может свидетельствовать о конструктивном характере развития этих структур, заложившихся на докембрийском сиалическом фундаменте.

Установлена эволюционная направленность гранитоидного магматизма в окраинных морях, которая проявляется в накоплении кислых дифференциатов в процессе кристаллизации отдельных массивов и снижении глубинности их формирования от абиссальных среднепалеозойских до гипабиссальных меловых.



Гранитоиды: 1-3 – Японского моря: 1 – среднепалеозойские, 2 – позднепалеозойские, 3 – раннемеловые, 4 – Охотского моря

Рисунок 1.5 – Диаграмма «K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub>»

Гранитоиды, наряду с метаморфическими породами, играют важную роль в процессе преобразования геологического фундамента окраинных морей.

### ***1.3. Доказательство раннемиоценового континентального этапа развития подводного плато Уллын (Криштофовича) Японского моря (на основе находки пресноводной диатомовой флоры)***

Первое сообщение о пресноводных диатомеях из донных отложений Японского моря принадлежит Л. Барклу и Ф. Акибе (Burckle, Akiba, 1978). Они обнаружили их в отложениях крупнейшей в Японском море подводной возвышенности Ямато с континентальным типом коры и предположили, что эти отложения могли сформироваться в конце позднего миоцена из-за глобального понижения уровня моря, которое привело к изоляции Японского моря от Тихого океана и превращению моря в пресноводное озеро по аналогии со Средиземным морем (мессинский кризис). Однако последующие находки пресноводных диатомей в отложениях возвышенности Ямато и их сходство с комплексами диатомей из отложений раннего миоцена



окружающей суши (Цой, Ващенко и др., 1985; Koizumi, 1988; Берсенеv, Леликов и др., 1987; *Geology and Geophysics...*, 1996) позволило предположить более древний возраст их образования.

Находка разнообразной и обильной диатомовой флоры в отложениях другой крупной возвышенности Японского моря плато Уллын (Криштофовича) позволила детально изучить эту флору с использованием новейших данных по номенклатуре диатомей и их стратиграфическому распространению.

Возвышенность Криштофовича (плато Уллын) в Японском море была открыта и впервые изучена в 1973 г. в ходе 20-го рейса НИС “Первенец” сотрудниками ТОИ ДВО РАН. К сожалению, это название возвышенности не было официально зарегистрировано, и в 2007 г. Международным подкомитетом по наименованиям подводных морфоструктур (GEBSCO SCUFN) было утверждено официальное название – плато Уллын.

Плато Уллын является третьей по величине подводной возвышенностью Японского моря после возвышенностей Ямато и Восточно-Корейской. Оно имеет почти квадратную форму со стороной около 100 км и представляет собой изометричный свод, осложненный хребтами и межгорными впадинами (Геологическое строение..., 1993). Подводное плато Уллын является одним из континентальных блоков, который в результате деструкции земной коры был отделен от континента и опущен за время формирования современного Японского моря (Геологическое строение..., 1993). Геологический фундамент плато сложен докембрийским (поздний архей – ранний протерозой) метаморфическим комплексом (гнейсы, граниты, мигматиты, сланцы), прорванным в ряде мест раннемеловыми гранитоидами и перекрытым окраинно-континентальными вулканитами (базальты, трахилипариты, игнимбриты, спекшиеся туфы и др.) позднеолигоцен-раннемиоценового возраста (Цой, Усольцева, 2016; Цой и др., 2017). Осадочный чехол сложен верхнекайнозойскими породами различного генезиса – озерными и морскими туфогенно-осадочными породами (Берсенеv, Леликов и др., 1987; Геологическое строение..., 1993; Kwon et al., 2009).

**Материал и методика.** В настоящей работе были изучены образцы из 12 станций драгирования плато Уллын, выполненных в ходе 20-го (1973 г.), 30-го (1978 г.) и 33-го (1979 г.) рейсов НИС “Первенец” (Рисунок 1.6) (Цой, Усольцева, 2016).

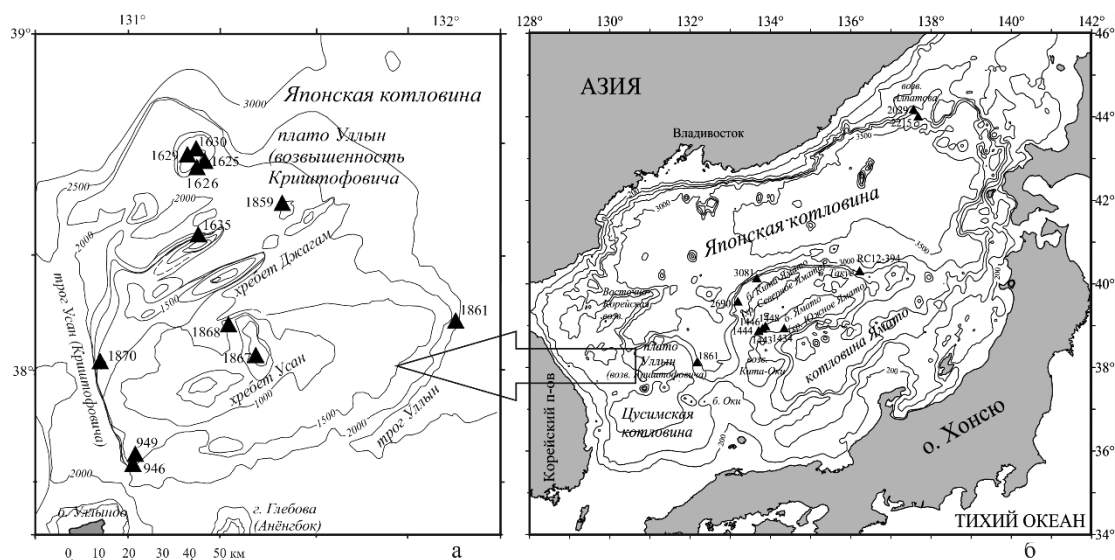
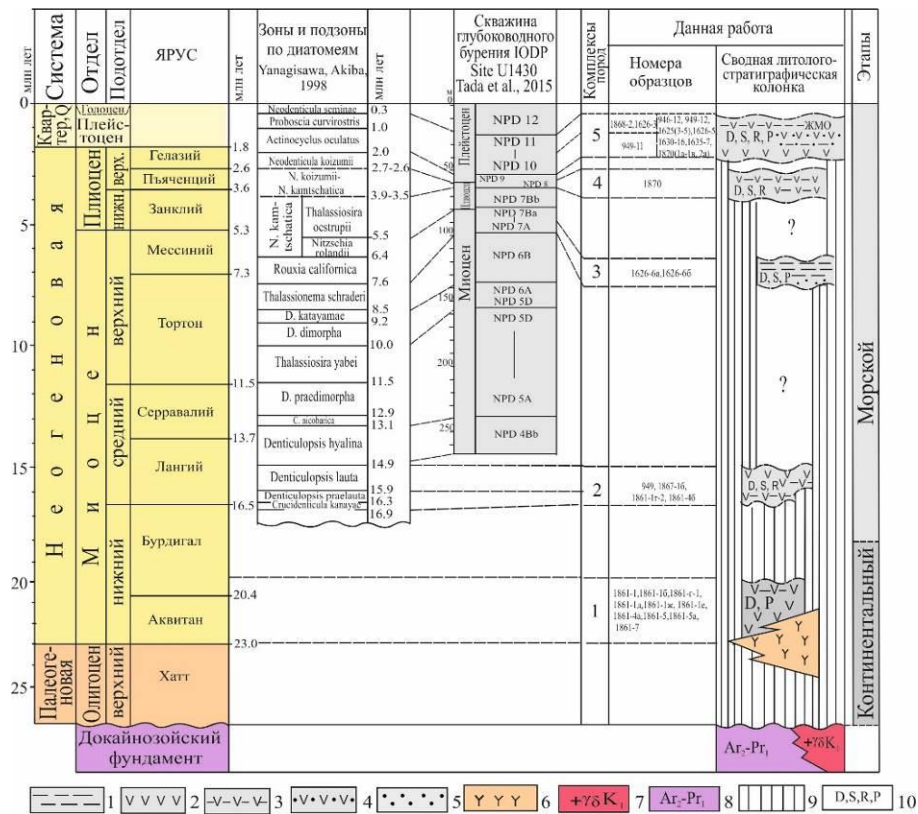


Рисунок 1.6 – Местоположение изученных станций на плато Уллынь Японского моря

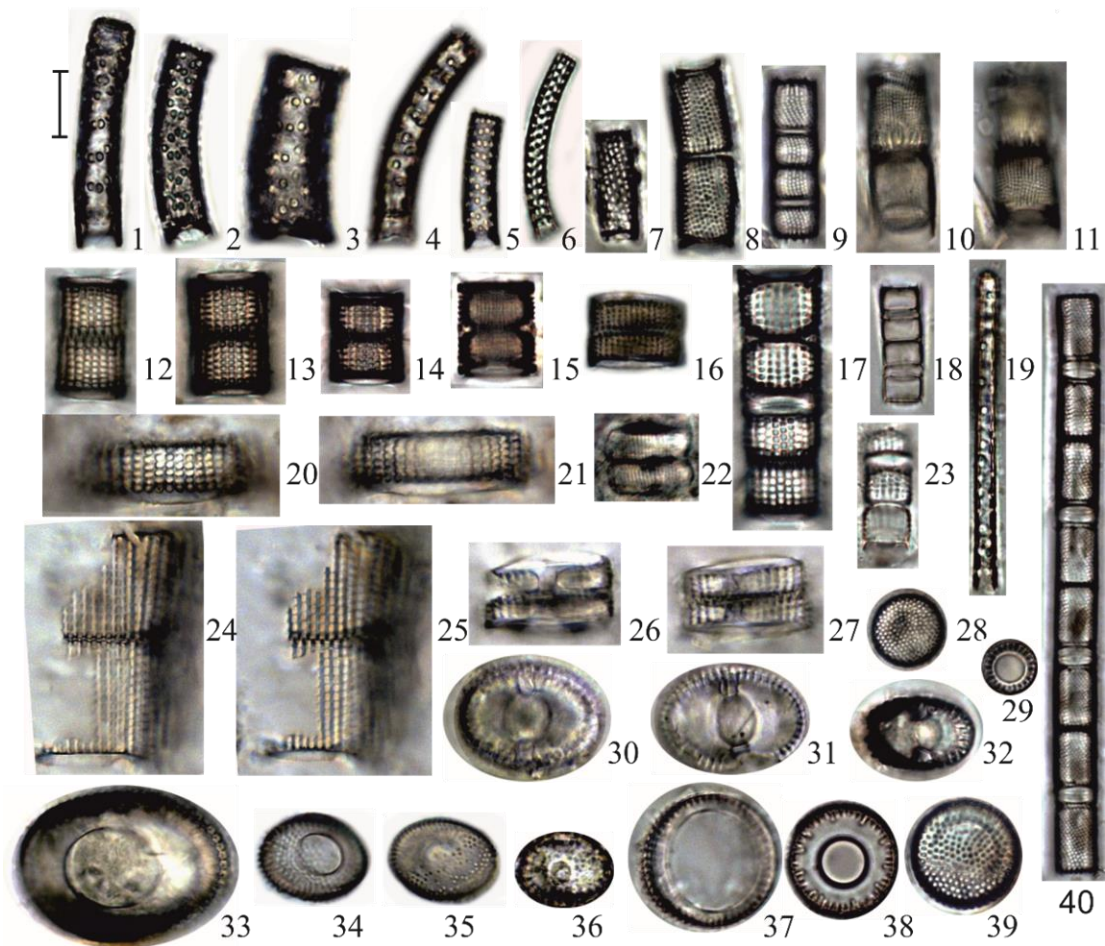
**Результаты и обсуждение.** В изученных образцах были обнаружены в основном морские комплексы диатомей зон *Denticulopsis lauta* (15.9-14.9 млн лет) среднего миоцена (ст. 949, гл. 1650-1400 м), *Rouxia californica* (7.6-6.4 млн лет) позднего миоцена (ст. 1626, гл. 1400-1350 м), *Neodenticula koizumii* – *N. kamtschatica* (от 3.9-3.5 до 2.7-2.6 млн лет) позднего плиоцена (ст. 1870, гл. 1950-1800 м), *Actinocyclus oculatus* (1.0-2.0 млн лет) раннего плейстоцена (ст. 949, гл. 1650-1400 м) и *Proboscia curvirostris* (1.0-0.3 млн лет) среднего плейстоцена (ст. 1629, гл. 1300-1250 м; ст. 1867, гл. 880-800 м; ст. 1868, гл. 1350-1250 м), согласно варианту неогеновой северо-тихоокеанской шкалы и диатомовой биохронологии 1998 г. (Yanagisawa, Akiba, 1998) (Рисунок 1.7). В образцах со станций 946, 1625, 1630, 1635 установлены единичные морские диатомеи, обычные для четвертичных осадков Японского моря.



1 – алевроаргиллиты, глины; 2 – туффиты, туфы, 3 – туфоалевролиты, туфоаргиллиты, туфогенные глины, туфоалевропелиты, туфопелиты; 4 – туфопесчаники, туфопесчаники гравелистые; 5 – песчаники гравелистые; 6 – вулканиты трахиандезитового комплекса позднего олигоцена – раннего миоцена; 7 – раннемеловые граниты, гранодиориты, диориты; 8 – докембрийский (поздний архей – ранний протерозой) метаморфический комплекс, 9 – предполагаемые стратиграфические перерывы и несогласия, 10 – микропалеонтологические группы, обнаруженные в комплексах пород: D – диатомеи, S – силикофлагеллаты, R – радиолярии, P – споры и пыльца. ЖМО – железомарганцевые образования, NPD – кодовый номер северотихоокеанских диатомовых зон Ю. Янагизавы и Ф. Акибы (Yanagisawa, Akiba, 1998)

Рисунок 1.7 – Схема стратиграфии и корреляция отложений осадочного чехла подводного плато Уллын Японского моря (Burckle, Akiba, 1978)

Пресноводные диатомеи обнаружены только в образцах со станции 1861 (33-й рейс НИС “Первенец”, 1979 г.), расположенной в основании юго-восточного склона плато Уллын в интервале глубин 2350-2200 м. Выделенная пресноводная диатомовая флора включает 96 видов и разновидностей, принадлежащих 33 родам. Доминируют (62.9-94 %) представители исключительно пресноводного планктонного рода Aulacoseira (Рисунок 1.8).



1–5 – *Aulacoseira canadensis* (Hustedt) Simonsen; 6 – *A. praegranulata* var. *praeangustissima* f. *curvata* (Jousé) Moisseeva; 7, 8, 29 – *A. praegranulata* (Jousé) Simonsen var. *praegranulata* f. *praegranulata*; 10, 11 – *A. italica* (Ehrenberg) Simonsen; 12–15, 17, 23, 28, 37–39 – *A. praegranulata* var. *praeislandica* f. *praeislandica* (Simonsen) Moisseeva; 16, 34, 35 – *A. iwakiensis* Tanaka et Nagumo; 33 – *A. iwakiensis* Tanaka et Nagumo?; 9, 18 – *A. pisulla* (F. Meister) Tuji et Houk; 19 – *A. praegranulata* var. *praeangustissima* (Jousé) Moisseeva; 20, 21 – *A. hibschiei* (Reinchalt) Houk; 22 – *Aulacoseira* sp.; 24, 25 – *A. cf. temperei* (Pantocsek) Ognjanova-Rumenova et Crawford; 26, 27, 30–32 – *A. hachiyaensis* Tanaka; 36 – *A. elliptica* Tsoy emend. Usoltseva et Tsoy; 40 – *A. ambigua* (Grunow) Simonsen. Масштабная линейка 10 мкм.

Рисунок 1.8 – Представители исключительно пресноводного рода *Aulacoseira* из отложений плато Уллын (станция 1861) Японского моря

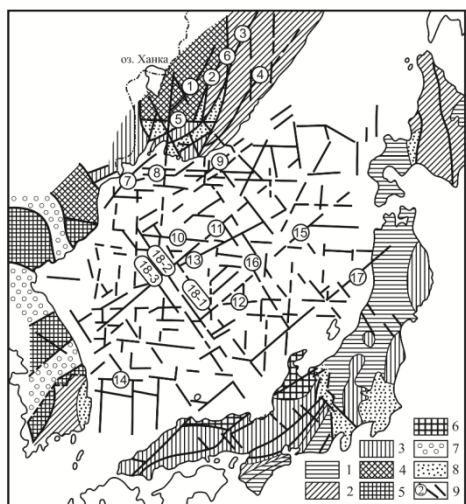
Доминирование аулакозир характерно для озерных преимущественно миоценовых отложений Японского моря и окружающей суши – Приморья, Кореи, Японии, а также других регионов Азии (Цой, Усольцева, 2016). Ряд эллиптических видов рода *Aulacoseira* (*A. hachiyaensis* Tanaka, *A. elliptica* Tsoy emend. Usoltseva et Tsoy, *A. iwakiensis* Tanaka et Nagumo) характерны для озерных отложений раннего миоцена Японского моря (Цой, Ващенко и др., 1985; Usoltseva, Tsoy, 2010) и Японских островов (Tanaka, Nagumo, 2011; Tanaka, Nagumo, Akiba, 2008), возраст

которых доказан радиометрическими методами или другими группами ископаемых. По численности доминируют планктонные виды (36 видов), составляющие в комплексах 78.1-98.5 %. Доминирование планктонных видов указывает на формирование флоры в обширном озерном бассейне с хорошо развитой пелагиалью.

Таким образом, видовое разнообразие и обилие пресноводных диатомей, обнаруженных в отложениях юго-восточной части плато Уллы указывают на существование в этом районе обширного пресного озера в раннем миоцене. Находки пресноводных диатомей в разрезах других возвышенностей Японского моря свидетельствуют о том, что в раннем миоцене данные районы также представляли собой участки суши, на которых имелись озерные бассейны. Поздний олигоцен – ранний миоцен в Япономорском регионе характеризовался широким проявлением наземной вулканической деятельности, обусловленной активной разломной тектоникой, которая в конце раннего – начале среднего миоцена привела к дифференцированному погружению участков суши и расширению морских условий.

#### 1.4. Разломная тектоника Японского моря

В результате изучения разломной тектоники Японского моря было проведено обобщение многочисленных данных, полученных в разные годы как отечественными, так и зарубежными исследователями (Изосов и др., 2016; 2017). Тектонический каркас, выявленный предшественниками в Японском море с помощью линеamentного анализа, представляет собой регматическую сеть Земли (Анохин, 2006; и др.) и чётко фиксируется геоморфологическими и геолого-геофизическими данными (Рисунок 1.9).



1–6 – складчатые континентальные и островные структуры обрамления Японского моря: 1 – кайнозойские, 2 – мезозойские, 3 – палеозойские, 4 – раннепалеозойские, 5 – докембрийские, 6 – архейские; 7 – мезо-кайнозойские наложенные впадины и прогибы; 8 – внутриплатформенные прогибы, выполненные осадочными формациями верхнего протерозоя, нижнего и верхнего палеозоя, нижнего мезозоя; 9 – структурные швы и разломы: 1 – Западный Сихотэ-Алинский; 2 – Арсеньевский; 3 – Центральный Сихотэ-Алинский; 4 – Прибрежный; 5 – Южно-Сихотэ-Алинский; 6 – Меридиональный; 7 – Северо-Западный; 8 – Южно-Приморский; 9 – Восточно-Приморский; 10 – Северо-Яматинский; 11 – Окчхонский; 12 – Южно-Яматинский; 13 – Центральный Япономорский; 14 – Цусимский; 15 – Хонсуйский; 16 – Яматинский; 17 – Западно-Хонсуйский; 18 – Юго-Западный

Рисунок 1.9 – Основные системы разрывных нарушений района Японского моря (Шевалдин, 1975)

В последние годы камчатскими геологами (Вихри в геологических процессах. 2004; и др.), а затем и нами (Изосов, Чупрынин, 2012; Изосов и др., 2014) Япономорская впадина стала рассматриваться на основе геолого-геофизических данных и материалов космической альтиметрии как литосферная вихревая структура левого типа (Рисунки 1.10, 1.11).

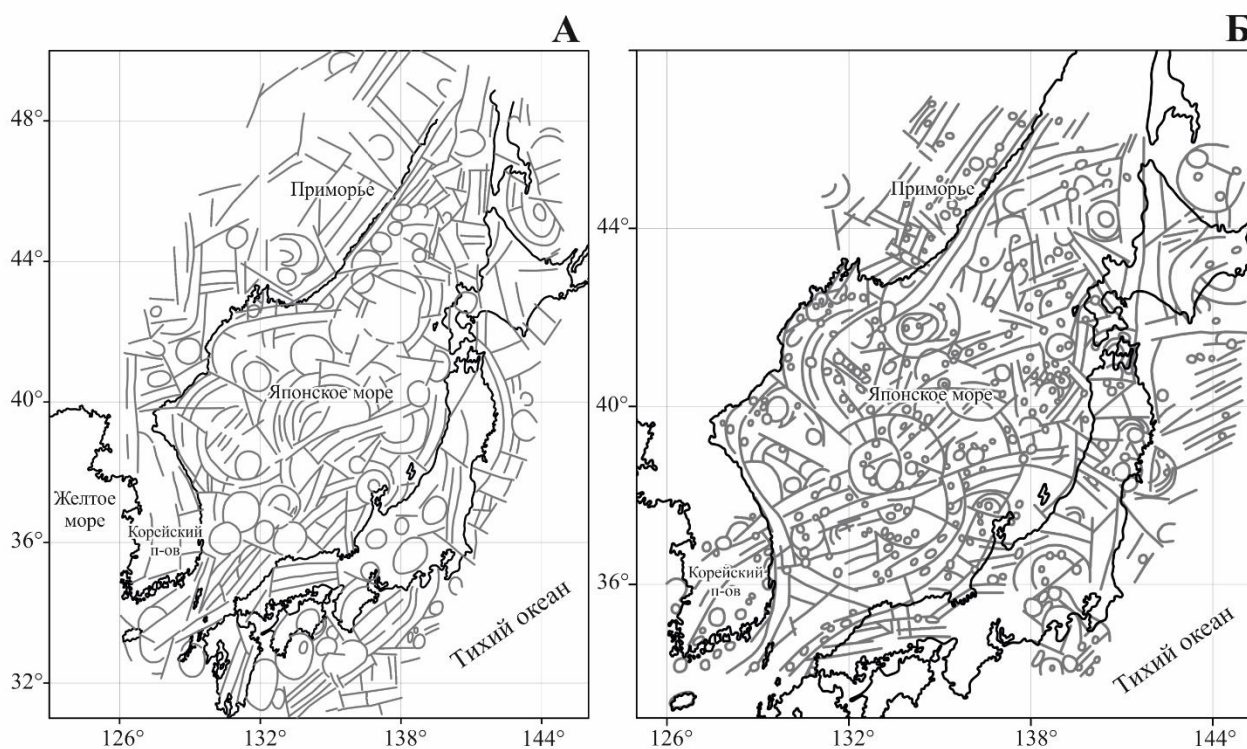


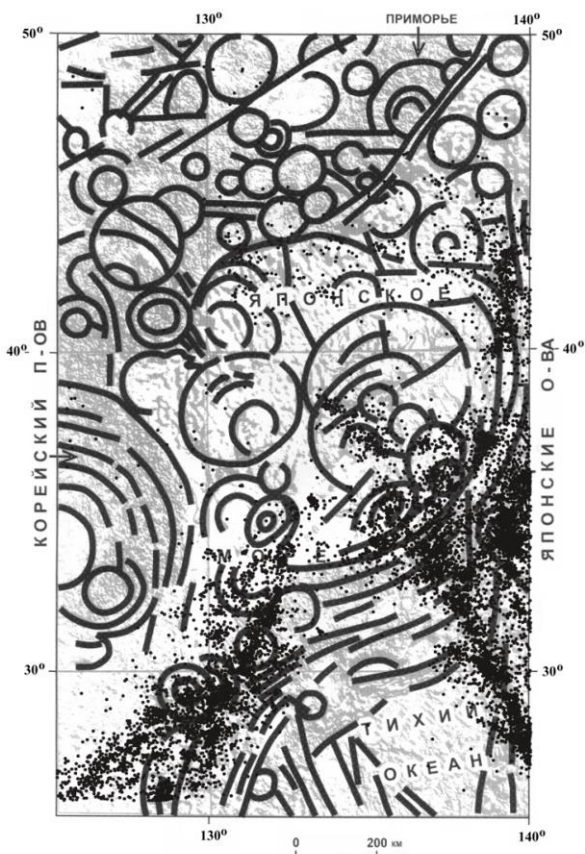
Рисунок 1.10 – Схема линеаментов (Изосов и др., 2014), выделенных на карте аномального гравитационного поля Японского моря (аномалии в свободном воздухе) (А) (Строев, 1975) и на карте аномального магнитного поля (Б) (Международный геолого-геофизический атлас. 2003)  
Примечание: Мелкие кружки на схеме Б, вероятно, фиксируют щитовидные базальтовые вулканические постройки

Её формирование происходило в кайнозое в связи с подъёмом вращающегося магматического диапира из активного астеносферного выступа и раскрытием Японского моря (Берсенев и др., 1988), в результате взаимодействия Евроазиатской и Тихоокеанской плит, и сопровождалось мощными проявлениями базальтового вулканизма и сейсмической активности (Изосов, Чупрынин, 2012; Изосов и др., 2014). Образование вихревых структур происходит в течение длительного (геологического) времени, когда жёсткая литосфера ведёт себя как вязкая жидкость.

Разломная тектоника Японского моря определяется тем, что в данном регионе существуют два структурных этажа: преимущественно мантийный и литосферный. В первом глубинные разломы образуют тектонический каркас, сформированный в результате быстрых хрупких деформаций в жёстком субстрате. В пределах второго, тесно связанного в своём развитии с подстилающей его астеносферой, господствуют вихревые структурные линии.

Японское море является одним из наиболее изученных в геологическом отношении окраинных морей Дальнего Востока. Разломной тектонике Япономорской впадины посвящены многочисленные публикации российских и зарубежных учёных. Существенный вклад в исследование этой проблемы внесли И.И. Берсенева, Н.П. Васильковский, Б.Я. Карп, В.М. Ковылин, Р.Г. Кулинич, Ю.В. Шевалдин, Ю.С. Липкин, Е.П. Леликов, Ю.Б. Евланов, Ю.И. Мельниченко, В.Л. Безверхний, А.С. Сваричевский, К.И. Сигова, П.А. Строев, С. Уеда, Т. Кобаяси и др. (Берсенева И.И., Леликов и др., 1987; и др.).

Основным методическим приёмом выявления предшественниками разломов в Япономорской впадине служил хорошо известный линеаментный анализ (Hobbs, 1904; и др.), при проведении которого широко использовались как геоморфологические, так и геолого-геофизические данные. Линеаментный анализ в современном понимании является одним из наиболее эффективных методов изучения глубинного строения территорий. Решение поставленной в настоящей статье задачи также было осуществлено, в основном, на базе линеаментного анализа в современном понимании этого термина (Изосов, Ли, 2014).



Формирование Япономорской вихревой структуры происходило в связи с раскрытием Японского моря, в основном, в миоцене (Берсенева И.И., Леликов и др., 1987). Впервые подробно описанная нами (Изосов, Чупрынин, 2012; Изосов и др., 2014) Япономорская вихревая структура является преимущественно литосферным образованием: она чётко выделяется (Изосов и др., 2014): 1) на картах аномального гравитационного поля в редукции Фая (аномалии «в свободном воздухе») (Строев, 1975) и 2) аномального магнитного поля (Международный геолого-геофизический атлас. 2003) (Рисунок 1.10); 3) по данным космической альтиметрии (ЕТОРО-1), которые отражают, в целом, циклональную сейсмоактивную структуру Япономорской впадины (Рисунок 1.11).

Рисунок 1.11 – Япономорская сейсмоконтролирующая вихревая структура, выделенная по данным космической альтиметрии (Изосов, Чупрынин, 2012); точки – эпицентры землетрясений

## Заключение

1. Установлены источники магмогенерации и геодинамические условия формирования позднемезозойско-раннекайнозойских вулканических пород Охотского и Японского морей. Источником магмогенерации служила субконтинентальная литосферная мантия – шпинелевые перидотиты, метасоматически преобразованные водными флюидами субдуктирующей плиты в позднем мелу, что привело к формированию известково-щелочных расплавов, характерных для активных континентальных окраин. В эоцене проникновение через субдукционные «окна» в литосферу астеносферы океана способствовало выплавлению эклогитовой толщи субдукционной пластины и формированию адакитоподобных вулканитов, впервые обнаруженные в Охотском море. Находка адакитоподобных вулканитов очень важна, так как они являются индикатором смены субдукционного режима на режим трансформной окраины и последующего проявления плюмового вулканизма.

2. Геохимический анализ вулканитов Японского и Охотского морей указывает на разный химический состав плюмовых источников, а, следовательно, на возможное наличие и взаимодействие в котловинах Японского моря двух разнородных плюмов – апофиз Тихоокеанского и Северо-Азиатского суперплюмов. Предполагается, коллизия этих двух суперплюмов привела к формированию не только впадин Японского и Охотского морей, но и всей уникальной зоны перехода континент – океан.

3. Впервые установлено, что щелочно-базальтоидные породы плато Урданет в Западно-Филиппинской котловине и вулканических построек в котловинах Японского моря обладают геохимическими свойствами вулканитов океанических островов (ОИВ), обусловленными проявлениями плюмового вулканизма, вызванного подъемом в разное время (от эоцена – олигоцена до среднего миоцена – плиоцена) к поверхности апофиз Тихоокеанского суперплюма.

4. Установлены геохимические особенности гранитоидного магматизма Японского и Охотского морей, которые подразделены на два класса: 1 – дифференциаты мантийно-коровых магм (производные андезитовой магмы) и 2 – палингенные граниты корового генезиса. Их различия связаны с особенностями состава геологического фундамента этих морей, который оказывал существенное влияние на геохимическую специфику магматических расплавов.

5. В пределах подводного хребта Витязь были установлены гранитоидные породы позднемелового и эоценового возраста, которые совместно с ранне-, позднемеловыми гранитоидами Броутоновской группы (Курильская дуга) можно отнести к образованиям фундамента всей Курильской островодужной системы (КОС). Общность геохимических особенностей обусловлена их формированием на континентальной коре в конвергентных условиях, связанных с погружением Тихоокеанской плиты под Евразийский континент. Сходство



по многим геохимическим чертам этих гранитоидов с меловыми гранитоидами Охотского моря может свидетельствовать о структурном единстве мезозойского фундамента Охотского моря и Курильской островодужной системы, разобщенных в олигоцен-миоценовое время в процессе рифтогенного формирования Курильской котловины.

6. Детальное изучение кремнистого микропланктона (диатомей и силикофлагеллат) осадочных пород подводного хребта Витязь (островной склон Курило-Камчатского желоба) позволило впервые восстановить условия формирования осадочного чехла этого региона в олигоцене – раннем миоцене (28.2-18.4 млн лет). Предполагается, что в этот период осадки формировались в преимущественно в мелководных (близких в обширному шельфу) условиях при температурах близких к субтропическим. Результаты комплексного геологического исследования островного склона Курило-Камчатского желоба обобщены и представлены в базе данных «Состав и возраст мезо-кайнозойских осадочных, вулканно-осадочных и пирокластических пород подводного хребта Витязя»: Свидетельство о рег. № 2016620106 Российская Федерация.

7. Впервые на основе находки разнообразной и обильной пресноводной диатомовой флоры доказан озерный генезис и раннемиоценовый возраст (~ 23-19 млн лет) вмещающих их туфогенно-осадочных пород подводной возвышенности Криштофовича (Уллын), являющейся одной из крупнейших подводных возвышенностей Японского моря с континентальным типом коры. Описанная находка доказывает, что возвышенность Криштофовича в раннем миоцене представляла собой сушу с озерными бассейнами с хорошо развитой пелагиалью. Последующее погружение этого огромного фрагментов Азиатского континента привело к расширению Японского моря.

8. Впервые обнаружен и описан аутигенный гипс, сформированный на поверхности кайнозойских осадочных пород в подводных морских условиях. Широкое развитие аутигенной гипсовой минерализации на склонах подводных морфоструктур Японского и Охотского морей позволяет рассматривать этот регион в качестве провинции подводной аутигенной гипсовой минерализации.

9. По материалам глубоководного бурения (скважины 434, 434А, 434В и 584 DSDP), установлена периодичность формирования кайнозойского осадочного чехла островного склона Японского жёлоба в условиях вулканогенно-терригенного режима седиментации и отсутствие аккреционной призмы.

10. Обобщение новых и ранее полученных геологических данных позволило существенно уточнить геологические карты крупных подводных возвышенностей Японского моря – Ямато, Восточно-Корейской (Корейское плато) и Криштофовича (плато Уллын).

11. В Япономорском звене (ЯЗ) Западно-Тихоокеанской мегазоны перехода континент – океан намечены факторы контроля сейсмически активных зон концентрическими и линейными

разломными структурами, выявленными по геолого-геофизическим и геоморфологическим данным. Размещение эпицентров землетрясений в ЯЗ обусловлено их приуроченностью к одноимённой структуре центрального типа, а также к системам скрытых разломов фундамента.

12. Изучение разломной тектоники Японского моря позволило предположить, что в данном регионе существуют два структурных этажа: преимущественно мантийный и литосферный. В первом глубинные разломы образуют тектонический каркас, сформированный в результате быстрых хрупких деформаций в жёстком субстрате. В пределах второго, тесно связанного в своём развитии с подстилающей его астеносферой, господствуют вихревые структурные линии. Предполагается, что раскрытие Японского моря в миоцене привело к формированию Япономорской вихревой структуры, которая является преимущественно литосферным образованием и четко выделяется на картах аномального гравитационного поля в редукции Фая, аномального магнитного поля и по данным космической альтиметрии, которые отражают, в целом, циклональную сейсмоактивную структуру Япономорской впадины.

#### **Список использованных источников**

1. Анохин В.М. Глобальная дизъюнктивная сеть Земли: строение, происхождение и геологическое значение. СПб: Недра, 2006. 161 с.

2. Берсенев И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.

3. Берсенев И.И., Безверхний В.Л., Леликов Е.П. Строение и развитие дна Японского моря // Геодинамические исследования. М.: Межведомственный геофизический комитет АН СССР, 1988. № 11. С. 60–67.

4. Вихри в геологических процессах. Петропавловск-Камчатский: Изд-во Камчатского госуд. педагог. универ., 2004. 297 с.

5. Геологическое строение западной части Японского моря и прилегающей суши. Владивосток: Дальнаука, 1993. 211 с.

6. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Геохимия и петрогенезис позднемезозойско-раннекайнозойских вулканитов Охотского и Японского окраинных морей // Геохимия. 2016. № 6. С. 522–535.

7. Изосов Л.А., Чупрынин В.И. О механизме формирования структур центрального типа Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент – океан // Геотектоника. 2012. Т.46.№3.С.70–92.

8. Изосов Л.А., Ли Н.С. Линеаментный анализ при тектонических и металлогенических построениях в Япономорском регионе // Региональные проблемы. 2014. Т. 17. № 1. С. 9–14.

9. Изосов Л.А., Чупрынин В.И., Мельниченко Ю.И., Ли Н.С., Крамчанин К.Ю., Огородний А.А. Связь сейсмической активности с тектоническими и вулканогенными структурами Япономорского звена Западно-Тихоокеанской мегазоны перехода континент – океан // Литосфера. 2014. №6. С. 3–21.
10. Изосов Л.А., Мельниченко Ю.И., Ли Н.С. Разломы Японского моря // Геология дальневосточных морей России и их обрамления: матер. региональной науч. конф., посвященной 100-летию со дня рождения И.И. Берсенева (Владивосток, 16 сентября 2016 г.) Владивосток: ГОИ ДВО РАН, 2016. С. 31–34.
11. Изосов Л.А., Мельниченко Ю.И., Чупрынин В.И., Ли Н.С., Крамчанин К.Ю. Разломы дна Японского моря (обзор) // Вулканология и сейсмология. 2017 (в редакции).
12. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А. Закономерности пространственного распределения «горячих точек» в мантии современной Земли // ДАН. 2009. Т. 427. №5. С. 654–658.
13. Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Щелочно-базальтоидный вулканизм Японского и Филиппинского морей: геохимические и генетические черты сходства и различия // ДАН. 2016. Т. 468. № 1. С. 57–61.
14. Леликов Е.П., Пугачев А.А. Гранитоидный магматизм Японского и Охотского морей // Петрология. 2016. Т. 24. № 2. С. 212–230.
15. Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Симаненко В.П., Мартынов А.Ю. Маастрихт-датская андезитовая серия Восточного Сихотэ-Алиня: минералогия, геохимия и вопросы петрогенеза // Петрология. 2007. Т. 15. № 3. С. 282–303.
16. Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана (ред. Удинцев Г.Б.) Москва – Санкт-Петербург: МОК (ЮНЕСКО), РАН, ФГУП ПКО Картография, ГУНиО, 2003. 192 с.
17. Строев П.А. О характере гравитационных аномалий в свободном воздухе в Япономорской переходной зоне // Морские гравиметрические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1975. №8. С. 136–144.
18. Цой И.Б., Ващенко Н.Г., Горюва М.Т., Терехов Е.П. О находке континентальных отложений на возвышенности Ямато // Тихоокеанская геология. 1985. № 3. С. 50–55.
19. Цой И.Б., Усольцева М.В. Миоценовые пресноводные диатомеи из отложений восточного склона подводного плато Уллын (возвышенность Криштофовича) Японского моря // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 3. С. 62–80.
20. Цой И.Б., Горюва М.Т., Василенко Л.Н., Ващенко Н.Г., Вагина Н.К. Возраст и условия формирования пород осадочного чехла плато Уллын Японского моря по микропалеонтологическим данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 1. С. 85–108.

21. Шевалдин Ю.В. О взаимосвязи разрывных нарушений дна Японского моря и его обрамления // Морские геофизические исследования. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1975 С. 107–115.
22. Школьник С.И., Резников Л.З., Беличенко В.Г., Бараш И.Г. Геохимия, вопросы петрогенезиса и геодинамическая типизация метавулканитов Тенкунского террейна (Байкало-Хубсугульский регион) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 9. С. 1013–1024.
23. Burckle L.H., Akiba F. Implications of late Neogene fresh-water sediment in the Sea of Japan // *Geology*. 1978. Vol. 6. P. 123–127.
24. Condie K.C. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2003. Т. 4. №1. P. 1–18.
25. Defant M.J., Drummond M.S. Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc // *Geology*. 1993. Vol. 21. P. 547–550.
26. *Geology and Geophysics of the Japan Sea*. Eds. Isezaki N., Bersenev I.I., Tamaki K. et al. Tokyo: TERRAPUB, 1996. 487 p.
27. Hobbs W. Lineaments of the Atlantic border region // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1904. Vol. 15. P. 483–506.
28. Koizumi I. Early Miocene Proto-Japan Sea // *J. Paleontol. Soc. Korea*. 1988. Vol. 4. № 1. P. 6–20.
29. Kwon Y.K., Yoon S.H., Chough S.K. Seismic stratigraphy of the western South Korea Plateau East Sea: implications for tectonic history and sequence development during back-arc evolution // *Geo-Mar. Lett.* 2009. Vol. 29. P. 181–189.
30. Tanaka H., Nagumo T. *Aulacoseira iwakiensis* sp. nov., a new elliptical *Aulacoseira* species from an Early Miocene sediment, Japan // *Diatom Research*. 2011. Vol. 27. P. 1–8.
31. Tanaka H., Nagumo T., Akiba F. *Aulacoseira hachiyaensis* sp. nov., a new Early Miocene freshwater fossil diatom from Hachiya Formation, Japan // *Proc. 19th Int. Diatom Symp., Irkutsk, 2006*. Bristol: Biopress, 2008. P. 115–123.
31. Usoltseva M.V., Tsoy I.B. Elliptical species of the freshwater genus *Aulacoseira* in Miocene sediments from Yamato Rise (Sea of Japan) // *Diatom Res.* 2010. Vol. 25. № 2. P. 397–415.
33. Yanagisawa Yu., Akiba F. Revised marine diatom biostratigraphy of the Miocene sequence in the Matsushima area, northeastern Japan // *Bull. Geol. Surv. Japan*. 1998. Vol. 50. № 7. P. 431–448.

## Глава 2. Исследование акустического фундамента, строения осадочного чехла, структуры газовых включений и газогидратов сейсмическими методами

Японская (Центральная) глубоководная котловина является самой крупной тектонической депрессией в пределах Японского моря. Дно котловины представляет собой абиссальную равнину с глубинами более до 3670 м, в пределах которой расположены многочисленные одиночные вулканические постройки.

Регион Японского моря является одним из наиболее изученных районов Западно-Тихоокеанской активной окраины. Предложены различные гипотезы о механизме и времени формирования Японского моря. В современных построениях оно рассматривается в качестве тектонической структуры, возникшей в результате деструкции и раздвига (либо опусканий) блоков континентальной коры.

В пределах впадины моря в 1990, 1998 и 2002 гг. в экспедициях ТОИ ДВО РАН отработано несколько профилей с донными сейсмическими станциями (ДСС) и пневмоисточниками общим объемом 40 л (Рисунок 2.1).

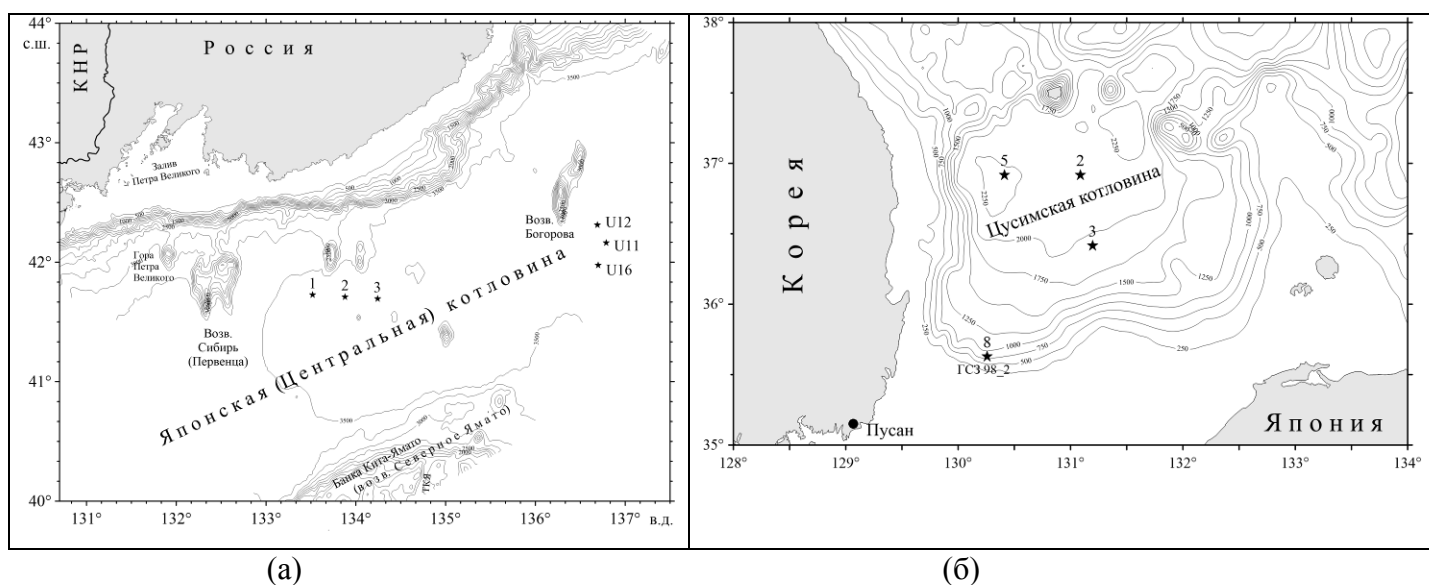


Рисунок 2.1 – Расположение донных сейсмических станций (обозначены звездочкой) в северо-западной (а) и южной (б) частях Японского моря. Батиметрия из (Карнаух и др., 2005; Карнаух, 2010)

На основе впервые разработанной и предложенной шестиэтапной схемы обработки отраженных волн на записях океанических донных сейсмостанций выполнена обработка записей двух ДСС в Центральной котловине Японского моря (Медведев, 2016). Пример волнового поля одной из станций показан на Рисунке 2.2. Технологической основой обработки является

нелинейная редукция и локальное наклонное суммирование целевых волн. Полная схема обработки включает в себя скоростной анализ и кинематическую миграцию.

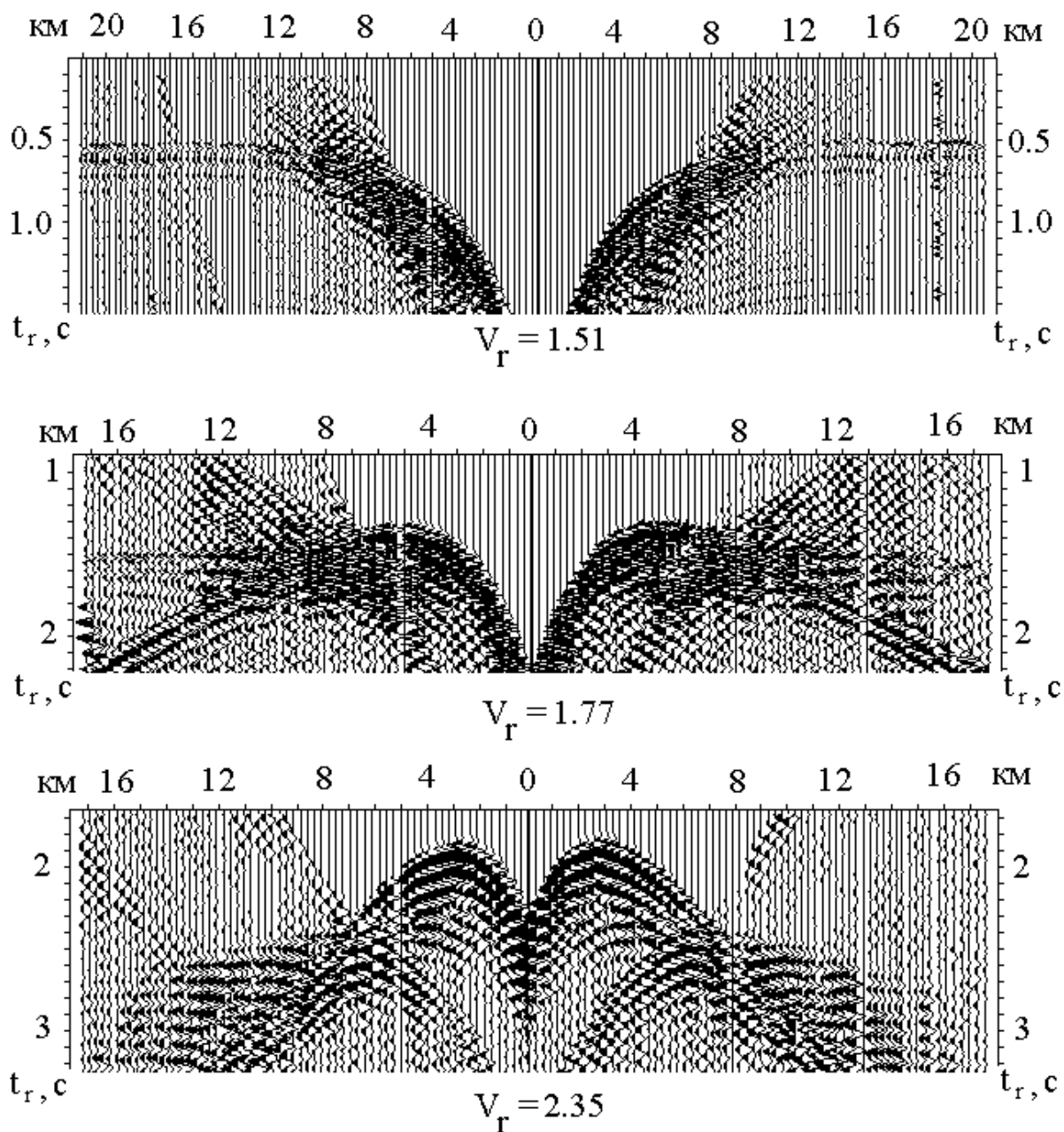


Рисунок 2.2 – Линейно редуцированные траектории преломленных волн на записи ДСС 2 в Японской котловине Японского моря при соответствующих значениях скорости редукции  $V_r$  (в км/с). Местоположение станции показано на Рисунке 2.1 (а)

На Рисунке 2.3 показаны результаты кинематической миграции для двух ДСС в сравнении с данными одноканального сейсмопрофилирования. Кинематическая миграция будет правильно отображать строение среды, если скоростные параметры достаточно точно найдены на этапе

скоростного анализа. Хорошее соответствие результатов миграции и данных сейсмопрофилирования на Рисунке 2.3 указывает на достаточно точное определение скоростных параметров осадочной толщи.

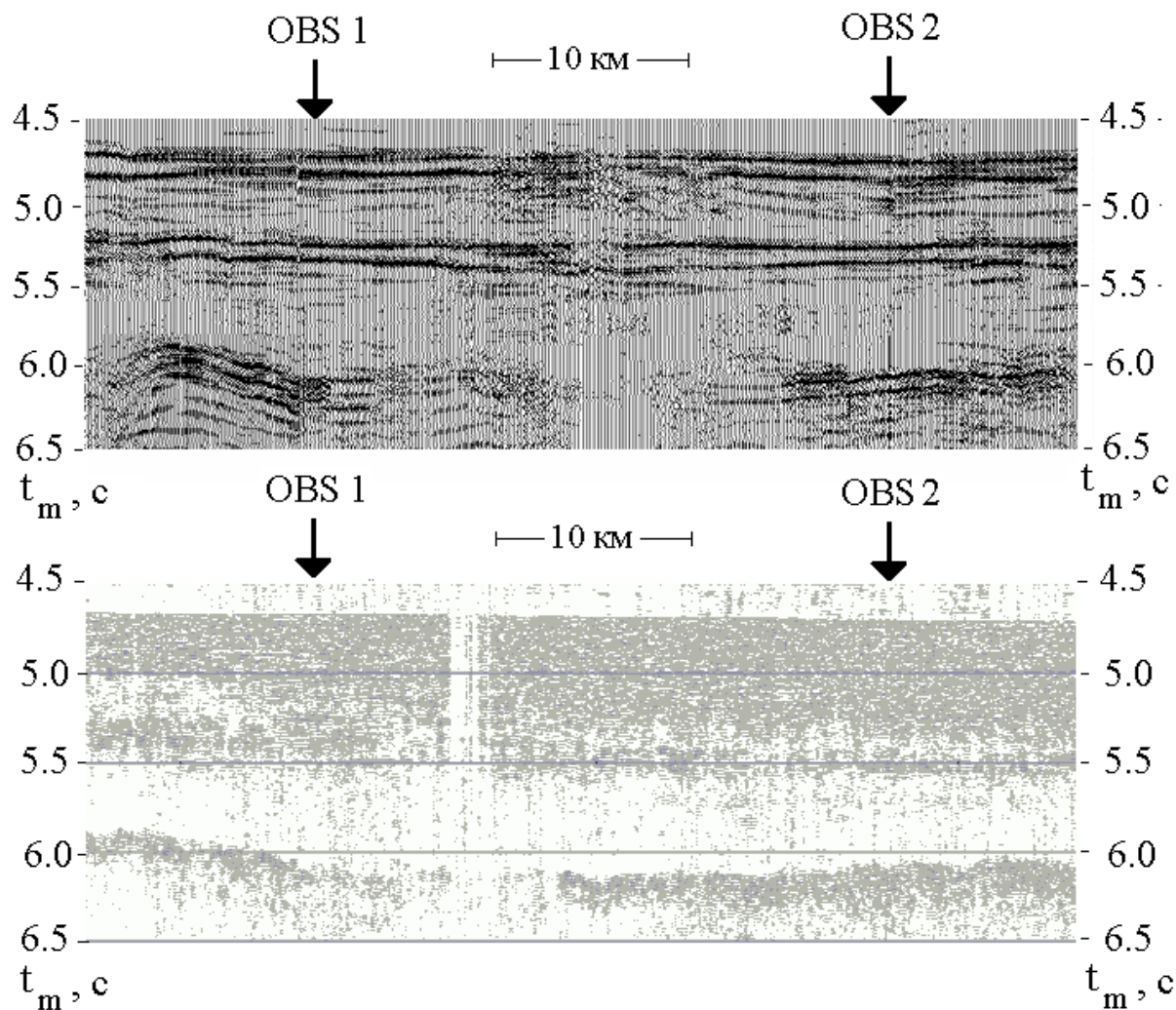


Рисунок 2.3 – Вверху–временной разрез как результат кинематической миграции суммотрасс отражений от морского дна, от границы  $R_1$  и от акустического фундамента. Кратность локального суммирования равна 9. Местоположение станций показано на Рисунке 2.1 (а)

Внизу–данные одноканального сейсмопрофилирования, полученные вдоль профиля работ с донными сеймостанциями

Результаты кинематической миграции также отображены и в виде кривых. На Рисунке 2.4 показан глубинный разрез и пластовые скорости, полученные по отражениям на записях двух ДСС. Пластовые скорости определялись независимо по отражениям в правой и левой частях сейсмограммы. На этом же рисунке в квадратных скобках даны скорости, найденные по преломленным волнам. В рассматриваемом случае разница в значениях этих двух наборов

скоростей обусловлена, в основном, вертикальной изменчивостью скорости в слоях осадочной толщи.

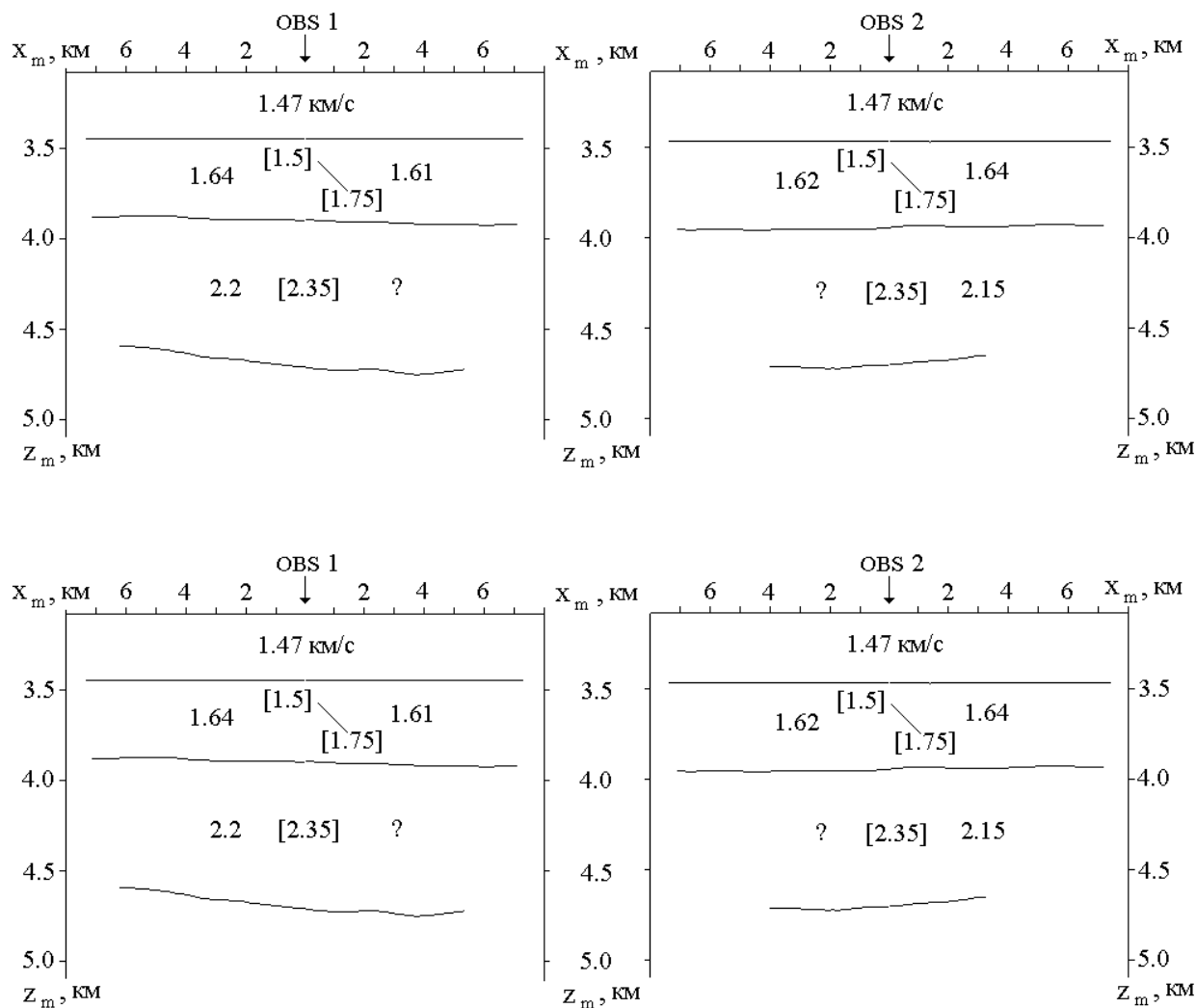
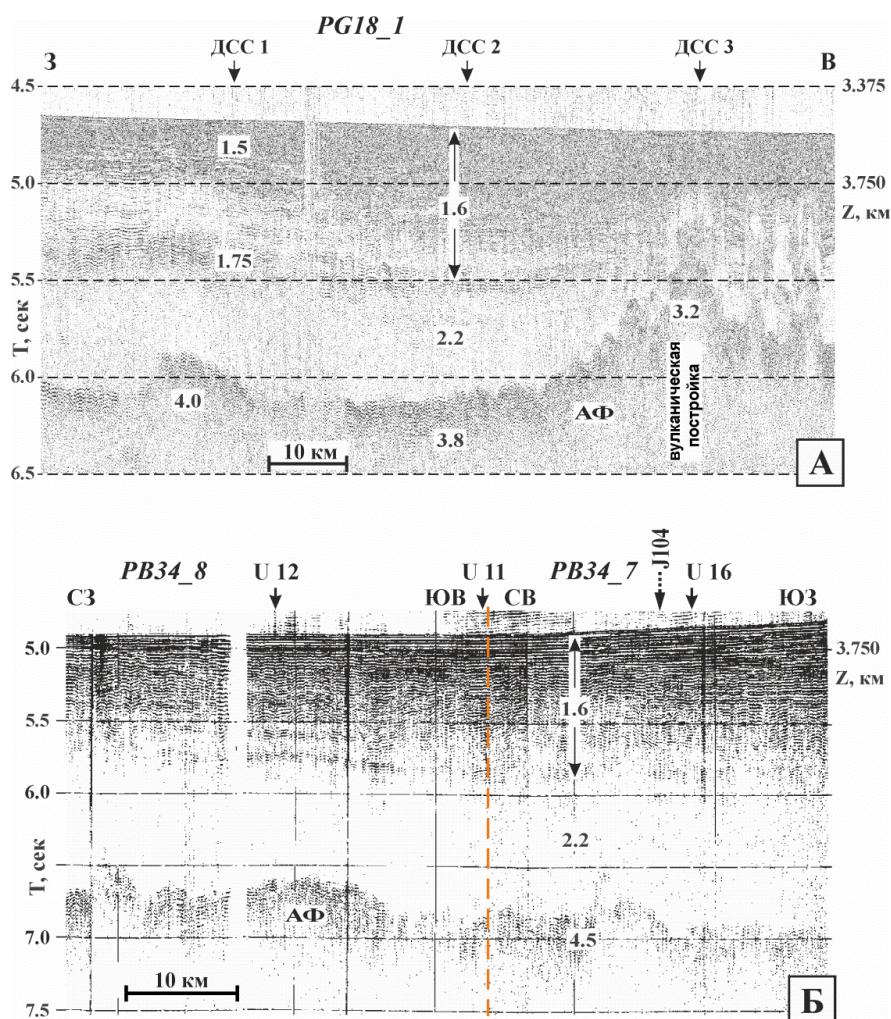


Рисунок 2.4 – Глубинный разрез как результат кинематической миграции отражений от морского дна, от границы  $R_1$  и от акустического фундамента. Показаны пластовые скорости, найденные с помощью оптимизации по отраженным волнам и скорости (в квадратных скобках) преломленных волн, найденные по преломленным волнам на Рисунке 2.2. Местоположение станций показано на Рисунке 2.1 (а)

Земная кора Центральной котловины относится к субокеаническому типу, а ее гетерогенный фундамент перекрыт мощным (1.5-2.3 км) осадочным чехлом. На временных разрезах одноканального (НСП) и многоканального (ОГТ) сейсмического профилирования в отложениях чехла выделяются два сейсмокомплекса: верхний, стратифицированный, и нижний, акустически прозрачный. Судя по данным глубоководного бурения, верхняя толща чехла сложена рыхлыми и слаблитифицированными турбидитовыми отложениями пелитовой и алевроитовой размерности,



диатомитами и диатомовыми глинистыми и песчано-алевритовыми осадками с прослоями пепла. Согласно результатам обработки записей донных сейсмических станций, полученных в морских экспедициях ТОИ ДВО РАН в 1990 и 1996 гг. (Прокудин, 2016), скорость распространения продольных волн в этой толще 1.5-1.75 км/с, средняя скорость около 1.6 км/с (Рисунок 2.5). Мощность стратифицированной толщи составляет 0.6-0.8 км, возраст базального горизонта: конец среднего – начало позднего миоцена. Нижняя (акустически прозрачная) толща чехла (мощностью 0.7-1.5 км и средней скоростью распространения продольных волн 2.2 км/с) вскрыта лишь частично скважиной ODP 795, где представлена среднемиоценовыми (14-15 млн. лет) аргиллитами. Средняя скорость продольных волн для чехла в целом составляет 1.95-2.05 км/с.



**А** – фрагмент временного разреза НСП (профиль PG18\_1, выполнен вдоль профиля ГСЗ-96\_3; стрелками показано положение донных сейсмических станций ДСС 1, 2, 3). **Б** – фрагмент временного разреза НСП (профили PB34\_8 и PB34\_7, выполнены вдоль профилей ГСЗ-90\_1 и 2; U 11, 12, 16 – донные сейсмические станции; пунктирная стрелка – точка пересечения с японским профилем НСП J104). Местоположение станций показано на Рисунке 2.1 (а). Цифры на разрезах – скорости продольных волн в чехле и акустическом фундаменте (АФ). Шкала глубин (Z, км) относится к водному слою

Рисунок 2.5 – Структура верхней части земной коры в Японской (Центральной) котловине Японского моря

Скорость осадконакопления в окрестностях скв. ODP 795 составляла, в среднем для плиоцена-плейстоцена, 60 м/млн. лет, а для среднего – позднего миоцена около 35 м/млн. лет (с уменьшением вниз по разрезу до 30 м/млн. лет). Такое соотношение скоростей осадконакопления можно (поскольку не выявлено латеральных изменений параметров осадочной толщи) использовать для вычисления возраста базальных горизонтов чехла в центральных частях котловины. Так скорость осадконакопления в окрестностях скв. DSDP 301 для плиоцена-плейстоцена (верхние 497 метров чехла) около 100 м/млн. лет; принимая ее величину в доплиоценовое время равной 50-55 м/млн. лет, получим здесь для подошвы чехла возраст 27-25 млн. лет – поздний олигоцен. А наиболее древние отложения чехла (41-38 млн. лет – средний эоцен) расположены в восточной части котловины. Полученные возрастные оценки не противоречат известным геологическим данным – эоценовые глубоководные отложения вскрыты параметрическими скважинами на юго-западном шельфе Сахалина и в Цусимском проливе, а мелководные олигоценные терригенные отложения драгированы на хребте Окусири и континентальном склоне южного Приморья.

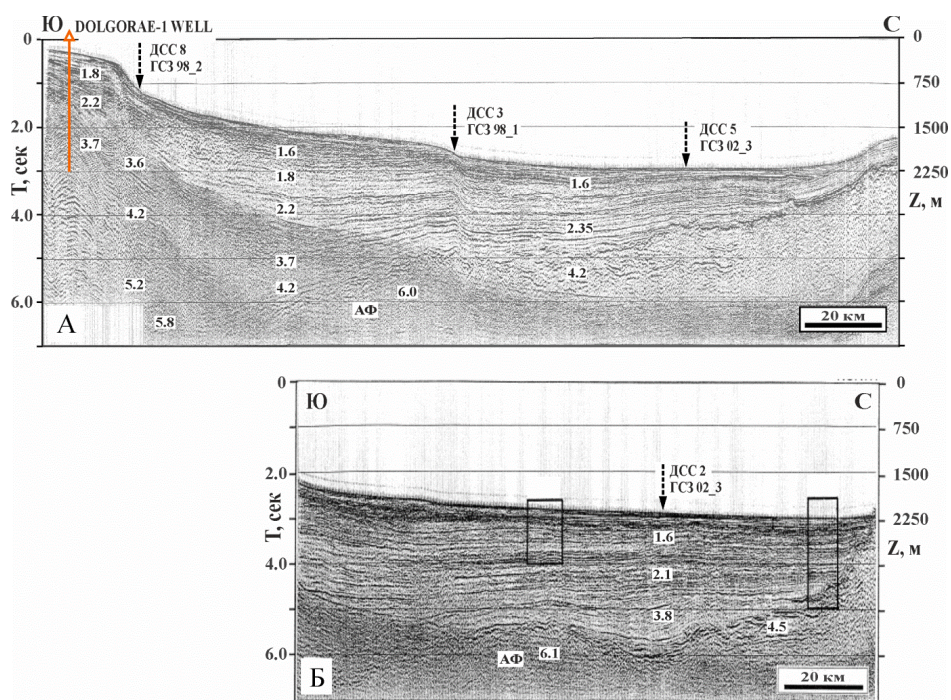
Скорости распространения упругих волн в породах АФ абиссальных частей котловины (Прокудин, Медведев, 2015) равны 3.2-4.5 км/с (Рисунок 2.5), что соответствует величинам для брекчированных и массивных базальтов, разбуренных скважинами ODP 795 и 794 (Tamaki et al., 1992). Этот факт и широкое развитие в пределах котловины (по материалам драгирования) миоцен-плиоценовых вулканитов свидетельствуют о ее формировании в процессе инициального вулканизма. Отсутствие в нижней толще чехла отражающих горизонтов и ее выклинивание на бортах котловины по типу подошвенного прилегания указывают на осадконакопление в процессе нормальной седиментации в пределах предварительно сформированного погружающегося бассейна.

Накопление верхней толщи чехла происходило в условиях неоднократной смены тектонических обстановок. В.Г. Варнавским на примере осадочных бассейнов юга Дальнего Востока показано, что геологические процессы в них взаимосвязаны (Варнавский, 1985). Заложение впадин происходило «трангрессивно» в направлении от окраин материка к его внутренним частям, начало осадконакопления датируется палеоценом. Осадочный комплекс пород региона формировался, в основном, в эоцене-олигоцене (толщи тонкозернистых песчано-глинистых и глинисто-алевритовых пород, содержащих прослой и линзы пепловых туфов, диатомитов и туфодиатомитов), в миоцене (сходный состав пород) и в плиоцене (разрез представлен грубозернистыми и вулканогенными отложениями). Если рассматривать

Центральную котловину в качестве южного звена осадочных бассейнов Дальнего Востока, то время ее заложения следует отнести к палеоцену. Такое предположение согласуется с выводом А.Г. Аблаева (Аблаев, 1978) о длительном независимом развитии флор Японии, Сахалина и материковой части региона в послемеловой период, которое он объяснял наличием между ними водной преграды.

Таким образом, формирование Центральной котловины происходило в три этапа: 1. Ранний (?) палеоцен – средний эоцен: дробление и рифтогенез в пределах континентальной окраины, инициальный вулканизм, заложение тектонической депрессии. 2. Средний эоцен – конец среднего миоцена: нормальная седиментация в погружающемся бассейне. 3. Поздний миоцен – плейстоцен: чередование периодов нормальной седиментации и конденсации осадков на фоне общего погружения бассейна, тектономагматические активизации в позднем миоцене (вулканизм), раннем плиоцене (формирование горстово-грабеновых структур бордерленда) и позднем плейстоцене (меридиональная зона в районе хребта Окусири с современной коровой сейсмичностью).

Для Цусимской котловины Японского моря выполнен анализ сейсмических материалов (опубликованных временных разрезов ОГТ и данных ГСЗ), что позволило расшифровать структуру верхней части разреза и определить скоростные параметры земной коры в целом (Рисунок 2.6).



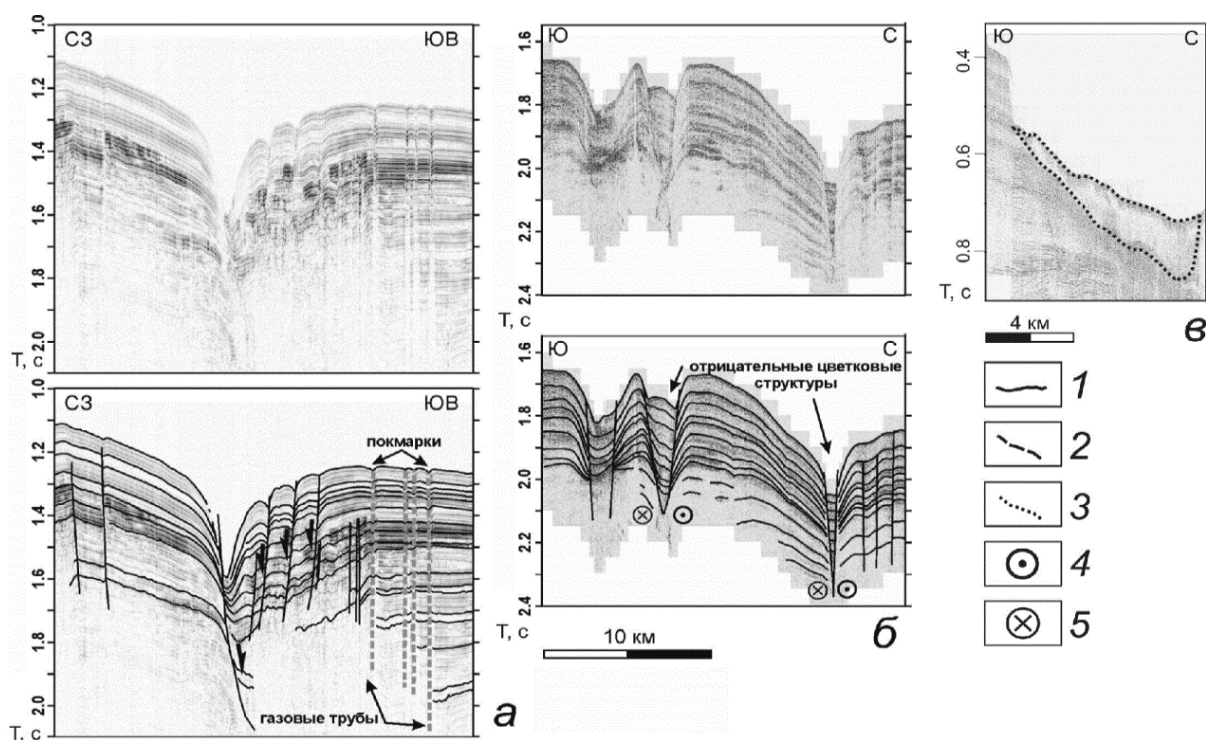
А, Б – временные разрезы ОГТ (Lee et al., 2001, 2002). Пунктирными стрелками отмечены точки пересечения с профилями ГСЗ российско-японских экспериментов 1998 и 2002 гг. (надписаны номера ближайших донных сейсмических станций). Цифры на разрезах – значения скоростей продольных волн. АФ – акустический фундамент. Шкала глубин (Z, м) относится к водному слою.

Цветная линия – положение разведочной скважины Dolgoae-I. Местоположение станции показано на Рисунке 1 (б)

Рисунок 2.6 – Структура и скоростные параметры верхней части земной коры Цусимской котловины

Скоростная модель чехла содержит 5 слоев, скорости распространения Р-волн в которых (сверху вниз) составляют 1.55-1.6 км/с, 1.8 км/с, 2.1-2.2 км/с, 3.6-3.8 км/с и 4.2-4.5 км/с; средняя скорость для чехла в целом не превышает 2.8 км/с, поэтому максимальные мощности чехла в наиболее погруженных локальных депрессиях фундамента можно оценить в 6-6.5 км (Прокудин, Медведев, 2016). Мощность коры в центральной части котловины 16-17 км, а на бортах котловины и в Корейском проливе она увеличивается до 22-25 км. Консолидированная кора содержит два отдела: верхний со скоростями распространения Р-волн 4.5-6.3 км/с и нижний с  $V_p = 6.6-7.4$  км/с; высокоскоростной горизонт в основании нижней коры ( $V_p = 7.3-7.4$  км/с) мощностью 4-5 км, вероятно, выклинивается под континентальным склоном. С учетом известных геологических материалов сделан вывод, что депрессия Цусимской котловины заложилась в раннем эоцене(?) – начале среднего эоцена на континентальной окраине, раздробленной в позднем мезозое. Формирование глубоководной котловины завершилось в среднем эоцене после накопления вулканогенно-осадочного горизонта ( $V_p = 4.2-4.5$  км/с). Осадочные толщи чехла накапливались в процессе общего погружения бассейна. Перестройка первоначального структурного плана котловины имела место при тектономагматической активизации региона в позднем олигоцене – раннем миоцене, среднем – позднем миоцене, плиоцене – голоцене.

Обобщение данных, полученных в экспедициях ТОИ 1998–2011 гг. на восточном склоне о-ва Сахалин, позволило описать две системы активных разломов и связанных с ними подводных оползней (Рисунок 2.7). Образование оползней обусловлено мобилизацией материала при тектонических движениях, а также обрушением крутых уступов, сформированных разломами. Современная активность разломов может служить одним из триггерных механизмов, приводящих к обрушению склона; при этом существует вероятность возникновения цунами, которое будет представлять угрозу для центральной части восточного побережья о-ва Сахалин (Рукавишникова и др., 2016).



Листрический сброс (а), цветковые структуры над сдвигом (б) и оползень (в). 1 – границы сейсмофаций; 2 – BSR; 3 – границы оползневых тел; 4-5 – смещения крыльев сдвига к наблюдателю (4) и от него (5)

Рисунок 2.7 – Участки сейсмических профилей и их интерпретация, иллюстрирующие разломы различного типа

В рамках совершенствования теории и методов современной геоморфологии выполнено исследование рельефа дна северной части плато Най в Южно-Китайском море (Белоус, Леонова, 2016). Использованы материалы, полученные авторами в морских экспедициях на НИС «Профессор Гагаринский» (1990 и 1991 гг.). В экспедиции был проведен эхолотный промер, при котором измерения выполнялись по сети профилей преимущественно субширотного направления. В результате были составлены батиметрическая карта и батиметрические профили (Рисунки 2.8, 2.9). Исследуемый участок находится в районе, где линейная эпирифтовая впадина, сформированная за счет сноса осадков, сочленена с обширным террасированным склоном, характеризующимся сложной структурой осадочного чехла. Мозаика блоковых поднятий и опусканий, разделенных линейными ступенями, каньонами, переходит в достаточно обширное плато Най, которое на востоке ступенчато погружается в сторону глубоководной котловины. В результате проведенных исследований на полигоне были выявлены участки дна, различающиеся по морфологии морского дна:

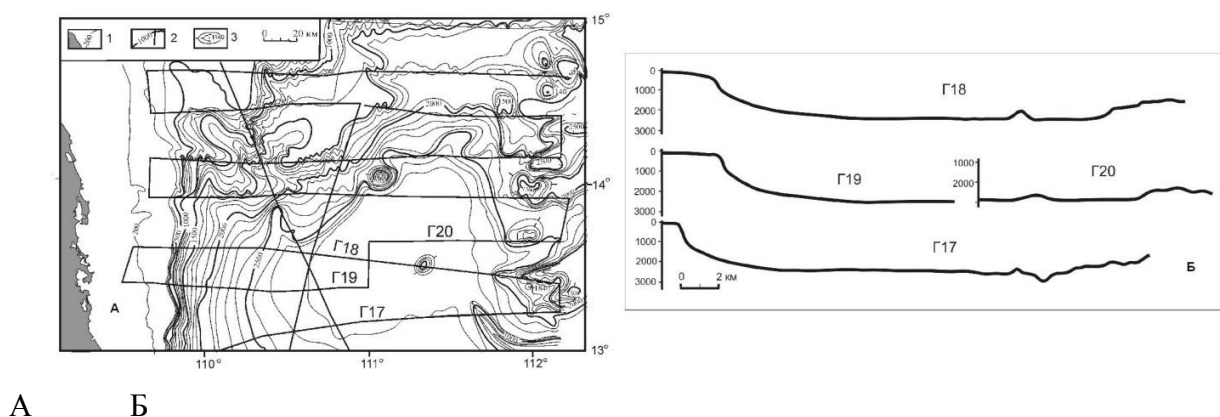
1. Слаборасчлененный, крутой в верхней части и более пологий к основанию глубоководной ступени континентальный склон.

2. Участок континентального склона, расчлененный системой крупных каньонообразных глубоководных долин и осложненный ступенями.

3. Серия субгоризонтальных ступеней, отделенных друг от друга уступами высотой до нескольких десятков метров, расчлененных большим количеством мелких каньонообразных подводных долин.

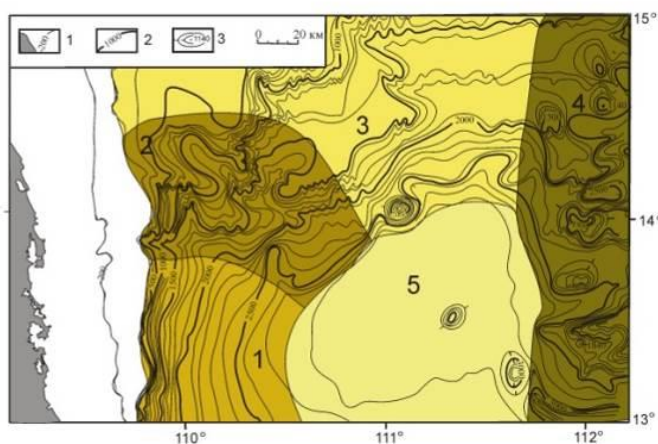
4. Цепочка меридионально вытянутых возвышенностей и изолированных друг от друга подводных гор.

5. Плоская поверхность глубоководной ступени Най.



1 – изобаты; 2 – основные изобаты; 3 – отличительные глубины.

Рисунок 2.8 А – Батиметрическая схема и промерные галсы. Б – батиметрические профили



1 – изобаты; 2 – основные изобаты; 3 – отличительные глубины

Рисунок 2.9. Геоморфологические районы исследуемого участка

В результате исследований были выявлены следующие закономерности: морфология континентального склона в пределах рассматриваемого полигона различается: выделяются участки (а) практически нерасчлененные, (б) в разной степени изрезанные подводными долинами, (с) осложненные ступенями, расположенными на разных гипсометрических уровнях. Причем на расчлененность склона оказывают влияние как эндогенные, так и экзогенные факторы.

### **Заключение**

Обобщая приведенные выше сведения о работах в 2016 г. и представленную ранее в промежуточных отчетах по теме информацию о работах 2013-2015 г.г., можно выделить следующие основные результаты исследований по данному направлению.

Получены новые данные о геологическом строении области газовых скоплений в Амурском заливе (залив Петра Великого, Японское море). Для этого района составлены детальные карты рельефа морского дна, поверхности акустического фундамента, мощности осадочных отложений и выполнена детализация строения его основных морфоструктур. Установлено, что осадочные отложения в пределах Амурского залива делятся на две толщи. Интерпретация данных непрерывного сейсмического профилирования с пневмоисточником показала, что нижняя толща представлена литифицированными слоистыми мезозойскими и кайнозойскими угленосными отложениями мощностью до 1.4 км, кровля которых срезана эрозией. В пределах этой толщи, в интервале глубин 0.7-1.4 км установлены отдельные аномалии типа “акустическая мутность”, что может свидетельствовать о том, что здесь имеются скопления газа. Верхняя толща представлена рыхлыми позднеплейстоценовыми и голоценовыми осадками мощностью до 30 м в которой обнаружены многочисленные аномалии газовой природы. Выполнена детализация строения газового поля, существенно уточнены его границы, выявлены новые аномалии и одиночный покмарк. В итоге было установлено, что район газовых скоплений в заливе имеет длину 19 км и ширину 12 км. Высказано предположение, что источником газа может служить дегазация угленосных дочетвертичных отложений. Выполнен сейсмостратиграфический анализ позднеплейстоцен-голоценовых отложений Амурского залива. В осадках северной части залива выделено три сейсмических комплекса, отражающих основные этапы осадконакопления. Границы между комплексами маркируются поверхностями несогласия. Установлено, что нижнее несогласие было образовано 9300 лет назад, а верхнее 8200 лет назад. Предложена гипотеза, что формирование скоплений газа в голоценовых осадках связаны с изменениями уровня моря, особенностями голоценового осадконакопления и палеоокеанологическими условиями, а спусковой механизм, ответственный за движение газа вверх, связан со спецификой гидрологии и метеорологии района Амурского залива. Высказано предположение, что штормовые волны в

совокупности с внутренними волнами вызывают эффект “гидравлической помпы” и способствуют транспортировке газа к поверхности морского дна.

Разработка и применение новой технологии обработки данных морской сейсмокинематической миграции, позволило установить общие свойства осадочной толщи котловин Дальневосточных морей. Это стало возможным благодаря хорошей точности (не хуже 0.1 км/с) определения сейсмических скоростей в слоистой, двумерно-неоднородной среде с помощью данного метода. Обработывались записи донных сейсмостанций, акустических радиобуев и данные ОГТ в Курильской котловине Охотского моря, а также в Центральной и в Цусимской котловинах Японского моря. Применение кинематической миграции позволяет расчленить всю осадочную толщу по физическим свойствам на комплекс рыхлых осадков, комплекс консолидированных осадков и «надбазальтовый» слой между границей акустического фундамента и кровлей консолидированной коры. Установлено наличие переходной зоны между комплексами рыхлых и консолидированных осадков, толщиной около 300 м, скорость продольной волны в которой составляет 1.75–1.8 км/с.

В Центральной котловине Японского моря в переходной зоне образуется интенсивная преломленная волна со скоростью 1.75 км/с. Сам факт наличия такой волны означает, что переходная зона является сравнительно однородной или слабоградиентной по скорости. Анализ данных глубоководного бурения в Японском море позволяет предположить, что она обусловлена процессами кристаллизации осадков. В двух других котловинах (Цусимской и Курильской) существование переходной зоны также устанавливается по отраженным волнам, однако преломленная волна от такой зоны отсутствует. Это означает, что в пределах переходной зоны скорости продольных волн резко и существенно осциллируют (вероятнее всего, из-за газогидратов), не позволяя образоваться преломленной волне. Тем самым образование в переходной зоне преломленной волны может служить признаком отсутствия газогидратов в изучаемом районе.

Применение кинематической миграции для обработки и интерпретации данных морской сейсмокинематической миграции (ОГТ, OBS и CAP) дало возможность расчленить осадочную толщу Курильской котловины Охотского моря по физическим свойствам на комплекс рыхлых осадков, комплекс консолидированных осадков и переходную зону между этими комплексами. Установлены значительная анизотропия и слоисто-блоковая структура скоростей продольных волн в осадочной толще котловины.

Локальное наклонное суммирование сейсмических волн позволило увеличить разрешающую способность и глубинность сейсмических исследований по сравнению со стандартной технологией суммирования ОГТ. Если на разрезе, полученном по стандартной методике ОГТ, акустический фундамент – последняя из видимых границ, то локальное суммирование дает еще и



изображение нижележащей кровли консолидированной коры, причем с хорошим отношением сигнал/шум.

Систему ОГТ+OBS можно заменить сейсмоакустическими радиобуями в сочетании с одноканальным сейсмопрофилированием, что более чем на порядок удешевляет стоимость сейсмических работ. При этом сохраняется возможность разделять осадочную толщу по физическим свойствам на комплекс рыхлых осадков, переходную зону между рыхлыми осадками и консолидированными осадками и слои консолидированных осадков.

Выполнена интерпретация сейсмических материалов, полученных в Курильской котловине Охотского моря. Построена скоростная модель коры котловины, определены скорости осадконакопления и время образования Курильской котловины. Разрез чехла котловины представлен однородно слоистой моделью, содержащей четыре скоростных горизонта, нижний из которых присутствует только в ее абиссальной части. Максимальная мощность чехла в котловине около 3.0 км. На основе анализа данных о скоростях осадконакопления в котловине сделан вывод о верхнемеловом возрасте (67-71 млн. лет) пород в подошве ее осадочного чехла.

Проведенные геолого-геофизические исследования горы Петра Великого (Японское море) позволили уточнить ее географическое положение, рельеф и геологическую структуру. На основе вещественного состава и возраста пород геологического фундамента и осадочного чехла, установлено, что гора Петра Великого сходна по геологическому строению с другими вулканическими возвышенностями Японской глубоководной котловины. Формирование осадочного чехла горы Петра Великого происходило сопряженно с материковым склоном Приморья и возвышенностью Первенец.

#### **Список использованных источников**

1. Аблаев А.Г. Геология и история флор побережий Японского моря. М: Наука, 1978. 192 с.
2. Белоус О.В., Леонова Т.Д. Рельеф дна северной части плато Най (Южно-Китайское море) // Теория и методы современной геоморфологии: матер. XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН (г. Симферополь, 3-8 октября 2016 г.) / Отв. ред. Кладовщикова М.Е., Токарев С.В. Симферополь: 2016. Т. 2. С. 6–10.
3. Варнавский В.Г. Корреляция геологических событий (на примере палеогена и неогена Тихоокеанского региона). М.: Наука, 1985. 145 с.
4. Карнаух В.Н., Карп Б.Я., Цой И.Б. Сеймостратиграфия осадочного чехла и процессы осадконакопления на возвышенности Первенца и ее окрестностях (Японское море) // Океанология. 2005. Т. 45. № 1. С. 126–139.

5. Карнаух В.Н. Рельеф дна северо-западной части Японского моря // Геоморфология. 2010. № 1. С. 42–51.
6. Медведев С.Н. Технология обработки отраженных волн на записях донных сейсмостанций // Технологии сейсморазведки. 2016. № 2. С. 92–99.
7. Прокудин В.Г. Тектоника Центральной котловины Японского моря // Тектоника, глубинное строение и минерагения востока Азии: матер. Всероссийской конференции IX Косыгинские чтения (г. Хабаровск, 13-15 сентября 2016 г.). Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2016. С. 81–84.
8. Прокудин В.Г., Медведев С.Н. Строение земной коры Центральной котловины Японского моря (по результатам кинематической миграции материалов ГСЗ российско-японского эксперимента 1996 г.) // Физика геосфер: материалы IX Всероссийского симпозиума (г. Владивосток, 21-24 сентября 2015 г.). Владивосток, 2015. С. 385–387.
9. Прокудин В.Г., Медведев С.Н. Тектоника Цусимской котловины // Геология дальневосточных морей России и их обрамления: матер. региональной научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения И.И. Берсенева (г. Владивосток, 16 сентября 2016 г.). Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2016. С. 57–60.
10. Рукавишников Д.Д., Прокудин В.Г., Дозорова К.А., Баранов Б.В. Оползневые процессы на восточном склоне острова Сахалин и их связь с активными разрывными нарушениями // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз: матер. VI Сахалинской молодежной научной школы (г. Южно-Сахалинск, 3-8 октября 2016 г.). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2016. С. 151–154.
11. Lee G.H. et al. Seismic stratigraphy of the deep Ulleung Basin in the East Sea (Japan Sea) back-arc basin // Marine and Petroleum Geology. 2001. Vol. 18. P. 615–634.
12. Lee G.H., Kim B. Infill history of the Ulleung Basin, East Sea (Japan Sea) and implications on source rocks and hydrocarbons // Marine and Petroleum Geology. 2002. Vol. 19. P. 829–845.
13. Tamaki K., Suyehiro K., Allan J. et al. Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP drilling / Eds. Tamaki K. et al. / Proc. ODP, Sci. Results, 127/128. Pt.2. 1992. P. 1333–1348.

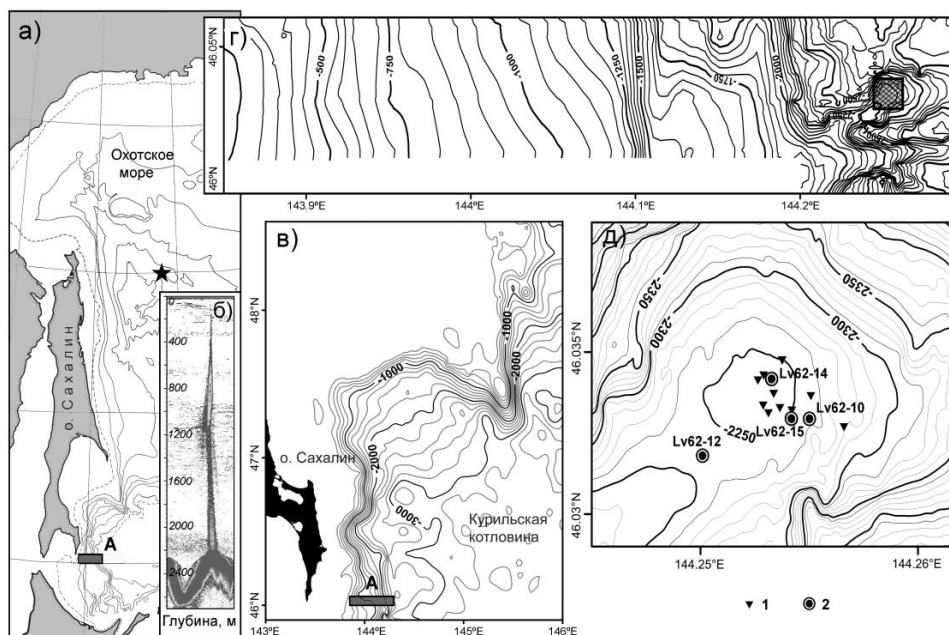
## Глава 3. Особенности приконтинентального осадкообразования

### 3.1. Влияние газово-флюидных эманаций на состав отложений

С большинством из многочисленных проявлений метановых сипов в Мировом океане связано формирование в толще осадков и на поверхности морского дна карбонатной минерализации. Значительно реже встречаются холодные газово-флюидные потоки, несущие наряду с метаном также другие химические компоненты, в частности барий, что сопровождается формированием баритовой минерализации. Однако, природа барий-насыщенных флюидов остается еще не до конца выясненной. Наиболее крупное из подобных проявлений (известных в настоящее время) было обнаружено и детально изучено ранее в котловине Дерюгина в Охотском море. Несмотря на последующие исследования многочисленных проявлений газово-флюидных эманаций на островном склоне Сахалина в Охотском море в рамках российско-японско-корейских проектов CHAOS и SSGHP (Sakhalin Slope Gas Hydrate Project) в 2005-2012 гг. каких-либо признаков наличия баритовой минерализации установлено не было. И только в 2013 г. в 62-м рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» на западном склоне Курильской глубоководной котловины, где ранее в водной толще была выявлена мощная гидроакустическая аномалия типа газовый факел высотой около 2000 м, были подняты карбонатные корки и конкреции, а в колонках обнаружены многочисленные баритовые образования (Деркачев и др., 2015а, 2015б). Это проявление приурочено к изометричному поднятию, расположенному на склоне Курильской котловины (Рисунок 3.1).

По данным рентгеновской дифрактометрии было установлено, что карбонатные корки состоят из арагонита, а конкреции – из низко-магнезиального кальцита ( $d^{104}=2.993-2.998\text{Å}$ ), что соответствует 12.0-14.7 мол. %  $\text{MgCO}_3$ . Изотопные данные изученных карбонатных образований ( $\delta^{13}\text{C}=-38.8\text{...}-53.4\text{‰ PDB}$ ,  $\delta^{18}\text{O}=4.6\text{...}5.6\text{‰ PDB}$ ) вписываются в значения, свойственные карбонатам холодных газово-флюидных эманаций других районов Мирового океана. Бариты отличаются большим разнообразием морфологических форм, большинство из них представляют собой псевдоморфозы по ходам донных роющих организмов, а также шарообразных скоплений и друз кристаллов (Деркачев и др., 2015а). На рисунке 3.2 приведена лишь небольшая часть морфологических видов баритов. Примечательно, что рассеянная баритовая минерализация прослеживается на всех горизонтах изученных колонок, причем часто ассоциирует с примесью светло-зеленых уплотненных комочков размером от долей до 1-2 мм (иногда непосредственно в сростках с баритами). По данным рентгеновской дифрактометрии они представлены диоктаэдрическими смектитами с примесью гидрослюдистых пакетов (до 30 %) в виде

неупорядоченных смешаннослойных образований и, вероятно, принадлежат к продуктам грязевулканических брекчий.



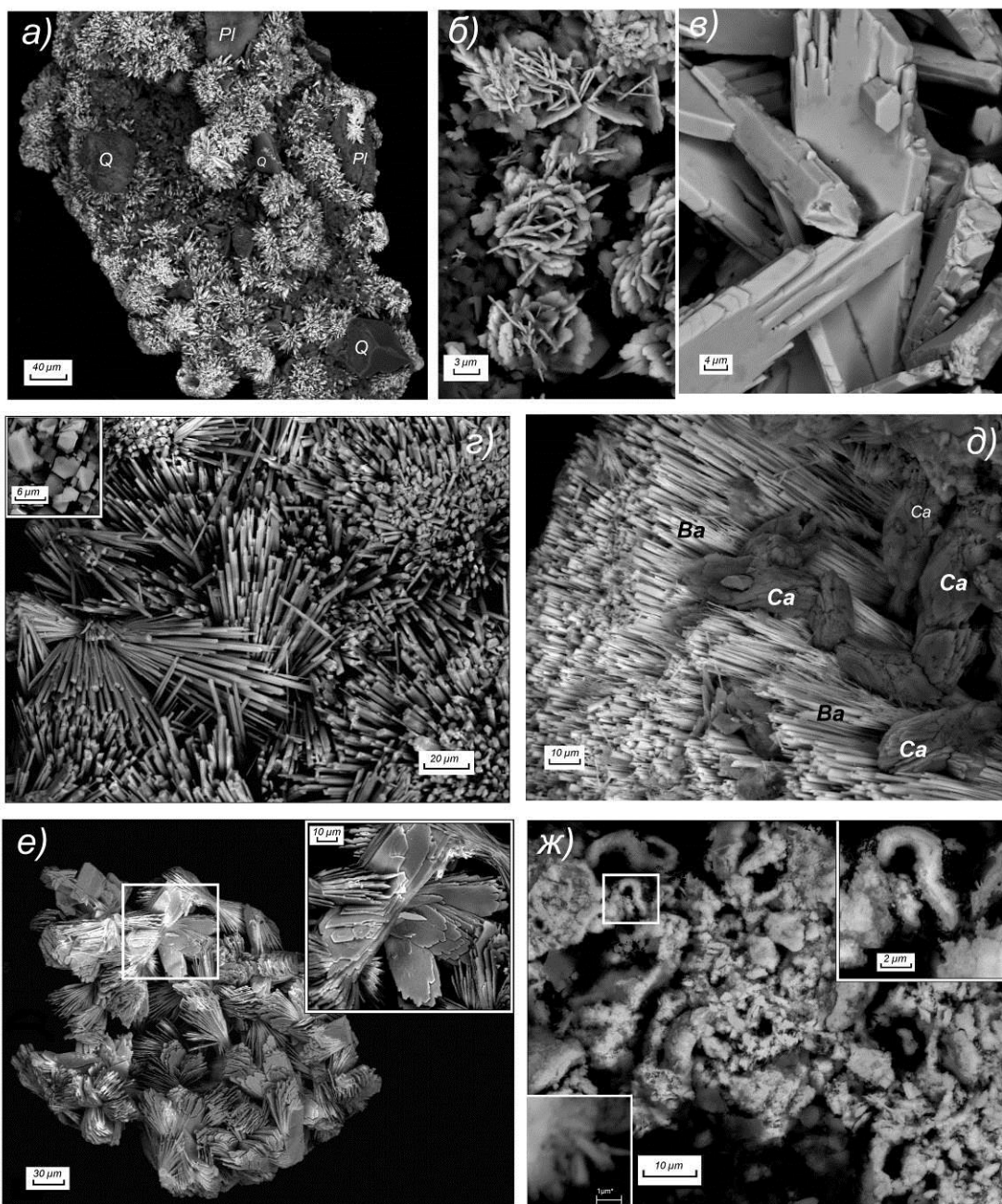
(а) – общее расположение: звездочкой показан район Баритовых холмов во впадине Дерюгина, А – новый участок на западном склоне Курильской котловины; (б) – гидроакустическая аномалия типа “газовый факел” на изученном участке дна; (в, г, д) – увеличенные фрагменты района исследований. 1 – местоположение газовых факелов, 2 – станции опробования донных осадков

Рисунок 3.1 – Местоположение участков карбонатно-баритовой минерализации в Охотском море (Деркачев и др., 2015а)

Мы предполагаем, что данный тип минерализации связан с проявлением грязевого вулканизма на данной структуре. Так, исследования диатомовых комплексов в изученных колонках (аналитик Цой И.Б.) показали присутствие наряду с видами, характерными для позднего плейстоцена – голоцена, вымерших видов конца позднего миоцена – раннего плиоцена (соответствуют комплексу диатомовой зоны *Neodenticula kamtschatika*), что указывает на наличие переотложенных видов (Деркачев и др., 2015б).

Дополнительные исследования (драгирование и отбор колонок осадков), проведенные на данном участке склона в 2015 г (70-рейс НИС «Академик М.А. Лаврентьев») выявили локальные выходы в привершинной части поднятия толщи плотных литифицированных диатомитов с комплексом диатомей зоны *Neodenticula kamtschatika* (6.4-3.9/3.5 млн. лет). В толще диатомитов были выявлены крупные карбонатные конкреции размером до 25 см, а в поровом пространстве (в том числе в створках диатомей) друзы мелких пластинчатых кристаллов барита. Изотопный

состав этих карбонатных конкреций составляет  $\delta^{13}\text{C} = -48.3 \dots -50.2 \text{ ‰ PDB}$ , т.е. они образовались преимущественно в результате анаэробного микробиологического окисления метана.



(а, б) – фрагмент веретенообразного баритового стяжения, инкрустированного с внешней стороны многочисленными розетковидными пластинчатыми кристаллами барита (б); серая масса – включения терригенных частиц: *Q* – кварца, *Pl* – плагиоклаза; (в) – взаимное прорастание столбчатых и пластинчатых кристаллов барита внутри баритовых псевдоморфов по ходам донных роющих организмов; (г) – заполнение порового пространства внутренних частей баритовых псевдоморфов по ходам донных роющих организмов многочисленными шаровидными агрегатами игольчато-столбчатых кристаллов барита; (д) – комплексное карбонатно-баритовое стяжение: *Ca* – чечевицеобразные зерна магниезальных кальцитов, *Ba* – игольчатые и тонкопластинчатые кристаллы барита; (е) – агрегаты пластинчатых кристаллов барита: на врезке – увеличенный фрагмент; (ж) – биоморфно-копролитовая структура баритовых псевдоморфов, на врезках – увеличенные фрагменты

Рисунок 3.2 – Характерные морфологические виды агрегатов кристаллов барита в осадках колонки Lv62-14 (электронно-микроскопические снимки) (Деркачев и др., 2015а)

Мы предполагаем, что одним из основных механизмов, генерирующих барий-насыщенные флюиды в осадочной толще, являются постседиментационные катагенетические изменения, в том числе глинистых минералов (смектит-иллитовые преобразования) в бассейнах погружения. Они способствовали мобилизации растворенного бария и его транспортировке в верхние слои осадочной толщи и на поверхность морского дна вдоль зон разломов, в том числе сопровождаемые проявлениями грязевого вулканизма. Подобное предположение не противоречит результатам исследований состава углеводородных газов и изотопного состава кислорода карбонатных образований: повышенному содержанию тяжелых гомологов метана ( $C1/C2+C3=9-119$ ) в составе поровых флюидов осадков и относительному утяжелению изотопного состава кислорода карбонатных образований (до  $\delta^{18}O=5.6$  ‰ PDB), наличию компонентов грязевулканических брекчий (переотложенные виды диатомей, смектитовые комочки и пр.) (Деркачев и др., 2015а, б).

*Выводы.* В Охотском море выявлено новое проявление карбонатно-баритовой минерализации, приуроченное к участку мощных метановых эманаций на западном склоне Курильской котловины. Полученные данные показывают, что происхождение карбонатно-баритовой минерализации на этом участке морского дна связано с миграцией углеводородных (преимущественно метановых) и барий-содержащих газо-флюидных потоков, источниками которых являются не только близповерхностные резервуары, но и более глубокие источники. Находки карбонатных конкреций и баритов в молодых позднечетвертичных осадках, а также в толще неогеновых отложений свидетельствует о длительном этапе проявления этого типа газово-флюидных эманаций. Современная активность выражается, прежде всего, в проявлении потоков газов в виде мощных гидроакустических аномалий в водной толще и распространении на поверхности морского дна чистых арагонитовых корок. Полученные результаты вносят вклад в понимание природы и процессов формирования баритовой минерализации и установления источников углеводородов.

### ***3.2. Сообщества фораминифер в отражении влияния газово-флюидных эманаций в толще донных отложений***

Открытие больших скоплений метана в вечной мерзлоте и в морских осадках предполагает, что его внезапные выбросы могут приводить к экологическим катастрофам планетарного масштаба. Кризисные ситуации в биосфере в конце перми, мелу, раннем эоцене и заключительные этапы плейстоцена многие авторы объясняют именно метановыми эмиссиями в прошлом (Dickens

et al, 1995; Kennett et al., 2000). В настоящее время идет активный поиск трассеров древних потоков метана. И с этих позиций в морских водоемах активно себя зарекомендовали моллюски и фораминиферы, которые в местах разгрузки метана меняют не только видовой состав, но в карбонате их раковин резко меняется изотопный состав углерода ( $C^{13}/C^{12}$ ). В целях разработки региональных трассеров древних потоков метана нами был выбран полигон с активным выходом метана, расположенный на островном склоне в Охотском море, к северо-востоку от о-ва Сахалин (Плетнев и др., 2014а, 2014б; 2015).

Анализ видового состава и плотность расселения живых бентосных фораминифер на 18 станциях в интервале глубин 600-1500 м показал, что в местах активного выхода метана снижается избирательно численность раковин отдельных таксонов и видовое разнообразие. На основе фораминифероанализа наиболее адаптированными к таким условиям являются карбонатные виды *Uvigerina peregrina parvocostata* Saidova, *Valvulineria sadonica* Asano, *Nonionellina labradorica* (Dawson) и агглютинирующего *Reophax dentaliniformis* Brady. Анализ соотношения изотопов кислорода и углерода в карбонате раковин первых трех видов не выявил существенных аномалий на внутри- и межвидовом уровне на станциях с разным содержанием метана в осадке. Наибольшие отклонения (около 1 ‰) от фоновых значений отмечены в соотношении изотопов  $C^{13}/C^{12}$  и по ним вероятными трассерами метана могут быть виды *Nonionellina labradorica* и *Valvulineria sadonica* (Плетнев и др., 2014, 2015). Как и в других районах Мирового океана (Dickens et al., 1995), в Охотском море среди фораминифер не найдено видов-эндемиков метановых экосистем, и мы можем говорить пока только об адаптации отдельных видов фораминифер в метановых экосистемах.

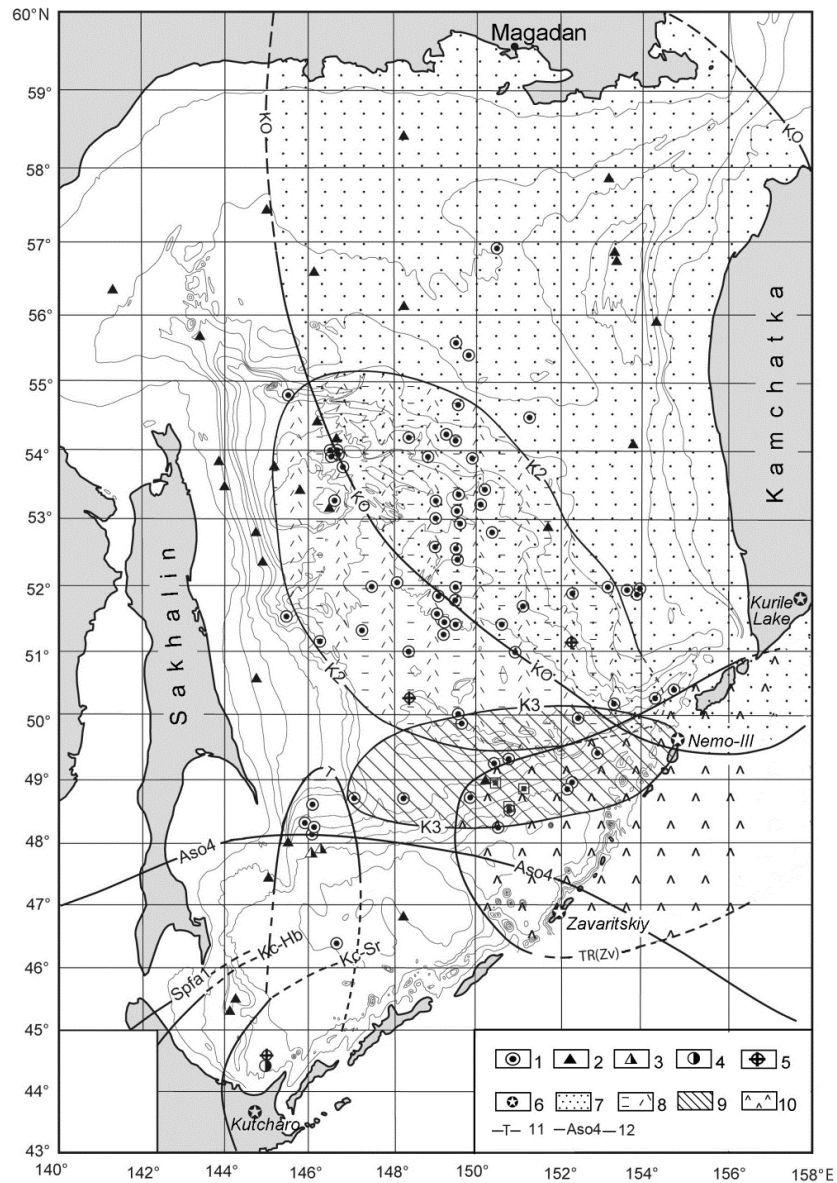
В то же время, в изотопной записи  $\delta^{13}C$  двух видов в колонке Lv50-05 отмечены негативные экскурсы: *N. labradorica* ( $\delta^{13}C = -34,75‰$ ) и *U. peregrina parvocostata* ( $\delta^{13}C = -25,97‰$ ), которые на -20-30‰ меньше значений данных видов, обитающих ныне в Охотском море вне зоны метановых сипов. Эти различия между живыми и ископаемыми фораминиферами могут быть обусловлены особенностями записи изотопного сигнала углерода разными видами в условиях смены активности потока метана в исследуемом районе. Раковины фораминифер из слоев, соответствующих негативным минимумам, имеют коричневую окраску, несут следы вторичной кальцификации и в осадке сопровождаются аутигенными карбонатными конкрециями. На примере исследуемой колонки донных осадков показано, что в ряде случаев палеозапись  $\delta^{13}C$  фораминифер может отражать суммарный изотопный сигнал, поступающий при их жизнедеятельности и образовании аутигенного карбоната на раковинах после смерти. Оценка вклада каждого из этих процессов – задача будущих исследований.

### *3.3. Тефростратиграфические исследования*

За отчетный период в рамках данной темы продолжались комплексные исследования минерального и химического состава из прослоев тефры Охотского и Японского морей. Прослой вулканических пеплов (тефра) в континентальных и морских отложениях несут важную информацию об истории и характере вулканических извержений. При сильных извержениях вулканов пепел выпадает за тысячи километров от центра извержения, а связанные с эруптивным облаком вещества могут оказывать воздействие на природную среду, в том числе и в глобальном масштабе (Ambrose, 1998; Ehrmann et al., 2007; и др.). Наконец, катастрофичность вулканических эксплозий и их деструктивное влияние на окружающую среду, экологическую обстановку и жизнедеятельность человека настоятельно требуют прогнозирования будущего поведения конкретных вулканов и знаний о возможном пространственном распространении вредных продуктов их деятельности, что невозможно достоверно установить без изучения свойств отдельных прослоев тефры. Кроме того, прослой тефры являются очень эффективными маркирующими реперами при стратиграфическом изучении осадочных толщ и датировании событий прошлого.

В последние десятилетия во всем мире активно ведется работа по документированию и датированию крупнейших эксплозивных извержений (Crosweller et al., 2012; Newton et al., 2007; и др.). Однако следует отметить, что глобальный каталог крупнейших вулканических извержений даже за последние тысячи лет далеко не полон: многие крупнейшие извержения до сих пор не выявлены. Кроме того, даже для установленных эксплозивных извержений часто неизвестна площадь разноса тефры и, как следствие, невозможность оценить объем выброшенных извержением продуктов и определить масштаб извержений. Это затрудняет исследования продуктивности и динамики вулканического процесса, а также изучение влияния вулканизма на природную среду и климат. Только идентификация тефры в удаленных разрезах с помощью данных о ее возрасте и вещественном составе дает возможность установить ареал распространения и объем тефры, а также магнитуду извержений, что важно для понимания динамики и эволюции вулканизма.





1 – колонки осадков с изученными пепловыми прослоями; 2 – колонки осадков без пепловых прослоев; 3 – колонки осадков с пепловым прослоем Aso<sub>4</sub>; 4-5 – колонки осадков с пепловыми прослоями по данным Okazaki et al., 2005; Sakamoto et al., 2005; 6 – расположение вулканов, поставляющих пепел для следующих пепловых прослоев: КО (Курильское озеро, Камчатка), К<sub>2</sub>, К<sub>3</sub> (Немо-III), Zv (TR) (Заварицкий, о-в Симушир), Т (Масю, о-в Хоккайдо); 7-12 – установленные ареалы распространения пепла: 7 – КО; 8 – К<sub>2</sub>; 9 – К<sub>3</sub>; 10 – Zv (TR); 11 – Т; 12 – Aso<sub>4</sub> Spfa1, Kc-Hb, Kc-Sr – ареалы пеплопадов по данным Machida, Arai, 2003

Рисунок 3.3 – Ареалы пеплопадов, установленные в отложениях Охотского моря (Derkachev et al., 2016)

Несмотря на определенный прогресс в изучении тефрохронологии и тефростратиграфии континентальных и морских отложений в пределах северо-западного сектора Тихого океана и прилегающих участков суши, многие регионы окраинных морей, в том числе Охотское море, в этом плане в настоящее время остаются еще слабо изученными. Для решения этих актуальных

вопросов большое значение имеет изучение состава пирокластического материала, оценка объемов пирокластики, а также установление направлений пеплопадов, возраста вулканических извержений и их идентификация с определенными вулканическими центрами.

В данном сообщении мы приводим наиболее полную сводку по особенностям, составу, возрасту и распространению 23 прослоев тефры, обнаруженных и изученных нами в отложениях Охотского моря в ходе совместных комплексных экспедиций с участием российских, немецких, японских и китайских ученых в Охотском море (Деркачев и др., 2016; Derkachev et al., 2016).

В основу данной работы положено исследование колонок осадков отобранных в Охотском море преимущественно по российско-германскому проекту КОМЕХ (1998-2003 гг.) на НИС «Академик М.А. Лаврентьев», «Маршал Геловани», «Sonpe» и российско-японскому проекту на НИС «Miray» и «Yokosuka» в 2006-2007 гг. Дополнительно были привлечены материалы по двум колонкам, выполненным по российско-китайскому проекту (2011 г.), а также из материалов более ранних исследований Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН (Рисунок 3.4). Кроме того, изучен состав тефры из колонки MD01-2415 (возраст около 1.1 млн лет), выполненной по программе IMAGESmmmm (французское научно-исследовательское судно «Marion Dufresne», 2004 г.).

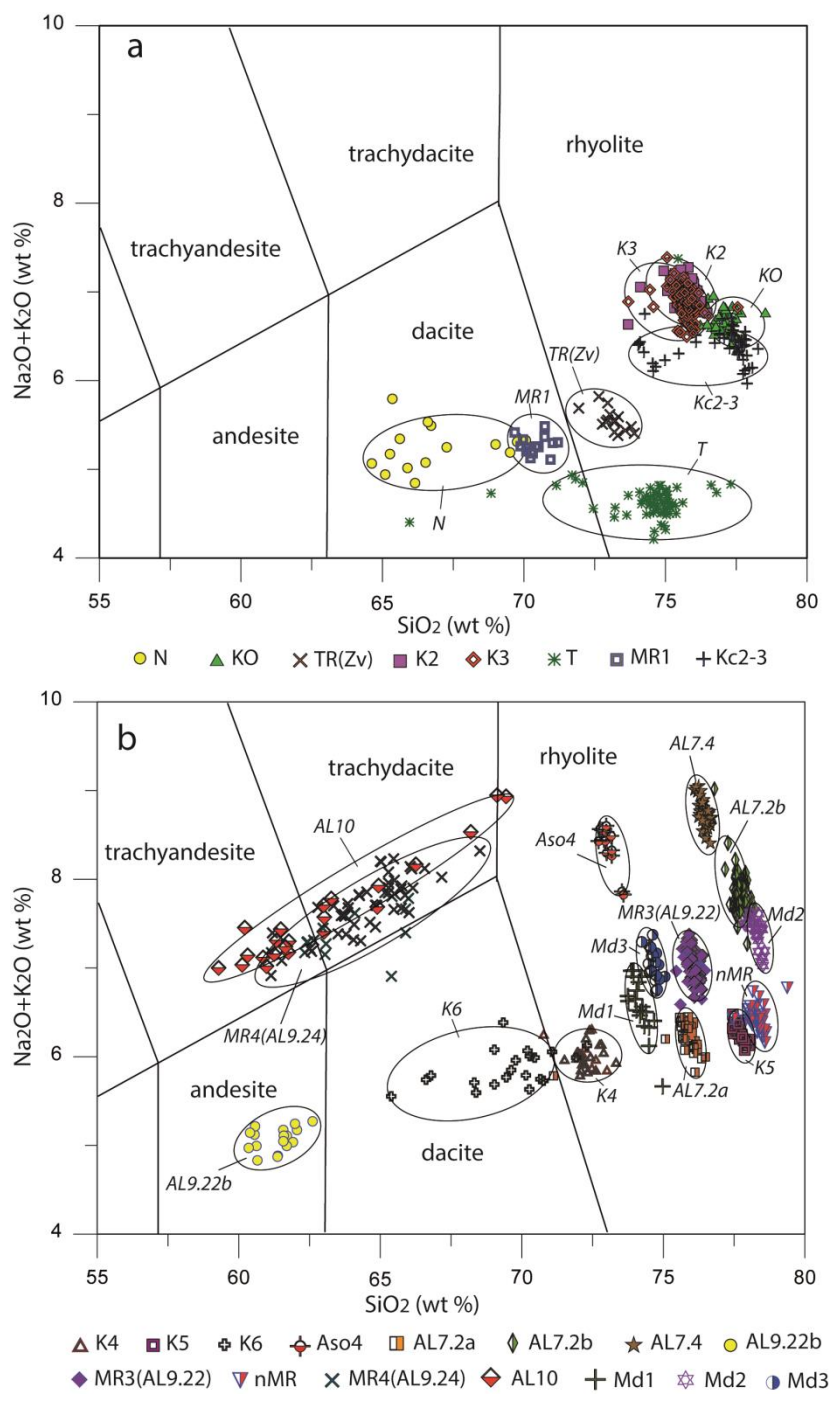
Все имеющиеся в нашем распоряжении прослой тефры из отложений Охотского моря были изучены по единой на электронном микронзонде JEOL JXA 8200 в Институте морских исследований им. Лейбница (IFM-GEOMAR, ныне GEOMAR-Helmutz Centre for Ocean Research, г. Киль, ФРГ). Было выполнено 885 новых микронзондовых химических анализов вулканических стекол и 450 анализов минералов (пироксенов, темных рудных минералов и амфиболов).

Определение редких и редкоземельных элементов в вулканических стеклах выполнены методом лазерной абляции-LA ICP MS (245 анализов) (Кильский университет, г. Киль, Германия). Дополнительно привлекались результаты 45 анализов, выполненных методом ICP MS (Институт геохимии им. Виноградова СО РАН, г. Иркутск и Первый Океанографический Институт, г. Циндао, Китай).

*Распределение петрогенных элементов.* Одним из важнейших диагностических признаков тефры является химический состав вулканических стекол. По химическому составу вулканические стекла изученных прослоев тефры являются преимущественно гомогенными и относятся к риолитам (реже риодацитам) нормальной щелочности известково-щелочной серии пород (Рисунок 3.4). Для большинства из них характерно преобладание  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$  в 1.3-2.7 раза. Меньшим распространением пользуются низкощелочные и умеренно-щелочные тефры. В низкощелочных стеклах тефры Т, TR(Zv.), частично К4 это соотношение увеличивается до 3.2-5.5.

Стекла трех прослоев тефры (AL7.4, AL7.2b, Aso4) принадлежат умеренно-щелочным трахириолитам известково-щелочной серии пород при относительно повышенной калиевости (в

среднем до 3.5-4.7 мас.% K<sub>2</sub>O). Отношение Na<sub>2</sub>O / K<sub>2</sub>O для них изменяется от 0.7-0.9 для тефры Aso4, до 0.9-1.2 для тефры AL7.4 и AL7.2b.



a – отложения позднего плейстоцена – голоцена; b – отложения среднего плейстоцена (Derkachev et al., 2016)

Рисунок 3.4 – SiO<sub>2</sub>-Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O вариационная диаграмма (Le Bas et al., 1986) вулканических стекол из прослоев тефры Охотского моря

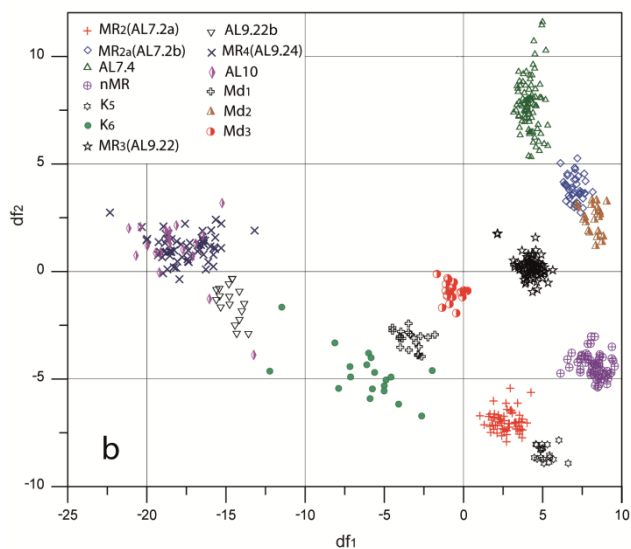
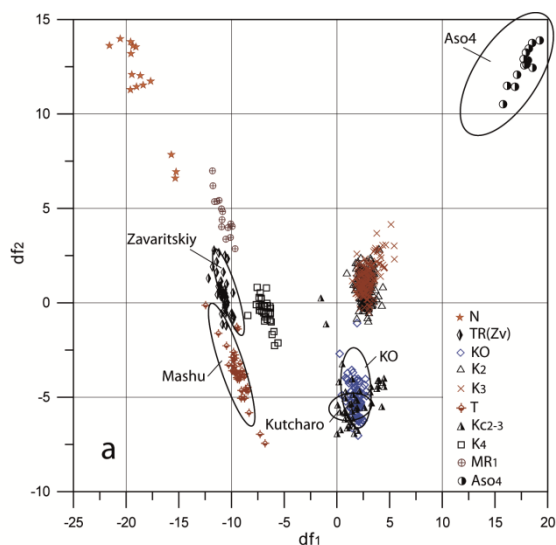
Меньшим распространением в отложениях Охотского моря пользуются стекла,

51

принадлежащие к андезитам AL9.22b, дацитам и риодацитам (K6, N, MR1, частично T) (Рисунок 3.4). По соотношению  $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  они относятся к низкокалиевым и умеренно-калиевым породам нормальной и низкой щелочности. По величине  $\text{Na}_2\text{O/K}_2\text{O}$  отношения они характеризуются калиево-натриевой (K6, MR1) и натриевой (N, AL9.22b) со средними значениями 2.6-3.1 и 4.8-5.7, соответственно. К петрохимическим особенностям стекол из этих тефр следует отнести повышенное содержание FeO (в среднем до 4.6-8.1 мас. %), MgO (в среднем до 1.0-2.5 мас. %) и CaO (в среднем до 3.9-6.2 мас. %). Стекла двух прослоев тефры (MR4(AL9.24) и AL10) принадлежат к умеренно-калиевым (частично высоко-калиевым) трахиандезит-трахидацитам умеренно-щелочной серии пород (Рисунок 3.5). При относительной близости состава вулканических стекол рассматриваемых прослоев тефры отмечается ряд отличий. Так для тефры AL10 характерен более гетерогенный химический состав и относительно повышенное содержание FeO\*, MgO, CaO, K<sub>2</sub>O.

Весьма эффективным методом оценки степени различия вещественного состава пород, в том числе и химического состава вулканических стекол, является дискриминантный анализ. Нами исходные данные химического состава стекол из прослоев тефры были предварительно разделены на два массива, сгруппированных согласно возрасту прослоев тефры. В первую группу были включены данные по прослоям тефры голоцен-позднеплейстоценового возраста (моложе 10 тыс. лет). Во вторую группу вошли данные по прослоям тефры среднеплейстоценового возраста. Для этих массивов данных была применена процедура дискриминантного анализа с вычислением уравнений дискриминантных функций с оценкой их значимости и эффективности разделения исходных данных на группы. При расчете использованы программы дискриминантного анализа из прикладного пакета компьютерных программ STATGRAPHICS. Полученные результаты были вынесены на диаграммы, учитывающие значения первой и второй, наиболее значимых дискриминантных функций).

Как следует из данного рисунка, разделение прослоев тефры по химическому составу вулканических стекол произошло довольно эффективно. Хорошо выражены компактные ареалы рассеяния фигуративных точек состава отдельных прослоев тефры. Исключение составляет тефра гетерогенного состава или же тефра с близким составом стекол (например тефра K2 и K3, MR4(AL9.24) и AL10). Так как указанные диаграммы разработаны с учетом всего спектра, содержания главных петрогенных элементов вулканических стекол с последующим расчетом значений дискриминантных функций, их применение существенно ускоряет и облегчает процедуру проведения сравнительного анализа новых данных по составу тефры, ее идентификацию и, соответственно, корреляцию изучаемых отложений.



а – в отложениях позднего плейстоцена – голоцена; б – в отложениях среднего плейстоцена (Derkachev et al., 2016)

$df_1, df_2$  - значения 1<sup>ой</sup> and 2<sup>ой</sup> дискриминантных функций:

(А) - для позднеплейстоцен-голоценовых пепловых прослоев:

$$df_1 = -0.5866 \text{ SiO}_2 - 1.128 \text{ TiO}_2 - 0.757 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 2.792 \text{ FeO} + 0.011 \text{ MnO} + 2.615 \text{ MgO} - 1.963 \text{ CaO} - 0.647 \text{ Na}_2\text{O} + 5.249 \text{ K}_2\text{O} + 55.73$$

$$df_2 = -1.287 \text{ SiO}_2 + 1.94 \text{ TiO}_2 + 0.514 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 2.706 \text{ FeO} - 2.196 \text{ MnO} - 3.898 \text{ MgO} - 0.973 \text{ CaO} - 0.865 \text{ Na}_2\text{O} + 4.059 \text{ K}_2\text{O} + 81.46;$$

овальные фигуры обозначают районы, характеризующие вулканические стекла, найденные на суше (вулканы Aso<sub>4</sub>, Заварицкий, Машю, Кутчаро, Курильское Озеро);

(В) - для среднеплейстоценовых пепловых прослоев:

$$df_1 = 1.89 \text{ SiO}_2 - 6.061 \text{ TiO}_2 - 1.166 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.355 \text{ FeO} - 2.535 \text{ MnO} + 4.264 \text{ MgO} + 2.821 \text{ CaO} - 0.455 \text{ Na}_2\text{O} + 1.598 \text{ K}_2\text{O} - 130.69$$

$$df_2 = -0.691 \text{ SiO}_2 - 7.72 \text{ TiO}_2 + 1.157 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.84 \text{ FeO} + 3.511 \text{ MnO} + 1.68 \text{ MgO} - 1.907 \text{ CaO} - 1.215 \text{ Na}_2\text{O} + 4.347 \text{ K}_2\text{O} + 32.19$$

Индексы пепловых прослоев см. в таблице 2.1

Рисунок 3.5 – Дискриминантная диаграмма химического состава вулканических стекол из пепловых прослоев Охотского моря

*Распределение микроэлементов.* Одним из корректных способов корреляции и идентификации прослоев тефры является анализ на основе микро- и редкоземельных элементов (Tomlinson et al., 2012; и др.). По результатам кластерного анализа по распределению редкоземельных элементов выделяется 6 относительно самостоятельных групп прослоев тефры. В первую группу входят тефры N, Zv (TR), K<sub>4</sub> и AL9.22b (низкокалиевые риодациты-риолиты, дациты и андезиты). Они характеризуются не фракционированными спектрами распределения редкоземельных элементов, нормированных к хондриту. Значения La/Yb и La/Sm равны 0.92-1.24 и 0.88-1.05, соответственно. Европиевая аномалия проявлена слабо или практически не выражена (Eu/Eu\*=0.76-0.97). Для тефры K<sub>4</sub> характерен несколько повышенный фон содержаний легких лантаноидов (LREE) по отношению к тяжелым (HREE) и средним (MREE) (La/Yb=1.29, La/Sm=1.19). По характеру распределения REE большинство изученных стекол из прослоев тефры близки между собой и были объединены во вторую (тефра K<sub>2</sub>, K<sub>3</sub>, K<sub>5</sub>, MR<sub>2</sub>(AL7.2a), Kc<sub>2-3</sub>, Md<sub>1</sub>, Md<sub>3</sub>) и третью (тефра KO, T, MR<sub>1</sub>, K<sub>6</sub>) группы. Большинство из них относится к умеренно-калиевым риолитам, реже к дацитам-риодацитам. Спектры распределения REE характеризуются слабой и умеренной степенями фракционирования легких лантаноидов по отношению к тяжелым и средним (La/Yb=1.67-2.23, La/Sm=1.46-1.95). В большинстве случаев они имеют отчетливо выраженную отрицательную европиевую аномалию (в среднем Eu/Eu\* от 0.52 до 0.74), которая более интенсивно проявлена в тефре K<sub>2</sub>, K<sub>3</sub>, K<sub>5</sub>. Для стекол тефры третьей группы характерны несколько пониженные концентрации REE (менее 75 ppm) по сравнению с тефрами второй группы.

В четвертую группу включены стекла прослоев тефры MR<sub>4</sub>(AL9.24) и AL10, которые относятся к трахиандезитам-трахидацитам. В отличие от предыдущих групп, для них характерны спектры распределения REE с более выраженной степенью фракционирования: La/Yb=2.74-3.61, La/Sm=1.7-2.13. Спектры нормированных концентраций REE имеют пологий наклон в легкой части с постепенным выполаживанием в области тяжелых лантаноидов (Gd/Yb=1.21-1.6). Европиевая аномалия не выражена (Eu/Eu\*=0.84-0.96).

Пятая группа включает стекла прослоев тефры AL7.2b, MR<sub>3</sub>(AL9.22), nMR и Md<sub>2</sub>, которые представлены умеренно калиевыми риолитами. При общей близости кривых распределения REE с предыдущими прослоями тефры четвертой группы, они отличаются от последних меньшим содержанием как легких, так и тяжелых лантаноидов, при несколько больших значениях La/Yb (до 8.82) и La/Sm (до 6.12). Отчетливо заметен тренд увеличения тяжелых лантаноидов от Ho до Lu. Проявлена отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu\*=0.57-0.77).

В шестую группу включены стекла прослоев тефры Aso<sub>4</sub> и AL7.4 (трахириодациты-трахириолиты). От всех других прослоев тефры Охотского моря они отличаются наиболее высокой степенью фракционирования REE: La/Yb от 5.09-6.89 (Aso<sub>4</sub>) до 8.48 (AL7.4). Более высокие значения характерны также для La/Sm: 2.53-3.22 и 4.67, соответственно. Специфической особенностью рассматриваемых тефр является хорошо выраженная отрицательная европиевая аномалия ( $Eu/Eu^*=0.42-0.63$ ), что дает основание предполагать более высокую степень фракционирования плагиоклазов в исходных магмах.

Спектры распределения редких и редкоземельных элементов, нормированных к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989), проявляют типично островодужные признаки (Рисунок 3.6). Так, по основным геохимическим показателям рассмотренные тефры являются продуктами надсубдукционных вулканитов, для которых характерны высокие содержания крупноионных литофилов (LILE) – Rb, Ba, U, а также Pb, и низкие содержания высокозарядных катионов (HFSE) – Nb, Ta (Рисунок 3.6). Для большинства тефр характерно наличие резко выраженной отрицательной Ta-Nb аномалии. Также хорошо прослеживается Sr минимум, величина которого снижается (или полностью отсутствует) в более основных по кремнекислотности стеклах из тефры: N, TR(Zv), K<sub>4</sub>, AL10. По величине Ta-Nb аномалии прослой тефры можно расположить (по мере ее уменьшения) в следующей последовательности: N, TR(Zv), K<sub>4</sub>, AL9.22b, K<sub>6</sub>, K<sub>2</sub>-K<sub>3</sub>, KO, K<sub>5</sub>, AL7.2a, K<sub>6</sub>, Kc<sub>2-3</sub>, T, nMr, MR<sub>1</sub>, Md1, Md3, MR3, Md2, AL10, MR<sub>4</sub> (Рисунок 3.6). Резко выделяется на этом фоне стекла тефры Aso<sub>4</sub>, AL7.4 и AL7.2b. В их спайдер-диаграммах практически полностью нивелируется отрицательная Ta-Nb аномалия, но появляется Ba минимум при одновременном увеличении Sr минимума.

*Минеральный состав прослоев тефры.* При корреляции горизонтов тефры, кроме химического состава, используются также результаты минералогического анализа, прежде всего данные по ассоциациям тяжелых темноцветных минералов и их химическом составе. Кроме того, минеральный состав продуктов вулканических эксплозий несет значительную информацию о многих аспектах извержений (источнике магм, характере магматической дифференции расплавов, температуре и давлении в магматической камере и пр.).

Следует отметить, что для прослоев тефры в отложениях окраинных морей северо-западной части Тихого океана такие комплексные исследования минерального состава ранее не выполнялись. Минеральный состав тяжелой фракции (размерная фракция 0.05-0.1 мм) выполнялся иммерсионным методом под поляризационным микроскопом с подсчетом не менее 300 зерен минералов.

Одним из показателей источника пирокластического материала могут выступать ассоциации темноцветных минералов в составе тефры, если учитывать известную поперечную минералогическую геохимическую зональность продуктов вулканизма островных дуг (Подводный ..., 1992; Volynets

et al., 1990; Avdeyko et al., 1991; и др.]. Известно, что во многих островных дугах в вулканических породах фронтальной зоны наблюдается преобладание в составе вкрапленников клинопироксена и оливина при подчиненной роли ортопироксена, количество которого постепенно увеличивается по мере удаления вулканического фронта от оси желоба с появлением ортопироксен-клинопироксеновых минеральных парагенезов. Роговая обманка, как правило, здесь отсутствует или встречается весьма редко. В тыловой зоне островных дуг в породах (особенно повышенной кремнекислотности) в составе вкрапленников возрастает количество водных силикатов - амфиболов, а в ряде случаев и биотита, при подчиненной роли пироксенов.

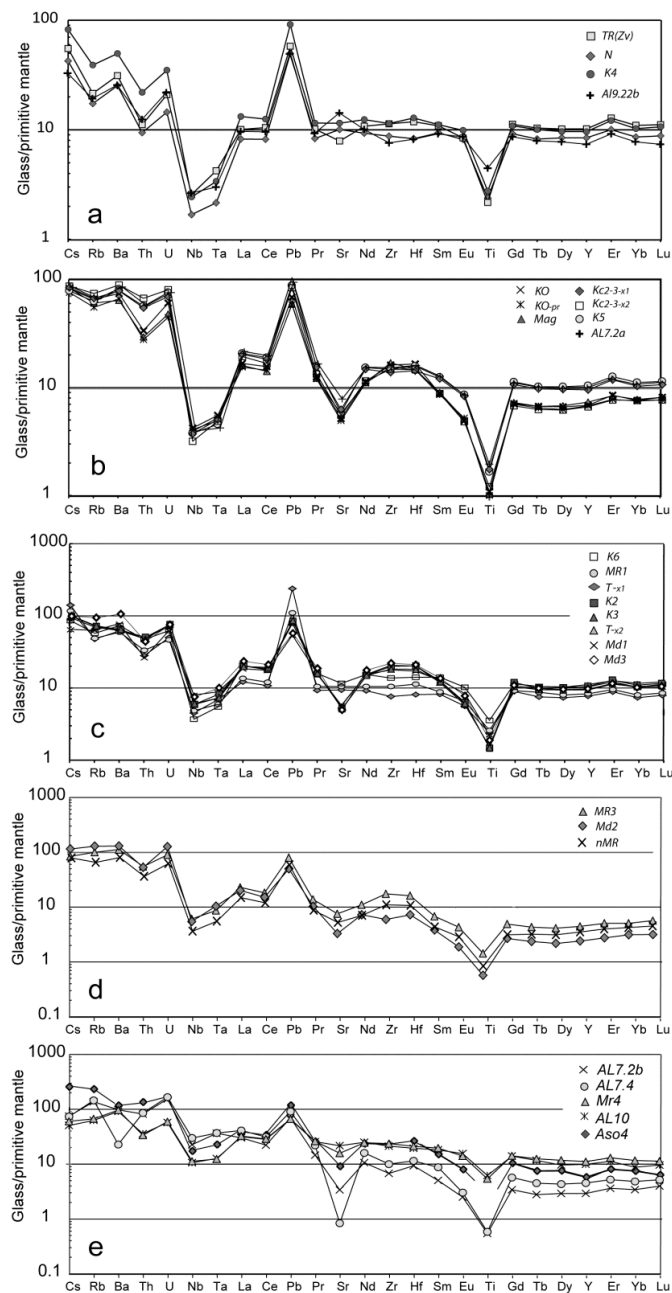
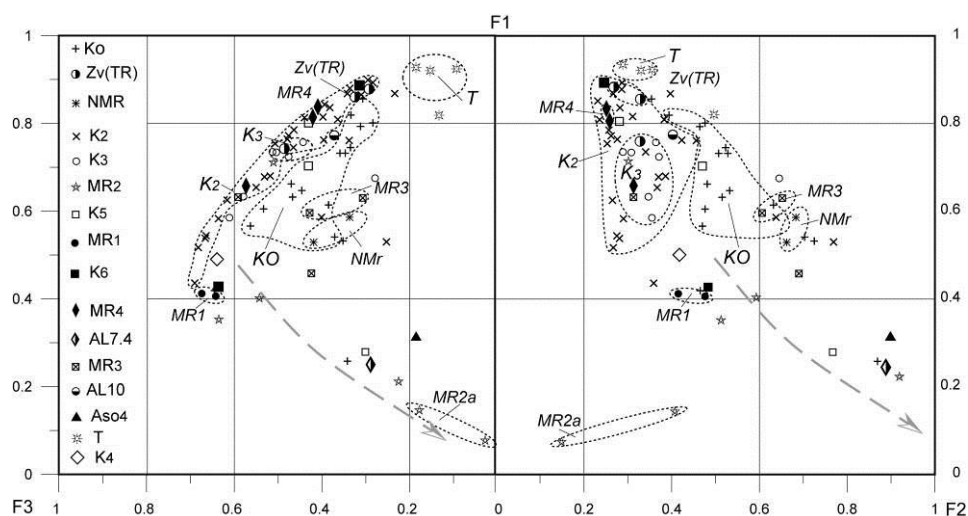




Рисунок 3.6 – Распределение редких и редкоземельных элементов, нормированных на примитивную мантию (Sun and McDonough, 1989), в вулканических стеклах из прослоев тефры Охотского моря (Derkachev et al., 2016)

В Охотском море значительная часть прослоев тефры характеризуется двупироксеновыми минеральными ассоциациями с переменным содержанием клинопироксена и ортопироксена (отношение  $Cpx/Orx=0.5-1.9$ ) и резко подчиненной ролью амфиболов (Деркачев и др., 2016). Редко встречается тефра с доминированием клинопироксенов (до 80 %). По данному признаку они больше соответствуют продуктам вулканизма фронтальной зоны островных дуг (Рисунок 3.7).



Примечание. Минеральный состав эталонных проб: 1-ый фактор (F1) –  $Orx_{65}Cpx_{24}Hb_5Ep_3Mi_3$ ; 2-ой фактор (F2) –  $Cpx_{82}Hb_{10}Orx_8St_3Mi_2Ep_1$ ; 3 (F3) –  $Hb_{38}Cpx_{23}Orx_{16}Ep_{14}Mi_5Zr_4$

Рисунок 3.7 – Ассоциации тяжелых минералов в прослоях тефры Охотского моря по результатам Q-факторного анализа (Деркачев и др., 2016).

Тефра с амфиболсодержащими минеральными ассоциациями (содержание роговых обманок до 10-40%) встречается реже. На Рисунке 3.7 они формируют вполне самостоятельные поля, отличающиеся от предыдущих минеральных ассоциаций. Экзотическим минеральным составом обладает тефра MR2a(AL7.2b). В ее составе отмечается высокое содержание биотита (до 45.5-67.4 %) при относительно повышенном содержании роговых обманок.

Большинство клинопироксенов из изученных прослоев тефры относится к группе высококальциевых авгитов ( $Wo_{34-45}En_{36-47}Fs_{9-32}$ ), редко встречаются зерна диопсида и диопсид-салита. Ортопироксены в изученных прослоях тефры по составу отвечают бронзиту и гиперстену. Преобладают гиперстены ( $Wo_{2-6}En_{52-65}Fs_{30-51}$ ).

Среди амфиболов в составе тефры большинство соответствует магниальным роговым обманкам. Они характеризуются повышенной магниальностью и умеренной глиноземистостью (в среднем  $\# \text{Mg}=64.1-69.4$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3=5-8$  мас. %, соответственно). Для них также характерна низкая титанистость (в среднем  $\text{TiO}_2=0.9-1.6$  мас. %) и щелочность ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=1.6-1.9$  мас. %), значения которых варьируют в небольших пределах. Менее представительными для охотоморских тефр являются амфиболы с относительно повышенной щелочностью (1.8-3.2 мас. %  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ), титанистостью (до 1.1-3.3 мас. %, в среднем около 2 %  $\text{TiO}_2$ ) и глиноземистостью (до 10-15 мас. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), которые соответствуют магниогастингситам и чермакитам.

Определенные коррективы в вопросах тефростратиграфической корреляции и идентификации могут дать исследования химического состава минералов, в частности исследования по оценке некоторых физико-химических параметров кристаллизации расплавов в магматическом очаге на основе известных минеральных геотермобарометров: двухпироксенового, магнетит-ильменитового и амфиболового (Wood, Banno, 1973; Lepage, 2003; Ridolfi et. al, 2010).

По данным двухпироксенового геотермометра (Рисунок 3.8) кристаллизация пироксенов в изученных прослоях тефры происходила в интервале температур от 893 до 997° C, где прослой тефры можно расположить в следующей последовательности: K2 (904-940°), K3 (893-997°), Aso4 (916°), Zv(TR) (927-946°), KO (938-952°), MR3 (939-968°), T (942°), K4 (942°), Md1 (942-977°), K6 (952°), Md3 (954-985°), MR2 (960-984°), AL7.4 (980°), MR4 (984°). Причем, намечается слабая тенденция по уменьшению значений температур кристаллизации пироксенов для тефр, предположительно относящихся к вулканическим эксплозиям фронтальной части островной дуги.

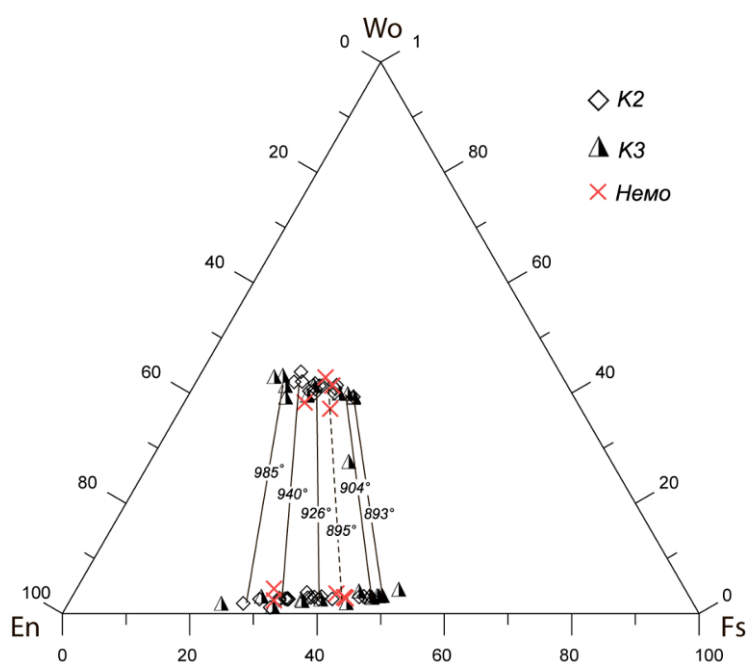
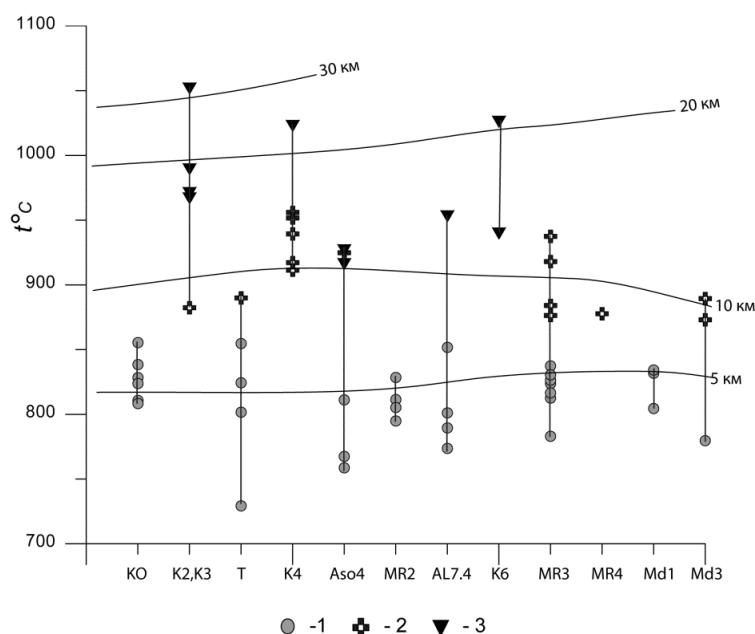


Рисунок 3.8 – Пример сопоставления расчетных температур кристаллизации пироксенов из прослоев тефры К2, К3 и пород кальдерного комплекса вулкана Немо (о-в Онекотан, Курильские о-ва) на основе двупироксенового геотермометра (Деркачев и др., 2016).

Кроме того, на основе ильменит-титаномагнетитового геотермометра были рассчитаны температуры кристаллизации (Т) этих минералов и фугитивность кислорода ( $fO_2$ ). Для изученных прослоев тефры расчетные значения  $T^\circ$  и  $-\lg(fO_2)$  составляют: К2 (863°; -12.7), К3 (913°; -11.4), КО (842°; -12.1), MR3 (861°; -11.3), Т (896°; -10.9), Md1 (890°; -11.9), К6 (905°; -11.1), Md3 (895°; -11.9), MR2 (898°; -11.1), AL7.4 (958°; -10.2), MR4 (908°; -11.4).

Известно, что породы извержений, характеризующиеся разными минеральными ассоциациями, формируют определенные буферные тренды  $T^\circ - \lg(fO_2)$  (Smith, Shane, 2002; и др.). Причем, пироксеносодержащие вулканиты образуются при более низких значениях фугитивности кислорода по сравнению с амфиболсодержащими породами. Наши данные не противоречат этому: прослой тефры фронтальной зоны (двупироксеновые минеральные ассоциации) ложатся вблизи кислородного буфера NNO.

Дополнительная информация о термобарических условиях кристаллизации минералов, глубине очага магмогенерации была получена на основании изучения химического состава амфиболов (Рисунок 3.9) (Деркачев и др., 2016).



1 – магнезиальная роговая обманка; 2 – чермакит; 3 – магнезиогастингсит. Температура и глубина кристаллизации амфиболов из магматических расплавов рассчитана по амфиболовому геотермобарометру [Ridolfi et al., 2010]

По оси X – индексы прослоев тефры, размещенных в порядке увеличения их возраста. По оси Y – расчетные температуры кристаллизации амфиболов

Рисунок 3.9 – Термобарические условия кристаллизации роговых обманок в магматических очагах вулканов, образовавших при эксплозивных извержениях прослой дистальной тефры в отложениях Охотского моря (Деркачев и др., 2016)

*Возраст и идентификация прослоев тефры.* При тефростратиграфических исследованиях важное значение имеют данные по возрасту отложений и результаты идентификации прослоев тефры с известными проявлениями эксплозивного вулканизма на прилегающей суше. Нами за основу стратиграфической привязки изучаемых прослоев тефры привлечены опубликованные материалы по ряду опорных колонок из Охотского моря, для которых был задействован комплекс методов корреляции отложений, полный библиографический список по которым приведен в работе (Derkachev et al., 2016). Кроме того в качестве сравнительного материала привлекались данные по возрасту и химическому составу известных прослоев тефры в голоцен-плейстоценовом почвенно-пирокластическом чехле прилегающей суши: Камчатки, Курильских и Японских островов (Derkachev et al., 2016). Результаты этих сравнительных комплексных исследований нами сведены в общую таблицу, которая характеризует с одной стороны основные свойства изученных прослоев тефры Охотского моря, а с другой приведена стратиграфическая позиция с оценкой их возраста за период до 350 тыс. лет (для ст. MD01-2415 RV “Marion Dufresne” до 900 тыс. лет) (таблица 4.1).

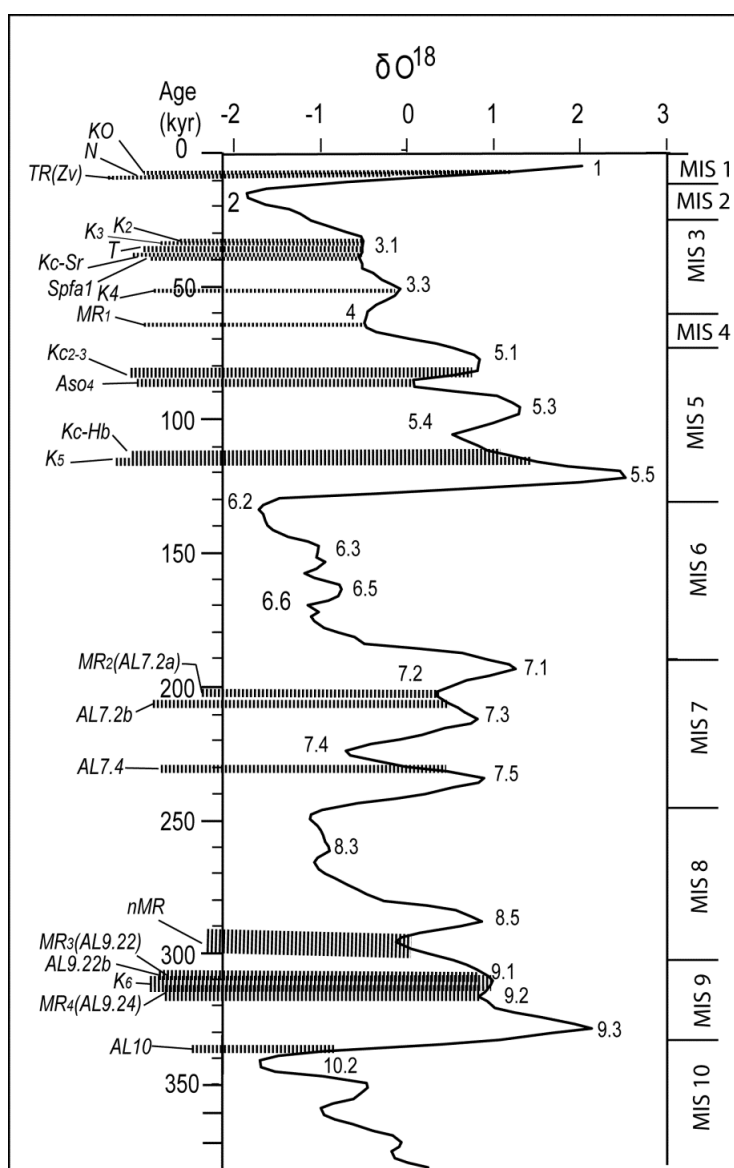
О частоте встречаемости прослоев тефры в отложениях Охотского моря в разные периоды голоцен-плейстоценовой истории можно проследить по Рисунку 3.10, на котором стратиграфическая привязка прослоев тефры сопоставлена с известной возрастной изотопно-кислородной кривой (Bassinot et al., 1994).

Из всех изученных прослоев тефры в отложениях Охотского моря (23 прослоя) нами уверенно были идентифицирована тефра КО, TR(Zv), К3 и К2, Т, Кс2-3, Асо4, источниками эксплозий для которых являлись следующие вулканы: Курильского озера (южная часть Камчатки), Заварицкого (о. Симушир, Курильские о-ва), Немо (о-в Онекотан, Курильские о-ва), Масю (о-в Хоккайдо), Кутчаро (о-в Хоккайдо) и Асо (о-в Кюсю). Основные характеристики состава и их возраст (в морских отложениях и на прилегающей суше) приведены в соответствующей таблице (таблица 3.1).

Определенную помощь в вопросах дальнейшей идентификации, как указывалось выше, может оказать анализ минерального и химического составов тефры, если учитывать известные тенденции по поперечной минералого-геохимической зональности продуктов вулканизма островодужных систем (Подводный вулканизм..., 1992; Avdeyko et al, 1991; и др.). По микроэлементному составу признаки геохимической зональности в крест простирания дуги

просматриваются для вулканических пород Камчатки: от Восточного вулканического фронта (EVF) через Центрально-Камчатскую депрессию (СКД) к тыловой части Срединного хребта Камчатки (СК) (Churikova et al., 2001; и др.).

Учитывая вышесказанные тенденции, однозначно к тыловодужным вулканитам можно отнести тефру AL7.2b, Md2, nMR и AL7.4, в которых явно проявлены минеральные ассоциации с высоким содержанием амфиболов и биотита (особенно для тефры AL7.2b и Md2) (Деркачев и др., 2016). Геохимические признаки вулканических стекол этих тефр также резко отличаются от других тефр и больше соответствуют тыловодужным вулканитам. Наиболее вероятным источником пирокластического материала для этих тефр являются вулканы Срединно-Камчатского хребта (Хангар, Алней-Чашаконджа, Опала, Ичинский).



Хроностратиграфическое положение пепловых прослоев изображено на кривой изотопного состава кислорода (Bassinot et al., 1994)

Пунктирные линии показывают положение пепловых прослоев (индексы пепловых прослоев указаны слева). Индексы кислородных стадий и подстадий указаны цифрами справа от кривой изотопного состава кислорода

Рисунок 3.10 – Тефростратиграфическая схема плейстоцен-голоценовых отложений Охотского моря (Derkachev et al., 2016)

Таблица 3.1 – Характерные особенности пепловых прослоев из четвертичных отложений Охотского моря и их возраст (Derkachev et al., 2016)

Индекс пеплового прослоя	Мощность пеплового прослоя, см	Цвет пеплового прослоя	Минеральный комплекс	Геохимическая серия	Химический состав вулканического стекла, %	Цвет вулканического стекла	Возраст пепловых прослоев, куг		Предполагаемый источник
							Морских	Наземных	
КО	0.5-16	белый	Орх $\geq$ Срх: Нб	Умеренно-калиевый риолит	SiO <sub>2</sub> - 75.8-8.4 (76.9)** K <sub>2</sub> O - 1.96-2.6 (2.1) TiO <sub>2</sub> - 0.17-0.28 (0.23)	бесцветное	7.8 ( <sup>14</sup> C) - 8.6 (cal. куг) 7.4 ( <sup>14</sup> C) - 8.4 (cal. куг) 8.0-8.1 (cal. куг) 8.2-8.6 (cal. куг)	7.5-7.98 ( <sup>14</sup> C) куг- 8.0-8.4 (cal. куг) 7.43 ( <sup>14</sup> C)	Кальдера Курильского Озера (Южная Камчатка)
N	~ 1 (линзы)	светло-серый	Срх>Орх	низкокалиевый дацит	SiO <sub>2</sub> - 64.5-69.9 (66.7) K <sub>2</sub> O - 0.6-0.9 (0.8) TiO <sub>2</sub> - 0.46-0.72 (0.62)	серое	~ 8.5 куг	н.о.	Вулкан Гамчен (?), Камчатка
TR(Zv)	1-2	серый	Орх>Срх	низкокалиевый риолит	SiO <sub>2</sub> - 71.7-73.7 (73.0) K <sub>2</sub> O - 0.9-1.0 (0.9) TiO <sub>2</sub> - 0.45-0.51 (0.48)	бесцветное, светло-серое	8.0 ( <sup>14</sup> C) 8.0-8.05 ( <sup>14</sup> C)	8.0 cal куг ~8.54 ( <sup>14</sup> C) куг	Кальдера вулкана Заварицкий (о-в Симушир, Курилы)
K2	1-22	серый с красноватым оттенком	Срх $\geq$ Орх: (Нб)	Умеренно-калиевый риолит	SiO <sub>2</sub> - 73.4-76.3 (75.4) K <sub>2</sub> O - 2.3-2.7 (2.5) TiO <sub>2</sub> - 0.14-0.44 (0.32)	бесцветное	25.71 ( <sup>14</sup> C) куг 26.6 ( <sup>14</sup> C) - 31.2 (cal. куг) 30.46-30.49 (cal. куг)	24.5 ( <sup>14</sup> C) куг	Вулкан Немо-III (о-в Онекотан, Курилы)
K3		серый	Срх $\geq$ Орх: (Нб)	Умеренно-калиевый риолит	SiO <sub>2</sub> - 73.5-77.2 (75.4) K <sub>2</sub> O - 2.3-2.7 (2.5) TiO <sub>2</sub> - 0.25-0.41 (0.32)	бесцветное	Поздний плейстоцен, конец MIS 3	Поздний плейстоцен	Вулкан Немо-II? (о-в Онекотан, Курилы)
T	0.2-0.6 (линзы)	желтовато-серый	Орх>Срх	низкокалиевый риолит	SiO <sub>2</sub> - 65.7-77.1 (74.4) K <sub>2</sub> O - 0.5-1.1 (1.0) TiO <sub>2</sub> - 0.29-0.78 (0.46)	бесцветное, светло-коричневое	Поздний плейстоцен, конец MIS 3	30.32-34.69 ( <sup>14</sup> C) - 35-38 (cal. куг)	Вулкан Масю (о-в Хоккайдо, Япония)
Kc <sub>1</sub> (Kc-Sr)*	17	темно-серый (верх), светло-серый (низ)	Орх>Срх	Умеренно-калиевый риолит	SiO <sub>2</sub> - 78.2* K <sub>2</sub> O - 2.5 TiO <sub>2</sub> - 0.26		32.5 (cal. куг)	30-32 (cal. куг) 34.69-34.9 ( <sup>14</sup> C) - 40.03-40.23 (cal. куг)	Кальдера вулкана Кутчаро (о-в Хоккайдо, Япония)
Spfa <sub>1</sub> *	5	светло-серый	Орх: Нб	Умеренно-калиевый риолит	SiO <sub>2</sub> - 77.9* K <sub>2</sub> O - 2.7 TiO <sub>2</sub> - 0.14		~42-43 (cal. куг) - MIS 3.13	39.43-40.12 ( <sup>14</sup> C) куг 39.5-40.1 (cal. куг)	Кальдера вулкана Сикотсу (о-в

									Хоккайдо, Япония)
K4	~ 1 (линзы)	серый	Срх>Орх: Нб	низкокалиевый риолит	SiO <sub>2</sub> - 70.6-73.1 (72.1) K <sub>2</sub> O - 1.1-1.3 (1.3) TiO <sub>2</sub> - 0.46-0.72 (0.58)	бесцветное, зеленовато-серое (редко), светло-коричневое (редко)	~50 кг - MIS 3.3	н.о.	н.о.
MR1	0.3-0.5 (линзы)	беже- вый	Срх>Орх: Нб	Умеренно-калиевый дацит	SiO <sub>2</sub> - 69.4-71.0 (70.2) K <sub>2</sub> O - 1.2-1.4 (1.3) TiO <sub>2</sub> - 0.52-0.57 (0.54)	бесцветное	~65-67 кг - MIS 4	н.о.	н.о.
Kc2-3	турбидит	светло-серый	Орх>Срх	Умеренно-калиевый риолит	SiO <sub>2</sub> - 73.9-78.1 (77.2) K <sub>2</sub> O - 1.7-2.4 (2.0) TiO <sub>2</sub> - 0.26-0.56 (0.34)	бесцветное	~79-80 кг - MIS 5.2	~84-90 кг ~85-86 кг	Кальдера вулкана Кутчаро (о-в Хоккайдо, Япония)
Aso4	0.7-3	светло-серый	Нб>Срх≥Орх	высококалиевый трахириолит	SiO <sub>2</sub> - 72.7-73.6 (73.1) K <sub>2</sub> O - 4.3-4.9 (4.6) TiO <sub>2</sub> - 0.38-0.43 (0.41)	бесцветное	88 кг - MIS 5.2 MIS 5.2	86-90 кг 86.8-87.3 кг ~89 кг	Кальдера вулкана Асо (о-в Кюсю, Япония)
Kc <sub>4</sub> (Kc-Нб)*	13.5	желтовато-серый (верх), темно-серый (низ)	Орх>Срх: (Нб)	Умеренно-калиевый риолит	SiO <sub>2</sub> - 78.0* K <sub>2</sub> O - 2.1 TiO <sub>2</sub> - 0.31		~115 кг	100-130 кг 115-120 кг	Кальдера вулкана Кутчаро (о-в Хоккайдо, Япония)
K5	1-6	светло-серый	Орх>Срх	Умеренно-калиевый риолит	SiO <sub>2</sub> - 77.2-77.8 (77.5) K <sub>2</sub> O - 1.7-2.0 (1.8) TiO <sub>2</sub> - 0.32-0.4 (0.36)	бесцветное	~115-120 кг - MIS 5.4	н.о.	н.о.
MR2 (AL7.2a)	1-4	светло-серый	Срх>Орх: Нб	Умеренно-калиевый риолит	SiO <sub>2</sub> - 74.9-76.3 (75.7) K <sub>2</sub> O - 1.7-1.9 (1.8) TiO <sub>2</sub> - 0.36-0.46 (0.4)	бесцветное	~206 кг - MIS 7.2 ~200-210 кг - MIS 7.2 ~199.7 кг - MIS 7.1	н.о.	н.о.
AL7.2b	1	белый	Vi>Нб>Срх>Орх	Умеренно-высококалиевый трахириолит	SiO <sub>2</sub> - 76.7-76.6 (77.6) K <sub>2</sub> O - 3.6-4.2 (3.8) TiO <sub>2</sub> - 0.08-0.15 (0.13)	бесцветное	~206-210 кг - MIS 7.2	н.о.	Вулканы Срединного хребта Камчатки
AL7.4	1	белый	Нб>Срх>Орх	высококалиевый	SiO <sub>2</sub> - 76.0-76.6 (76.4)	бесцветное	~229 кг - MIS 7.4	н.о.	Вулканы



				ливый трахириолит	K <sub>2</sub> O - 4.3-5.0 (4.5) TiO <sub>2</sub> - 0.09-0.15 (0.13)		~230-235 кг - MIS 7.4		Срединного хребта Камчатки
nMR	2	очень светлый серый (почти белый)	Срх ≥ Орх: Нб	Умеренно-калиевый риолит	SiO <sub>2</sub> - 77.4-78.6 (78.2) K <sub>2</sub> O - 2.3-2.7 (2.5) TiO <sub>2</sub> - 0.15-0.22 (0.19)	бесцветное	~290-300 кг - MIS 8.6	н.о.	н.о.
К6	5	серый	Орх ≥ Срх	Умеренно-калиевый дацит	SiO <sub>2</sub> - 65.1-72.1 (69.2) K <sub>2</sub> O - 1.1-1.7 (1.5) TiO <sub>2</sub> - 0.4-0.81 (0.67)	бесцветное, светло-серое, темно-коричневое (редко)	~310-320 кг - MIS 9.1-9.2	н.о.	н.о.
MR3 (AL9.22)	1-6	желтовато-серый	Срх ≥ Орх: Нб	Умеренно-калиевый риолит	SiO <sub>2</sub> - 75.3-76.2 (75.9) K <sub>2</sub> O - 2.9-3.3 (3.1) TiO <sub>2</sub> - 0.24-0.37 (0.28)	бесцветное	~311 кг - MIS 9.22 ~290-310 кг - MIS 9.1-9.2 ~307 кг - MIS 9.1-9.2	н.о.	н.о.
AL9.22b	0.5-0.9 (линзы)	темно-серый	н.о.	низкокалиевый андезит	SiO <sub>2</sub> - 60.2-62.4 (61.1) K <sub>2</sub> O - 0.8-1.0 (0.9) TiO <sub>2</sub> - 0.94-1.08 (1.01)	зеленовато-серое, светло-коричневое и темно-коричневое (оба - редко)	~310-315? кг - MIS 9.1-9.2	н.о.	н.о.
MR4 (AL9.24)	1-5	серый с желтовато-буроватым оттенком	Орх ≥ Срх	Умеренно-калиевый трахиандезит-трахидацит	SiO <sub>2</sub> - 60.6-68.3 (64.02) K <sub>2</sub> O - 1.8-2.7 (2.3) TiO <sub>2</sub> - 0.77-1.32 (1.09)	темно-серое, зеленоватое светло-коричневое, темно-коричневое (редко)	~319-320 кг - MIS 9.24 ~320 кг - MIS 9.2 MIS 9.2	н.о.	н.о.
AL10	0.5-0.9	темно-серый	Орх > Срх	Умеренно-калиевый трахиандезит-трахидацит	SiO <sub>2</sub> - 58.7-69.2 (62.6) K <sub>2</sub> O - 1.9-3.5 (2.4) TiO <sub>2</sub> - 0.7-1.5 (1.22)	светло- и темно-серое, темно-коричневое (редко)	~330 кг - MIS 10	н.о.	н.о.

Md1	2	желто-вато-серый	Срх $\geq$ Орх: Нб	Умеренно-калиевый риолит	SiO <sub>2</sub> - 73.6-74.8 (74.0) K <sub>2</sub> O - 1.9-2.1 (2.0) TiO <sub>2</sub> - 0.42-0.5 (0.46)	бесцветное с желтоватым оттенком	~400-410 кг MIS 11	н.о.	н.о.
Md2	3	бежевый	Срх $\geq$ Орх: Вi, Нб	Умеренно-калиевый риолит	SiO <sub>2</sub> - 77.8-78.4 (78.2) K <sub>2</sub> O - 3.4-3.9 (3.6) TiO <sub>2</sub> - 0.08-0.13 (0.11)	бесцветное	~530-540 кг MIS 14	н.о.	Вулканы Срединного хребта Камчатки
Md3	3	бежевый	Орх $>$ Срх: Ар	Умеренно-калиевый риолит	SiO <sub>2</sub> - 74.0-74.9 (74.5) K <sub>2</sub> O - 2.5 -2.7 (2.6) TiO <sub>2</sub> - 0.36-0.44 (0.4)	бесцветное со светло-серым оттенком	~890-900 кг MIS 23?	н.о.	н.о.

Станции, на которых были обнаружены пепловые прослои: **KO**: M946, Lv27-8-4, Lv28-42-5, Lv28-43-5, Lv28-44-3, Lv29-106-2, Lv29-108-4, Lv29-110-2, Lv29-112-2, Lv55-9, MD01-2415, MR0604-PC6R, V34-98, XP98-PC1. **N**: GC12-6A. **TR(Zv)**: 9301, 9304, Lv27-10-5, Lv27-15-1, V34-90. **K2**: 9306, 9307, M918, M924, M927, M934, M945, M961, M968, M969, Ge99-32, Ge99-36, K-68, K-72, K-74, K-78, K-105, Lv27-5-5, Lv27-6-2, Lv27-7-3, Lv27-8-3, Lv27-8-4, Lv28-37-1, Lv28-40-4, Lv28-40-5, Lv28-41-4, Lv28-41-5, Lv28-42-4, Lv28-42-5, Lv28-43-5, Lv29-53-1, Lv29-56-1, Lv29-63-1, Lv29-100-1, Lv29-114-2, Lv32-21, Lv32-25, Lv40-03, Lv40-04, Lv40-09, Lv40-15, Lv40-16, Lv40-17, Lv40-18-2, Lv40-19, Lv40-20, MD01-2415, MR0604-PC6R, MR0604-PC7R, So178-11-5, So178-12-3, So178-62-1, GC-12-1B, GC-12-5A, GC-12-6A, XP98-PC1, XP98-PC2. **K3**: 9313, Ge99-10, Ge99-38-5, K-68, Lv27-9-4, Lv27-10-5, Lv27-12-3, Lv27-12-4, Lv27-15-1, Lv55-38. **T**: Ge99-10, Lv28-2-4, Lv28-64-5, Lv29-70-2, Lv29-72-2, So178-3-4. **Kc<sub>1</sub> (Kc-Sr)**: MD01-2412\*. **Spfa<sub>1</sub>**: MD01-2412\*. **K4**: Lv27-15-1, XP98-PC1. **MR1**: MR0604-PC6R, GC-12-1A. **Kc2-3**: MD01-2412\*, So178-1-4. **Aso4**: Ge99-10, Lv28-64-5, Lv29-70-2, MD01-2412. **Kc<sub>4</sub> (Kc-Hb)**: MD01-2412\*. **K5**: 9305, Ge99-38-5, K-68, Lv29-114-2 (?). **MR2 (AL7.2a)**: Lv28-42-4, MR0604-PC7R. **AL7.2b**: Lv28-42-4. **AL7.4**: Lv28-42-4, MD01-2415. **nMR**: MD01-2415, MR0604-PC5R. **K6**: 9305, Ge99-38-5. **MR3 (AL9.22)**: Lv28-42-4, MR0604-PC7R. **AL9.22b**: Lv28-42-4. **MR4 (AL9.24)**: Lv28-42-4, MR0604-PC6R. **AL10**: Lv28-42-4. **Md1**: MD01-2415. **Md2**: MD01-2415. **Md3**: MD01-2415

Примечание: полный список литературных ссылок по возрасту прослоев тефры см. в (Derkachev et al., 2016).

\* – данные Sakamoto et al, 2006

\*\* – минимальные-максимальные значения, в скобках - средние значения. Минералы: Срх - клинопироксен, Орх - ортопироксен, Нб - роговая обманка, Вi -биотит, Ар - апатит.

н.о. – возраст или источник не определен

*Выводы.* Приведены наиболее полные сведения по распространению, составу и возрасту 23 прослоев тефры в голоцен-плейстоценовых отложениях Охотского моря. Комплексные данные, включающие минералогические и многочисленные микронзондовые химические анализы (в том числе анализы редких и редкоземельных элементов) являются надежной основой для тефростратиграфической корреляции отложений региона. Сделано предположение о влиянии эксплозий вулканов Срединного хребта Камчатки на формирование прослоев тефры AL7.4, AL7.2b, Md2. Были уточнены и установлены ареалы пеплопадов ряда крупных эксплозивных извержений вулканов Камчатки и Курильских островов.

Проведенные исследования ассоциаций тяжелых минералов и их химического состава в прослоях тефры показали, что они могут быть применены в решении вопросов стратиграфической корреляции морских и континентальных отложений. Дана оценка возможности применения минерального состава дистальной тефры для целей идентификации, в частности в оценке принадлежности тефр к эксплозивному вулканизму тыловой или фронтальной зон островных дуг. Изучение химического состава минералов с использованием минеральных геотермобарометров (двупироксенового, магнетит-ильменитового, амфиболового) дало возможность оценить физико-химические параметры кристаллизации расплавов при эксплозивных извержениях вулканов, в результате которых сформировались прослои дистальной тефры.

Полученные результаты комплексных исследований тефр позволяют существенно дополнить сведения о крупных эксплозивных извержениях вулканов региона, дают возможность для разработки обобщенной тефрохронологической шкалы четвертичных отложений этого региона, необходимой при стратиграфической корреляции отложений, оценки природных изменений, вызванных этими извержениями, палеоокеанологических и палеогеографических реконструкциях.

### ***3.4. Тефростратиграфические исследования в Берингоморском регионе***

Дополнительно по тематике тефростратиграфических исследований были выполнены работы по изучению прослоев пеплов Берингова моря. В частности, были выполнены комплексные сравнительные исследования проксимальной тефры извержений вулкана Шивелуч на Камчатке и дистальной тефры из колонок Берингова моря совместно с В.В. Пономаревой (ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский). Были уточнены возраст и ареалы разноса пепловых частиц этих извержений, что дало возможность провести оценку магнитуды извержений (Рисунок 3.11) (Ponomareva et al., 2015). Кроме того в отложениях Берингова моря изучены прослои тефры, отобранные в рамках международных проектов российско-германского KALMAR в 2009 г. (201-1 рейс «Sonpe») и российско-китайского в 2013 г. (63 рейс НИС «Академик М.А. Лаврентьев»). В результате комплексных исследований были установлены признаки следов эксплозивных извержений вулканов Аляски и Алеутских островов в осадках Берингова моря, сведения по

которым до последнего времени отсутствовали. Были установлены ареалы распространения трех маркирующих прослоев тефры эксплозивных извержений вулканов Аляски и Алеутских островов, а также дана оценка их возраста и возможного источника эксплозивных извержений. Это прослой тефры Br2, SR2 и SR4 возрастом 3.4, 11.95 и 65 тыс. лет, соответственно. По предварительной оценке источниками пирокластики являлись вулкан Анъякчак (Аляска), один из вулканов средней части Алеутских островов и вулкан Окмок на о-ве Умнак. Предварительные результаты этих исследований доложены на XXI Международной конференции (Школе) по морской геологии в г. Москва в ноябре 2015 г (Деркачев и др., 2015б).

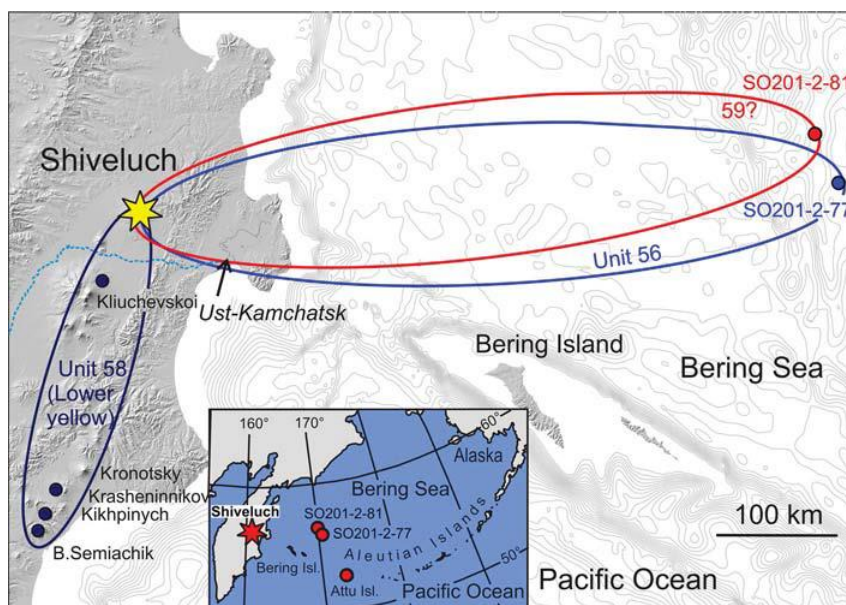
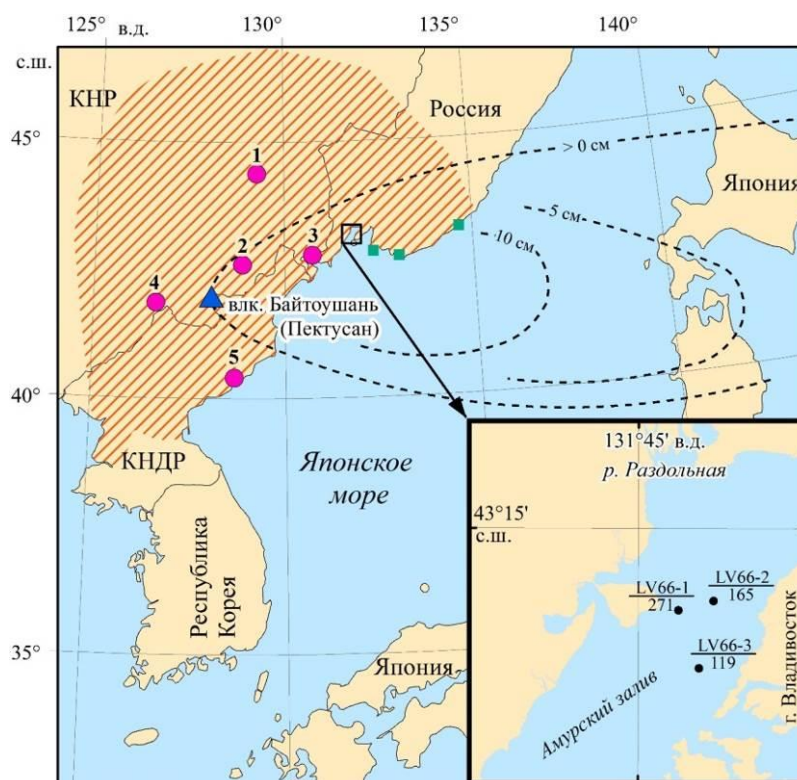


Рисунок 3.11 – Установленные ареалы пеплопадов раннеголоценовых извержений вулкана Шивелуч на основе сравнительного анализа состава проксимальной (на суше) и дистальной (в морских отложениях) тефры (Ponomareva et al., 2015)

### 3.5. Криптитефра катастрофических извержений вулкана Байтоушань X в. н.э. в шельфовых отложениях Японского моря

Вулкан Байтоушань (другие названия Пектусан, Чанбайшань-Тянчи) находится на плато Чанбайшань на границе Китая и Кореи (Рисунок 3.12). Это единственный действующий стратовулкан на восточной окраине Азиатского материка. Последнее и наиболее известное катастрофическое извержение произошло в X в. н.э. Оно сопровождалось выбросом пирокластики, сформировавшей прослой дистальной тефры В–Тм (Рисунок 3.12), объем которого только в Японском море составил 5 км<sup>2</sup>. Этот прослой хорошо изучен в Корее, Китае, на Японских о-вах Хонсю и Хоккайдо, известен на побережье Приморья, а криптитефра этого извержения

обнаружена в ледниках Гренландии. Примечательно, что в это же время прекратило свое существование средневековое государство Бохай, располагавшееся на территориях, примыкающих к вулкану. В 926 г. оно было завоевано западными соседями – киданями, впоследствии депортировавшими большую часть населения в другие регионы. В связи с тем, что первоначально возраст извержения оценивали по радиоуглеродным датировкам тefры В–Тm в Японском море как начало X в., некоторые археологи и вулканологи высказали предположение, что катастрофическое извержение В–Тm стало одной из причин или главной причиной ослабления государства Бохай и его последующего исчезновения. Проведенные позднее детальные определения возраста прослой тefры В–Тm в ленточных глинах озер Японии, в ледниках Гренландии и на склонах вулкана показали более молодой возраст – 928–965 гг. В выводах некоторых публикаций отмечено, что катастрофическое извержение В–Тm произошло после того, как государство Бохай перестало существовать.



Штриховка – территория государства Бохай, кружки – его крупнейшие города, являвшиеся в различное время столицами: 1 – Верхняя, 2 – Срединная, 3 – Восточная, 4 – Западная, 5 – Южная. Квадраты – места находок пеплов в прибрежных озерах Приморья. Врезка – места отбора изученных колонок донных осадков, их номера/глубина расположения пеплового прослоя от поверхности дна, см.

Рисунок 3.12. Район исследований, места накопления вулканического пепла и мощность прослоя В–Тm катастрофического извержения влк. Байтоушань в X в. н.э.

Несмотря на это, точка зрения о роли вулкана в упадке и гибели государства Бохай популярна среди части археологов и населения Кореи и Китая. Повышенный интерес к прошлым извержениям вулкана и их последствиям связан с увеличившейся в последние десятилетия активностью вулкана.

Целью данной работы было выявление по шельфовым седиментационным записям эксплозивных извержений влк. Байтоушань, предшествующих катастрофическому извержению В–Тм, и определение их влияния на окружающую среду. Для этого выбран Амурский залив Японского моря (Рисунок 3.12), как район с максимальными скоростями осадконакопления и наиболее близкий к вулкану.

В трех кернх донных осадков длиной 4.2-4.6 м при детальном анализе химического состава были выявлены интервалы, обогащенные К, Мп, Zr и некоторыми другими микроэлементами (Рисунки 3.13, 3.14). Эти интервалы также отличаются повышенной магнитной восприимчивостью и типичными вариациями других магнитных свойств (Рисунок 3.14). По внешним признакам эти прослой не выделяются. Инструментально в некоторых случаях отмечены изменения цвета на более светлый, иногда – увеличение объемной массы осадка.

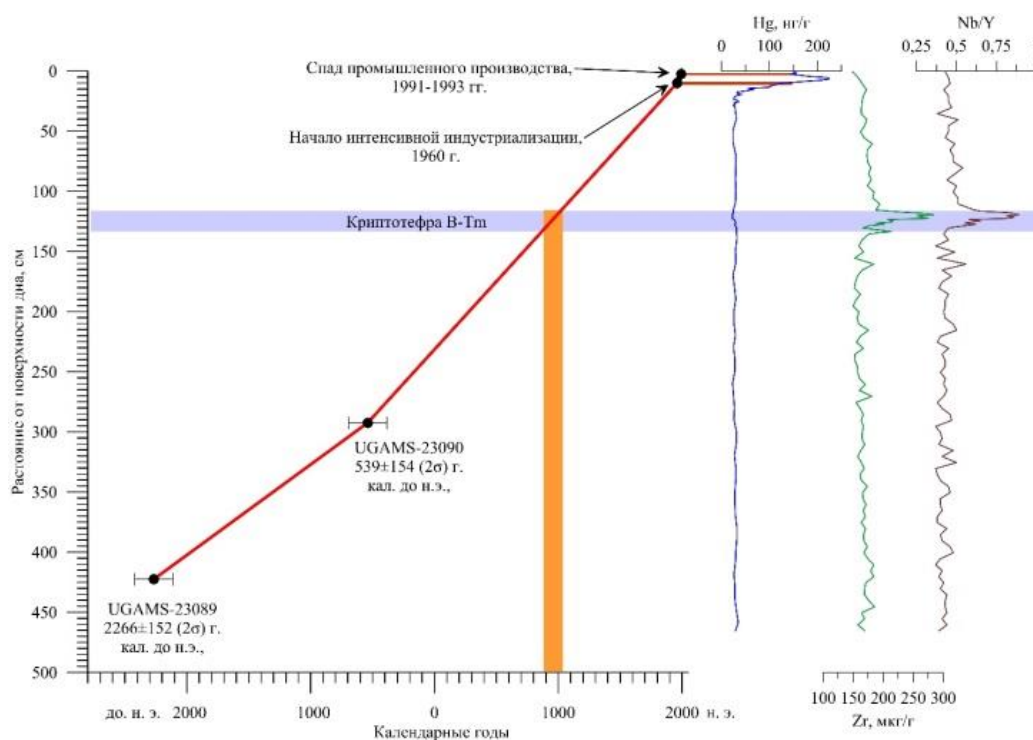
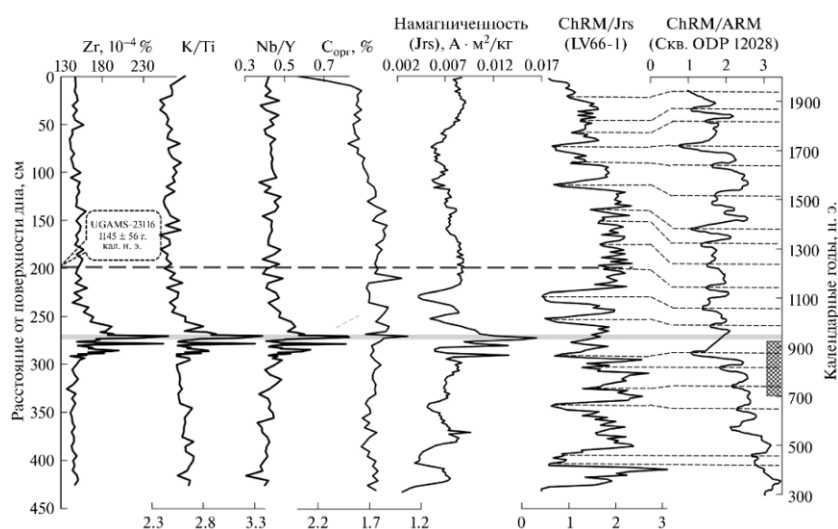


Рисунок 3.13 – Возрастная модель колонки Lv66-3 по результатам радиоуглеродного датирования, положение прослоя криптотефры В–Тм и некоторые геохимические особенности осадков (Zr, Nb/Y – по данным рентгенофлуоресцентного анализа (Акуличев и др., 2015).

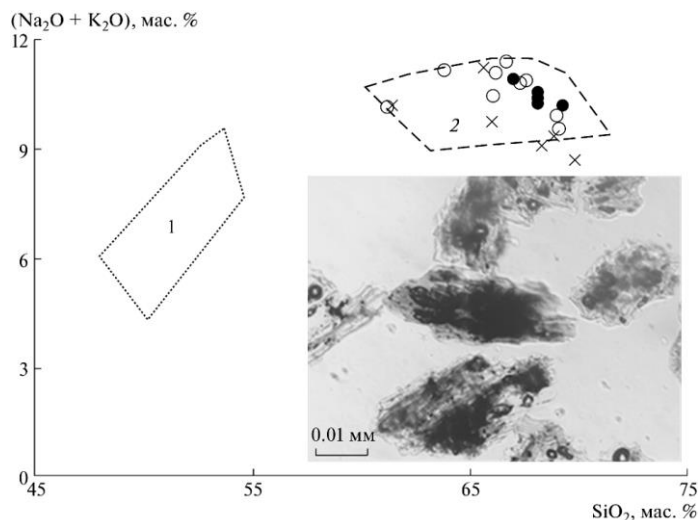


ChRM/Jrs, ChRM/ARM – относительная палеоинтенсивность геомагнитного поля (ChRM – палеомагнитно-информативная компонента природной намагниченности, Jrs и ARM – нормировочные намагниченности). Серое – прослой криптотефры В–Тм; прямоугольник с косой штриховкой на возрастной шкале – период существования государства Бохай

Рисунок 3.14 – Некоторые геохимические и палеомагнитные характеристики осадков колонки Lv66-1 и корреляция по палеомагнитным характеристикам со скважиной глубоководного бурения 1202В

При анализе микроскопических препаратов в прослоях установлено присутствие вулканического стекла до 10-20 %. Это бесцветные пузыристые или полосчатые, реже желтые без включений зерна до 50 мкм, с преобладанием зерен 5-20 мкм. По этим признакам выделенные интервалы осадков со специфическими геохимическими и магнитными свойствами могут быть идентифицированы как прослой криптотефры. Проведенный микрозондовый анализ вулканического стекла из интервала 270-271 см колонки Lv66-1 показал его полное соответствие по макроэлементному составу тефре В–Тм в глубоководных отложениях Японского моря, породам конуса и кальдеры влк. Байтоушань, сформированным при катастрофических извержениях в X в. н.э. (Рисунок 3.15). Вулканическое стекло из интервала 285-286 см этой же колонки по макроэлементному составу также соответствует породам конуса, но от пеплов прослой В–Тм из глубоководных отложений Японского моря отличается меньшей щелочностью. По этим признакам данный прослой криптотефры может быть сопоставлен с каким-то более ранним эпизодом извержения. Согласно возрастной модели колонки Lv66-3 (Рисунок 3.13), построенной по калиброванным датировкам <sup>14</sup>C с использованием кривой Marine13 и характерным вариациям распределения Hg, подобным другим колонкам залива, возраст слоя осадков с криптотефрой может быть определен как X в. Этот факт и результаты микрозондового анализа вулканического стекла достаточно надежно обосновывают принадлежность криптотефры к извержениям влк.

Чанбайшань в X в. н.э. Вариации содержаний Zr и значений Nb/Y в осадках колонки LvV66-3 (Рисунок 3.13) свидетельствуют, что поступление пирокластики в осадки происходило неоднократно, хотя относительно невысокая скорость осадконакопления в этой точке (около 1 мм/год) не позволяет разделить отдельные пики этих показателей.



Черные кружки – точки пепловых прослоев влк. Байтоушань из глубоководных отложений Японского моря. Штриховые линии оконтуривают поля фигуративных точек магматических пород вулкана Байтоушань: 1 – базальтоиды щита и конуса, 2 – щелочно-сиалические породы конуса и кальдеры катастрофического извержения X в. н.э. Вставка – фото зерен вулканического стекла из интервала 270–271 см.

Рисунок 3.15 – Положение точек анализов вулканического стекла из интервалов 270-271 (незалитые кружки) и 285-286 см (крестики) колонки LvV66-1 на классификационной диаграмме

Более детальный анализ распределения криптотефры выполнен по колонке Lv66-1, где скорость осадконакопления в поверхностном слое была ранее определена как 4.1 мм/год, а средняя по колонке – около 2.5 мм/год (Рисунок 3.14). Детализация возраста отложений выполнена по результатам палеомагнитного анализа путем корреляции магнитных параметров со скважиной глубоководного бурения 1202В в Восточно-Китайском море. Детализация подтверждается радиоуглеродной датировкой (Рисунок 3.14). Корреляция по минимумам палеоинтенсивности дает возможность определить возраст основного прослоя криптотефры В–Тм в колонке 930–950 гг. н.э. Это не противоречит датировкам пеплов на побережье и акватории Японского моря по данным других исследователей – 928-938 гг. н.э. или 939-946 гг. н.э. Вследствие более высокой, чем в колонке Lv66-3 скорости осадконакопления, в колонке Lv66-1 по геохимическим и магнитным данным выделяются три прослоя, содержащих криптотефру (Рисунок 3.14). Верхний пик, исходя из наличия в нем наиболее крупного вулканического стекла и



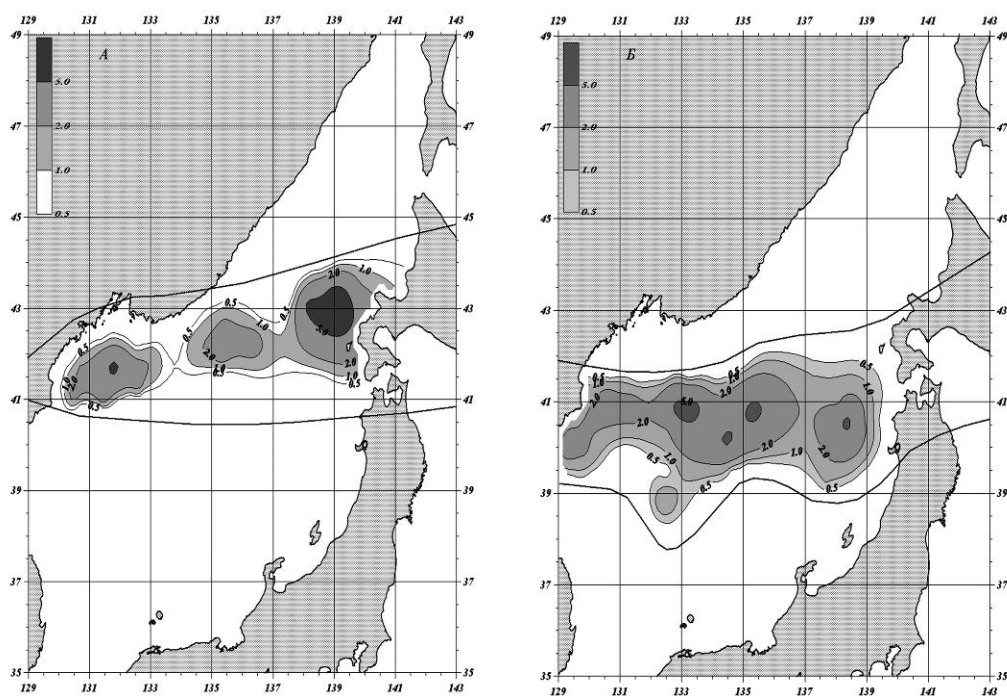
особенностей его химического состава (Рисунок 3.15), идентифицируют как горизонт В–Тm. Возраст нижних пиков и соответствующих им ранних эпизодов извержения может отличаться от верхнего на десятки лет. Соответственно, эти извержения с большой долей вероятности происходили в последние годы или десятилетия существования государства Бохай. Таким образом, проведенные исследования позволили впервые выявить в шельфовых отложениях Японского моря прослой криптотефры, соответствующий катастрофическому извержению влк. Байтоушань, датируемый разными авторами как 928-965 гг. н.э., и прослой криптотефры более ранних эпизодов извержения этого вулкана. Результаты исследований указывают на более длительное, чем считалось ранее, влияние извержений влк. Байтоушань в X в. н.э. на природную среду региона. Наличие ранних эпизодов извержения, сопровождающихся выпадением тефры на обширной территории, дает основание полагать, что вулканическая активность могла быть одним из факторов, определившим упадок экономики государства Бохай и ослабление его военного потенциала, что в итоге привело к падению государства в 926 г. н.э.

Устойчивое и надежное выделение прослоев криптотефры в отложениях обширной акватории по геохимическим и магнитным данным позволяет обосновать возможность тефрастратиграфической хронологии глубоководных и шельфовых отложений.

### ***3.6. Моделирование параметров среды осадконакопления в центральной части Японского моря по результатам пространственно-временного распределения тефры***

Предложен комбинированный подход оценки путей перемещения частиц в водно-воздушной среде, который в полном объеме ни в российских, ни в зарубежных исследованиях ранее не применялся. В его основу положены современные математические методы обработки информации: разбиение гранулометрического спектра на популяции (SFT-метод последовательного дробления и селекции (sequential fragmentation transport), тренд-анализ STA, кластерный анализ) (Уткин, 2015). На его основе детально проанализированы особенности залегания и аккумуляции на морском дне тонкозернистого пеплового материала из прослоя Байтоушань-Томакомаи (В-Тm), осажденного после мощной эксплозии, имевшей место в 938 г. нашей эры (Рисунок 3.16). В результате получены неизвестные ранее сведения о характере извержения, путях воздушного и водного переноса пироклаستيкулы (Уткин, 2014). Установлено, что имели место два близких по времени эксплозивных эпизода в условиях атмосферной циркуляции, характерных для весны (более ранний эпизод) и осени (более поздний эпизод). Выявлена сложная структура участков концентрирования частиц на дне бассейна, отражающая особенности вихреобразной структуры водной толщи Японского моря во время извержения. Представленная модель аккумуляции тефры на поверхности моря с последующим захоронением ее на морском дне

может быть рекомендована для исследования любых пепловых горизонтов, для которых имеется подробная информация о гранулометрическом составе.



А – модель для раннего эксплозивного эпизода, Б – модель для позднего эксплозивного эпизода

Рисунок 3.16 – Общая масса (в  $\text{г}/\text{см}^3$ ) прослоя пепла В-Тм, выпавшая на поверхность моря (Уткин, 2014)

### Список использованных источников

1. Акуличев В.А., Астахов А.С., Малахов М.И., Аксентов К.И., Карабцов А.А., Марьяш А.А., Алаторцев А.В. Первая находка криптотефры катастрофических извержений вулкана Байтоушань х в. н.э. в шельфовых отложениях Японского моря // ДАН. 2015. Т. 469. № 6. С. 734–738.

2. Деркачев А.Н., Николаева Н.А., Баранов Б.В., Баринов Н.Н., Можеровский А.В., Минами Х., Хачикубо А., Соджи Х. Проявление карбонатно-баритовой минерализации в районе метановых сипов в Охотском море (западный склон Курильской котловины) // Океанология. 2015а. Т. 55. № 3. С. 432–443.

3. Деркачев А.Н., Николаева Н.А., Баранов Б.В., Баринов Н.Н., Можеровский А.В., Обжиров А.И., Цой И.Б., Минами Х., Хачикубо А. Природа карбонатно-баритовой минерализации в районе метановых сипов на западном склоне Курильской котловины (Охотское море) // Геология морей и океанов: матер. XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии (г. Москва, 16-20 ноября 2015 г.). М.: ГЕОС, 2015б. Т. II. С. 31–34.

4. Деркачев А.Н., Николаева Н.А., Портнягин М.В. Минеральный состав прослоев тефры четвертичных отложений Охотского моря: ассоциации тяжелых минералов и их геохимия // Геохимия. 2016. № 2. С. 182–211.
5. Плетнев С.П., Аннин В.К., Юньхуа Ву, Тарасова Т.С. Фораминиферы и изотопия ( $O^{16}/O^{18}$  и  $C^{12}/C^{13}$ ) их раковин в местах выхода метана на восточном склоне о. Сахалин (Охотское море) // Известия ТИНРО: Владивосток, 2014а. Т. 178. С. 180–190.
6. Плетнев С.П., Ву Ю., Аннин В.К. Биоиндикация метановых экосистем на основе анализа фораминифер и изотопии их раковин (Охотское море) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана (Киев, Национальная академия Украины). 2014б. Т. 37. № 3. С. 75–86.
7. Плетнев С.П., Юньхуа Ву, Аннин В.К., Уткин И.В. Негативные экскурсы  $\delta^{13}C$  и метановые эмиссии в юго-западной части Охотского моря за последние 12000 лет // Геология морей и океанов: матер. XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии (г. Москва, 16-20 ноября 2015 г.). М: ГЕОС, 2015. Т. II. С. 88–91.
8. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992. 528 с.
9. Уткин И.В. Реконструкция условий отложения дистальной тефры в глубоководной котловине Японского моря: катастрофическое извержение вулкана Байтоушань // Вулканология и сейсмология. 2014. № 4. С. 31–42.
10. Уткин И.В. Методика обработки гранулометрических анализов тонкозернистых морских осадков с целью реконструкции литодинамических обстановок осадконакопления // Структурные трансформации в геосистемах Северо-Восточной Азии: матер. Всероссийской научно-практической конференции (23-24 апреля 2015 г., Владивосток, ТИГ ДВО РАН). Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 145–149. (ISBN 978-5-8044-1526-7).
11. Ambrose S.H. Late Pleistocene human population bottlenecks, volcanic winter, and the differentiation of modern humans. // *J. Hum. Evol.*, 1998. Vol. 34. P. 623–651.
12. Avdeyko, G.P., Volynets, O.N., Antonov, A.Yu. and Tsvetkov A.A. Kurile Island arc volcanism: structural and petrological aspects // *Tectonophysics*, 1991. Vol. 199. N. 2-4. P. 271–287.
13. Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // *Earth and Planetary Science Letters*. 1994. Vol. 126 (1-3). P. 91–108.
14. Churikova T., Dorendorf F., Woerner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // *J. Petrology*. 2001. Vol. 42. N.8. P.1567–1593.
15. Crosweller H.S., Arora B., Brown S.K., Cottrell E., Deligne N.I., Ortiz N., Hobbs L.K., Kiyosugi K., Loughlin S.C., Lowndes J., Nayembil M., Siebert L., Sparks R.S.J., Takarada S., Venzke E.

Global database on large magnitude explosive volcanic eruptions (LaMEVE) // *J. Appl. Volcanol.* 2012. Vol. 1. N. 4. P. 1–13.

16. Derkachev A.N., Nikolaeva N.A., Portnyagin M.V. Mineral composition of tephra layers in the Quaternary Deposits of the Sea of Okhotsk: heavy minerals associations and their geochemistry // *Geochemistry International*. 2016. Vol. 54. N. 2. P. 167–196.

<sup>17</sup>. Derkachev A.N., Nikolaeva N.A., Gorbarenko S.A., Portnyagin M.V., Ponomareva V.V., Nürnberg D., Sakamoto T., Iijima K., Yanguang Liu, Xuefa Shi, HuahuaLv, Kunshan Wang. Tephra layers of in the Quaternary deposits of the Sea of Okhotsk: distribution, composition, age and volcanic sources // *Quaternary International*. 2016. Vol. 425. P. 248–272.

18. Dickens G.R., O Neil J.R., Rea D.K. et al. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene // *Paleoceanography*. 1995. Vol. 10. P. 965–971.

19. Ehrmann W., Schmiedl G., Hamann Y., Kuhnt T., Hemleben Ch., Siebel W. Clay minerals in late glacial and Holocene sediments of the northern and southern Aegean Sea. // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2007. V. 249. N.1-2. P. 36-57.

20. Kennett J.P., Cannariato K.G., Hendy I.L., Behl R.J. Carbon isotopic evidence for methane hydrate instability during Quaternary interstadials // *Science*. 2000. Vol. 288. P. 128–133.

21. Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic-rocks based on the total alkali-silica diagram. // *J. Petrology*. 1986. Vol. 27. N. 3. P. 745–750.

22. Lepage L.D. ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry // *Computers & Geosciences*. 2003. Vol. 29. N. 5. P. 673–678.

23. Machida H., Arai F. Atlas of tephra in and around Japan // University of Tokyo Press. 2003. Tokyo, Japan. 336 p. (in Japanese).

24. Newton A.J., Dugmore A.J., Gittings B.M. TephraBase: tephrochronology and the development of a centralized European database // *J. Quat. Sci.* 2007. Vol.22. N. 7. P. 737–743.

25. Okazaki Y., Takahashi K., Katsuki K., Ono A., Hori J., Sakamoto T., Uchida M., Shibata Y., Ikehara M., Aoki A. Late Quaternary paleoceanographic changes in the southwestern Okhotsk Sea: Evidence from geochemical, radiolarian, and diatom records // *Deep-Sea Research-II* 52, 2005. P. 2332–2350.

26. Ponomareva V., Portnyagin M., Pevzner M., Blaauw M., Kyle Ph., Derkachev A. Tephra from andesitic Shiveluch volcano, Kamchatka, NWPacific: chronology of explosive eruptions and geochemical fingerprinting of volcanic glass // *International Journal of Earth Sciences*. 2015. Vol. 104. P. 1459–1482.

27. Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. Vol. 160. N. 1. P. 45–66.

28. Sakamoto T., Ikehara M., Aoki K., Iijima K., Kimura N., Nakatsuka T., Wakatsuchi M. Ice-rafted debris (IRD)-based sea-ice expansion events during the past 100 kyrs in the Okhotsk Sea // *Deep-Sea Research* 52, 2005. P. 2275-2301.

29. Smith V.C., Shane P., Smith I.E.M. Tephrostratigraphy and geochemical fingerprinting of the mangaoe subgroup tephra beds, okataina volcanic centre, New Zealand. // *N. Z. J. Geol. Geophys.* 2002. Vol. 45. N. 2. P. 207–219.

<sup>30</sup> Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // *Geological Society of London*. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

31. Tomlinson E.L., Kinvig H.S., Smith V.C., Blundy J.D., Gottsmann J., Müller W., Menzies M.A. The Upper and Lower Nisyros Pumices: Revisions to the Mediterranean tephrostratigraphic record based on micron-beam glass geochemistry // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2012. Vol. 243-244. P. 69–80.

32. Volynets O.N., Avdeyko G.P., Tsvetkov A.A., Antonov A.Yu, Markov I.A., Filosofova T.M. Mineral zoning in the quaternary lavas of the Kurile island arc // *Int. Geol. Rev.* 1990. Vol. 32. N. 2. P. 128–142.

33. Wood J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1973. Vol. 42. N. 2. P. 109–124.

## Глава 4. Геохимия осадконакопления, осадочное и гидротермальное рудообразование

### *4.1. Геохимия осадконакопления в Чукотском и Восточно-Сибирском морях, условия интенсивного накопления органического вещества и металлов*

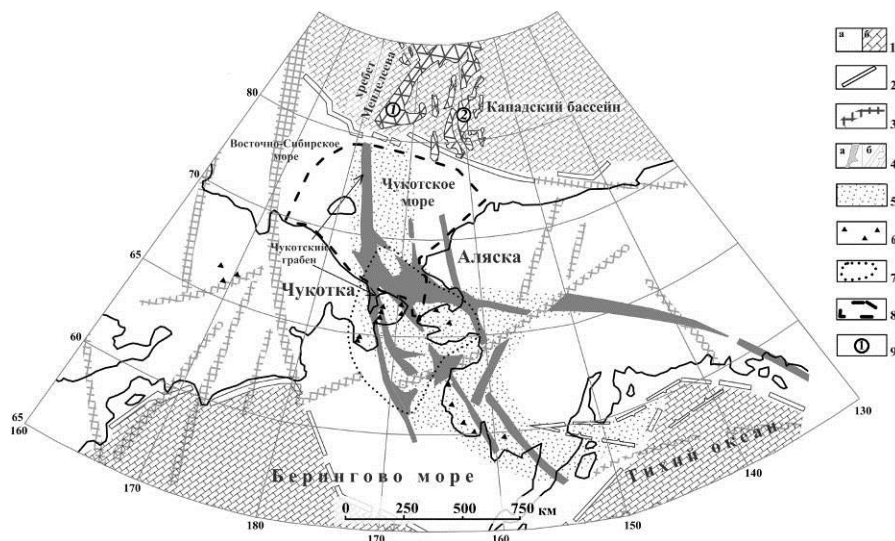
#### **4.1.1. Особенности геологического строения**

Геодинамический план и локализация проявлений современной геологической деятельности в Чукотском море в общих чертах контролируются наличием здесь зоны современного растяжения земной коры (Рисунок 4.1). Следствием этого является современная активизация грабен-рифтовой системы субмеридиональных и субширотных рифтогенных структур, сформированных в мезозое – раннем кайнозое. Среди неотектонических структур этой системы наиболее известен Чукотский грабен, в изученной сухопутной части которого (Колючинско-Мечигментская зона Восточной Чукотки) известны позднекайнозойские вулканиты, многочисленные гидротермальные источники, отличающиеся от других на Чукотском полуострове составом газов с аномальным количеством признаков содержания мантийных компонент.

В пределах Чукотского моря современная активизация грабен-рифтовой системы проявлена в сейсмичности акватории вблизи Восточной Чукотки и в рельефе дна, полностью отражающем положение основных отрицательных неотектонических структур. По геофизическим данным, в составе осадочного чехла прогибов предполагается наличие вулканогенных образований, а пределах банки Геральд фиксируются разрывные нарушения субмеридионального простирания, нарушающие новейший чехол. В качестве косвенных признаков необходимо отметить интенсивное поступление метана в поверхностные донные осадки, в иловые и морские воды, а также очень высокую скорость метаногенеза (до 4410 нл/дм<sup>3</sup>·сут.) и сульфатредукции (до 2590 мкг S/дм<sup>3</sup>·сут.) при относительно низком содержании органического углерода. На севере грабен-рифтовая система Чукотского моря граничит с кайнозойским рифтогенным бассейном Чарли.

Геохимия современного осадконакопления в Чукотском море имеет много общего с другими морями арктического бассейна, что обусловлено преимущественно терригенным характером и невысокой скоростью осадконакопления. Специфической особенностью Чукотского моря является локально высокая биопродуктивность фитопланктона, в результате чего в тонкозернистых осадках южной части моря отмечается высокое содержание биогенного кремнезема и на отдельных участках – очень высокая продуктивность бентоса. Это можно объяснить проникновением относительно теплых тихоокеанских вод через Берингов пролив. Остатки диатомей составляют 5-12 % на всей выровненной поверхности Южно-Чукотской равнины. Там же установлены и

достаточно высокие содержания органического углерода, причем преобладает морское планктогенное органическое вещество (Астахов и др., 2013).



1 – области с континентальной и субконтинентальной (а) и океанической и субокеанической (б) корой; 2 – континентальная флексура; 3 – крупнейшие пояса разломов сдвига-раздвиговой природы; 4 – раздвиговые структуры (а – Чукотско-Берингоморская и Аляскинская системы грабен-рифтов, б – рифтогенная зона залива Аляска); 5 – области непосредственного взаимодействия (сдвига-отрыва) переходных зон; 6 – районы кайнозойского вулканизма вне пределов островодужных систем; 7 – зона современного растяжения земной коры; 8 – район исследований; 9 – кайнозойские рифтогенные бассейны: 1 – Чарли, 2 – Нортвинд

Рисунок 4.1 – Местоположение района работ и грабен-рифтовая система Чукотского моря в области взаимодействия Арктической и Тихоокеанской переходных зон

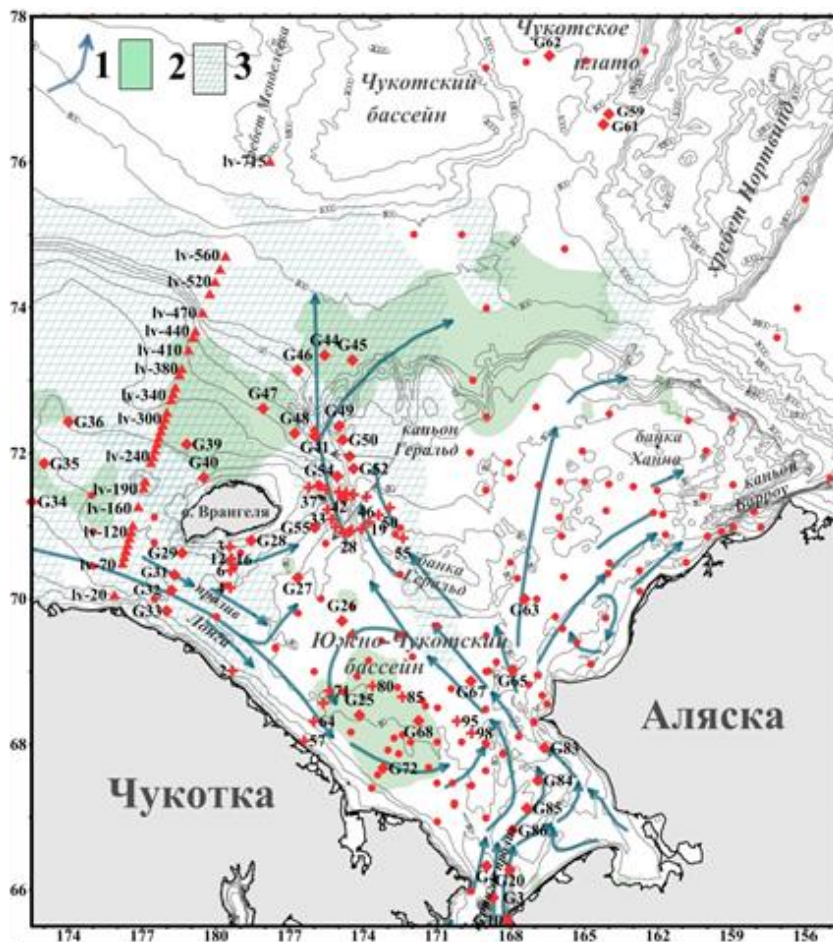
Все указанное делает Чукотское море очень похожим на некоторые тектонически обусловленные черносланцевые бассейны прошлого с относительно низким содержанием органического вещества в осадках. Поэтому задачами данной работы явилось изучение распределения органического вещества и металлов относительно неотектонической позиции участков дна, выявление причин локального обогащения ими осадков, сопоставление с отложениями древних и современных аноксидных бассейнов.

Фактический материал (Рисунок 4.2), а также методы его изучения описаны в работах (Астахов и др., 2010, 2013).

#### 4.1.2 Распределение макро- и микроэлементов в поверхностных осадках

Биогенные компоненты осадков. В распределении биогенных компонент донных осадков Чукотского моря проявляются специфические черты, характерные для всех арктических шельфовых морей – низкие содержания биогенных карбонатов. Данные по содержанию

неорганического углерода в поверхностном слое осадков свидетельствуют о почти полном отсутствии биогенного карбоната накопления в Чукотском море. Причиной этого может быть растворение карбонатных биогенных остатков в придонных водах или на поверхности дна, что характерно для шельфов высокоширотных бассейнов.



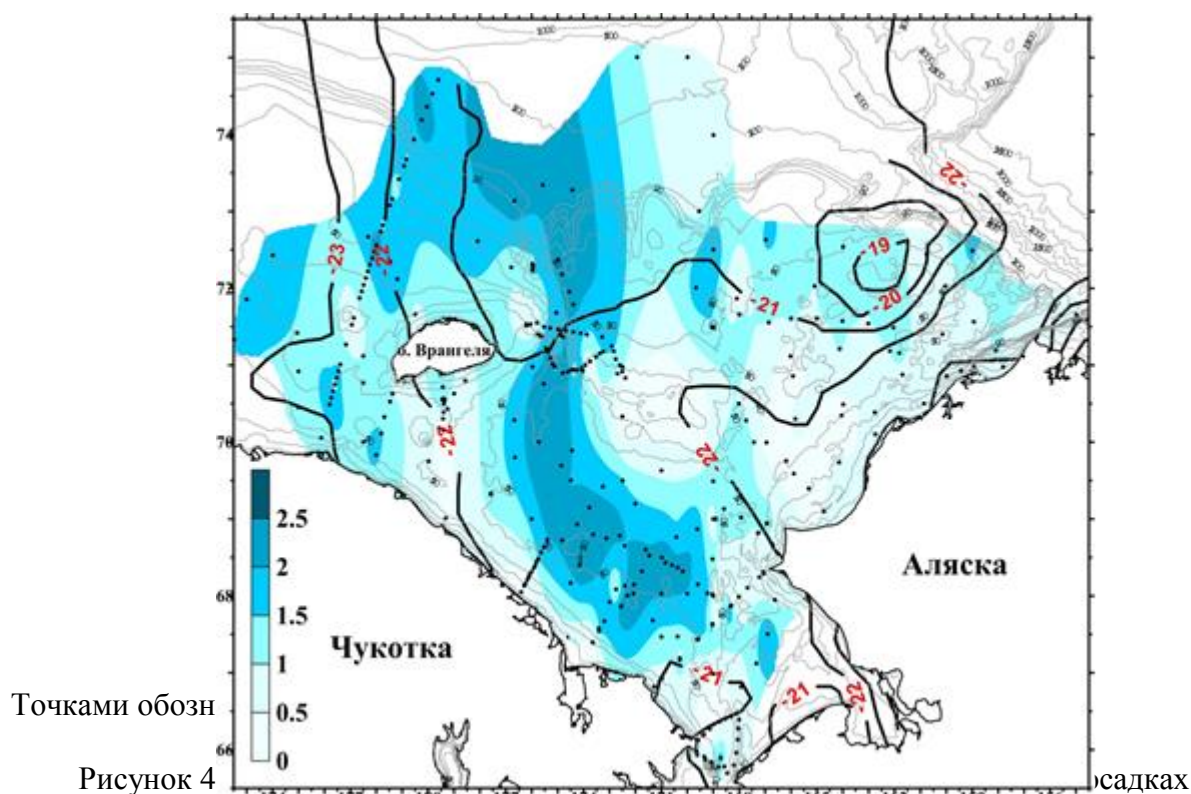
Красные значки: треугольники – станции НИС «Академик М.А. Лаврентьев» 2008 г.; ромбы – станции м/б «Шуя» в 2006 г.; крестики – станции НИС «Профессор Хромов» 2009 г., кружки – станции предыдущих исследователей.

1 – направление преобладающих поверхностных течений; 2-3 – распространение придонных вод с дефицитом кислорода (<6 мл/л): 2 – летом, 3 – зимой

Рисунок 4.2 – Физико-географические условия района исследований и места отбора проб донных осадков

В распределении органического углерода отчетливо выделяется зона повышенных содержаний в южной и западной частях Чукотского моря, которая может быть околонуена изолинией 2 %  $C_{орг}$ . (Рисунок 4.3). Повышенные содержания выявлены также в полосе, которая направлена от Берингова пролива строго на север и в некоторых точках к северу от о-ва Врангеля.





Чукотского моря и его изотопный состав (%), изолинии)

Имеющиеся данные по содержанию аморфного кремнезема в южной части моря (Астахов и др., 2010, 2013) свидетельствуют о хорошей корреляции (0.79 для выборки 56 проб) между аморфным кремнеземом и органическим углеродом (Рисунок 4.4). Это предполагает поступление органического углерода в осадки совместно с остатками диатомовых водорослей, а высокие содержания  $C_{орг.}$  в осадках могут быть обусловлены либо увеличением первичной продуктивности в этом месте, либо сносом течениями биогенных остатков с окружающих участков дна. Тяжелый изотопный состав органического углерода из осадков этой зоны также свидетельствует о преобладающей роли планктогенного органического вещества в его формировании.

Участки с высоким содержанием  $C_{орг.}$  и  $SiO_{2аморф.}$  в осадках Чукотского моря очень хорошо совпадают с основными структурами грабен-рифтовой системы (см. Рисунок 4.1). Неотектонические структуры грабен-рифтовой системы определяют современный рельеф шельфа, наличие на нем впадин и долин. По этим погруженным участкам дна распространяются основные ветви течения из Берингова пролива, привнося теплые и богатые биогенами воды. Это увеличивает первичную продуктивность вод и, соответственно, поступление на дно органического углерода и аморфного кремнезема. В то же время пониженные участки дна, которыми являются указанные морфоструктуры, покрыты наиболее тонкозернистыми осадками, в которых скапливаются и органические остатки. В целом для района проявляется значимая положительная корреляция между содержаниями фракций  $<0,01$  мм и органического углерода, но разброс точек

(Рисунок 4.4) очень велик, что свидетельствует о влиянии на накопление органического углерода и других процессов.

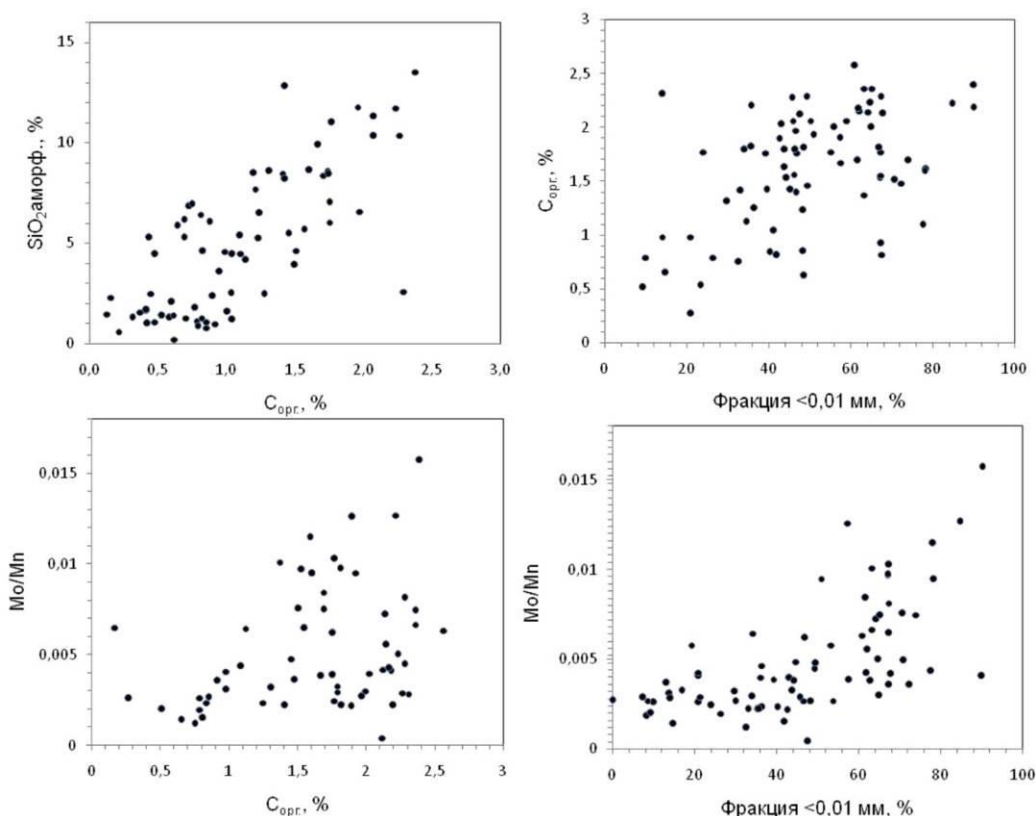


Рисунок 4.4 – Зависимость содержания органического углерода ( $C_{орг.}$ ) от содержаний аморфного (биогенного) кремнезема ( $SiO_{2аморф.}$ ), пелитовой фракции (<0.01 мм) и значения модуля Mo/Mn для донных осадков Чукотского моря

Одним из них может быть поступление эндогенных флюидов в донные осадки и придонные воды в зонах активных разломов. Они могут увеличить первичную продуктивность за счет поставки кремния, фосфора, железа и других элементов, участвующих в биохимических процессах планктона, а также увеличить продуктивность микробиального и макробентоса.

Общий химический состав. Все пробы донных осадков относятся к терригенным с незначительной примесью биогенного материала. По гранулометрическому составу выделены разности от крупнозернистых песков до пелитов. Пески распространены на прибрежном шельфе и на банках Геральд и Ханна. Пелитовые глинистые осадки покрывают внешний шельф, материковый склон и всю глубоководную часть изученного района. Значительную часть шельфа покрывают смешанные осадки преимущественно алевритового состава с примесью как тонкозернистого глинистого материала, так и песка, гравия и гальки ледового разноса.

Большая часть шельфа Чукотского и Восточно-Сибирского морей покрыта восстановленными серыми, темно-серыми или черными осадками. Наиболее темноокрашенные

разности встречены в желобе Геральд и почти на всех станциях Восточно-Сибирского моря. Здесь же на многих станциях в осадках отмечен запах сероводорода и уплотненные комки осадков черного цвета с большим количеством аморфных сульфидов железа (гидротроилит). Окисленные коричневые и бурые осадки, характерные для всей глубоководной части Северного Ледовитого океана, появляются лишь в районе бровки шельфа.

Средние содержания химических элементов и статистические параметры их распределения приведены в работе (Астахов и др., 2013). По сравнению со средним составом земной коры осадки Чукотского моря обогащены Ag-Mo-Zn-Cd-P-V-Ba-Si. При сопоставлении со средним содержанием в глинах и сланцах проявляется также резкое обогащение осадков золотом.

Анализ полученных данных в первую очередь подтверждает известную для морского терригенного осадконакопления и подтвержденную ранее для Чукотского моря (Астахов и др., 2010, 2013а) зависимость химического состава осадков от их гранулометрии. Гранулометрический состав отражает главным образом минералогию осадков – соотношение глинистой (пелитовой) и обломочной (песчано-алевритовой) составляющих терригенных отложений. По высокому содержанию кремния (Рисунок 4.5) хорошо выделяются участки распространения песчаных и песчано-алевритовых осадков. Они сложены обломочным терригенным материалом, в котором основную часть составляет кварц. В обогащении осадков алюминием, магнием, и, частично, железом и калием отмечается связь с повышением содержания пелитового (глинистого) материала. Указанные элементы являются минералообразующими в гидрослюдах (Al, K), хлорите, каолините (Al), смектитах (Fe, Mg). В распределении марганца и, частично, железа (Рисунок 4.5), сказывается накопление аутигенных минералов (сульфидов, оксидов) железа и марганца в тонкозернистых осадках районов с активными геологическими условиями (Астахов и др., 2008, 2010).

Содержания кальция в осадках коррелируются с мелкоалевритовой фракцией осадков, представленной остатками раковин фораминифер, что характерно и для глубоководных районов Северного Ледовитого океана (Астахов и др., 2013). Обогащение осадков кальцием отмечено также вблизи Берингова пролива, что связано с поступлением тихоокеанских вод.

Многие микроэлементы (Co, Cr, Pb, V, Y, Yb, Zn, Zr, Mo) (Рисунок 4.6) также накапливаются в тонкозернистых осадках, что характерно для терригенных отложений, содержащих возможные компоненты-концентраторы: глинистые минералы, органическое вещество, гидроксиды железа и марганца, тонкодисперсные сульфиды железа. Распределение некоторых микроэлементов (Sr, Cd, Pb), накапливающихся в мелкоалевритовой фракции, так же как кальций, определяется примесью биогенных карбонатов.

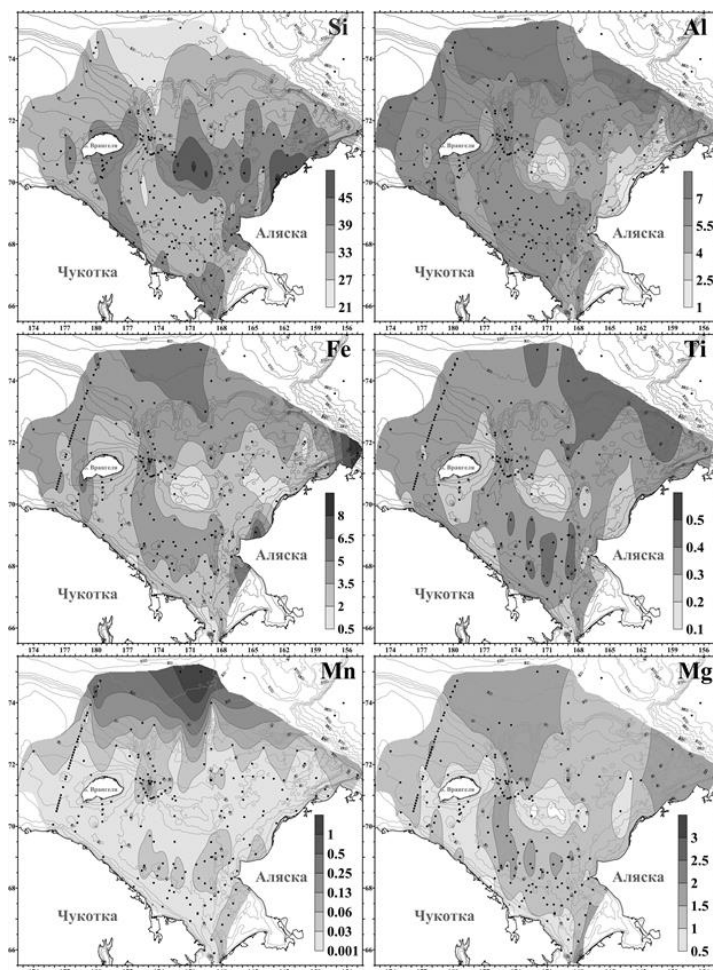


Рисунок 4.5 – Содержания (%) макроэлементов в донных осадках Чукотского моря

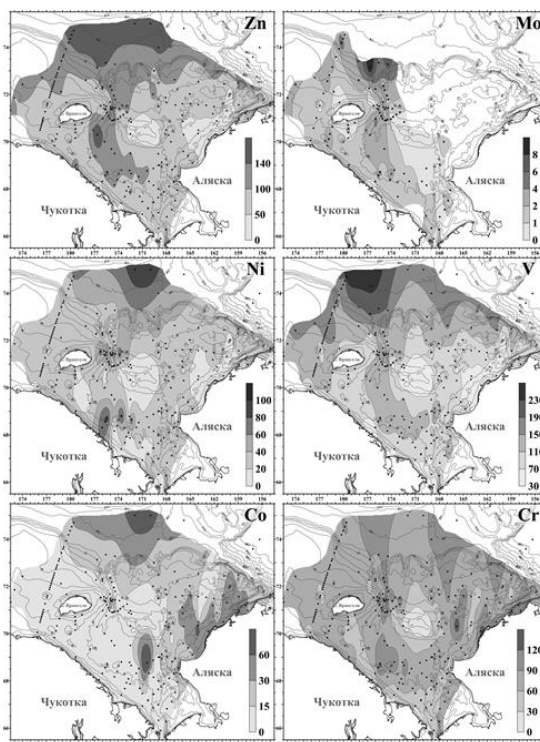


Рисунок 4.6 – Содержания ( $10^{-7}$  %) некоторых микроэлементов в донных осадках Чукотского моря

Выделяется группа микроэлементов (Cu, Ni, La, Ag, Co), а также Au и Pt (Астахов, 2010), которые (так же как марганец) не коррелируют с содержаниями гранулометрических фракций и органического углерода. Большие содержания их в тонкозернистых осадках отдельных участков ранее объяснялись специфическими локальными гидрохимическими условиями (Астахов и др., 2008, 2010).

Благородные металлы (БМ). Средние содержания благородных металлов в изученных осадках оказались близки содержаниям в пелагических осадках, а по серебру – средним содержаниям в глинистых сланцах (Рисунок 4.7).

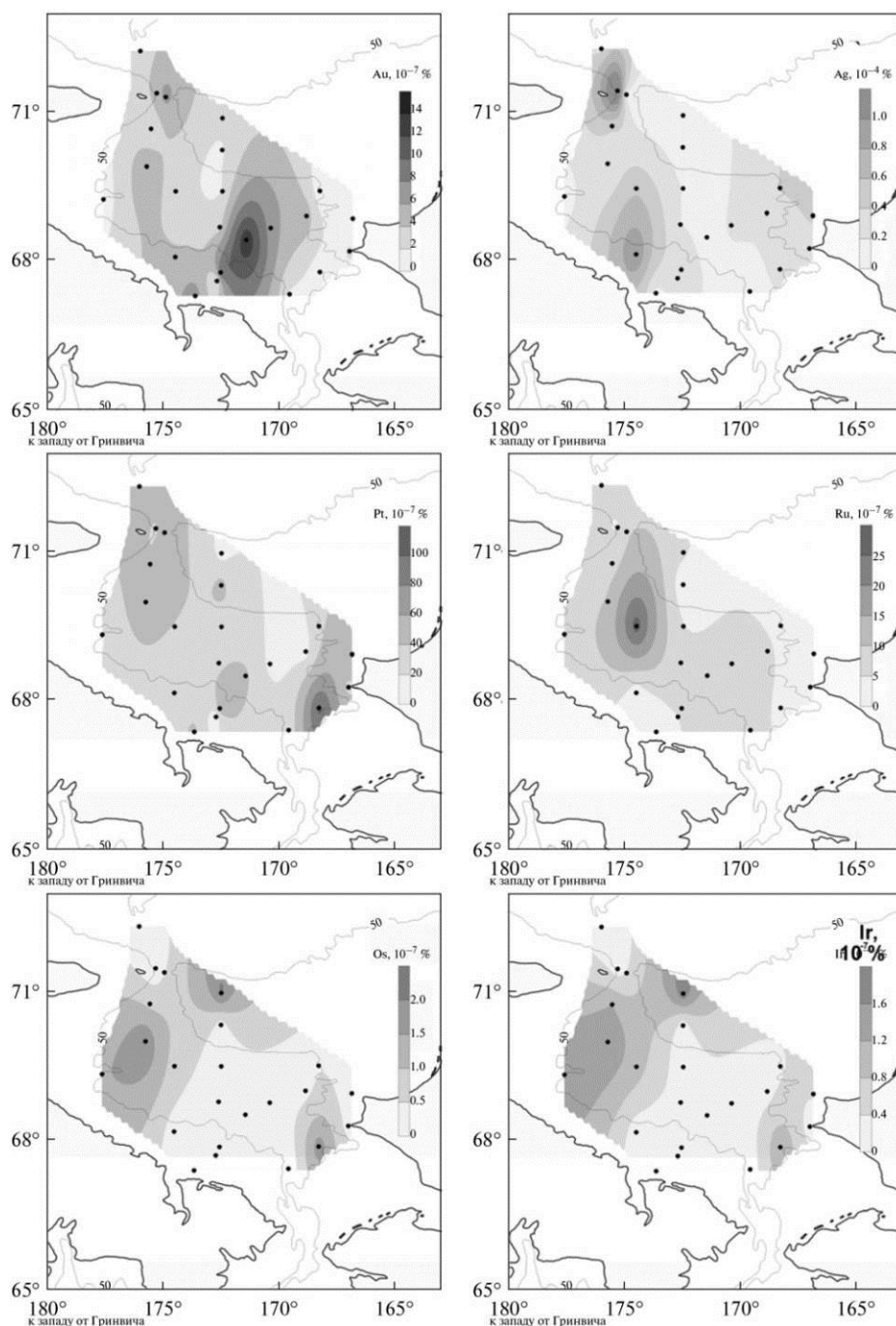


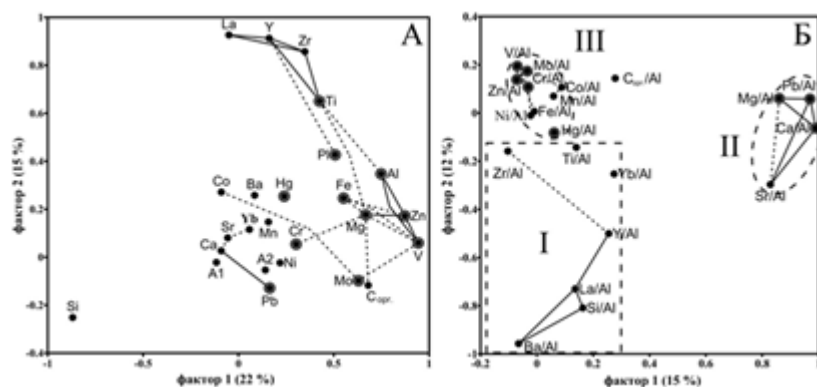
Рисунок 4.7 – Содержание благородных металлов в донных осадках Чукотского моря

При более детальной интерпретации данных анализов необходимо отметить очень большой разброс содержаний по всем БМ. Очевидно, что аномально высокие содержания БМ в единичных пробах и определяют их общие довольно высокие для шельфовых отложений средние концентрации. При этом для отдельных металлов они территориально не совпадают. В распределении золота (Рисунок 4.7) проявлена отчетливо выраженная аномалия в тонкозернистых осадках центральной части Южно-Чукотской равнины. Для серебра и рутения характерны аномалии в тонкозернистых осадках западной ее части и в желобе Геральд. Показательно, что все они расположены в пределах морского продолжения неотектонической структуры Чукотский грабен. В распределении платины на общем довольно равномерном фоне содержаний 12-61 нг/г выделяется единичная проба 52-15 с содержанием 106.5 нг/г. Она представлена пелитовыми осадками. В этих осадках предыдущими исследованиями (Астахов и др., 2008) выявлен аномальный общий химический состав и очень высокая скорость биохимических процессов. Кроме того, повышенные содержания платины характерны для участков, где отмечено и обогащение золотом – в районе желоба Геральд и в центральной части Южно-Чукотской равнины.

Распределение осмия и иридия практически идентично (Рисунок 4.7). Повышенные содержания их установлены в смешанных песчано-алеврит-пелитовых осадках банки Геральд и в пелитовых илах восточной и западной частей Южно-Чукотской равнины. Это районы накопления терригенного материала, выносимого из размываемых участков дна в проливе Лонга, на банке Геральд, в прибрежных участках шельфа Аляски.

#### **4.1.3. Статистический литохимический анализ, сопоставление с характеристиками природной среды**

Полиэлементные геохимические ассоциации. Результаты факторного анализа иллюстрируют зависимость содержаний многих макро- и микроэлементов от гранулометрического состава осадков. На диаграмме (Рисунок 4.8) выделяются три группы элементов, концентрирующиеся в различных гранулометрических типах осадков и коррелирующие с определенными гранулометрическими фракциями. В этом же направлении располагаются и точки гранулометрических фракций по уменьшению крупности: крупный алеврит – мелкий алеврит – пелит.



Диаграммы в пространстве 1 и 2 R-факторов для содержаний элементов и гранулометрических фракций (А) и нормированных по алюминию содержаний химических элементов (Б). Кружками выделены элементы, имеющие значимую положительную корреляцию с содержанием органического углерода или  $C_{орг.}/Al$ , линии – наиболее значимые корреляционные связи (сплошная –  $> 0.7$ , штриховая –  $0.6-0.7$ ). I-III – полиэлементные ассоциации

Рисунок 4.8 – Результаты R-факторного анализа с вращением веримакс химического состава проб Чукотского моря

Отдельно обособляется кремний, как типичный элемент песчаных осадков. Большая группа элементов, обогащающих тонкозернистые осадки, отмечается в верхней и правой частях диаграмм (большие положительные значения I и II факторов). Они имеют между собой хорошие корреляционные связи и значимую положительную корреляцию с содержанием пелитовой фракции. Условно эта группа может быть подразделена на две полиэлементные ассоциации, характерные для обломочной (Ti-Y-Yb-Zr-La) и глинисто-аутигенной (Al-Mg-Fe-Zn-V-Mo- $C_{орг.}$ ) компонент пелитовой фракции. Выделяется также группа элементов с близкими к нулю значениями первого и второго факторов, включающая элементы, коррелирующие с содержанием мелкоалевритовой фракции (Ca, Sr), не имеющие корреляции с гранулометрическими фракциями (Mn, Ni) и коррелирующие с содержанием пелитовой фракции, но парагенетически тесно связанные с другими элементами этой группы (Mn-Co-Cr-Ni; Ca-Sr-Pb в биогенных карбонатах).

Для устранения различий в химическом составе, связанных с преобладанием глинистого или обломочного терригенного материала и проявляющихся через их гранулометрический состав, было использовано нормирование по алюминию, часто применяемое при геохимических исследованиях осадочных толщ. На диаграмме (Рисунок 4.8Б) выделяются три полиэлементные ассоциации, в которых химические элементы связаны практически линейными или значимыми корреляционными связями и определенной литохимической принадлежностью. Ассоциация I (Si-La-Ba-Y-Zr-Ti-Yb) обусловлена вариациями состава терригенного материала осадков, ассоциация II (Ca-Mg-Sr-Pb) определяется присутствием в осадке биогенных карбонатов.

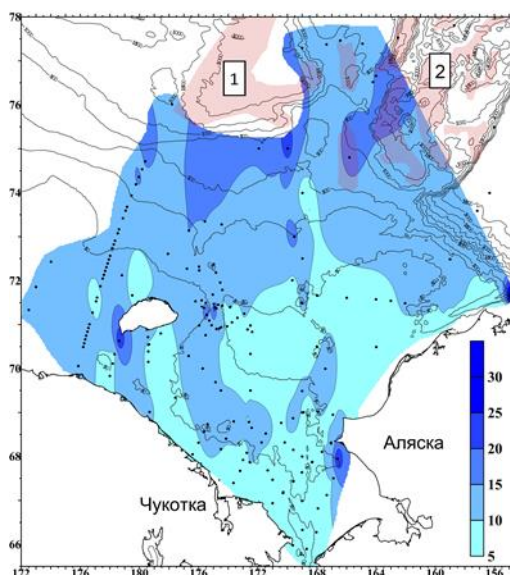
Наибольший интерес для наших построений представляет ассоциация III. Она определяется наличием в осадках минералов (окислы или сульфиды) железа и марганца, которые накапливают определенные микроэлементы. Так как значительная часть железа и марганца находится в осадке в составе обломочных и глинистых силикатов, наиболее тесные корреляционные связи в этой ассоциации характерны для ванадия и элементов сульфобфилов V-Zn-Mo. Железо и марганец коррелируют с ними, между собой и с органическим углеродом значительно хуже. Органический углерод ( $C_{орг.}/Al$ ) не входит ни в одну из указанных ассоциаций, так как имеет значимые положительные корреляционные связи как с элементами ассоциации II, так и с элементами ассоциации III (Рисунок 4.8Б). Для элементов биогенных карбонатов (Ca, Mg, Sr, Pb) корреляция с органическим углеродом вполне очевидна, так как все они поступают в осадки в составе биогенных остатков планктонных организмов. Корреляция  $C_{орг.}$  с элементами ассоциации III (Hg, V, Mo, Zn, Cr) требует дополнительных разъяснений.

Возможная аноксия и роль геодинамических условий. На фоне общего для Северного Ледовитого океана высокого содержания кислорода в придонных водах в Чукотском море существуют участки с его сезонным либо круглогодичным дефицитом. Можно предполагать, что при наложении дополнительных факторов в пределах этих зон возникают суб- и аноксидные условия. В пользу этого говорит приуроченность повышенных содержаний V, Mo, Zn в осадках внешнего шельфа и на Южно-Чукотской равнине к районам распространения сезонных вод с пониженным содержанием кислорода (Рисунок 4.6).

На шельфе Чукотского моря известны и возможны газовые и водные источники различного происхождения. Выходы углеводородных газов здесь закартированы по аномалиям в придонных водах. Наличие гидротермальных источников предполагается исходя из существования их на сухопутных участках структур, продолжающихся на шельфе. Так, Чукотский грабен повсеместно трассируется локальными впадинами, в которых осадки обогащены органическим углеродом (Рисунок 4.3), Fe, Mg (Рисунок 4.5), Zn, V, Mo, и, локально, Ni, Cr (Рисунок 4.6). К этой локальной структуре также приурочены повышенные содержания серебра и рутения. Последний, единственный среди изученных благородных металлов, имеет значимую положительную корреляцию с органическим углеродом. Таким образом, в пределах локальной неотектонической структуры происходит накопление органического вещества и металлов-сульфобфилов с формированием аномальных содержаний, что типично для аноксидных и даже сероводородных обстановок. Можно предполагать, что более глубокая аноксия возникает под действием эндогенных источников в отдельных точках на участках с дефицитом кислорода. При этом металлы обогащают осадки за счет их ускоренного осаждения из иловых или придонных вод, а органический углерод накапливается за счет его лучшей сохранности в условиях недостатка кислорода – увеличения степени фоссилизации органического вещества в осадке.



По значениям литохимического модуля  $(Fe+Mn)/Ti$  (Рисунок 4. 9), часто применяемого в качестве индикатора гидротермальной поставки металлов в осадки, в пределах Чукотского грабена выделяются лишь локальные участки с повышенными значениями.



Красная штриховка – упрощенные контуры кайнозойских рифтогенных бассейнов Чарли (1) и Нортвинд (2)

Рисунок 4.9 – Значения литохимического модуля  $(Fe+Mn)/Ti$  для поверхностных донных осадков Чукотского моря и примыкающей части Северного Ледовитого океана

Аномальные содержания металлов. Признаком существования локальных участков со специфическими гидрохимическими условиями, в том числе определяемых эндогенной активностью, может быть наличие аномальных содержаний элементов (особенно микроэлементов) ассоциации III (Рисунок 4.10), накопление которых в тонкозернистых осадках обычно связано с осаждением из морских или иловых вод.

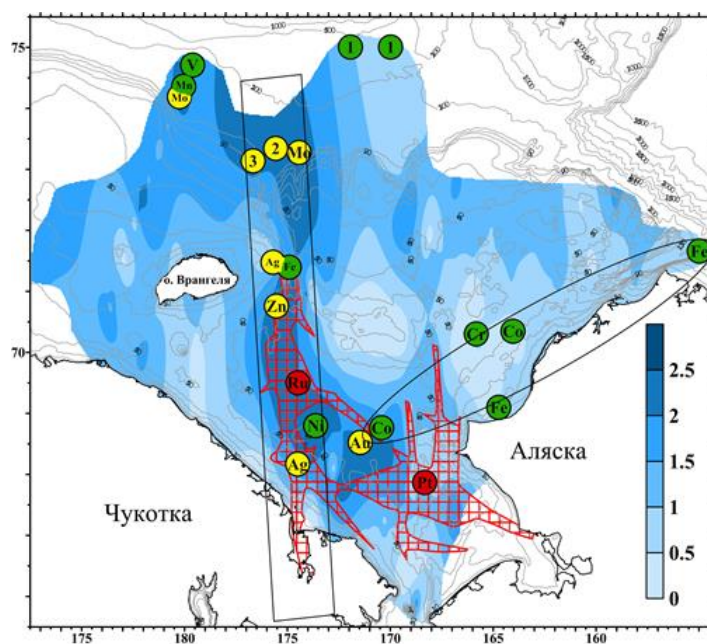
Пробы с аномальными концентрациями металлов локализируются в трех зонах:

1) в самой северной части изученного района, где распространены окисленные осадки и предполагается продолжение на материковый склон и шельф кайнозойских рифтогенных структур Чарли и Нортвинд;

2) в Чукотском грабене и некоторых других структурах грабен-рифтовой системы, где они ассоциируют с высокими содержаниями органического углерода;

3) в песчаных осадках у северо-западного побережья Аляски (зона Барроу).

Большая часть проб с аномальными содержаниями металлов находится в пределах Чукотского грабена – наиболее геологически активной в кайнозое части грабен-рифтовой системы Чукотского моря.



Местоположение проб с аномальными содержаниями металлов: сидерофилов – зеленые кружки (в том числе: 1 – Mn, Co, Ni, Hg); халькофилов – желтые кружки (в том числе: 2 – Cd, Hg; 3 – Cd, Mo); платиноидов – красные кружки.

Красной штриховкой показаны основные структуры мезозойско-кайнозойской грабен-рифтовой системы в южной части Чукотского моря, овал – зона Барроу, прямоугольник – Чукотский грабен

Рисунок 4.10 – Содержание органического углерода (%) в донных осадках Чукотского моря

Основные факторы накопления металлов. Проведенные исследования показали, что накопление органического вещества и металлов в Чукотском море определяется сочетанием ряда факторов.

1. Проникновение через Берингов пролив относительно теплых и богатых биогенными веществами тихоокеанских вод, которые уменьшают ледовитость акватории и стимулируют первичную продуктивность с накоплением в осадках биогенов и некоторых металлов ( $C_{орг.}$ ,  $SiO_{2аморф.}$ , P, Ca, Mg, Sr, Pb).

2. Наличие долин и изолированных впадин на шельфе, где накапливаются тонкозернистые осадки, обогащенные биогенными остатками и многими металлами.

3. Широкое развитие сезонных обстановок с дефицитом кислорода, что определяет общее обогащение осадков элементами группы железа (Fe, V) и сульффилами (Ag, Mo, Zn, Cd).

4. Наличие газовых и водных эндогенных источников в пределах активных структур грабен-рифтовой системы, что определяет:

а) увеличение биопродуктивности и ускоренное накопление биогенных остатков в донных осадках;

б) усиление аноксидности и, возможно, сероводородное заражение придонных и иловых вод на локальных участках с формированием аномальных содержаний в осадках характерных элементов (Mo, Zn, V, Ni и, вероятно, Ag, Ru);

в) поставка гидротермальными источниками металлов или изменение ими физико-химических условий придонных и иловых вод с формированием аномальных и повышенных содержаний в осадках ряда элементов (Fe, Mn, Au, Pt, Hg).

#### **4.1.4. Сопоставление с древними черносланцевыми отложениями**

На некоторых участках дна Чукотского моря (эти участки приурочены к структурам чукотоморской грабен-рифтовой системы, чаще – к участкам пересечения субмеридиональных и субширотных структур внутри нее) распространены тонкозернистые осадки, обогащенные органическим углеродом (более 2 %), благородными (Ag, Au, Pt, Ru) и некоторыми другими металлами (Mo, V, Ni, Cr, Co, Fe). Такое обогащение считается типичным для древних черносланцевых толщ, сопоставление средних составов осадков Чукотского моря и черных сланцев показало их схожесть (Рисунок 4.11). Однако некоторые металлы, например золото, концентрируются в последних в значительно бóльшей степени, чем в осадках Чукотского моря. В связи с этим, важным становится факт накопления современных углеродистых осадков Чукотского моря в пределах тектонически активной структуры с развитыми флюидодинамическими процессами. Они также содержат большое количество реакционноспособных компонент – малопреобразованное органическое вещество, аморфный кремнезем, аморфные сульфиды железа. Все это определяет возможность дополнительного привноса, перераспределения и концентрирования металлов при последующих постседиментационных, в том числе гидротермальных, процессах. Нельзя исключать возможность дополнительного накопления углерода в результате микробиального преобразования эндогенных метана и углекислого газа, как это происходит в настоящее время на геохимическом барьере морская вода – дно. В пределах Чукотского грабена встречены (Астахов и др., 2010) железомарганцевых конкреций с высоким содержанием платины. Металлы, содержащиеся в них, при постседиментационных преобразованиях также могут сохраняться в осадках.

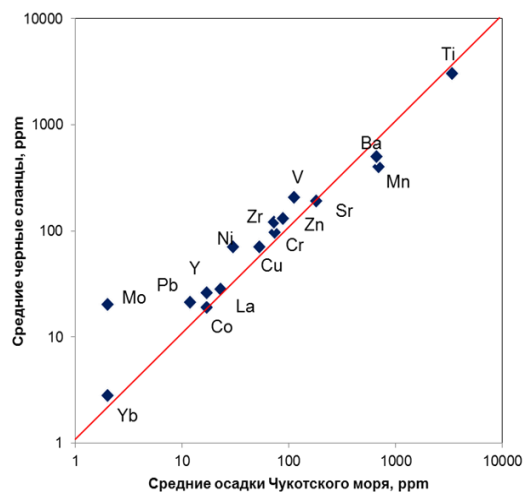


Рисунок 4.11 – Сравнение химического состава осадков Чукотского моря и среднего для черных сланцев

**Выводы.** Донные осадки Чукотского моря, как показали проведенные исследования, характеризуются повышенными относительно средних для земной коры и осадочных пород содержаниями Ag, Mo, Zn, P, Co, Cr, V, Au, что типично для морских бассейнов с недостатком кислорода. Осадки, обогащенные (относительно фоновых) органическим углеродом, накапливаются в узкой зоне неотектонической структуры Чукотский грабен и некоторых других структур грабен-рифтовой системы. По макроэлементному составу осадки отличаются значительно меньшим содержанием кремния и повышенными Fe, Al, Mg и в еще бóльшей степени концентрируют Mo, Zn, V, Au. Анализ данных с использованием многокомпонентной статистики позволил выделить в качестве основных факторов фонового накопления указанных металлов гранулометрический состав осадков и содержание органического углерода. При устранении влияния гранулометрического состава путем нормирования по алюминию установлена корреляция органического углерода как с элементами биогенами (в данном случае Ca, Mg, Sr, Pb), так и с металлами (Hg, Mo, Zn, V, Cr).

Кроме того, в пределах неотектонических активных структур Чукотского моря, в которых накапливаются обогащенные органическим веществом осадки, имеются точки с аномальным содержанием металлов-сульфофилов, в том числе благородных. Геологические условия, в которых накапливаются обогащенные органическим углеродом осадки с аномальным содержанием металлов, их литологические и геохимические особенности свидетельствуют о различных причинах формирования аномалий. Аномальные содержания Mo, V, Ag, Ru образуются, вероятно, на локальных участках с аноксидными придонными или иловыми водами, возникающими вблизи холодных газовых или водно-газовых источников. Аномальные же содержания Fe, Mn, Zn, Hg, Ni, Au формируются, видимо, вблизи водных, в том числе термальных источников, поставляющих металлы или создающих благоприятные физико-химические условия для осаждения металлов

различными способами из придонных или иловых вод. Вполне очевидно, что важную роль при этом имеют биохимические процессы, и часть аномалий может быть обусловлена раннедиагенетическими преобразованиями осадков. Ускоренный диагенез осадков в свою очередь может быть инициирован действием тех же флюидных источников.

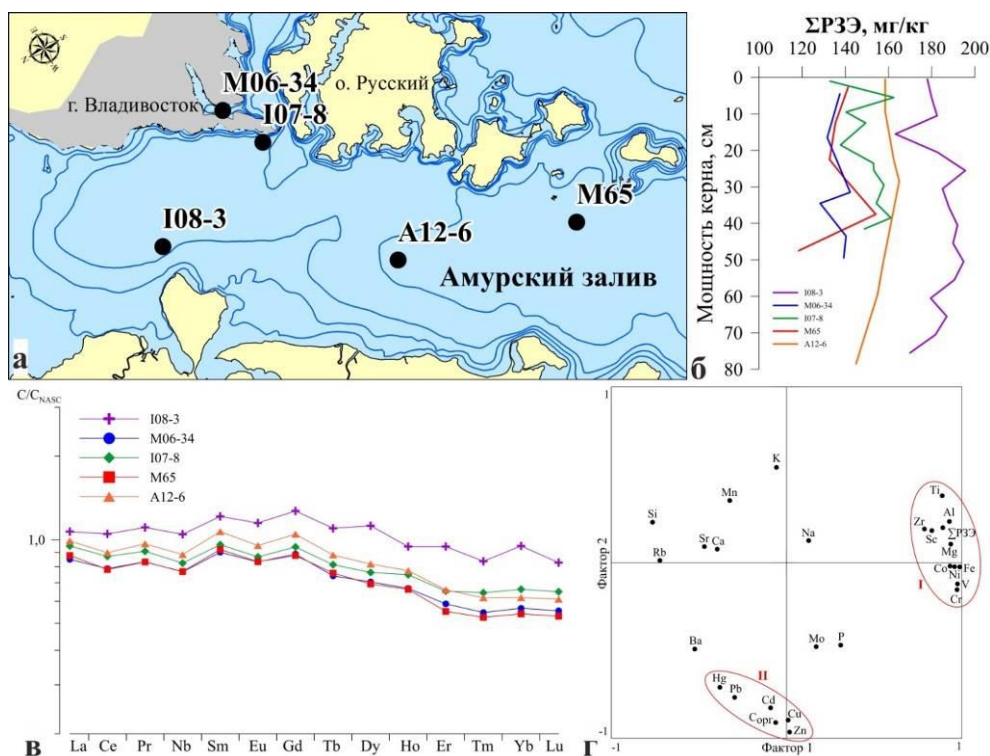
Таким образом, формирование в Чукотском море донных осадков, обогащенных органическим веществом и металлами, является, прежде всего, следствием специфических геодинамических условий: достаточно длительное растяжение земной коры с формированием системы прогибов (грабенов), выраженных в рельефе дна, и современная флюидная активность. Важным представляется также отсутствие интенсивного поступления терригенного материала и растворение и биогенных карбонатов, что определяет невысокую скорость осадконакопления. Благоприятные океанологические условия, к которым можно отнести поступление относительно теплых тихоокеанских вод через Берингов пролив и стратификацию водных масс, являются второстепенным и, очевидно, необязательным условием.

#### ***4.2. Геохимия редкоземельных элементов в современных донных отложениях Амурского залива (Японское море)***

Впервые изучено поведение редкоземельных элементов (РЗЭ) в донных отложениях Амурского залива Японского моря (Рисунок 4.12а). В площадном распределении РЗЭ была выявлена закономерность уменьшения их концентрации в поверхностном слое донных осадков с севера (район влияния р. Раздольной) на юг. В техногенно-нагруженных районах (М06-34, I07-8) содержание РЗЭ приближаются к минимальным в открытой (южной) части Амурского залива (М65). Увеличение содержания РЗЭ к поверхности наблюдается в кернах с наименьшей антропогенной нагрузкой (М65 и А12-6), в остальных – вертикальное распределение РЗЭ практически не меняется, сохраняясь на уровне среднего (Рисунок 4.12б).

При нормировании содержаний РЗЭ в пробах на их содержания в Северо-Американском сланце (NASC) установлено, что содержание РЗЭ в осадках сопоставимо со средним содержанием РЗЭ в сланце (172 мг/кг). Все спектры имеют относительно слабо выраженную отрицательную аномалию церия и европия ( $Сe_{an} = 0,91-0,96$ ;  $Eu_{an} = 0,90-0,93$ ). Отношение средней суммы легких лантаноидов к сумме тяжелых (LREE/HREE) варьирует от 1,22 в керне I08-3 до 1,54 в керне М65. Таким образом, характер распределения РЗЭ относительно однотипен для всех образцов и характеризуются незначительным обогащением в области легких и средних лантаноидов, с максимальными значениями самария и гадолиния (Рисунок 4.12в). Вероятно, это связано с сорбцией РЗЭ на образующихся в результате смешения с морскими водами коллоидах солей

органических кислот и оксигидроксидов железа. Это отражает более высокую подвижность легких РЗЭ, что согласуется с литературными данными.



а – карта-схема отбора проб донных осадков; б – распределение РЗЭ по кернам; в – профили нормализованных по NASC концентраций РЗЭ в донных отложениях; г – факторные нагрузки химического состава донных отложений

Рисунок 4.12 – Результаты изучения редкоземельных элементов в донных отложениях Амурского залива (Японское море)

На основе факторного анализа выделяются две крупные ассоциации элементов (Рисунок 4.12г). Фактор 1 представлен группой элементов, которые можно отнести к природному происхождению. На него приходится 43 % суммарной дисперсии. Фактор 2 может быть назван халькофильным, так как высокие отрицательные нагрузки соответствуют Hg, Pb, Cd, Cu, Zn. На этот фактор приходится 23 % суммарной дисперсии. В полученной для генеральной выборки факторной модели РЗЭ входят в ассоциацию I, которую можно подразделить на две подгруппы: литофильные элементы (Ti, Al, Zr, Sc, Mg и РЗЭ) (положительные нагрузки фактора 2) обусловлены более высокой ролью глинистых составляющих в накоплении РЗЭ; и сидерофильные (Fe, Ni, Co, V, Cr) (отрицательные нагрузки фактора 2) – сорбционными процессами, связанными с гидроокислами железа. Объединение халькофильных элементов и органического углерода в ассоциацию II можно объяснить их связью с антропогенным загрязнением. Накопление этих элементов в донных отложениях связано как с увеличением их поступления в акваторию с

промышленными и бытовыми сбросами, сорбцией на органическом веществе, так и образованием сезонной гипоксии.

Полученные в процессе исследований данные позволяют сделать следующие выводы, отражающие распределение РЗЭ в донных отложениях Амурского залива. Содержания РЗЭ в донных осадках Амурского залива близки к сланцу NASC. Все нормализованные на североамериканский сланец профили имеют отрицательную цериевую аномалию, а также демонстрируют накопление легких и средних лантаноидов. Отмечается тесная связь РЗЭ с такими элементами, как Al, Fe, Mg, Ti, что обусловлено, вероятно, ролью глинистых минералов в переносе РЗЭ во взвешенном состоянии и гидроокислами железа. Таким образом, показано, что миграция и накопление РЗЭ в донных осадках Амурского залива контролируется литодинамическими процессами, главным образом, минералогическим составом питающих провинций. Средние содержания РЗЭ в толще современных отложений характеризуются инвариантным распределением, что отражает минимальное влияние антропогенных источников за период хозяйственного освоения региона.

#### ***4.3. Динамика содержания редких элементов в донных отложениях маргинального фильтра (р. Раздольная – Амурский залив) в сопряженности с биогеохимическими процессами***

Маргинальный фильтр представляет собой физико-химическую систему, которая действует как буфер потоков многих химических элементов, минерального и органического вещества на пути с континента в океан. Наиболее интенсивно процессы флокуляции протекают на речной стадии смешения вод ( $S < 2\%$ ). Сложилось устойчивое мнение, что основная часть большинства химических элементов в реках обусловлена наличием коллоидов, поэтому их удаление преобладает на ранних стадиях смешивания вод. Накопление элементов во взвеси связано с их удалением из раствора путем адсорбции на оксигидроксидах железа (Fe-O-OH), что способствует выводу микроэлементов из раствора, стабилизации и коагуляции органических коллоидов. Процессы флокуляции и сорбции химических элементов наиболее интенсивно проявляются на частицах субколлоидной фракции, как наиболее реакционноспособной. За отчетный период выявили органоминеральный и химический составы субколлоидной фракции донных осадков на разрезе р. Раздольная – Амурский залив (Рисунок 4.13).

В состав почвы, прилегающей к речным берегам, входят: гидрослюда (43-67 %), хлорит (24-41 %) и смектиты (9-23 %). Речная фракция этих осадков состоит из гидрослюды (до 67 %), хлорита (19-43 %), смектитов (11-33 %) и незначительного количества кварца и плагиоклаза (Поляков, Сорочинская, 2013). Морские отложения этой фракции сложены: гидрослюдой (50-62 %), хлоритом (25-38 %), смектитами (7-14 %), кварцем и плагиоклазом (Рисунок 4.14).

Органический углерод составляет в речных отложениях от 2.5 до 3.2 %, а в морских осадках от 2.6 до 4.9 % (Рисунок 4.15). Повышенно содержание органики в донных отложениях связано с бурным развитием планктона и фитопланктона в Амурском заливе (Поляков, Ходоренко, Марьяш, 2012). Выявлено распределение  $C_{орг}$  в центральной и восточной частях (вдоль береговой черты г. Владивостока) Амурского залива.

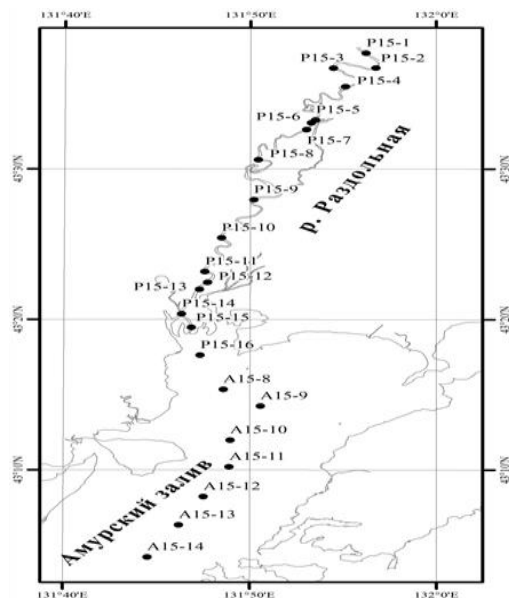


Рисунок 4.13 – Схема отбора проб донных осадков в маргинальном фильтре р. Раздольная – Амурский залив

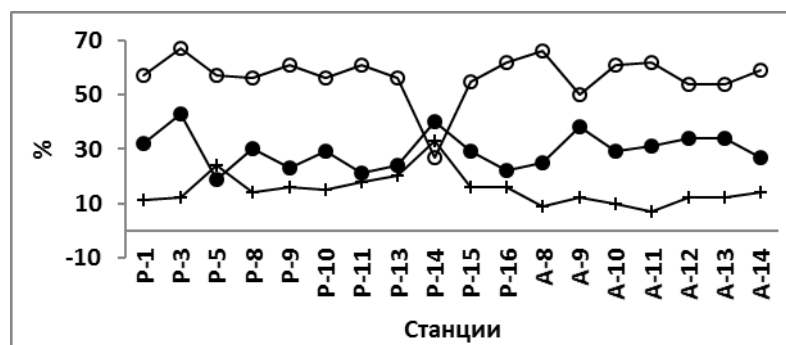


Рисунок 4.14 – Распределение гидрослюды (○), хлорита (●) и смектитов (+) в субколлоидной фракции осадков на разрезе река – море

Содержание химических элементов (более 40) определяли методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой. Обработку масс-спектров и расчет содержания элементов в образцах проводили с использованием программного обеспечения масс-спектрометра ChemStation (G1834B). Определено среднее содержание макроэлементов в субколлоидной фракции почв и речных осадков: Si-22.6; Al-11.9; Mg-1.1; K-1.8; Ca-0.08; Na-0.22; Sr-0.0051; Ba-0.032% (n=10).



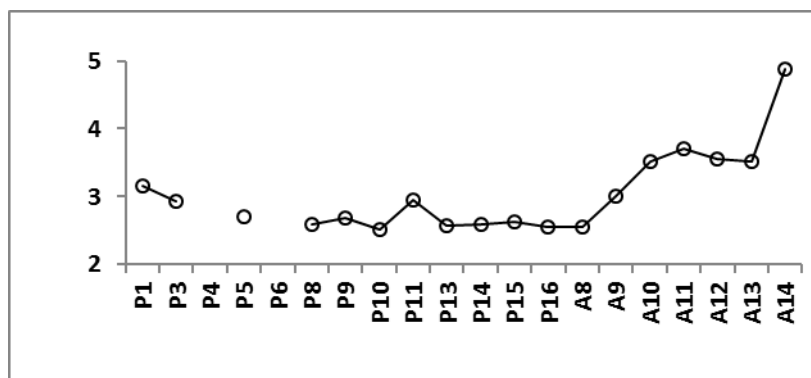


Рисунок 4.15 – Распределение органического углерода (%) в субколлоидной фракции донных отложений на разрезе река – море

Выявлено увеличение содержания Ca, Na, Sr (в 1.5-13 раз) в речных отложениях зоны смешения (ст. 20, 18 и 15), что связано с сорбцией этих элементов на гидроксидах Fe и Mn. Повышенное содержание Ca, Na, Mg, K, Sr и Ba в осадках станций 17-16 (в 1.2-10 раз) и 34, в меньшей степени (в 1.1-5.8 раза), связано с процессами сорбции на гидрослюде и смектитах (Рисунок 4.16) (Поляков, Можеровский, Марьяш, 2014). Увеличение содержания Mg (в 1.1-1.4 раза) в осадках станций 18, 17 и 16 связано с образованием и седиментацией гидроксидов магния и сорбции  $Mg^{2+}$  на глинистых минералах.

Химический состав субколлоидной фракции донных осадков на разрезе «река – море» зависит от геохимических процессов, протекающих вдоль речных берегов (образование глинистых минералов), в воде и взвеси зоны смешения пресных и соленых морских вод (флокуляция, образования гидроксидов Fe, Mn и сорбции).

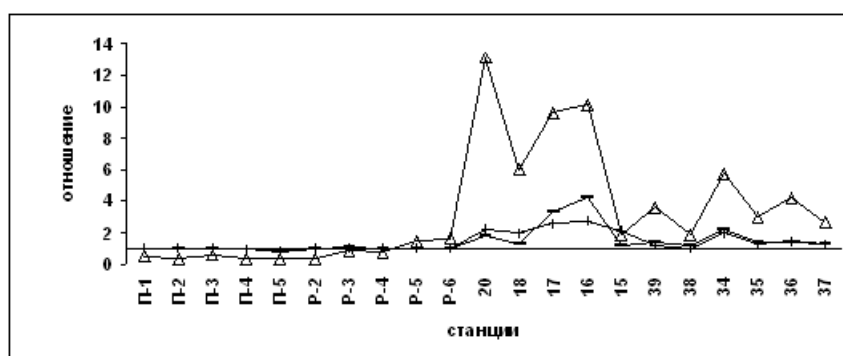


Рисунок 4.16 – Распределение отношений  $Me/Me_{cp}$  для элементов Ca ( $\Delta$ ), Na (—), Sr (+) в субколлоидной фракции донных отложений на разрезе р. Раздольная – Амурский залив

Гидрохимическая граница начала образования гидроксидов железа и марганца соответствует солености  $\sim 2$  ‰. Граница смешения вод имеет многолетние, годовые и

существенные межсезонные изменения (летнее-осенние тайфуны), что ведет к протеканию процессов образования этих гидроокислов на различных участках речной зоны маргинального фильтра. Это отразилось в формировании двух зон повышенного содержания Fe и Mn в субколлоидной фракции речных осадков. Первый участок соответствует уровню речного стока близкому к среднему многолетнему, а второй характеризуется его максимально высокими значениями. Поэтому можно выделить три биохимические зоны в донных отложениях на разрезе «река – море», характеризующиеся повышенным содержанием исследованных элементов (Fe, Mn, V, Cr, Cu, Zn, Pb, As, Sc): речную (ст. P-2 – P-4); образования гидроокислов Fe, Mn и флокуляции (два участка – осадки станций с P-5 по 18 и с 15 по 39) и биохимического накопления металлов (морская часть разреза, связанная с флокуляцией и поглощением взвеси морским планктоном) (Рисунки 4.17, 4.18) (Поляков, Аксентов, 2013).

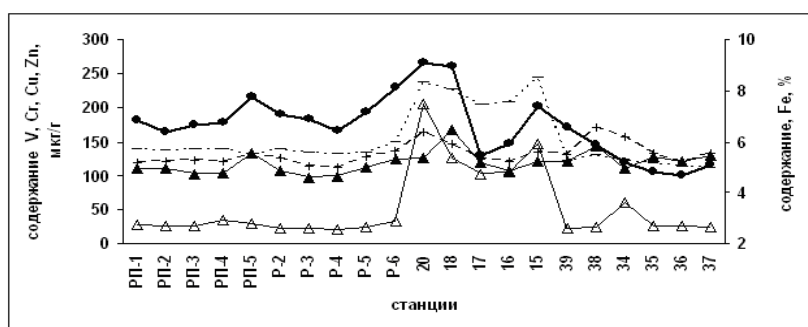


Рисунок 4.17 – Распределение содержания V (+), Cr (▲), Zn (–), Cu (Δ), Fe (●) в субколлоидной фракции донных отложений на разрезе р. Раздольная – Амурский залив



Рисунок 4.18 – Распределение содержания Pb (–), As (×), Sc (▲), Mn (●) в субколлоидной фракции донных отложений на разрезе р. Раздольная – Амурский залив

Содержание, распределение Fe, Mn и других элементов в наиболее реакционноспособной фракции донных осадков (субколлоидной) отражают, как биохимические (флокуляции, образования гидроокислов Fe, Mn и сорбции металлов группы железа), так и гидрохимические

процессы (изменение границы  $S \sim 0$  ‰ в зависимости от величины водного стока), происходящие при смешении пресных и соленых морских вод.

Определено среднее содержание РЗЭ в субколлоидной фракции почв и речных донных отложений ( $n=10$ ). Содержание РЗЭ в осадках станций разреза нормировали на средние содержания в речных отложениях ( $Me_i/Me_p$ ), что позволило выявить динамику накопления лантаноидов в осадках различных зон эстуария р. Раздольная. Было отмечено увеличение содержания РЗЭ в осадках зоны смешения пресных и соленых морских вод (LREE на 40, MREE на 48 и HREE на 38 % по сравнению со средними содержаниями в речных отложениях). В осадках этой зоны средние (Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho) преобладают над легкими (La, Ce, Pr, Nd) и тяжелыми (Er, Tm, Yb, Lu) РЗЭ. Повышенное содержание РЗЭ в отложениях зоны смешения вод определяется химическими свойствами лантаноидов, сорбцией на гидроокислах железа, марганца и формированием органоминеральных комплексов (Рисунок 4.19).

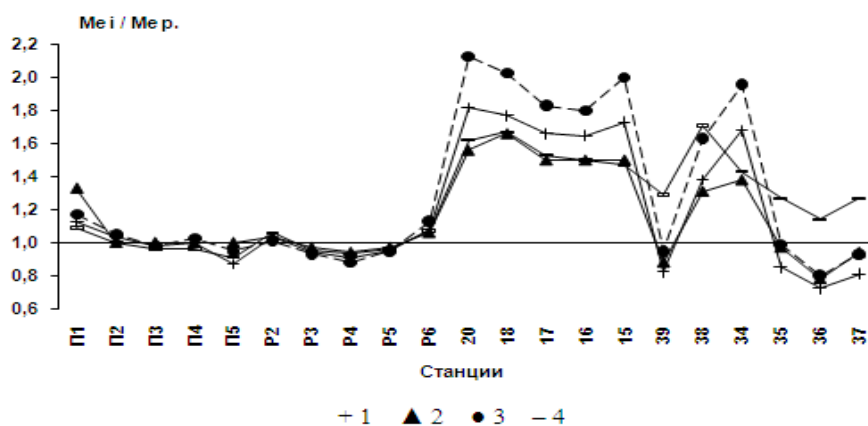


Рисунок 4.19 – Распределение содержания РЗЭ Nd (1), Lu (2), Gd (3), Yb (4) в субколлоидной фракции донных отложений на разрезе река – море, нормированные по отношению к среднему содержанию ( $Me_i/Me_p$ ) лантаноидов в речных осадках

Среднее содержание легких и средних РЗЭ в морских отложениях меньше по сравнению с соответствующими величинами, свойственными речным осадкам, кроме тяжелых лантаноидов, содержание которых преобладает, что связано с их прижизненным накоплением (особенно Yb) морским планктоном. В этом состоит основное отличие химического состава субколлоидной фракции речных и морских донных осадков эстуария (Поляков, 2016). В этой зоне продолжается образование органоминеральных комплексов (Рисунок 4.20).

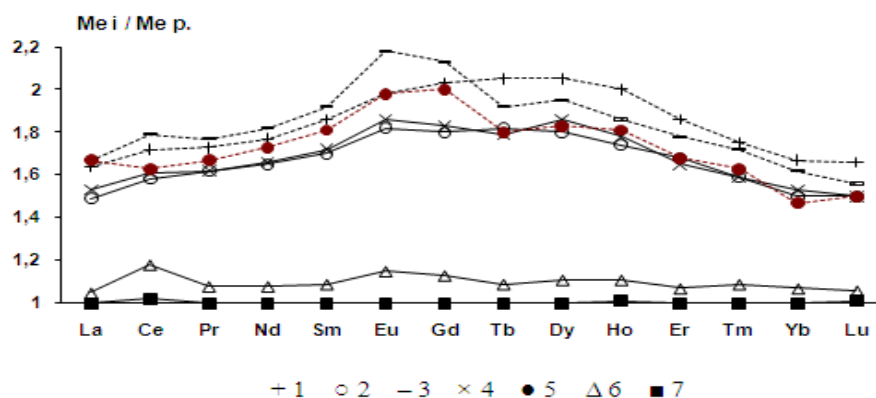


Рисунок 4.20 – Спектры распределения содержания РЗЭ в субколлоидной фракции осадков зоны смешения (ст. 18 (+), ст. 16 (○), ст. 20 (–), ст. 17 (×), ст. 15 (●), ст. Р6 (Δ), ■ – осадки реки) эстуария р. Раздольная, нормализованные по отношению к среднему содержанию ( $Me_i/Me_p$ ) лантаноидов в речных осадках

Лабораторные эксперименты показали, что в субколлоидной фракции морских отложений с глинистыми минералами связано до 98 %, а с гуминовыми кислотами от 1.4 до 22 % РЗЭ. Основное количество щелочных и щелочноземельных элементов вошло в состав глинистых минералов еще на стадии выветривания. На начальном этапе смешения пресных и морских вод происходит формирование гидроокислов  $Al(OH)_3$  и  $Mg(OH)_2$ , что отражается на увеличении содержания этих элементов в донных отложениях. В зоне смешения протекают процессы сорбции щелочных элементов на гидроксидах Mn, в результате чего увеличивается содержание щелочных металлов и марганца в осадках.

Показано, что процессы флокуляции и сорбции протекают на самой ранней стадии смешения пресных и соленых морских вод, что ведет к увеличению содержания отдельных микроэлементов и РЗЭ. В годы, соответствующие нормальному речному стоку, зона смешения расположена в речной части маргинального фильтра, а в годы с повышенным речным стоком, осенние тайфуны, зона флокуляции расширяется и переходит в морскую часть маргинального фильтра. Другие элементы (Sc, Nb, Zr, Hf и др.) входят в структуру глинистых минералов, поэтому их распределение соответствует накоплению гидрослюда, хлорита или смектитов.

#### **4.4. Благородные металлы в железомарганцевых образованиях дальневосточных морей**

Постепенное истощение минеральных ресурсов суши стимулирует всё более активное изучение сырьевого потенциала Мирового океана, в том числе железомарганцевых образований (ЖМО), с целью их освоения уже в обозримом будущем. Кроме основных рудных элементов,

марганца и железа, ЖМО в том или ином количестве содержит примесь цветных, редких и благородных металлов.

Если содержание цветных металлов в валовой пробе ЖМО обязательно приводятся в каждой статье, то данные по содержанию благородных металлов встречаются значительно реже. Вопрос о генезисе благородных металлов в ЖМО Мирового океана окончательно не решен. Одни исследователи считают, что благородные и цветные металлы поступают в ЖМО в результате осаждения их из водной толщи благодаря сорбционным или микробиальным процессам. Другие – связывают поступление этих металлов с гидротермальными процессами или эманациями флюидов, сопровождающих формирование базальтов.

В дальневосточных морях железомарганцевое оруденение имеет широкое распространение. Многочисленные рудные корки были подняты при дражировании склонов большинства подводных вулканических возвышенностей, возвышающихся над выровненной поверхностью глубоководных котловин этих морей. Содержание Mn в них, особенно в Японском море, достигает 50-63 %, что значительно выше, чем в океанических корках. Содержание цветных металлов незначительно, но в этих ЖМО обнаружены многочисленные включения зерен благородных и цветных металлов в виде самородных элементов, интерметаллических соединений, сульфидов, сульфатов, окислов, вольфрамов, молибдатов или фосфидов (Астахова, 2009, 2013; Астахова, Леликов, 2013).

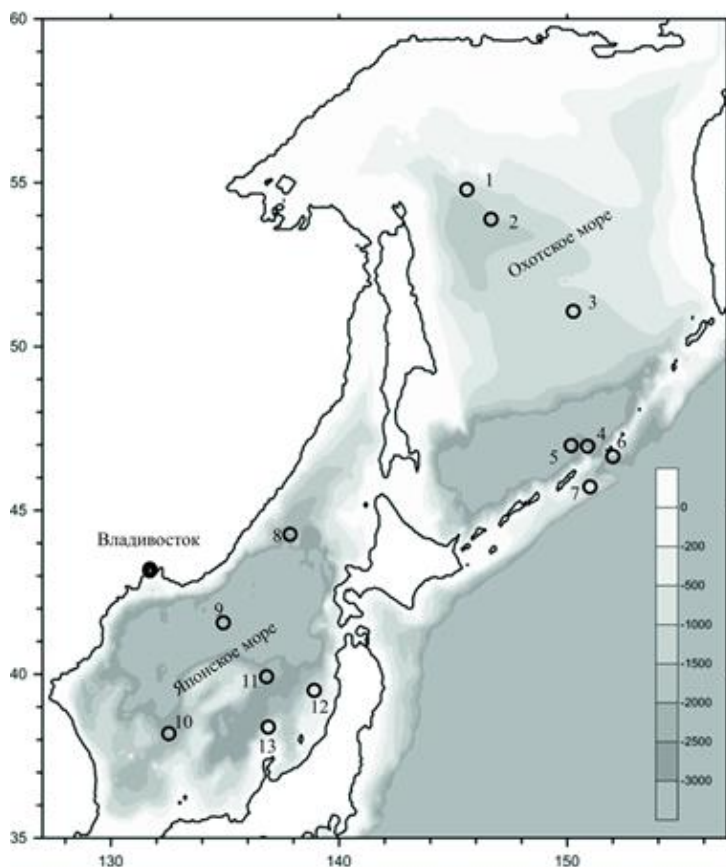
В данной работе мы сравним данные по содержанию благородных металлов (Au, Ag, Pt, Os, Ir и Ru) в валовых пробах ЖМО Охотского, Японского морей и хребта Витязя на океанском склоне Курильской островной дуги. На основании этих данных и результатов микрозондового анализа рассмотрим вопрос об источниках этих металлов в ЖМО дальневосточных морей.

#### **4.4.1. Охотское море**

Нами были проанализированы ЖМО из 5 районов Охотского моря: банки Кашеварова, впадины Дерюгина, возвышенности Академии Наук, вулканов Вавилова и Обручева (Рисунок 4.21).

На банке Кашеварова были подняты небольшие угловатые обломки ЖМО толщиной до 2 см. Они представляют собой терригенно-пирокластический материал, сцементированный железомарганцевыми гидроокислами. Содержание Fe в валовых пробах рудных корок достигает 14,5 %, Mn – 16,0 %, Mn/Fe – 1,1-1,2 (таблица 4.1).

Во впадине Дерюгина плотные, темно-коричневые корки, толщиной около 1 см. Текстура корок массивная, пятнистая (линзовидная или неяснополосчатая). Это связано с включением светлых (глинистых) тонких прослоев. Валовая проба содержит почти эквивалентное количество железа и марганца, 15.2 % и 14.5 % соответственно, отношение Mn/Fe – 0,98.



Значками показано местоположение районов развития железомарганцевой минерализации: 1 – склон банки Кашеварова, 2 – впадина Дерюгина, 3 – возв. АН, 4 – возв. Вавилова, 5 – возв. Обручева, 6 – полигон Диана, 7 – полигон Буссоль, 8 – безымянная возв., 9 – возв. Беляевского, 10 – возв. Галагана, 11 – наложенная постройка на возв. Южное Ямато, 12 – возв. Мацу, 13 – возв. Медведева

Рисунок 4.21 – Карта-схема фактического материала

На возвышенности Академии Наук железомарганцевые гидроокислы цементируют гальку и угловатые обломки пород, образуя своеобразные конгломераты. Содержание Fe в них достигает 17,7 %, Mn – 5,44 %, Mn/Fe – 0,18 – 2,5.

На вулкане Вавилова ЖМО представляют собой покрытые тонкой коркой обломки преимущественно губок и субстрата, пропитанных гидроокислами Fe и Mn. Содержание Fe достигает 14,1 %, Mn – 8,7 %, отношение Mn/Fe – 0,57 – 0,66.

На вулкане Обручева образовались рыхлые ЖМО толщиной до 5 см. Содержание Fe в них от 14,0 до 27,0 %, Mn – 0,7-15,6 %, Mn/Fe – 0,03-2,1.

Таким образом, в Охотском море сформировались преимущественно маломощные железомарганцевые корки с суммарным содержанием в них рудных элементов до 30 вес. %. В одних корках содержание железа преобладает над марганцем, в других содержатся почти эквивалентные количества Mn и Fe (таблица 4.1).

Содержания благородных металлов в ЖМО Охотского моря приведены в таблице 4.1. Содержание золота варьирует от 0,18 до 9,36 мг/т, среднее – 3,02; серебра – от 16 до 240, в среднем 132 мг/т, платины – от 228 до 865, в среднем 560 мг/т. Таким образом, средние значения Au, Ag и Pt в ЖМО Охотского моря выше, чем в ЖМО из других районов Мирового океана.

Таблица 4.1. – Содержание благородных металлов в ЖМО дальневосточных морей (Mn, Fe в %, Au- Ru в мг/т)

	район	№ ст.	ЖМО	Mn	Fe	Mn/Fe	Au	Ag	Pt	Os	Ir	Ru	Состав зерен благородных металлов
Охотское море													
1	б. Кашеварова	96/1	корка	15,52	13,46	1,2	4,9	240	864,8	0,56	0,39	62,6	Ag, Ag-S
2		96/2	корка	15,98	14,46	1,1	0,8	150	227,9	1,15	0,68	53,1	Ag, Ag-S
3	вп. Дерюгина	98/2	корка	14,53	15,15	1,0	0,2	16	506,9	0,11	0,11	39,6	Au, Au-Cu, Au-Cu-Ag, Ag, Ag-S, Ag-S-O
4	возв. АН	27-14	цемент	3,09	17,65	0,2	2,5	74	424,0	0,22	0,32	8,9	Ag, Ag-Rh
5	в. Вавилова	119-3	цемент	8,69	13,08	0,7	9,4	180	854,8	1,96	2,26	28,2	н.а.
6	в. Обручева	99-42	корка	н.а.	н.а.	н.а.	0,4	130	484,5	1,45	1,83	25,6	н.а.
хребет Витязя (океанский склон Курильской островной дуги)													
7	п. Диана	26-1	корка	10,83	16,38	0,7	0,9	140	46,9	0,70	1,78	14,5	Ag, Ag-S, Ag-Cu, Pd-W-O
8	п. Буссоль	34-2	корка	5,39	11,77	0,5	2,8	700	87,4	0,57	0,36	17,7	Au, Au-Ag, Au-Ag-Ni, Au-Ni, Ag, Ag-Te, Ag-S, Pt-Cu, Pt-Zn-Cu, Pd-Ag
Японское море													
9	в. безымянная	2029	корка	21,54	8,23	2,6	3,8	300	438,5	0,56	0,78	25,7	Ag, Ag-Cu, Pd-Pt-Cu, Pd -Bi-Cu-Pt, Pd- Cu
10	в. Беляевского	2069	корка	22,84	0,04	571,0	3,6	20	197,5	0,05	0,03	1,7	Ag
11	в. Галагана	1225в	корка, верх	17,63	5,70	3,1	2,7	300	297,2	0,29	0,38	6,4	Ag, Pt-Pd, Pd-Pt -Cu-Bi, Pd-Pt-Cu, Pd-Cu-Ni, Pd-Cu-Zr
12		1225н	низ	1,39	12,30	0,1	0,8	11	366,0	0,40	0,25	34,6	Ag, Ag-S
13	Ю. Ямато	7783	стяжение	22,89	1,38	16,6	0,3	84	42,6	0,10	0,15	4,2	Ag, Ag-Cu-Zn
14	в. Мацу	77106	корка	23,23	0,16	145,2	7,0	10	2302,1	0,02	0,03	2,4	Rh- Au-Cu-Ag, Ag, Pd-Pt-Bi-Cu , Pd-Cu-Zr
15	в. Медведева	1343	корка	17,66	15,45	1,1	2,4	2	0	0,12	0,13	1,3	н.а.
16		1344	корка	22,96	3,05	7,5	1,4	22	178,3	0,21	0,20	20,3	Ag
17		1471	корка	21,86	8,23	2,7	5,3	22	620,8	0,85	1,36	28,5	Ag, Ag-Te, Ag-S

Примечание: определения благородных металлов производилось методом микропробирного нейтронно-активационного анализа в ГЕОХИ РАН. Аналитик Колесов Г.М. н.а. – не анализировалось

Более детально при помощи микрозондового анализатора были изучены аншлифы рудных корок со склона банки Кашеварова, впадины Дерюгина и возвышенности АН. Во всех аншлифах рудных корок были обнаружены включения серебра в виде мелких, преимущественно первые микроны, зерен неправильной формы, зачастую угловатых. Сульфиды и сульфаты серебра встречаются значительно реже. Иногда серебро обогащено медью или родием. В корке впадины Дерюгина выявлено несколько очень мелких зерен самородного золота, иногда с примесью меди и относительно крупное (10 микрон в длину), остроугольное зерно золота со значительной примесью меди и серебра (Рисунок 4.22а).

Несмотря на то, что содержание платиноидов в образцах превышает содержание золота и серебра, ни зерен, ни обогащения матрицы элементами этой группы не было обнаружено.

#### **4.4.2. Океанский склон Курильской островной дуги**

В этом районе были изучены ЖМО на двух полигонах расположенных в пределах хребта Витязя (Рисунок 4.21). Полигон Буссоль представляет собой стабильный, разбитый на блоки, но хорошо сохранившийся участок хребта Витязь. Полигон Диана – в пределах наложенной тектономагматической зоны, поперечной к простираанию островной дуги. Эта зона представляет собой участок активного разрушения консолидированного фундамента с образованием сложной грабенообразной структуры асимметричного облика.

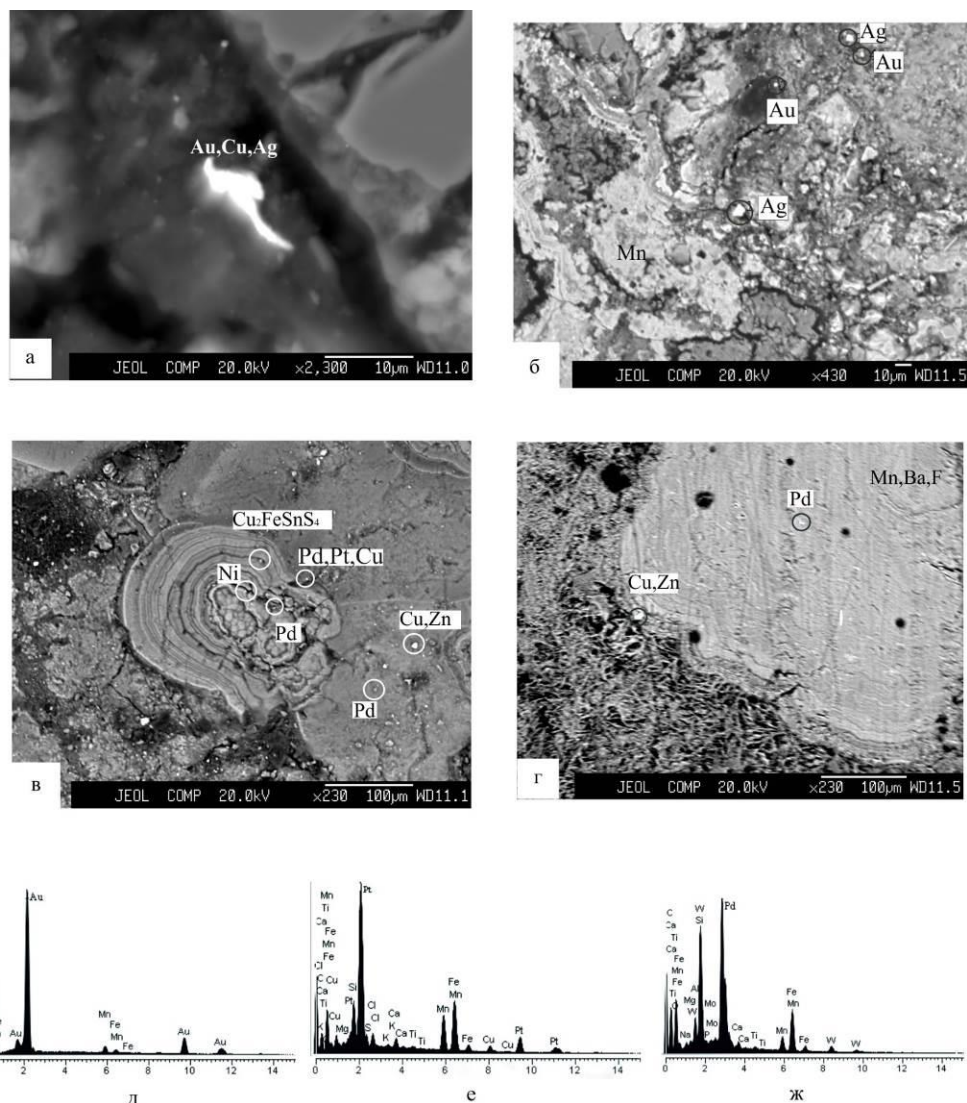
ЖМО, поднятые на полигоне Диана (ст. 26) представлены корками, толщиной 2-3 см с характерной мелкобугристой поверхностью. Внутренние части этих корок кавернозные, их пустоты заполнены желтовато-светло-серой глиной. Рудное вещество заполняет пространство между породообразующими минералами или образует каемки вокруг зерен преимущественно кремнистого состава. Содержание Fe составляет 16,4 %, Mn – 10,8 %, отношение Mn/Fe – 0,66 (таблица 4.1).

На полигоне Буссоль ЖМО корки более рыхлые и маломощные (до 1 см толщиной). Рудное вещество выделяется в них в виде небольших пятен марганцевого, реже железомарганцевого и железо-марганцево-кремнистого составов среди эдафогенно-пирокластического материала. Содержание Fe составляет 11,8 %, Mn – 5,4 %, отношение Mn/Fe – 0,46.

Следовательно, образование корок на хребте Витязя связано с цементацией рудным веществом терригенно-эдафогенного материала. Общим для рудных корок обоих участков является наличие большого количества включений зерен титаномagnetита, ильменита и барита.

В ЖМО полигона Дианы (ст. 26) выявлены многочисленные включения зерен цветных металлов, а из благородных присутствует лишь серебро как в самородном виде, так и в виде сульфидов и лишь одно зерно, представляющее собой соединение палладия и вольфрама.





а-г – вид в отраженных электронах: а – впадина Дерюгина, б – хребет Витязя, полигон Буссоль, в – возв. Галагана, г – возв. Мацу; д-ж – энергодисперсионные рентгеновские спектры рудных минералов (по оси абсцисс – энергия, кэВ, по оси ординат – интенсивность излучения): д – золото, е – платина, ж – соединение палладия и вольфрама

Рисунок 4.22 – Благородные металлы в ЖМО дальневосточных морей

В ЖМО полигона Буссоль, в отличие от ЖМО полигона Дианы, основная масса аксессуарных металлов представлена благородными металлами: золотом, серебром, платиной и палладием (таблица 4.1). Выявлено большое количество мелких (до 10 микрон) зерен самородного Au, иногда с примесью Ag, Ni, Zn и Ag, изредка с примесью Te (Рисунок 4.22б). Серебро также наблюдается в виде сульфидов или оксидов. Зерна платиноидов встречаются значительно реже. Платина присутствует в самородном виде, иногда с примесью меди, а палладий – в виде оксидов (палладит?), реже в составе смешанного оксида Pd-Ag.

Содержания благородных металлов в ЖМО этого района приведены в таблице 4.1. Более высокое содержание Au, Ag и Pt характерно для корки полигона Буссоль, в которой и было

выявлено большое количество зерен благородных металлов. Но, несмотря на это, содержание их ниже, чем в ЖМО Охотского моря.

#### 4.4.3. Японское море

Детально в этом районе были изучены ЖМО, поднятые на 6 подводных возвышенностях (Рисунок 4.21). Три возвышенности находятся в Центральной котловине: безымянная на севере, Беляевского в центральной части и Галагана на юге. Две – в котловине Хонсю: Мацу на севере и Медведева на юге. Одна – наложенная постройка на северной оконечности хребта возвышенности Южное Ямато.

На безымянной возвышенности (ст. 2029) подняты корки мощностью до 8 см, черно-бурого цвета с неровной, глобулярной поверхностью с прослоями глинистого вещества и обломками пемзы. Содержание Mn – 21,54 %, Fe – 8,23 %, Mn/Fe – 2,6 (таблица 4.1).

На возвышенности Беляевского (ст. 2069) подняты корки мощностью до 15 см, смоляно-черного цвета, с сильным металлическим блеском на сломе, с гладкой верхней и шероховатой нижней поверхностью. Содержание Mn – 22,84 %, Fe – 0,04 %, Mn/Fe – 571.

На возвышенности Галагана (ст. 1225) ЖМО имеют слоистое строение. Верхний – черный пористый слой мощностью до 8 см, нижний – бурый, мощностью 10-12 см, переходящий в лимонитизированный базальт. Содержание Mn меняется от 17,63 до 1,39 %, Fe – от 5,70 до 12,30 %, Mn/Fe – от 3,1 до 0,1 (таблица 4.1).

На Южном Ямато (ст. 7783) ЖМО представлены большим количеством стяжений размером до 10×7×5 см, причудливой формы, сплошь покрытые кавернами, которые заполнены глинистым материалом (ст. 7783). Содержание Mn составляет 22,89 %, Fe – 1,38 %, Mn/Fe – 16,6 (таблица 4.1).

На возвышенности Мацу (ст. 77106) плотные корки толщиной 3 см сложены сросшимися округлыми конкрециями черного цвета. Размер отдельных конкреций от миллиметров до первых сантиметров. Содержание Mn – 23,23 %, Fe – 0,16 %, Mn/Fe – 145,2 (таблица 4.1).

На возвышенности Медведева подняты Fe-Mn корки толщиной до 5 см (ст. 1343, 1344, 1471). Содержание Mn в них от 22,96 до 17,66 %, Fe – от 3,05 до 15,45 %, Mn/Fe – от 1,1 до 7,5 (таблица 4.1).

Таким образом, корки Японского моря более мощные, чем в Охотском море и на океанском склоне Курильской островной дуги, и отличаются контрастным разделением Fe и Mn с преобладанием последнего.

Из благородных металлов в ЖМО обнаружены зерна серебра, золота, палладия и платины (Рисунок 4.22в, г). Наиболее широко распространено серебро. В тех или иных количествах оно встречается во всех образцах преимущественно в самородном виде, реже в сульфидной форме или с примесями теллура, цинка или платины с вольфрамом. Вторым по распространенности является

палладий. Он встречается в чистом виде, но чаще с примесью платины, висмута и меди, иногда циркона (таблица 4.1).

Платиноиды обнаружены в ЖМО возвышенностей безымянной, Галагана и Мацу. В основном присутствуют зерна палладия в виде окислов (палладит? PdO), часто с примесью платины и меди, реже никеля, висмута и циркония (таблица 4.1). В ЖМО возвышенности Галагана выявлено единичное зерно палладистой платины. Следует отметить, что в отличие от Ag, платиноиды распространены только в верхней марганцевой части корки и общее количество зерен благородных металлов в ней значительно выше, чем в нижней ожелезнённой части.

В корках возвышенности Мацу, наиболее обогащённых благородными металлами, обнаружено единственное мелкое зерно, представляющее собой комплексное соединение золота, меди, серебра и родия.

Содержания благородных металлов в ЖМО Японского моря приведены в таблице 4.1. Содержание золота варьирует от 0,27 до 6,99 мг/т, среднее – 3,02; серебра – от 2 до 300, в среднем 86 мг/т, платины – от 0 до 2302, в среднем 494 мг/т. Таким образом, средние значения Au, Ag и Pt в ЖМО Японского моря ниже, чем в Охотском, но сравнимы с данными по ЖМО из других районов Мирового океана.

В ЖМО дальневосточных морей мы имеем значительный разброс значений по содержанию благородных металлов, причем даже в образцах, поднятых на одной станции. Учитывая, что железомарганцевое рудообразование в этом регионе происходило в позднекайнозойское время, т.е. все образцы ЖМО относительно молодые, мы не можем говорить о морской воде, как единственном источнике этих металлов. Хотя, принимая во внимание широкое развитие на побережье этих морей рудопроявлений благородных металлов, преимущественно золото-серебряных, можно предположить повышенное содержание этих металлов в морской воде.

Разнообразие химического состава зерен благородных металлов, обнаруженных в ЖМО дальневосточных морей (таблица 4.1) и хаотичное их распределение (рисунок 4.22) также не позволяют говорить о морской воде – как единственном источнике этих металлов. Практически повсеместно железомарганцевое рудообразование в дальневосточных морях приурочено к привершинным частям и кальдерам подводных вулканических возвышенностей. Изучение газовых флюидов современных вулканических систем Курильско-Камчатского региона показало, что они приносят во вмещающие породы в микроколичествах многочисленные металлы, в том числе Au, Ag, Pt, Bi, Te и др. В продуктах сублимации этих флюидов были обнаружены включения Au и Pt микро- и наноразмерности.

Таким образом, с большой долей уверенности можно говорить о том, что часть благородных металлов поступала с поствулканическими газо-гидротермальными флюидами, пронизывающими магматические породы и другие образования, слагающие вулканические постройки, и выходящие

на поверхность дна. Не исключено, что часть зерен наноразмерности могли переноситься газовыми потоками в виде аэрозолей, т.е. этот процесс может быть наложенным по отношению к железомарганцевому рудообразованию. А так как поступление газовых флюидов проходит по ослабленным, трещиноватым зонам, то и осаждение привносимых металлов будет происходить преимущественно на пористых участках.

ЖМО возвышенности Мацу характеризуются самым высоким содержанием благородных металлов. В них, как и в корках южной оконечности хребта Витязя, обнаружено наибольшее количество зерен платиноидов и золота разнообразного состава. Эти возвышенности расположены в районе островных дуг. Геохимия вулканитов хребта Витязя и изотопные данные указывают на участие древнего корового материала в источнике магм, что может свидетельствовать о его формировании на древнем континентальном фундаменте. Вдоль северо-западного обрамления Тихого океана также возможно распространение древней сиалической коры. В юго-западной части Японского моря в основании некоторых крупных подводных возвышенностей установлен кристаллический фундамент, сложенный докембрийскими образованиями. На юго-востоке России основное благороднометалльное оруденение предопределено плюмовым рудогенерирующим магматизмом нескольких поколений в протерозое и фанерозое. Ультрамафит-мафитовый плутонизм привел к возникновению расслоенных, зональных массивов, подвергшихся впоследствии в позднем палеозое и мезозое воздействию гранитогенных производных Северо-Азиатского суперплюма. Последние обеспечили развитие рудообразующих магматогенно-флюидно-метасоматических процессов и создание благоприятных условий для концентрирования элементов платиновой группы и золота. Разница в содержании благородных металлов в валовых пробах ЖМО возвышенности Мацу и хребта Витязя, скорее всего, связана с разной мощностью корок, т.е. с продолжительностью их формирования.

Электронно-микронный анализ шлифов ЖМО дальневосточных морей не выявил ни одного минерального зерна Os, Ir, Ru или даже их примеси в микровключениях других металлов, хотя небольшое количество перечисленных элементов было нами обнаружено при анализе валового химического состава ЖМК. Скорее всего, эти металлы не образуют собственных минеральных фаз и находятся в рудных корках в форме межслоевых катионов.

Полученные данные по содержанию благородных металлов в ЖМО дальневосточных морей, наличие включений в них микро- и наноразмерных зерен Ag, Au, Pd и Pt в виде самородных элементов, окислов, сульфидов и сульфатов и часто содержащие примеси других элементов в разных количествах, а также их хаотичное распределение, позволяют говорить о нескольких источниках поступления этих металлов:

- поствулканические газо-гидротермальные флюиды;
- гидротермальные плюмы;

– морская вода.

Присутствие зерен платиноидов и золота в ЖМО лишь некоторых подводных возвышенностей связано, скорее всего, с особенностью формирования вулканических пород на древнем континентальном фундаменте.

#### **4.5. Сравнительный анализ кайнозойских разрезов рудных корок Западного и Восточного звена Магеллановых гор**

Полный ныне существующий разрез корок Магеллановых гор четырехслойный: I-1 (поздний палеоцен – ранний эоцен); I-2 (средний эоцен – начало позднего эоцена); II (поздний миоцен) и III (плейстоцен). Однако встречаемость полного разреза по станциям опробования на различных гайотах изменяется от 10 до 30 % (таблица 4.2). Чаще встречаются сокращенные разрезы, в которых отсутствует один или несколько слоев. Существенно более редки разрезы с выпадением промежуточных слоев. Встречаемость каждого из них по гайотам обычно реже 5 %, на отдельных гайотах достигает 10 %. Лишь один трехслойный разрез с выпадением промежуточного слоя I-2 проявляет встречаемость выше 10 %, а на некоторых гайотах достигает 25-30 %. В таблице 4.2 показано, что в пределах западного звена из разреза чаще выпадает слой I-2 (72 %), а из разрезов восточного – слой I-1 (65 %).

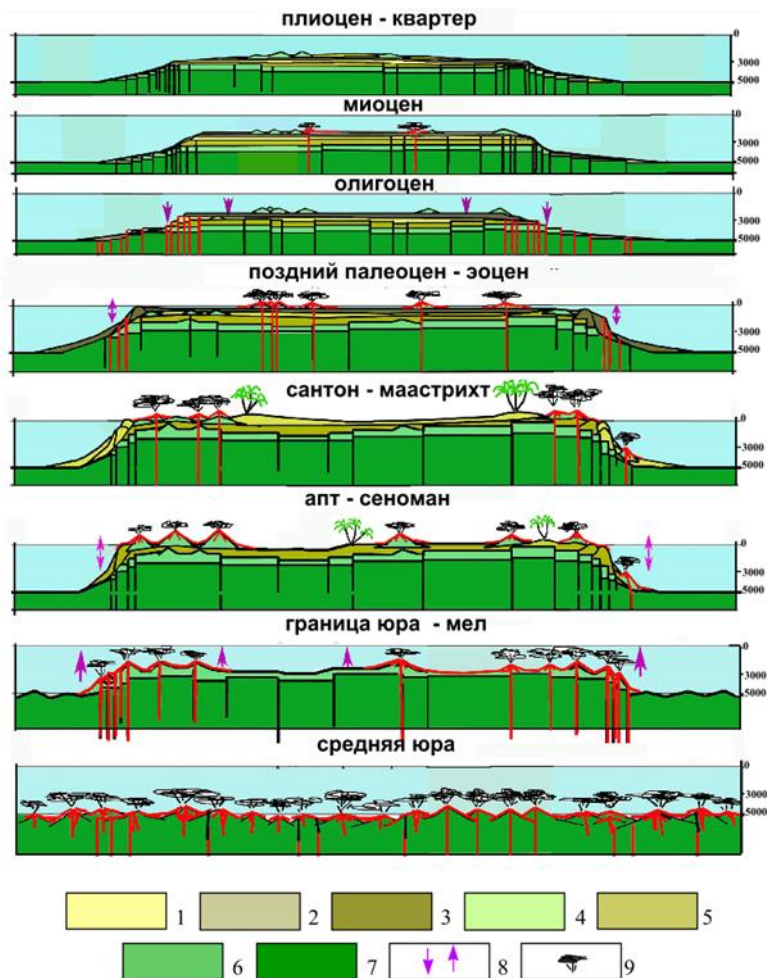
Различия между рудными разрезами Восточного и Западного звена объясняются условиями их палеогеографического развития. Главную роль в истории сыграли тектонические события на рубеже юры – мела, когда в результате деформации и дробления океанической плиты, ее отдельные блоки начали воздыматься на высоту 3000-5000 м и вышли на поверхность.

Таблица 4.2 – Частоты встречаемости полных и сокращенных разрезов корок на гайотах западного и восточного звена Магеллановых гор

Гайоты	Выбор-ка	Встречаемость вариантов разреза корок, %							
		III/II/I-2/I-1	III/II/I-1	III/II/I-2	III/I-2/I-1	III/I-1	III/I-2	III/II	III
Западное звено	641	13	17	12	1	4	2	27	24
Восточное звено	711	25	6	20	2	2	3	25	17
Магеллановы горы в целом	1352	19	11	17	1	3	2	27	20

Дальнейшая седиментация была обусловлена сложным взаимодействием процессов вулканизма, абразии, колебанием уровня океана и рифообрастанием (Рисунок 4.23). В меловой

истории гайотов Магеллановых гор отчетливо фиксируются следы двух (позднеальб-сеноманской и позднекампан-маастрихтской) трансгрессий. В позднем эоцене цепь гайотов испытывает унаследованное погружение, и в миоцене вершинных плато подводных гор имели глубины близкие к современным. В истории осадконакопления отчетливо фиксируется олигоценый перерыв.



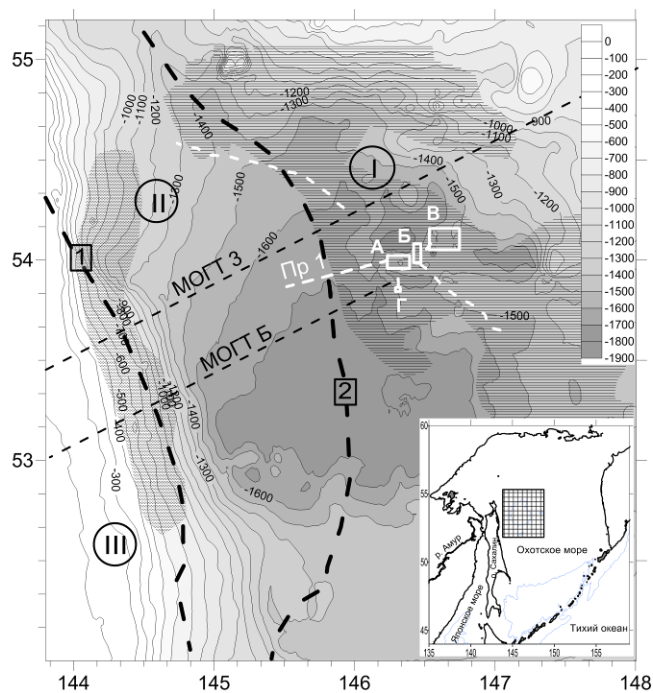
1 – рыхлые осадки плиоцена и плейстоцена; 2 – миоценовые щелочные базальтоиды, туфы и известняки вершинных плато; 3 – верхнепалеоцен-эоценовые пелагические, мелководные известняки, брекчии и туфы; 4 – сантон-маастрихтские рифогенные, пелагические известняки, брекчии; 5 – апт-сеноманские эдафогенные брекчии и вулканические турбидиты (песчаники, алевролиты и др.); 6 – щелочные базальтоиды верхней части гайотов (рубеж юры и мела); 7 – толеиты средней и верхней юры; 8 – направленность тектонических движений, 9 – вулканы

Рисунок 4.23 – Геологическое развитие Магеллановых гор на примере гайота Бутакова

#### 4.6. Современные геологические процессы и условия формирования баритовой залежи «Баритовые холмы» в котловине Дерюгина Охотского моря

Задуговые рифтогенные бассейны в последнее десятилетия активно изучаются для понимания процессов дефлюидизации литосферы в зонах перехода континент – океан и

формирования углеводородных и рудных залежей. Котловина Дерюгина Охотского моря в этом ряду отличается, прежде всего, активной газовой эмиссией, проявленной в пределах Дерюгинского осадочного бассейна (Рисунок 4.24), что привлекает к ней интерес как в связи с проблемами нефтегазоносности и формирования газогидратов, так и для оценки глобального баланса парниковых газов в атмосфере.



Белыми прямоугольниками показаны полигоны детальных исследований (полигон 1 – Баритовые холмы), жирными черными линиями – отдельные профили геофизических работ (точечными линиями выделены участки профилей, приведенные на рисунке 4.25); горизонтальной штриховкой сплошными линиями выделены районы с положительными аномалиями магнитного поля, определяющие Кашеваровскую рифтогенную зону; горизонтальной штриховкой прерывистыми линиями показана область распространения метановых источников на склоне о-ва Сахалин; жирные штриховые линии – основные шовные зоны (1 – Западно-Дерюгинская, 2 – Восточно-Дерюгинская) разделяющие структурно-тектонические: I – Центрально-Охотская система, II – Дерюгинская спрединговая рифтогенная система, III – Хоккайдо-Сахалинская складчатая кайнозойская система. Штриховыми линиями показаны ближайшие к Баритовым горам профили МОВ ОГТ использованные в работе

На врезке – местоположение котловины Дерюгина, отдельно показана изобата 1500 м

Рисунок 4.24 – Рельеф дна (м), районы выполнения исследований и некоторые геоструктурные элементы котловины Дерюгина (Астахов и др., 2017)

Меньшее внимания было уделено выявленным в середине прошлого века в центральной части впадины Дерюгина осадкам с очень высоким содержанием марганца и ряда микроэлементов. Парагенез рудных микроэлементов образующих высокие концентрации в осадках и

накапливающихся с высокими скоростями (Hg, Ba, Zn, Ni, Pb, Cu) подобен геохимическим полям, формирующимся над низкотемпературными эндогенными месторождениями. В начале 80-х годов в рейсах НИС «Каллисто» в 1981 г. (начальник экспедиции Б.И. Васильев) и НИС «Пегас» в 1986 г. (начальник экспедиции О.С. Корнев) в восточной части впадины Дерюгина была обнаружена массивная баритовая минерализация, впоследствии изучавшаяся во многих экспедициях. Общеизвестно, что формирование ее связано с поступлением с глубины несколько километров (температура зоны генерации флюидов составляет 60° С) первично гидротермальных барийнесущих растворов. Они формируют при контакте с сульфатом морской воды трубообразные постройки травертиноподобного барита высотой до 12 м, а при проникновении в осадок – многообразные по форме конкреции, трубки, базальный цемент. Гидротермальная природа растворов доказывается результатами декрипитации газовой-жидких включений в кристаллическом барите трубообразных построек и специальными исследованиями их изотопно-геохимических особенностей. В то же время обосновывается и наличие баритов, сформированных при температурах близких придонным водам, что можно объяснить охлаждением первично низкотемпературных гидротерм при прохождении сквозь мощный осадочный чехол или переотложением барита при диагенетических процессах.

Неясным остается вопрос об источнике бария в гидротермальных водах. Многие исследователи считают, что он вовлекается из осадочных толщ, в существенной мере представленных кремнистыми диатомовыми отложениями, обычно обогащенными барием. Есть точка зрения о поступлении бария из вулканогенно-осадочных толщ или при постмагматических процессах, так как олигоценые и позднемiocеновые известково-щелочные вулканы, известные на севере и северо-западе района работ, существенно обогащены барием (130–680 г/т).

С определением источников бария тесно связано решение вопроса о современном развитии баритового проявления с исторически сложившимся названием «Баритовые холмы» (далее Баритовые холмы). При обследовании их системой OFOS были выявлены формирующиеся небольшие баритовые постройки, надстраивающие старые более высокие, но неизвестно, образуются ли они в результате продолжающейся глубинной дефлюидизации, либо это следствие перераспределения ранее накопившегося бария при раннедиагенетических изменениях баритосодержащих отложений. Выяснение указанных выше вопросов требует изучения современных геологических процессов и масштабов современной дефлюидизации осадочного чехла, как в районе Баритовых холмов, так и в котловине Дерюгина в целом. Представленные в данном разделе В связи с этим в 54 рейсе НИС «Академик М.А.Лаврентьев» были проведены специальные исследования в котловине Дерюгина и, более детально, в районе Баритовых холмов с использованием комплекса дистанционных методов и уникального телеуправляемого подводного



аппарата (ТПУ) КОМАНЧЕ, направленные на оценку масштабов неотектонических дислокаций и признаков дефлюидизации осадочного чехла.

**Методика.** Комплексные исследования района Баритовых холмов и некоторых участков в котловине Дерюгина (рисунок 4.24) были выполнены в 54 рейсе НИС «Академик М.А.Лаврентьев» в мае – июне 2011 г. Исследования включали обследование дна, водной толщи и верхней части осадочного чехла методами дистанционного зондирования (эхолотное, акустическое, геоакустическое) и обследование дна и придонных вод с использованием телеуправляемого подводного аппарата СОМАНЧЕ.

*Батиметрические измерения* проводились с использованием штатного судового глубоководного эхолота ELAC LAZ-72 E-V. Отраженный эхосигнал после нормирования и фильтрации преобразуется дигитайзером ELAC STG-721 в цифровой вид. При регистрации скорость звука принималась равной 1500 м/с. Цикличность отсчетов зависела от глубины места и изменялась от 2,6 до 10,5 секунд. Навигационная привязка осуществлялась с помощью двух спутниковых 12-канальных приемоиндикаторов GARMIN GPSMap 420s и GARMIN GPS-128 с поддержкой широкозонной технологии повышения точности (WAAS). Использование этой технологии позволило существенно (в 2-3 раза) повысить точность позиционирования, и в результате погрешность определения координат не превышала 4-6 метров в течение всего рейса. Для обозначения отдельных форм рельефа в районе исследований используются исторически сложившиеся неофициальные названия (Рисунок 4.24), впервые применявшиеся в российско-немецких экспедициях по проекту КОМЕХ.

*Сейсмоакустические работы* проводились методом непрерывных профильных наблюдений во время движения или дрейфа судна-носителя с использованием высокочастотного профилографа “GeoPulse Subbottom Profiler” (GeoAcoustics Limited). При проведении работ использовался сигнал с частотой 3.5 КГц. Длина сигнала равна 2 или 4 циклам выбранной частоты. Выходная энергия сигнала подбиралась в зависимости от глубины моря и строения донных осадков и изменялась в диапазоне от 50 % до 90 %. Аппарат буксировался на глубине 6 м ниже уровня моря на стальном кабель-тросе. Регистрации сигналов осуществляется в цифровой форме в формате Muse SEG Y, Q-MIPS, XTF, XTF(UTM) или GCF на персональный компьютер RoverBook G4 с использованием программы GeoPro 2.

*Акустические наблюдения* выполнялись с помощью гидроакустического комплекса созданного на основе модернизированных судовых эхолотов Сарган-ЭМ, ELAC и многоканальной системы цифровой регистрации гидроакустических эхосигналов. Он обеспечивает возможность одновременной регистрации эхосигналов на персональные компьютеры с визуализацией в виде цветных эхограмм по независимым каналам на частотах 12, 19.7 кГц. Эхо-сигналы преобразовывались в цифровой вид с помощью 4-х 16-разрядных аналого-цифровых

преобразователей звуковых карт. Параметры регистрации эхо-сигналов (диапазон регистрируемых глубин, разрешение по глубине, средняя скорость звука и др.) задаются программно. Оцифрованные эхо-сигналы записываются в файлы данных на жесткий диск компьютера, в каждом файле по 900 посылок эхо-сигнала (число посылок в файле задается программно). Визуализация эхо-сигналов осуществляется на мониторе в виде цветных эхограмм.

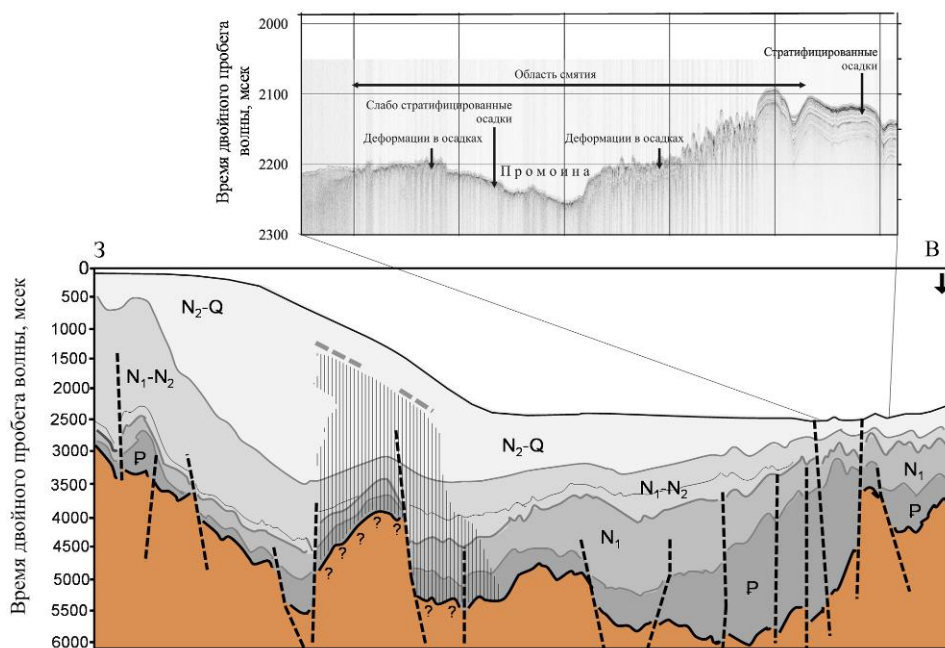
*При обследовании дна с использованием ТПА СОМАНЧЕ* проводились видео- и фотосъемка поверхности дна, отбор проб манипулятором, отбор проб придонной воды, определение содержания метана в придонной воде и акустическое зондирование дна профилографом.

**Особенности геологического строения.** Котловина Дерюгина является характерной неотектонической морфоструктурой, формирующейся в процессе рифтогенной деструкции земной коры. Здесь отмечено значительное уменьшение мощности континентальной земной коры до 20-25 км, предполагается наличие астеносферы и верхней мантии с аномальными свойствами. В пределах западного борта котловины В.В. Харахинов с соавторами выделяют современную спредингтовую структуру, отличающуюся высокими скоростями осадконакопления в плиоцен-четвертичное время. По данным некоторых авторов мощность кайнозойского осадочного чехла в осевой части этого бассейна достигает 12 км по другим данным – не превышает 6 км. Восточная часть котловины Дерюгина относится к Кашеваровской рифтогенной зоне с резко изменчивой мощностью осадочного чехла, преобладанием морфоструктур северо-западного простирания и положительным магнитным полем (Рисунок 4.24). По мнению Р.Г. Кулинича и А.И. Обжирова, это поле отражает границы распространения молодых (позднекайнозойских) вулканитов в осадочном чехле и акустическом фундаменте, которые определяют повышенный тепловой поток и флюидную активность района. В северной части района В.М. Гранник и К.Ф. Сергеев выделяют Кашеваровскую вулcano-плутогенную зону.

Особую роль в формировании современных флюидодинамических систем котловины играют Западно-Дерюгинская и Восточно-Дерюгинская шовные зоны (сутуры). В Западно-Дерюгинской зоне, при максимальной мощности неоген-четвертичных отложений и осадочного чехла в целом, выявлены многочисленные метановые источники часто сопряженные с газогидратами и интенсивными постседиментационными преобразованиями в верхней части осадочного чехла (Рисунок 4.25). Это значительно затрудняет геологическую интерпретацию результатов высокочастотного МОГТ и определение глубины залегания акустического фундамента. На соседних профилях МОГТ 3 и Б (Рисунок 4.24) глубина залегания акустического фундамента определена соответственно как 12 км и 2-3 км.

Восточно-Дерюгинская шовная зона (глубинный разлом, сутура) отделяет Кашеваровскую рифтогенную зону от позднекайнозойского осадочного бассейна. Интерпретация данных МОГТ различными авторами указывает на наличие в этой зоне системы разломов выходящих на

поверхность дна (рисунок 4.25). Проведенное нами высокоразрешающее геоакустическое профилирование через зону разлома выявило здесь интенсивную дислокацию верхней части осадочного чехла, вплоть до голоценовых осадков (рисунок 4.25). Газовые источники в зоне разлома не характерны, но отмечаются признаки поступления водных флюидов – карбонатная, в том числе марганцевая минерализация в осадках, находки нонтронита, сульфидов Cu, Pb. Выявлена максимальная скорость накопления Mn, Zn, Ni, Ba, Hg в голоценовых осадках.



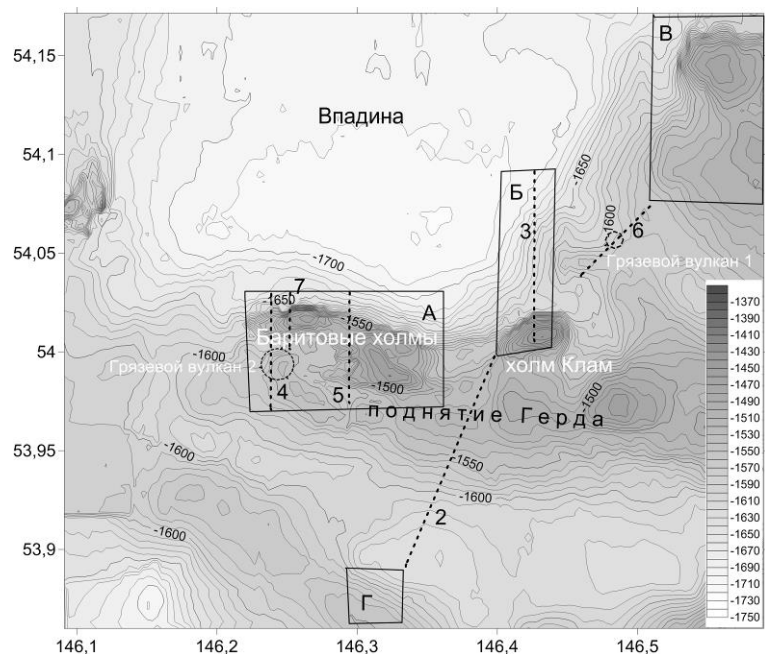
Жирной линией показана поверхность акустического фундамента, жирными штриховыми линиями – разломы. Вертикальная штриховка – область миграции свободного газа; штриховая линия – участки формирования газогидратов. Стрелкой показано положение района Баритовые холмы (проекция); N<sub>2</sub>-Q – плиоцен-четвертичные отложения нерасчлененные; N<sub>1</sub>-N<sub>2</sub> – нутовский сейсмокомплекс позднего миоцена – раннего плиоцена и окобыкайский сейсмокомплекс среднего – верхнего миоцена (граница между ними показана локально); N<sub>1</sub> – дагинско-уйнинский сейсмокомплекс нижнего – среднего миоцена; P – даехуриинско-люкаминский сейсмокомплекс палеогена

Вверху – профиль 1 (рисунок 4.24) высоразрешающего сейсмоакустического профилирования (проекция на профиль МОГТ Б)

Рисунок 4.25 – Строение осадочного чехла и рельеф акустического фундамента котловины Дерюгина по профилю МОГТ Б (см. Рисунок 4.24) (Астахов и др., 2017)

К Восточно-Дерюгинской шовной зоне территориально тяготеют Баритовые холмы с интенсивной барит-карбонатной минерализацией и метановыми источниками. Структурная позиция этого района определена по сейсмическим данным, выражена в гравитационном и фиксируется в магнитном полях. В соответствии с полем гравитационных аномалий участок

баритовой минерализации располагается на окраине субширотного поднятия фундамента Герда на границе с вулканотектонической депрессией, морфологически выраженной в рельефе как Впадина (Рисунок 4.26).



Штриховыми линиями с цифрами показаны сейсмоакустические профили, приведенные на рисунках 4.27–4.31. Кружки – грязевые вулканы. Координатная сетка в градусах и долях градуса, широта северная, долгота восточная

Рисунок 4.26 – Карта рельефа дна района вблизи Баритовых холмов и местоположение участков детальных работ (прямоугольники)

*Особенности рельефа.* В пределах района Баритовых холмов (Рисунок 4.26) рельеф дна детально изучался по системе галсов в пределах полигонов 1-4 (Рисунок 4.24) одновременно с акустическим и сейсмоакустическим профилированием. Для построения карты рельефа использовались также результаты эхолотирования, получаемые на всех переходах в этом районе, включая работу на станциях, при погружениях ТПА и стоянках в дрейфе. Использовались также данные промера нескольких предыдущих российских экспедиций. Построенная таким образом карта (Рисунок 4.26) явилась наиболее детальной цифровой картой рельефа для этой акватории, имеющаяся в распоряжении российских исследователей. Наиболее детально оказался закартирован район Баритовые холмы, где было выполнено профилирование по перекрестной системе галсов, детализированной в пределах наиболее крутого склона между Баритовыми холмами и Впадиной.

Основными формами рельефа в пределах района исследований являются Впадина, максимальная глубина которой достигает 1730 м, и окружающие ее поднятия (Рисунок 4.26). В геологическом плане Впадина рассматривается как вулканотектоническая депрессия, сформировавшаяся в узле пересечения разнонаправленных разломных зон. Согласно количественным оценкам, глубина погружения фундамента здесь относительно окружающих поднятий составляет около 3 км. Интенсивные магнитные аномалии, наблюдаемые над Впадиной и образующие отчетливую структуру центрального типа, свидетельствуют о насыщении ее разреза вулканогенными образованиями, возможном наличии нескольких палеовулканических построек. На этой основе рассматриваемая структура по своему происхождению была отнесена к вулканогенно-осадочной. В рельефе окружающих поднятий прослеживается ряд пологих валов и разделяющих и понижений имеющих преимущественно северо-западное простирание, что совпадает с основным геоструктурным планом восточной части котловины Дерюгина.

Поднятие Баритовые холмы и подобный ему Холм Клам морфологически представляют собой несимметричные рифоподобные постройки на склоне между осевой частью поднятия Герда и Впадиной. Склоны построек, обращенные к Впадине более крутые, имеют отчетливо выраженный уступ на глубинах 1500-1600 м. Склоны, обращенные к поднятию Герда, имеют выраженный в рельефе уступ лишь локально, переход к выровненной поверхности поднятия происходит на глубинах 1480-1530 м. Вершины холмов имеют достаточно ровный макрорельеф. На Баритовых холмах выделяются три вершины – Западная, Восточная и Южная, холм Клам представляет собой моновершинную постройку. Общим для этих двух возвышенностей является баритовая или барит-карбонатная минерализация и признаки активной дефлюидизации осадочного чехла. Последние выражены в аномалиях метана в придонных водах, бактериальных матах, наличии специфической донной фауны. Если на холме Клам баритовая минерализация представлена тонкими корками на поверхности дна, то на Баритовых холмах выделен большой комплекс, включающий: крупные баритовые трубы диаметром до 0,5 м и высотой до 12 м, их основание, уходящее в осадочную толщу, баритовые и барит-карбонатные корки и покровы, конкреции (цементация баритом осадка), мелкие трубки в толще осадка, псевдоморфозы по биогенным остаткам и др. Все это определяет особенности мезо- и микрорельефа дна, а также акустические свойства поверхности дна и осадочного чехла.

*Для выявления особенностей строения осадочного чехла в районе Баритовых холмов и ближайших возвышенностей были выполнены 680 км сейсмоакустического профилирования с использованием профилографа “GeoPulse Subbottom Profiler”. В условиях котловины Дерюгина этот метод дает возможность получить сведения о строении верхних 40-50 м осадочного чехла. Общей особенностью всех изученных районов за пределами участков с баритовой*

минерализацией является параллельно-слоистое строение четвертичных отложений, слагающих верхнюю часть осадочного чехла (Рисунок 4.27).

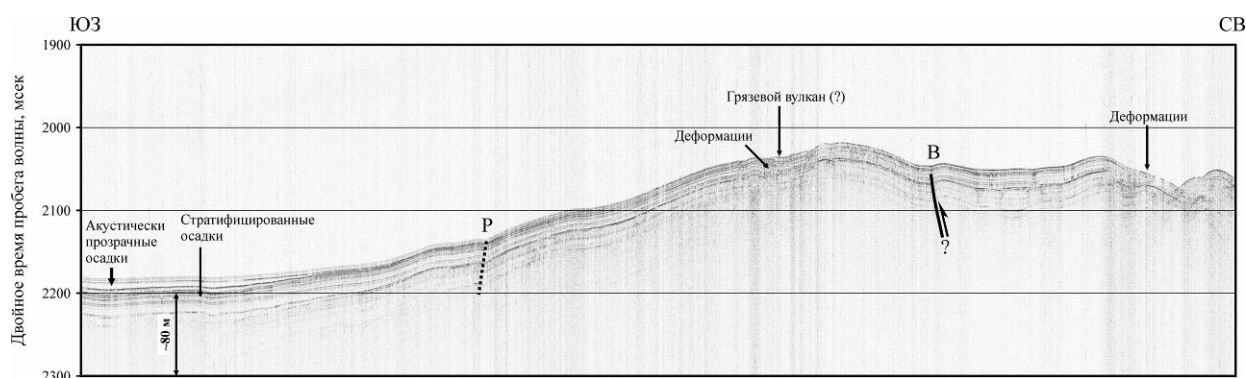


Рисунок 4.27 – Пример параллельно-слоистой структуры верхней части осадочного чехла поднятия Герда. Р – разлом. В – взброс. Местоположение разреза показано на Рисунке 4.26

В районе исследований и на примыкающих участках Охотского моря эти отложения достаточно хорошо опробованы трубками и изучены на глубину до 10-12 м. Они представлены чередованием межледниковых глинистых или глинисто-диатомовых илов и более грубозернистых отложений периодов оледенений. В южной части котловины Дерюгина и во Впадине выделяются горизонты акустически прозрачных отложений (Рисунок 4.28), которые представлены однородными серыми или черными пелитами, накопившимися в последний холодный период (ИКС 2) в условиях интенсивного выноса терригенного материала рекой Амур.

Наблюдается повсеместные деформации осадков, затрагивающие даже голоценовые отложения. Степень деформированности верхней части осадочного чехла увеличивается вблизи Баритовых холмов, холма Клам и, как уже указывалось, в зоне Восточно-Дерюгинской шовной зоны (см. Рисунок 4.25). Деформации условно можно классифицировать как смятия осадочного чехла различной степени (Рисунок 4.28), оползни, разломные нарушения, грязевые вулканы (Рисунки 4.27, 4.28). Области развития баритовых построек и широкого распространения более мелких аутигенных баритовых и карбонатных включений в осадочном чехле на сейсмограммах диагностируются как фации хаотических отражений, когда в осадках отсутствует какие-либо признаки структуры осадочного чехла (рисунок 4.29). Распространение этой фации в общих чертах отражает границы зоны баритовой минерализации с высотой баритовых построек более 1-2 м. Появление фации хаотических отражений может быть объяснено нарушением первичной слоистости осадочного разреза, произошедшей вследствие внедрения барийнесущих растворов, сопровождавшимся формированием баритовых «столбов» на поверхности дна и в толще осадка, а также последующим диагенетическим перераспределением барита с формированием мелких

баритовых или карбонатных трубок, конкреций и корок в толще осадка. Она могла сформироваться и при накоплении осадков и продуктов разрушения баритов во впадинах между баритовыми постройками. В этом случае также возможно интенсивное диагенетическое изменение этих отложений.

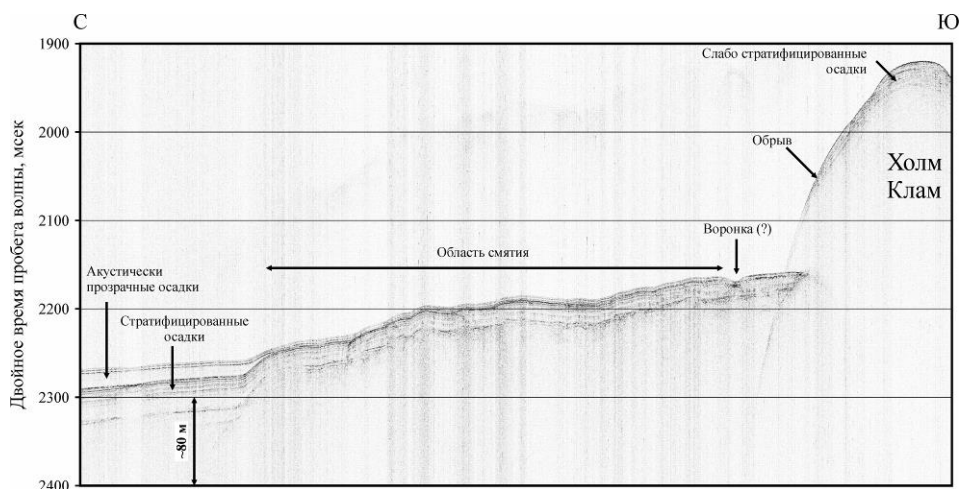


Рисунок 4.28 – Пример строения верхней части осадочного чехла на границе Впадины и холма Клам (профиль 3, см. Рисунок 4.26)

В ряде случаев в пределах самой постройки Баритовые холмы в седловинах между отдельными холмами встречены умеренно стратифицированными осадки (Рисунок 4.30). Южные склоны поднятия покрыты осадками с различной степенью стратификации, в них встречаются единичные баритовые постройки или другие признаки баритовой минерализации и активной флюидодинамики. Здесь встречены стратифицированные, умеренно стратифицированные и слабо стратифицированные отложения. Местами отмечаются умеренные деформации осадков, что может указывать на наличие околосовременных вертикальных движений блоков земной коры.

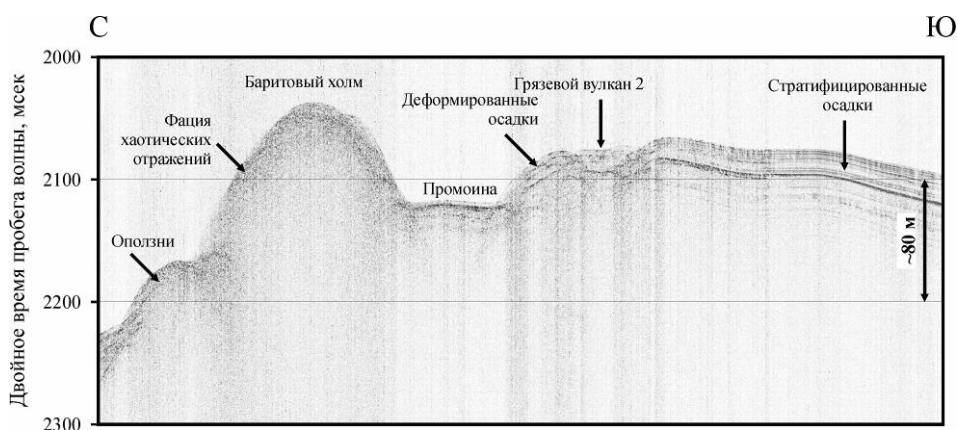


Рисунок 4.29 – Пример строения верхней части осадочного чехла в западной части полигона А. Местоположение профиля показано на Рисунке 4.26 (профиль 4).

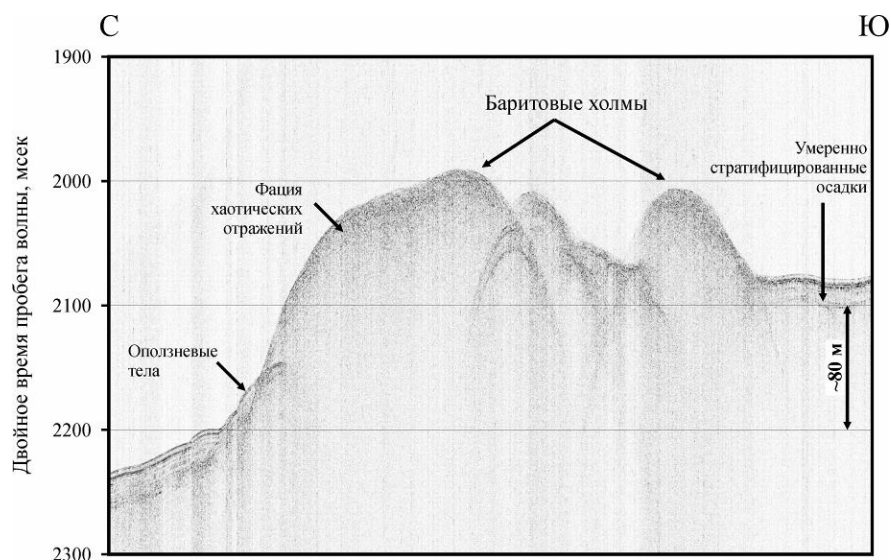


Рисунок 4.30 – Пример распространения фации хаотических отложений в осевой части полигона А. Местоположение профиля показано на Рисунке 4.26 (профиль 5).

К северу от Баритовых холмов можно выделить две зоны. В пределах Впадины осадочный чехол состоит из двух слоев, верхнего прозрачного, и нижнего, стратифицированного (Рисунок 4.28). В направлении к Баритовым холмам и холму Клам верхний прозрачный слой выклинивается и исчезает, а нижний слой воздымается и участвует в строении подножия поднятий. Подножие сложено слабо стратифицированными осадками, смятыми в складки. На холме Клам, где фация хаотических отложений отсутствует, подобные складки не установлены. Изученная часть холма имеет грубо симметричную в поперечном сечении форму и покрыта слабо стратифицированными осадками. Наличие ясно выраженного подножия с деформированным осадочным чехлом и ненарушенного осадочного чехла во Впадине и на холме Клам свидетельствует о различных вертикальных движениях во время отложения верхнего и нижнего слоев Впадины. Следовательно, образование подножия произошло достаточно быстро, в конце формирования нижнего слоя и, вероятно, объясняется появлением обстановки локального сжатия этой части поднятия Герда. Обстановка сжатия на холм Клам не распространилась, на что указывает спокойный рельеф его кровли и присутствие слабо стратифицированных осадков без признаков значительных внутренних деформаций.

Характерной формой проявления флюидодинамических процессов являются грязевые вулканы. Грязевой вулкан 1 был обнаружен у юго-восточной границы Впадины при профилировании между участками работ В и А в юго-западном направлении со скоростью 4,5 узла. Его координаты: 54°3,378 с.ш. и 146°29,083 в.д. Находится в днище неглубокого трога (Рисунок 4.26) северо-западного простирания, правильные линейные границы которого позволяют предполагать его тектоническую природу. На сейсмограмме (Рисунок 4.31) грязевой вулкан



проявлен, как небольшая сопка высотой 8-10 м и диаметром около 200 м с акустически более прозрачной поверхностью, чем окружающее днище трога. При сейсмоакустическом профилировании в троге и на его бортах хорошо прослеживается слоистая осадочная толща четвертичного возраста (Рисунок 4.31). Под грязевым вулканом эта слоистость не прослеживается, прерывается, в куполе же имеется собственная слоистость. По характеру сейсмоакустической записи эта структура подобна выявленным в абиссальной котловине Тихого океана в районе Магеллановых гор.

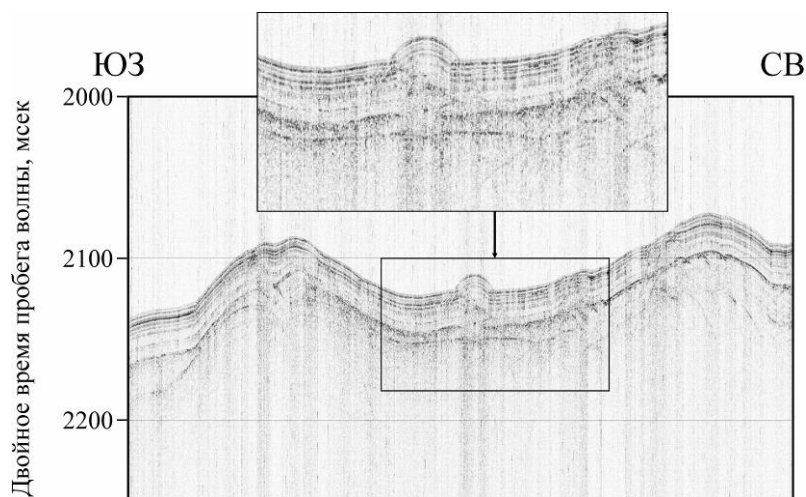


Рисунок 4.31 – Фрагмент сейсмоакустической записи иллюстрирующей строение осадочного чехла в районе грязевого вулкана 1 (в центре). Профиль 6 (см. Рисунок 4.26)

Грязевой вулкан 2 находится недалеко от Баритовых холмов к югу от Западной вершины (Рисунок 4.26). Координаты его центральной части  $53^{\circ}59,745$  с.ш. и  $146^{\circ}14,277$  в.д. Располагается на склоне небольшой возвышенности (Рисунок 4.26). Нахождение тела грязевого вулкана на склоне хорошо иллюстрируется на эхограммах (Рисунок 4.32 профиль 4), и на сейсмоакустическом профиле 4 (Рисунок 4.31). Особенности рельефа дна примыкающего поднятия и сейсмоакустические данные позволяют предполагать, что оно представляет собой единую большую грязевулканическую постройку с основным эруптивным центром на ее вершине (Рисунок 4.29). По характеру сейсмоакустической записи эта структура подобна многим другим грязевулканическим постройкам. Большая часть этой постройке перекрыта морскими четвертичными отложениями. На северо-западном склоне установлены зоны деформации осадочного чехла и покровы грязевулканической брекчии по крайней мере двух генераций. Более древний спускается от центральной части вулкана на северный склон и покрыт маломощным и деформированным осадочным чехлом. Более молодой занимает северо-западный склон с очень сильно расчлененным рельефом и отсутствием молодых отложений. В пробах, отобранных на этих

покровах, присутствуют раковины хемотрофных моллюсков, в одной отмечается сильное сероводородное заражение осадков. При погружении ТПА у подножия древнего потока наблюдались полосы выходов каких-то более плотных осадков, частично перекрытых молодыми илами.

*Особенности микрорельефа дна и распространение баритовых построек.* Основным методом изучения баритовых построек в рейсе было акустическое зондирование поверхности дна с использованием модифицированных судовых эхолотов ELAC LAZ72 и Сарган-ЭМ. Ранее было установлено, что наличие баритовых построек приводит к появлению непосредственно перед эхосигналом от поверхности дна дополнительного сигнала, длительность которого определяется высотой баритовых построек, а энергия – их количеством в зоне, принимающей участие в формировании сигнала обратного рассеяния (радиус около 250 м). В результате на эхограммах выделяется слой придонного рассеяния (СПР), нижняя темная граница которого определяется поверхностью дна, а верхняя – вершинами наиболее высоких баритовых построек (Рисунок 4.32). По энергии сигнала в пределах СПР можно определить площадь покрытую постройками. При этом отдельные постройки не различаются, что связано с большой площадью дна одновременно охватываемой эхолотным лучом. В приведенных примерах (рисунок 4.32) отраженный сигнал от дна регистрируется в диапазоне от красного до желтого цветов в зависимости от состава отложений, а слой придонного рассеяния над ним – в синих. Толщина этого слоя отражает высоту построек. На профиле 9 выделяются баритовые постройки разных генераций. На вершине холма они имеют высоту до 10-12 м и являются, вероятно, более поздним образованием по сравнению БП высотой 4-6 м, преобладающими на других участках.

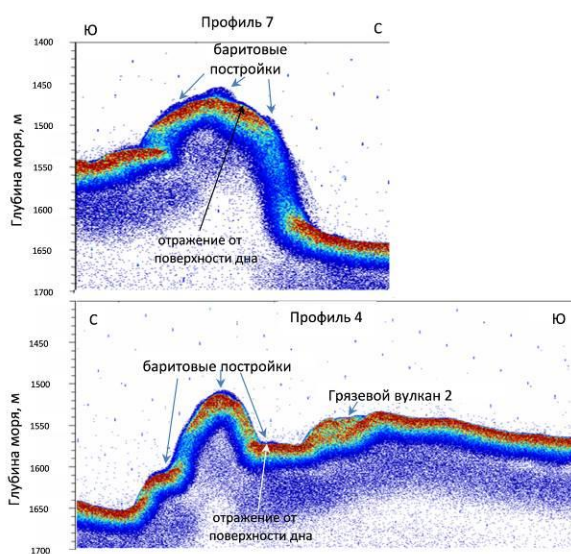
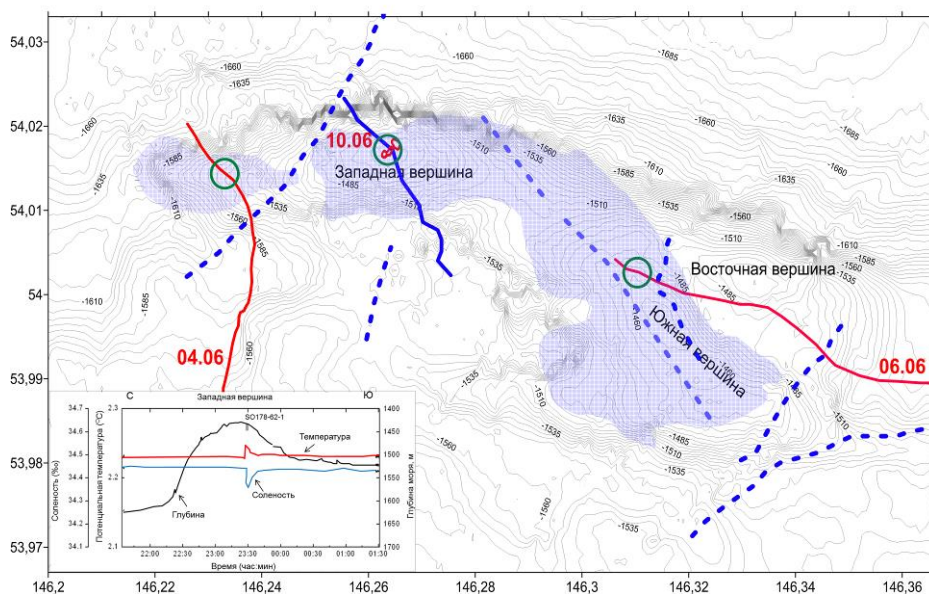


Рисунок 4.32 – Пример регистрации баритовых построек с использованием геоакустического комплекса (положение профилей см. на Рисунке 4.26)

Полученные в рейсе данные подтвердили имеющиеся сведения о площадном распространении и высоте баритовых построек (Рисунок 4.33). Вне самих Баритовых холмов, преимущественно к югу от них, также выявлены отдельные баритовые постройки или их группы. Ранее масса барита, находящаяся в слое придонного рассеяния, была оценена как 3 млн тонн. Другая опубликованная оценка 3-10 млн т включала и массу баритов в осадочном чехле. Оценка этой части запасов весьма проблематична, так как барит является весьма неустойчивым минералом и в зоне сульфатного истощения может растворяться.

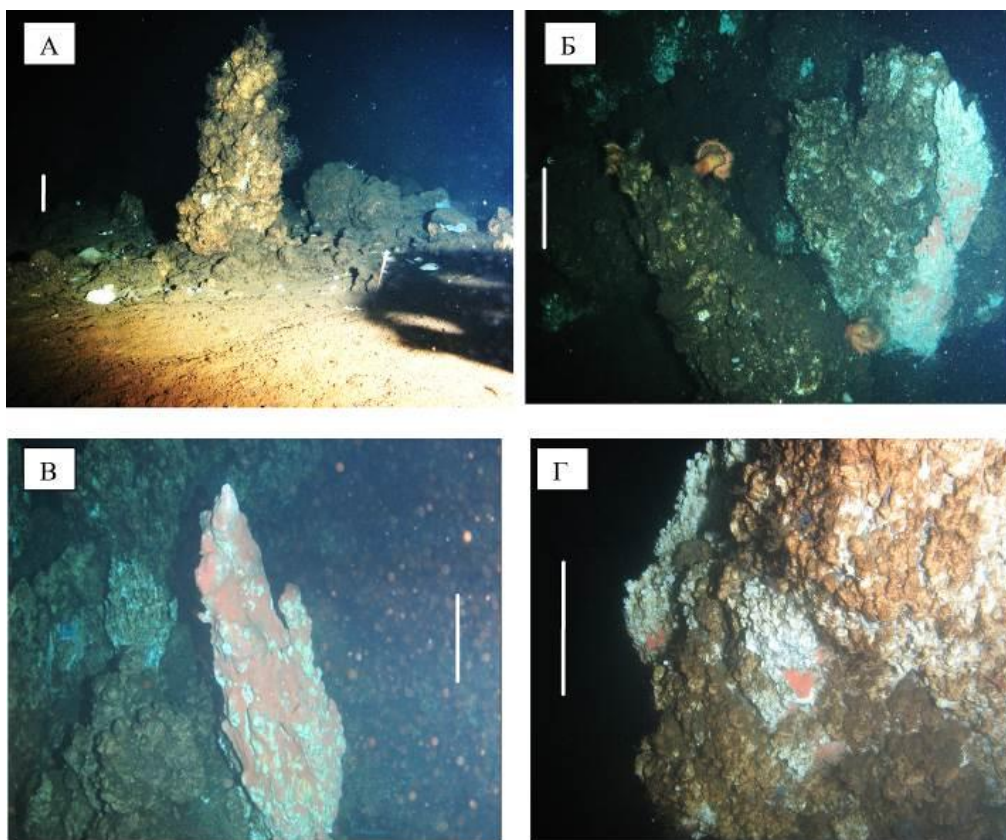
При обследовании дна с использованием ТПА COMANCHE проводились видео- и фотосъемка поверхности дна, отбор проб манипулятором, отбор проб придонной воды, определение содержания метана в придонной воде и акустическое зондирование дна профилографом. При визуальном обследовании дна в районе Баритовых холмов наблюдались баритовые постройки самых разнообразных форм: одиночные «столбы» и «колонны» (Рисунок 4.34А), их группы и скопления, трудно регистрируемые фотосъемкой из-за ограниченного освещения, полуразрушенные баритовые постройки в различной степени покрытые биогенным налетом и осадками (Рисунки 4.34А, 4.35А), баритовые «плиты» и «платформы», оставшиеся на месте полностью разрушенных построек (Рисунок 4.35В), скопления обломков и валунов барита на крутых склонах и другие формы. Повсеместно, даже там где, по данным дистанционного зондирования присутствует фация хаотических отложений и (или) слой придонного рассеяния, встречаются участки покрытые осадками без барита (Рисунок 4.34А). Если площадь таких участков и мощность неизменных отложений незначительна, они не регистрируются акустическими методами. В то же время БП и небольшие участки со слоем придонного рассеяния встречаются вместе со стратифицированными осадками, особенно деформированными (см. Рисунок 4.29).



Синей штриховкой показана основная область распространения высоких (более 2 м) баритовых построек; красными линиями – маршруты погружений ТПА COMANCHE; синими штриховыми и сплошной линиями – маршруты погружений системы OFOS в 178 рейсе НИС «Sonne»; зелеными кружками – участки, где при погружениях ТПА COMANCHE обнаружены формирующиеся баритовые постройки. На врезке: вариации солёности и потенциальной температуры придонных вод, полученные системой OFOS на профиле SO178-57-1 (на карте показан синей сплошной линией) и место отбора колонки SO178-62-1

Рисунок 4.33 – Рельеф дна района «Баритовых холмов» и маршруты погружений ПОА COMANCHE

Последовательность формирования БП может быть определена по степени их разрушения, обрастания и покрытия органическим налетом или черной пленкой марганцевых гидроксидов. На большей части обследованной поверхности баритовых холмов распространены старые сглаженные и частично разрушенные постройки высотой до одного – полутора метров, покрытые черной марганцевой пленкой или бурым и черно-бурым покровом органики с многочисленными обрастателями (Рисунки 4.34А, 4.35А – задний план) или такие же черные глыбовые развалы баритов. В осевых частях поднятия встречены лучше сохранившиеся (рисунок 4.34А – передний план) и менее обросшие постройки, покрытые только бурым или буроватым органическим налетом, а также белые или серовато-белые образования, формирующиеся в настоящее время (рисунки 4.34Б, В, Г, 4.35А, Б). На рисунке 4.34Г видны три генерации баритов: наиболее старый коричневый в нижней части, светло-коричневый, составляющий основную часть постройки, и белый, нарастающий ее по периметру и вверху. Стадийность формирования баритовых построек может быть продемонстрирована также Рисунками 4.34Б, В, 4.35А.

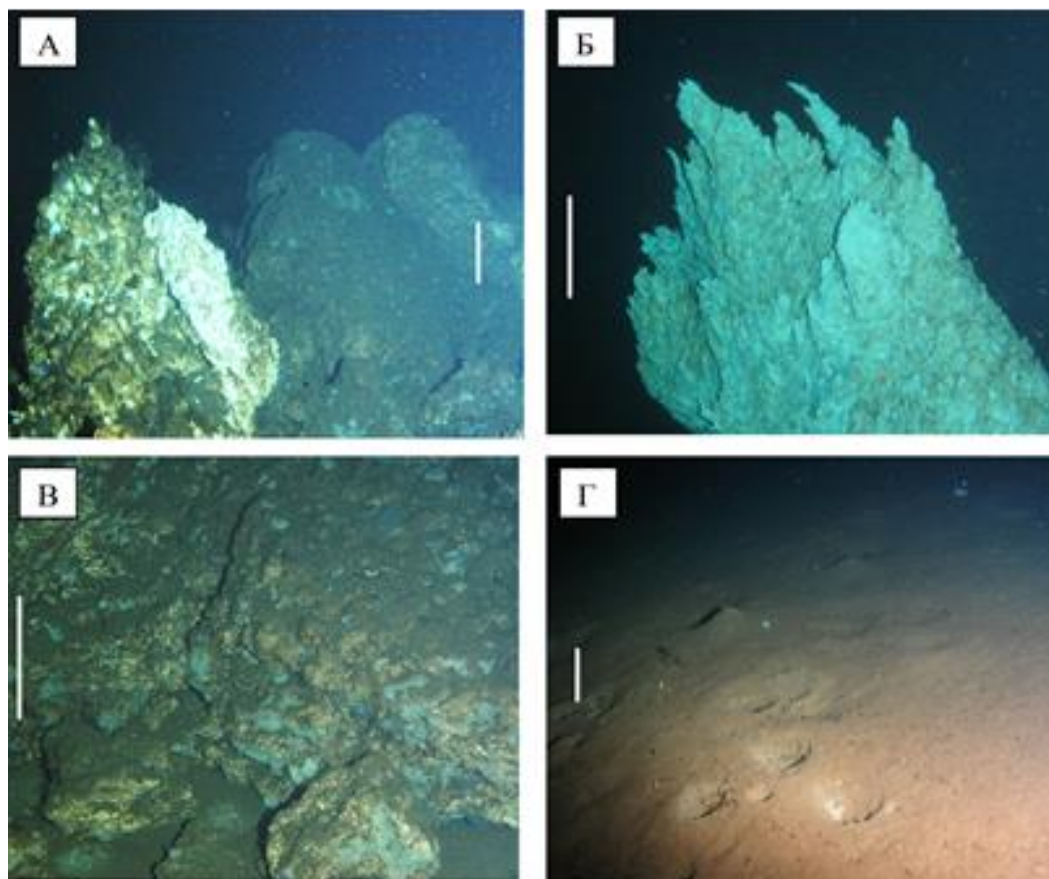


Снимки панорамные, выполнены ТПА COMANCHE (погружение 10.06) при нахождении на грунте; масштабная линейка 0,2 м – белая вертикальная линия, отражает размеры на уровне основного объекта съемки. А – относительно молодая одиночная баритовая постройка, покрытая биогенным налетом и гидроидами, на поверхности старых разрушенных баритовых образований; на переднем плане – дно, покрытое окисленными осадками с отмершими и живыми раковинами (калиптогена?), справа по центру серые пятна бактериальных матов; Б – разновозрастные БП, покрытые биогенным налетом и голотуриями, справа формирующиеся баритовые тела; В – формирующаяся баритовая постройка (белая с розовыми пятнами) на поверхности более старых, покрытых коричневатым биогенным налетом; справа оптические аномалии вызванные, вероятно, неоднородностью водной толщи; Г – боковая поверхность крупной относительно молодой постройки с наростами нового барита (белое)

Рисунок 4.34 – Баритовые постройки различного возраста на западной вершине «Баритовых холмов», зафиксированные при погружениях 10.06 (А, В) и 06.06 (Б, Г)

В какой-то мере стадийность формирования баритовых построек проявлена и результатах акустического зондирования. По толщине слоя донного рассеяния на западной вершине (Рисунок 4.33 профиль 7) выделяется осевая часть с предположительно молодыми постройками высотой до 12 м, а на прилегающих участках высота их не превышает 5-7 м. В целом Западная вершина отличается значительно большим распространением молодых построек. Здесь же в 2004 г. при профилировании системой OFOS выявлены придонные воды с повышенной температурой и пониженной соленостью (см. Рисунок 4.33 врезка), которые могут быть связаны с поступлением

низкотемпературных гидротермальных пресных вод, формирующихся при дегидратации глинистых толщ на глубине несколько километров в условиях высокой температуры. Эти воды резко обеднены магнием и хлором, не содержат сульфатов, но богаты кремнием.



Снимки панорамные, выполнены ТПА СОМАНЧЕ (погружение 06.06) при нахождении на грунте; масштабная линейка 0,2 м – белая вертикальная линия, отражает размеры на уровне основного объекта съемки или центральной части кадра. А – разновозрастные частично разрушенные БП с пятнами бактериальных матов (серое в правом нижнем углу) и формирующаяся БП (белое в центре); Б – вершина формирующейся БП с отдельными «ветвями» отклоняющимися по направлению преобладающих течений; В – баритовая «плита» покрытая эпизодичным покровом диатомовых илов (темный зеленовато-серый) и бактериальными матами (светло-серые пятна); Г – поверхность дна покрытого окисленными осадками с воронками роющих организмов в которых видны мелкие обломки барита (белое)

Рисунок 4.35 – Фотографии баритовых образований (А, Б, В), и поверхности дна (Г) в районе южной вершины Баритовых холмов (погружение 06.06)

Еще одной особенностью баритовых построек Западной вершины является наличие розового покрова на поверхности белых формирующихся построек (Рисунок 4.34 Б, В, Г). Такого не было отмечено на других вершинах. К сожалению, образцы этих баритов не были подняты, они также не встречались ранее среди образцов, полученных драгированием. Можно предполагать, что розовый налет образован организмами, способными к обитанию в распресненных и теплых водах

со специфическими гидрохимическими условиями. Помимо повышенного содержания метана, воды источников, судя по анализу иловых вод в колонке SO178-62-1 (см. Рисунок 4.33 врезка) могут быть обеднены магнием, сульфатом и хлором, но богаты кремнием.

Помимо отмеченных выше специфических особенностей придонных и иловых вод на Западной вершине и проявлений грязевулканической деятельности можно отметить и другие признаки современной дефлюидизации осадочного чехла. Это широкое распространение бактериальных матов (Рисунки 4.34А, 4.35А, В) и характерных бентосные организмов (калиптогена). Весьма интересным представляется обнаружение на некоторых фотоснимках оптических аномалий в водной толще (см. Рисунок 4.34В). Очевидно, они возникают в неоднородной водной среде при освещении фотовспышкой, и могут быть признаками интенсивного перемешивания вод разного состава, что характерно для мест поступления гидротермальных вод (и газов?) из осадочного чехла.

Проведенные исследования выявили характерные формы рельефа и микрорельефа, сильную дислоцированность осадочного чехла, затрагивающую и голоценовые отложения, интенсивную флюидодинамическую деятельность, свидетельствующие об активной неотектонической обстановке в районе Баритовых холмов и Восточно-Дерюгинской шовной зоны. Это не противоречит существующей неотектонической модели о приуроченности баритовой залежи к разлому северо-западного направления, характерным для восточной части котловины, но не продолжающимся за пределы Восточно-Дерюгинской шовной зоны. Сама залежь представляет собой рифообразную постройку, осложняющую северо-западный борт поднятия Герда. Образование ее как возвышенности могло быть следствием многократного формирования баритовых построек и накопления осадков. Поля баритовых построек служили каркасом, удерживающим осадочный материал, что обеспечило более высокие темпы накопления осадков по сравнению с окружающими участками и привело к образованию возвышенностей (холмов). Такую же природу, вероятно, имеет и холм Клам, хотя фация хаотических отложений и слой донного рассеяния здесь не прослеживаются. Опробование осадков и профилирование OFOS выявило следы флюидодинамической активности – одиночные баритовые постройки, баритовые корки на поверхности дна, бактериальные маты, хемотрофные бентосные организмы.

В осевой части поднятия Баритовые холмы продолжается формирование баритовых построек в результате поступления низкотемпературных гидротерм из осадочного чехла. Однако, отсутствие крупных вновь образованных построек и узкая локализация этих процессов только в центральных участках баритовой залежи, дает основание полагать, что формирование баритовой залежи происходило при более интенсивном поступлении барийнесущих растворов. Возможно, усиление флюидодинамической деятельности было связано с периодами тектонической активизации, как это установлено для метановых источников западного борта котловины

Дерюгина. Имеется точка зрения о сходстве флюидодинамических процессов на Баритовых холмах с грязевым вулканизмом, для которого также характерна связь с сеймотектонической активностью. При изучении колонок донных осадков вблизи Баритовых холмов выделены несколько этапов интенсивного поступления барийнесущих флюидов. Последний соответствовал середине голоцена, отмечены также эпизоды 20-25 и 49 тыс. лет назад.

Одним из возможных источников бария для формирования новых построек или наращивания старых может быть барий, высвобождающийся при диагенетических процессах в толще баритсодержащих отложений. О наличии этих процессов свидетельствует многообразие форм выделения барита в осадочном чехле: трубчатые тела различной формы, конкреции, микроконкреции, корки, базальный цемент в песчаниках и др. Наиболее многообразны трубчатые тела, обычно представляющие собой псевдоморфозы по ходам илоедов с баритовым или карбонатным цементом. Существует мнение, что такие образования формируются и при медленной, рассеянной миграции к поверхности дна глубинных барийнесущих флюидов. В любом случае имеющиеся сведения свидетельствуют о продолжающемся наращивании баритовых построек с поверхности дна. Соответственно, в случае промышленной разработки этой залежи и извлечения барита, формирующей постройки на поверхности дна, они могут возникнуть вновь по истечению какого-то времени. В какой-то мере это может означать восстановление запасов месторождения, что существенно увеличивает его экономическую значимость.

Проведенные исследования, так же как и многочисленные работы предшественников, не позволяют однозначно судить об источниках бария в низкотемпературных гидротермах Баритовых холмов. Наши данные, подтвердившие неотектоническую дислоцированность осадочного чехла в пределах многих участков котловины и его интенсивную дефлюидизацию, не выявили признаков баритовой минерализации за пределами поднятия Герда и примыкающего участка Впадины. Хотя осадочный чехол котловины Дерюгина, повсеместно включающий кремнистые толщи, на многих участках дислоцирован и имеет признаки интенсивной дефлюидизации. На северо-восточном склоне о-ва Сахалин, например, в придонном горизонте выявлены аномалии теплых и распресненных вод, подобные установленной на западной вершине Баритовых холмов (см. вставку на рисунке 4.33). Это, а также новые данные по изотопно-геохимическим особенностям баритов Баритовых холмов, по которым они соответствуют известным гидротермальным месторождениям на суше, и уникальность масштабов минерализации, не имеющей аналогов в районах проявления холодных, водно-газовых источников, делают более приемлемыми модели формирования залежи, учитывающие влияние вулканогенной поставки бария. В пользу этого свидетельствует и проявления андезитового вулканизма позднеолигоцен-раннемиоценового времени, известные на периферии котловины



Дерюгина. Этот же возраст (раннемиоценовый) имеют глубинные барийсодержащие флюиды района Баритовых холмов.

### Заключение

Среди основных научных результатов, полученных по разделу «Геохимия осадконакопления, осадочное и гидротермальное рудообразование» в 2013-2016 гг. необходимо выделить главные, относящиеся к двум направлениям. К особенностям железомарганцевого рудообразования в регионе относятся следующие результаты:

– впервые изучены железомарганцевые корки двух участков хребта Витязя на океаническом склоне Курильской островной дуги; они содержат многочисленные микро- и нановключения зерен цветных (Cu, Zn, Pb, Sn, Ni, W) и благородных (Au, Ag, Pd, Pt) металлов в виде самородных элементов, сульфидов, сульфатов, окислов или интерметаллидов (Астахова, Леликов, 2013);

– по результатам фораминиферового анализа выполнено определение геологического возраста основных элементов разреза (слоев) кобальтоносных марганцевых корок Магеллановых гор; палеогеографический анализ показал на второстепенную роль слоя кислородного минимума при образовании корок, а их дискретное нарастание, наиболее вероятно, было обусловлено субглобальными циклами внутриплитового магматизма (Мельников, Плетнев, 2013);

– впервые в магматических породах подводных возвышенностей задугового рифтогенного бассейна (Японское море) обнаружены включения зерен цветных и благородных металлов: Ag, Cu, Zn, Sn, Ni, Co, As, Pb, Sb, W, V и заполнение пор базальтов гидроокислами Fe и Mn; аналогичные включения этих же металлов установлены в железомарганцевых корках, образовавшихся на привершинных частях вулканов; сходный минеральный состав, особенности морфологии и локализации наложенной минерализации указывают на единый постмагматический газо-гидротермальный источник цветных и благородных металлов, что существенно увеличивает перспективы подобных бассейнов на обнаружение полиметаллических сульфидных руд (Астахова и др., 2014);

– выявлены и изучены специфические формы железомарганцевых образований – гравийно-галечниковые конгломераты плиоцен-раннеплейстоценового возраста (2-1 млн лет) с базальным марганцевым цементом; они подняты при драгировании привершинной части небольшой вулканической постройки на возвышенности Витязя в Японском море; высокое содержание марганца, при низких содержаниях железа и рудных микроэлементов, значения геохимических модулей (марганцевого, титанового и алюминиевого), указывающих на содержание эксгальтативной компоненты, свидетельствуют о гидротермальном генезисе рудной матрицы конгломератов (Астахова и др., 2015);

– выявлен новый тип железомарганцевых образований – массивные марганцевые пиролюзитовые руды; формирование их на небольшой безымянной возвышенности в Центральной котловине Японского моря произошло в позднеплейстоцен-голоценовое время в результате сильного элементного фракционирования рудообразующего раствора; значения геохимических модулей, титанового и алюминиевого, указывает на значительное содержание в рудных отложениях эксгалитивной компоненты; образование их связано с быстрым осаждением гидроокислов марганца в зоне смешения гидротермальных растворов и морских вод с высоким содержанием кислорода; максимальное для марганцевых руд содержание марганца (60.3-63.1 %) определяет значение находки не только как объекта для возможного практического использования, но и как модели для поисков подобных залежей в древних отложениях (Астахова и др., 2015; Астахова, Лопатников, 2016).

Специфические особенности геохимии осадконакопления на активной (Тихоокеанской) и пассивной (Актической) континентальных окраинах представлены следующими результатами:

– изучены условия формирования отложений пассивной континентальной окраины, обогащенных органическим веществом (2,0-2,5 %) и с аномальными содержаниями металлов, в том числе благородных; оно происходит в зоне современного растяжения земной коры, где в формирующихся прогибах при активизации процессов дефлюидизации возникают аноксидные обстановки (Астахов и др., 2013);

– впервые в Чукотском море обнаружены и изучены метанопроизводные аутигенные карбонаты. Они отличаются чрезвычайно легким изотопным составом углерода ( $\delta^{13}\text{C} = -63.6 \dots -55.6 \text{ ‰}$ ), высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$  (2.7–3.9 ‰) свидетельствуют о весьма низких температурах карбонатообразования (не более 6° C); морфологические и текстурно-структурные особенности (брекчиевидность, включения раковин моллюсков, макропористость), а также химический, минеральный и изотопный составы АКО свидетельствуют о его формировании на морском дне в результате микробиального окисления метана (Колесник и др., 2014);

– при изучении донных осадков, накопившихся за последние 60-65 тыс. лет в воронках покмарков Чукотского плато в Северном Ледовитом океане, выявлено, что состав отложений и их литостратиграфия в общем виде подобны фоновым районам; специфической особенностью является наличие прослоев и горизонтов осадков с признаками гравитационного перемещения, карбонатной минерализацией, признаками накопления в условиях сероводородного заражения; микропалеонтологические остатки в осадках покмарков, накопившихся в ледниковые периоды, представлены переотложенными формами, характеризующими палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения, эпизодически обнажавшиеся в бортах; сделан вывод, что формирование покмарков связано с действием пульсирующих флюидных потоков, последний этап активной дефлюидизации, во время которого сформировался современный рельеф покмарков, имел место в

период 35-20 тыс. лет назад (Астахов и др., 2014);

– при изучении химического состава и танатоценозов диатомей донных осадков Чукотского и Восточно-Сибирского морей установлена зона влияния теплых и более соленых тихоокеанских вод, проникающих через Берингов пролив; показано, что наиболее показательными индикаторами являются диатомей *Paralia sulcata* и *Thalassiosira nordenskioeldii*, характерные для отдельных ветвей тихоокеанских вод, а также содержание кальция (Ca/Al) и биогенных элементов продуцируемых фитопланктоном (хлорин, биогенный кремнезем) (Astakhov et al., 2015);

– разработан метод палеореконокструкций катастрофических наводнений, в том числе вызванных прохождением тайфунов, по распределению брома в разрезах шельфовых и эстуариевых отложений; формирующихся в периоды наводнений осадочные слои сложены терригенным материалом, не содержащим морское органическое вещество, обычно накапливающее бром; в Амурском заливе Японского моря, при средней скорости осадконакопления за последние сто лет 3-5 мм/год, слои с минимальным содержанием брома имеют толщину 3-8 мм (Астахов и др., 2015);

– впервые изучено поведение редкоземельных элементов (РЗЭ) в донных отложениях Амурского залива Японского моря; показана тесная связь РЗЭ с Al, Fe, Mg, Ti, что обусловлено, вероятно, более высокой ролью глинистых составляющих в переносе РЗЭ во взвешенном веществе, а также с гидроксидами Fe и Mn; установлено, что миграция и накопление редких земель в донных осадках Амурского залива контролируется литодинамическими процессами, главным образом, минералогическим составом питающих провинций, зависимость их от антропогенных факторов минимальна; полученные результаты вносят свой вклад в использование индикаторных свойств РЗЭ для понимания характера и направления природных геохимических процессов (Аксентов, Саттарова, 2016);

– выявлено повышенное содержание лантаноидов, Fe, Mn в осадках зоны смешения река – море, по сравнению со средним содержанием в речных отложениях (до зоны смешения); в отложениях участка с повышенным содержанием РЗЭ средние (Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho) преобладают над легкими (La, Ce, Pr, Nd) и тяжелыми (Er, Tm, Yb, Lu) РЗЭ; повышенное содержание РЗЭ в осадках зоны смешения вод определяется химическими свойствами лантаноидов, сорбцией на оксигидроксидах Fe, Mn и формированием органоминеральных комплексов; состав пород дренируемых областей влияет на состав глинистых минералов во взвеси зоны смешения, но не влияет на состав лантаноидов в речной воде (Поляков, 2016);

– изучены рельеф, строение верхней части осадочного чехла и масштабы баритовой минерализации в котловине Дерюгина Охотского моря; установлена интенсивная дислоцированность осадочного чехла, включая голоценовые осадки; выявлены небольшие грязевые вулканы, подтверждена современная дефлюидизация осадочного чехла, проявленная, в

том числе, в формировании новых баритовых построек, наращивающих более старые постройки, имеющие зональное строение; подтверждены существующие гипотезы об образовании баритов за счет поставки бария глубинными барийсодержащими низкотемпературными гидротермами (Астахов и др., 2017).

### Список использованных источников

1. Аксентов К.И., Саттарова В.В. Геохимия редкоземельных элементов в современных донных отложениях Амурского залива (Японское море) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 7. С. 1323–1331.

2. Астахов А.С., Ван Р., Гао А., Иванов М.В. Литохимические признаки современной геологической активности Чукотского моря // ДАН. 2008. Т. 422. № 5. С. 683–687.

3. Астахов А.С., Горячев Н.А., Михалицына Т.И. Об условиях формирования обогащенных золотом горизонтов рудовмещающих черносланцевых толщ (на примере пермских и современных морских отложений северо-востока Азии) // ДАН. 2010. Т. 430. № 2. С. 212–217.

4. Астахов А.С., Гусев Е.А., Колесник А.Н., Шакиров Р.Б. Условия накопления органического вещества и металлов в донных осадках Чукотского моря // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 9. С. 1348–1365.

5. Астахов А.С., Колесов Г.М., Дударев О.В. и др. Исследование состава и генезиса органического вещества донных осадков Восточно-Сибирского моря // Геохимия. 2010. № 12. С. 1289–1301.

6. Астахов А.С., Маркевич В.С., Колесник А.Н., Ван Рудзян, Кононов В.В., Обрезкова М.С., Босин А.А. Возможные условия и время формирования покмарков Чукотского плато // Океанология. 2014. Т. 54. № 5. С. 665–678.

7. Астахов А.С., Калугин И.А., Аксентов К.И., Дарьин А.В. Геохимические индикаторы палеотайфунов в шельфовых отложениях // Геохимия. 2015. № 4. С. 387–392.

8. Астахов А.С., Ивин В.В., Карнаух В.Н., Коптев А.А., Ли Б.Я., Суховеев Е.Н. Современные геологические процессы и условия формирования баритовой залежи в котловине Дерюгина Охотского моря // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 2. С. 200–214.

9. Астахова Н.В. Благородные и цветные металлы в железомарганцевых корках центральной части Охотского моря // Океанология. 2009. Т. 49. №3. С. 440–452.

10. Астахова Н.В. Благородные металлы в железомарганцевых образованиях дальневосточных морей: источники поступления // Океанология, в печати.

11. Астахова Н.В. Формы нахождения и особенности распределения благородных и цветных металлов в железомарганцевых корках Японского моря // *Океанология*. 2013. Т. 53. № 6. С. 769–785.
12. Астахова Н.В., Колесник О.Н., Съедин В.Т. Рудная минерализация в вулканических породах подводных возвышенностей Японского моря // *Геохимия*. 2014. № 2. С. 158–177.
14. Астахова Н.В., Леликов Е.П. Особенности железомарганцевого рудообразования на подводном хребте Витязя (Тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // *Геология и геофизика*. 2013. №5. С. 676–686.
15. Астахова Н.В., Лопатников Е.А. Состав и парагенетические ассоциации массивного пиролюзита из глубоководной котловины Японского моря // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57. № 10. С. 1861–1874.
16. Астахова Н.В., Саттарова В.В. Формы выделения и особенности распространения редкоземельных элементов в железомарганцевых корках Японского моря // *Геология и геофизика*. 2012. Т. 53. № 7. С. 851–860.
17. Астахова Н.В., Съедин В.Т., Можеровский А.В., Лопатников Е.А. Первая находка массивного пиролюзита в глубоководной котловине Японского моря // *ДАН*. 2015. Т. 462. № 1. С. 68–72.
19. Колесник О.Н., Колесник А.Н., Покровский Б.Г. О находке аутигенного метанопродуктивного карбоната в Чукотском море // *ДАН*. 2014. Т. 458. № 3. С. 330–332.
20. Мельников М.Е., Плетнев С.П. Возраст и условия формирования кобальтоносных марганцевых корок на гайотах Магеллановых гор // *Литология и полезные ископаемые*. 2013. № 1. С. 3–16.
21. Поляков Д.М. Динамика накопления и фракционирования редкоземельных элементов в субколлоидной фракции донных осадков на разрезе река Раздольная – Амурский залив (Японское море) // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 3. С. 440–448.
22. Поляков Д.М., Аксентов К.И. Динамика накопления Fe, Mn и других тяжелых металлов субколлоидной фракцией донных осадков – результат биохимических процессов, протекающих в маргинальном фильтре р. Раздольная (Амурский залив, Японское море) // *Метеорология и гидрология*. 2013. № 11. С. 79–86.
23. Поляков Д.М., Можеровский А.В., Марьяш А.А. Геохимические аспекты накопления макроэлементов субколлоидной фракцией донных осадков на разрезе р. Раздольная – Амурский залив (Японское море) // *Метеорология и гидрология*. 2014. № 10. С. 79–88.
24. Поляков Д.М., Сорочинская А.В. Состав тонкодисперсных фракций донных отложений на разрезе р. Раздольная – Амурский залив (Японское море) // *Океанологические исследования*

дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана: в 2 кн. Владивосток: Дальнаука, 2013. Кн. 1. С. 364–373.

25. Поляков Д.М., Ходоренко Н.Д., Марьяш А.А. Некоторые аспекты накопления органического вещества субколлоидной фракцией донных осадков на барьере «река – море» (р. Раздольная – Амурский залив) // Вестник ДВО РАН. 2012. № 6. С. 89–93.

26 Astakhov, A.S., Bosin A.A., Kolesnik A.N., Obrezkova M.S. Sediment geochemistry and diatom distribution in the Chukchi Sea: Application for bioproductivity and paleoceanography // Oceanography. 2015. Vol. 28. N 3. P. 190–201.

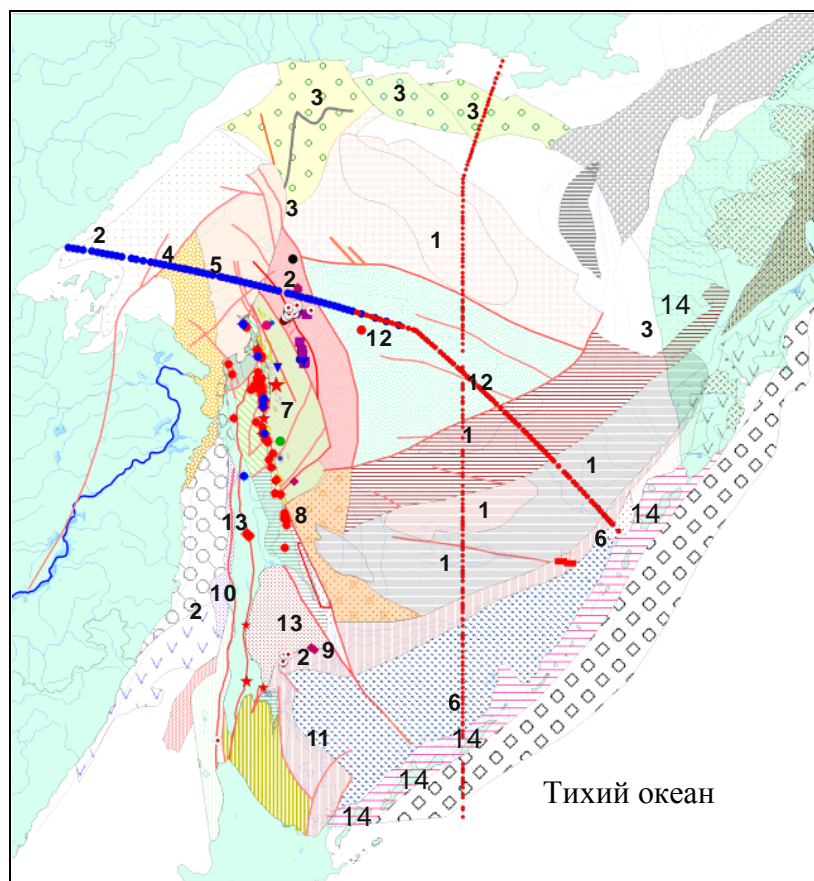
## Глава 5. Результаты газогеохимических исследований в ДВ морях

В отчете представлены результаты выполнения комплекса газогеохимических, гидроакустических, геофизических, литологических исследований в Японском и Охотском морях в 2016 г. Результаты исследований 2013-2015 г.г. представлялись ранее в промежуточных отчетах по теме, и в данной главе кратко перечислены в Заключение. В результате исследований выявлены геологические условия и закономерности формирования и распределения потоков метана и газогидратов в этих морях. Оценены источники углеводородных газов, определены пути их миграции из осадочных и вулканогенных пород через зоны разломов, количество которых увеличивается в период сейсмостектонических активизаций. Сделана прогнозная оценка обнаружения газогидратов в Беринговом море. Проведено газогеохимическое районирование ДВ морей. Выполнена прогнозная оценка перспектив поиска нефтегазовых залежей, используя газогеохимические критерии как индикаторы.

Построены карты углегазоматеринских формаций, дана геохимическая классификация углеводородных газов донных отложений осадочных бассейнов Японского моря, оценена роль углегазоматеринских формаций в формировании углеводородного потенциала окраинных морей.

### *5.1. Газогеохимическое районирование Охотского моря*

Выявлено, что аномальные газогеохимические поля морских осадочных отложений (голоцен) Охотского моря отражают газогеохимические характеристики недр, условий генерации и миграции, сингенетичных материнским толщам, и фундамента газовым флюидам (Рисунок 5.1). При этом аномальные газогеохимические поля сформированы при участии миграционных газов (не менее 30 %). Распределение газов в морских отложениях согласуется с сухопутным обрамлением, на котором доказана возможность участия дополнительных, глубинных, источников углеводородных газов. При этом при внедрении интрузивных тел могут также формироваться изотопно тяжелые углеводороды и углекислый газ, а Курильская островная дуга является поставщиком метаморфогенного и магматогенного метана.



Условные обозначения: 1 – фоновые газогеохимические поля; 2 – термогенные газогеохимические поля с преобладанием микробиальной компоненты; 3 – слабо выраженные миграционные поля термогенных газов; 4 – приразломные аномальные поля УВГ с долей миграционной компоненты 30 % об.; 5 – аномальные поля низкой интенсивности; 6 – термогенные аномальные газогеохимические проявления с увеличенной долей УВГ; 7 – умеренно выраженные площадные поля аномальных УВГ со значительной долей микробиальной компоненты; 8 – слабо выраженные площадные аномальные поля термогенных УВГ со значительной долей микробиальной компоненты; 9 – полигенезисные аномальные поля с термогенной и микробиальной компонентой, гелиеносные; 10 – термогенные УВГ газы, вероятно, углеметаморфогенного генезиса; 11 – термогенные газы, возможно, грязевулканического ряда; 12 – термогенные газы постагматических очагов или пост-гидротермальных процессов; 13 – аномальные поля углеметаморфогенного и микробиального метана; 14 – проявления термогенных газов нефтяного ряда и углеметаморфогенные газы

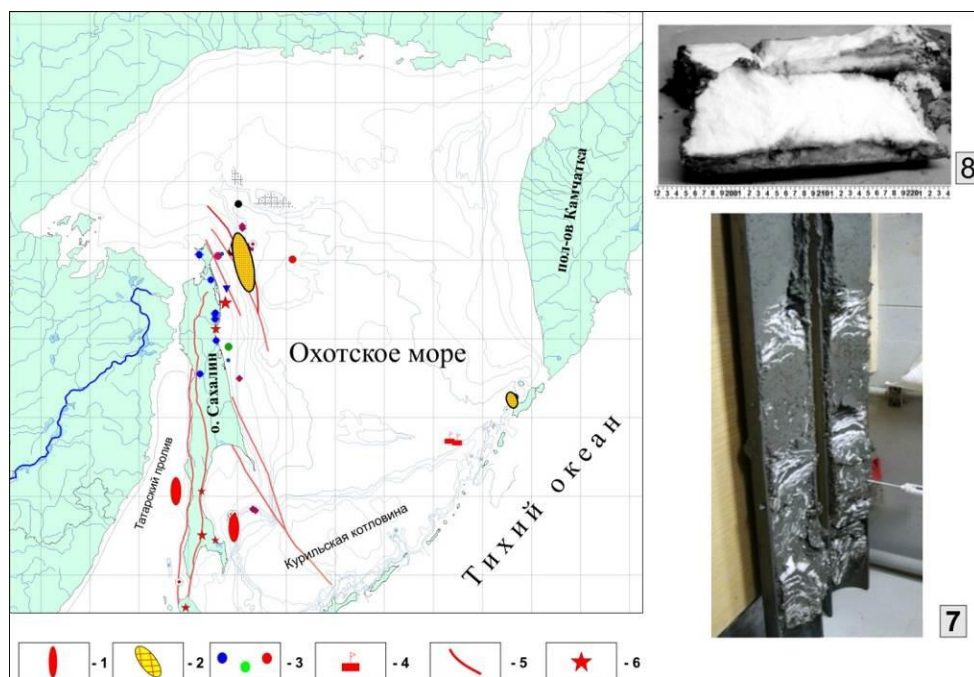
Рисунок 5.1 – Распределение газогеохимических полей в Охотском море

## 5.2. Закономерности формирования и распределения скоплений газогидратов в Охотском и Японском морях

В Охотском и Японском морях в донных отложениях установлены две новые провинции с гидратами метана: на западном склоне Курильской котловины и в Татарском проливе на глубинах 720 и 1000 м и 320 м соответственно. Давление 320-метрового столба воды является меньше для стабильности газогидратов, которая проходит на глубине 380-400 м в этом районе Татарского



пролива. Возможно, в период формирования газогидратов этот район был покрыт многолетней мерзлотой (Рисунок 5.2). Открытые провинции газогидратов являются альтернативным энергоресурсом будущего (Акуличев и др., 2014).

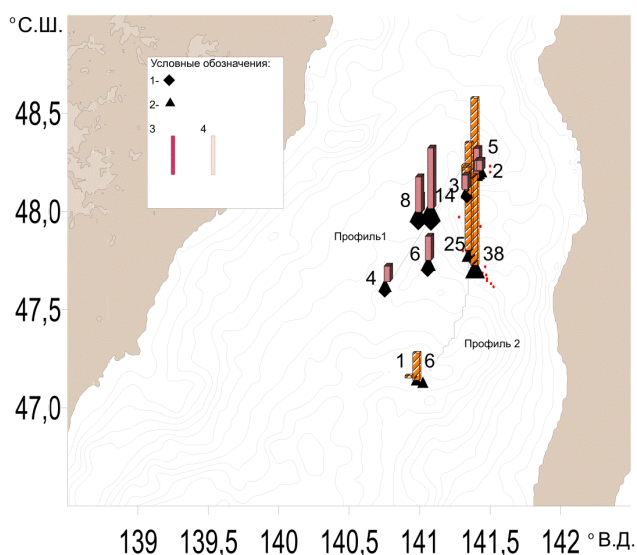


Условные обозначения: 1 – красные поля – новые провинции газогидратов; 2 – желтые поля – провинции газогидратов, открытые ранее; 3, 4 – проявления углеводородных газов; 5 – зоны разломов; 6 – грязевые вулканы; 7, 8 – газогидраты (белый цвет, заполнение газогидратами около 20 % об.)

Рисунок 5.2 – Районы открытых газогидратов в Охотском и Японском морях с геологическими характеристиками

### 5.3. *Потоки метана в районах подводных выходов газов на акватории Татарского пролива Японского моря*

Впервые определены акватории активного выделения преимущественно термогенного метана в атмосферу в районах подводных выходов газов на акватории Татарского пролива Японского моря (Рисунок 5.3). Повышенные концентрации метана в поверхностных морских водах, пересыщение их метаном и значительные скорости ветров вызвали интенсивное выделение метана в атмосферу из морской воды. Наибольший поток метана  $38 \text{ моль/км}^2 \cdot \text{сут}$  в атмосферу наблюдался в районах выделения пузырьков природного газа над газогидратоносными участками в южной части Татарского пролива (рейс 69 НИС «Академик М.А. Лаврентьев») (Мишукова и др., 2015, в печати).



Условные обозначения: 1, 2 – станции отбора проб воды для НИС «Академик Лаврентьев» рейс 59, август 2012 г.; и НИС «Академик Лаврентьев» рейс 62, июнь 2013 г., соответственно; 3,4 и цифры – поток метана в моль/ км<sup>2</sup>\*сут для НИС «Академик Лаврентьев» рейс 59, август 2012 г., и НИС «Академик Лаврентьев» рейс 62, июнь 2013 г., соответственно

Рисунок 5.3 – Распределение метана в поверхностных водах (нмоль/л) и значения потока метана в моль/ км<sup>2</sup>\*сут на акватории Японского моря

#### 5.4. Новые методы газогеохимических исследований

*Зонд для отбора проб воды из донных осадков.* Зонд предназначен для отбора проб воды, содержащейся в донных осадках акваторий (поровой воды), и может быть использован для получения первичного материала с целью анализа химического и микробиологического состава воды, а также для исследования взаимодействия водных масс с донными осадками и изучения химических реакций, происходящих в осадках.

Основное преимущество: сохранение условий *in situ* в процессе отбора пробы.

Данный вариант зонда (с управлением по кабелю) предназначен для работы с неподвижного основания: со льда или катера, зафиксированного (расчаленного) двумя якорями (Рисунок 5.4).

Этим достигается определенная последовательность наполнения шприцов и соответствие каждой пары шприцов определенной глубине отбора пробы. Наполнение как минимум двух шприцов на одном горизонте позволяет убрать остатки воды от предыдущего горизонта в первый шприц и таким образом повысить чистоту пробы во втором шприце на каждом горизонте. Наполнение каждого шприца ограничивается стопорами, в которые упираются штоки шприцов при своем движении в процессе наполнения. Стопоры снабжены концевыми выключателями, благодаря которым на пульт блока управления поступают сигналы о заполнении шприцов. При

поступлении каждого второго сигнала с концевых выключателей блок управления выдает импульс на закрытие электромагнитного клапана, и зонд заглубляется для отбора очередной пробы на следующий горизонт включением ударно-вибраторного механизма.



Рисунок 5.4 – Зонд для отбора проб поровой воды в донных осадках

*Устройство для измерения температуропроводности верхнего слоя донных осадков.*  
 Устройство для измерения температуропроводности верхнего слоя донных осадков, состоящее из платформы, к основанию которой прикреплен источник тепла, температура которого изменяется со временем по гармоническому закону, установленных в герметичных контейнерах блока электроники и соединенного с ним блока электропитания, содержащего аккумуляторную батарею и схему подачи синусоидального напряжения на источник тепла, а также измерительного блока, представляющего собой коническую гильзу, с помощью четырех реек из углепластика соединенную с платформой и снабженную силиконовой трубкой с датчиками температуры, подключенными к блоку электроники, при этом один из датчиков совмещен с источником тепла, и как минимум один датчик установлен ниже источника тепла (Рисунок 5.5). (Буров, Деменок, 2014, патент).

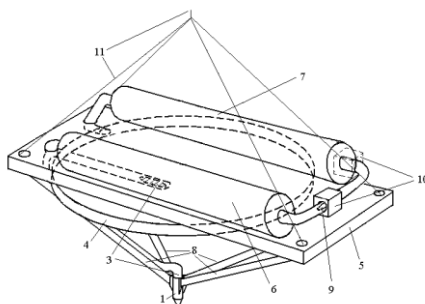


Рисунок 5.5 – Установка для измерения температуропроводности верхнего слоя донных осадков

## 5.5. Изучение газогеохимических полей в заливе Петра Великого

В 2014 году завершено изучение распределения природных газов в донных осадках и придонных прибрежно-шельфовой зоны залива Петра Великого.

В результате исследований обнаружены аномальные поля метана в придонной воде в Амурском заливе и на юго-западе залива Петра Великого (Рисунок 5.6 а). Важный новый результат получен в результате измерения распределения гелия в донных осадках (Рисунок 5.6 б). Аномальные поля совпадают с повышенными концентрациями метана и характеризуют высокую сейсмоструктурную активность Амурского, Уссурийского заливов и юго-западных районов залива Петра Великого. Гелий и метан мигрируют из глубоких горизонтов залива по зонам разломов.

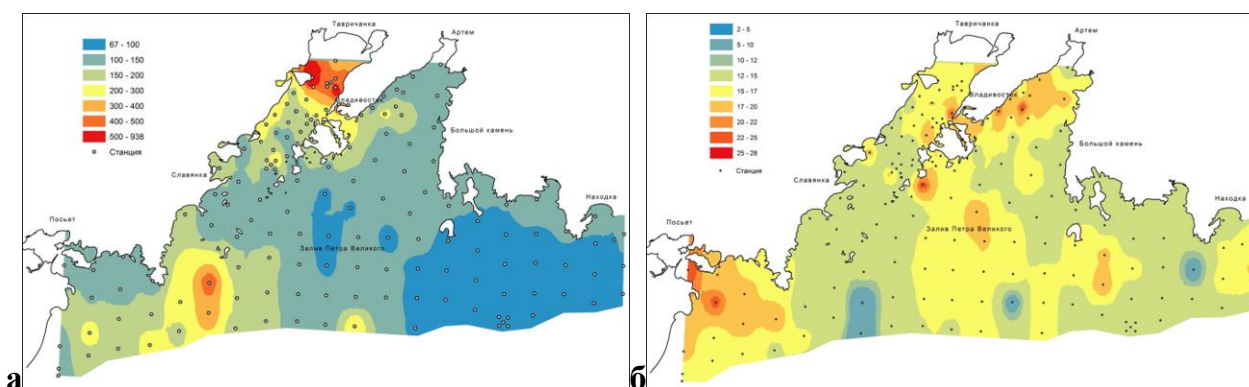


Рисунок 5.6 – Распределение метана в придонном слое воды в заливе Петра Великого (а);  
распределение гелия в верхнем слое осадков в заливе Петра Великого (б)

Чтобы уточнить возможные источники метана в районе залива Петра Великого в 2014 году, было изучено распределение природных газов в воде гидрогеологических скважин на прибрежной территории к востоку от Уссурийского залива (Рисунок 5.7). Геологический разрез через бухту Суходол показан на Рисунке 5.8.

Гидрогеологические скважины №№ 10, 17 и 18 пробурены в долине реки Суходол, скважины № 14 и № 16 расположены в долине нижнего течения Средней Литовки. Вода из скважин отбиралась пробоотборником на разных горизонтах. Из воды на дегазационной установке отбирался газ, который анализировался на хроматографе. Определялись метан, тяжелые углеводороды ( $C_2-C_4$ ), и другие газы –  $CO_2$ ,  $O_2$ ,  $N_2$ ,  $H_2$ , He.

Результаты газогеохимических исследований воды подземных водоносных горизонтов гидрогеологических скважин оказались очень интересными и важными. В воде скважины № 16 в

верхнем горизонте, на глубине 4 м и на глубине 15 м обнаружены сверханомальные концентрации метана (2162335 нл/л и 1805797 нл/л, соответственно). В скважине № 10, расположенной в устье долины реки Суходол на глубине 3 м и 15 м в воде обнаружено аномальное содержание метана (24536 нл/л и 20235 нл/л, соответственно), повышенная концентрация углекислого газа в нижнем горизонте и в 2 раза меньше – на верхнем горизонте (3.1 мл/л и 7.9 мл/л, соответственно), равное количество этана (17,2 ppm и 16,3 ppm, соответственно), фоновое содержание гелия и водорода (около 2.5 ppm).

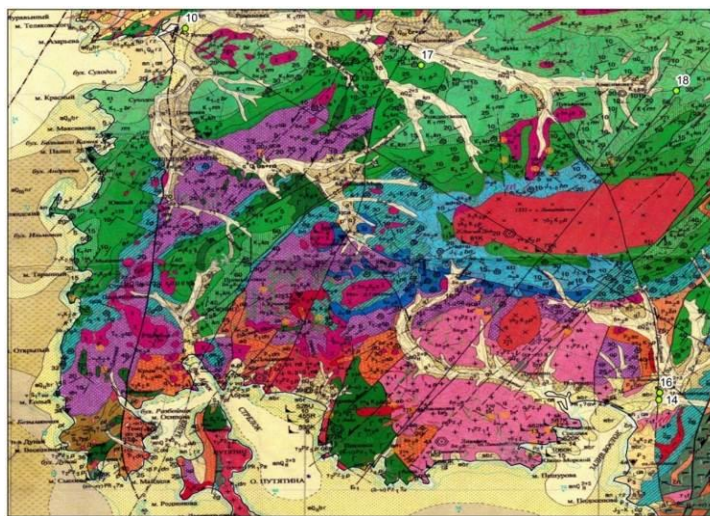


Рисунок 5.7 – Геологическая схема региона, граничащая с западной прибрежной зоной и бухтой Суходол Уссурийского залива

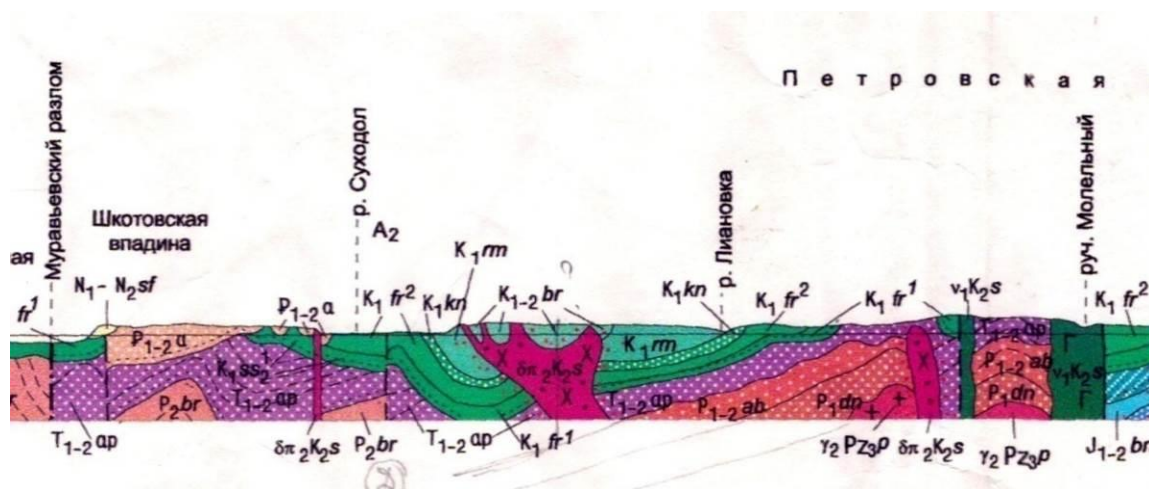


Рисунок 5.8 – Геологический разрез (с СЗ на ЮВ, см. Рисунок 5.7) через устье реки Суходол

В скважинах, расположенных на берегу бухты Суходол, содержание метана превысило фон в 100000 раз. Это свидетельствует, что в активной зоне разломов происходит подток углеводородных и углекислого газа из нижних горизонтов. По геологическому строению район скважин представлен мезозойским осадочным бассейном, заполненным континентальными угленосными и туфогенными породами верхнего и нижнего мела, триаса. Фундаментом бассейна являются, возможно, туфогенно-осадочные породы пермского возраста. Бассейн расположен на границе грабена Уссурийского залива, что влияет на его структурно-тектоническое строение. В районе скважин проходит меридиональный разлом, который пересекается широтным разломом реки Суходол.

### ***5.6. Характеристика углегазоносных бассейнов северо-востока России***

В современной структуре земной коры северо-востока России выделяются Сибирская платформа, Становая область протерозойской складчатости, Яно-Колымская, Чукотская, Охотско-Чукотская мезозойской и Камчатская кайнозойская область складчатости, Колымо-Омолонский и Охотский срединные массивы, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, контактирующие между собой по системам глубинных разломов. В целом для северо-востока России установлено закономерное омоложение складчатости региона в восточном направлении: от протерозойской – Сибирской платформы и Становой складчатой области к кайнозойской – Тихоокеанского побережья (Матвеев, 1957; Угольная база России, 1999; Фандюшкин, 2006). В этом же региональном направлении происходит смена генетического типа осадочных формаций от платформенных через орогенные до близких к геосинклинальным. Основными геоструктурными элементами рассматриваемой территории Сибирской платформы являются Анабарский массив, Алданский щит, Виллойская и Алданская синеклизы, Предтаймырский прогиб и тектонические системы Предверхоянского и Южно-Якутского передовых (краевых) прогибов, ограниченные Верхоянским и Южно-Якутским глубинными разломами от Яно-Колымской мезозойской и Становой позднепротерозойской складчатых областей (Рисунок 5.9).

Внутри Верхояно-Чукотских мезозоид выделяются Яно-Колымская, Охотско-Чукотская и Чукотская складчатые области, разделенные Колымо-Омолонским срединным массивом и Охотско-Чукотским вулканогенным поясом, Арктическая зона и несколько более мелких жестких блоков ранней консолидации – Охотский, Чукотский, Анадырский, Тайгоносский и др.



**1** – Сибирская платформа: АЩ – Алданский щит, АМ – Анабарский массив. **2** – срединные массивы: I – Колымо-Омолонский, II – Охотский. Области: **3** – протерозойской, **4** – мезозойской, **5** – кайнозойской складчатости: СТ – Становая, ЯК – Яно-Колымская, Ч – Чукотская, ОЧ – Охотско-Чукотская, К – Камчатская; **6** – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. **7** – основные глубинные разломы, **8** – основные угольные бассейны и угленосные площади: 1 – Ленский, 2 – Лаптевско-Янский, 3 – Зырянский, 4 – Аркагалинский, 5 – Омсукчанский, 6 – Омолонский, 7 – Анюйский, 8 – Анадырский, 9 – Беринговский, 10 – Пенжинский, 11 – Олюторский, 12 – Западно-Камчатский. 13 – Охотский, 14 – Южно-Якутский, 15 – Амгинская, 16 – Челомджинская, 17 – Хасынская, 18 – Малтанская, 19 – Тайгоноская, 20 – Гижигинская, 21 – Пареньская, 22 – Хатырская, 23 – Залива Креста, 24 – Восточно-Чукотская, 25 – Игельхвеемская, 26 – Уэленская, 27 – Ванкаремская, 28 – Чаун-Чукотская, 29 – Чаунская, 30 – Тастахская, 31 – Ольджойская. **9** – Углегазоносные месторождения: 1 – Сылахское, 2 – Нерюнгринское, 3 – Эльгинское, 4 – Джебарики-Хайское, 5 – Белогорское, 6 – Сангарское, 7 – Тас-Тумусское, 8 – Леписское, 9 – Жиганское, 10 – Мастахское, 11 – Таймыльское, 12 – Улахан-Юряхское, 13 – Эльгенское, 14 – Харангское, 15 – Буоркемюское, 16 – Надеждинское, 17 – Верхне-Аркагалинское, 18 – Нижне-Аркагалинское, 19 – Булурское, 20 – Кэновское, 21 – Галимовское, 22 – Долгожданное, 23 – Дальнее, 24 – Марковское, 25 – Бухты Угольной, 26 – Алькатваамское, 27 – Амаамское, 28 – Чернореченское, 29 – Горелое, 30 – Корфское, 31 – Лесновское, 32 – Паланское, 33 – Тигильское. **10** – перспективные ресурсы метана углегазоносных бассейнов и площадей, млрд м<sup>3</sup>. Составлена А.И. Гресовым на основе схем тектонического районирования угольных бассейнов северо-востока России Г.А. Фандюшкина (2006) и В.И. Подоляна (2010)

Рисунок 5.9 – Схематическая карта структурно-тектонического районирования и размещения угленосных бассейнов и площадей северо-востока России

Колымо-Омолонский срединный массив, ограниченный Охотско-Чукотским вулканогенным поясом, Яно-Колымской и Чукотской складчатыми областями, подразделяется на два структурно-

формационных жестких блока – Колымский и Омолонский, в строении которых установлены два структурных этажа. Нижний этаж сложен складчатым метаморфическим комплексом архея, нижнего и среднего протерозоя, представляющим фундамент блоков; верхний – образован многоярусным платформенным чехлом широкого возрастного диапазона от верхнего протерозоя до кайнозоя включительно. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс граничит с Сибирской платформой, Становой, и Яно-Колымской складчатыми областями, Охотским и Колымо-Омолонским срединными массивами и разделяет Охотско-Чукотскую и Чукотскую складчатые области. Северная часть Камчатской кайнозойской складчатой области характеризуется резкой тектонической дифференцированностью, широким развитием покровных структур и омоложением однотипных формаций в сторону Тихого океана. В ней выделяются две структурно-формационные складчатые зоны: Западно-Камчатско-Корякская и Восточно-Камчатско-Олюторская (Геология СССР. Т. XXX, 1970; Угольная база России, 1999;. Фандюшкин, 2006).

Практически во всех указанных геоструктурах региона установлены угольные, бассейны, различающиеся размерами, геотектоническим положением, мощностью угленосных отложений и их возрастом, количеством угольных пластов, вещественным и петрографическим составом, как углей, так и вмещающих их пород, особенностями внутреннего тектонического строения, условиями накопления и преобразования органического вещества. Большинство из них характеризуются высокой метаноносностью, значительными метаноресурсным потенциалом и по своей геолого-промышленной значимости относятся к углегазоносным (Голицын, 2000; Угольная база России. 2004). Наиболее древние углегазоносные бассейны с верхнеюрско-нижнемеловой угленосностью – Ленский и Южно-Якутский – приурочены к восточному и южному обрамлению Сибирской платформы. К зонам сочленения Колымо-Омолонского и Охотского жестких блоков с Яно-Колымской складчатой областью и Охотско-Чукотским вулканогенным поясом приурочены Омолонский, Омсукчанский и Зырянский бассейны, Челомджинская и Пареньская площади с развитием нижнемеловой угленосности.

К району сочленения Колымо-Омолонского срединного массива и Чукотской складчатой области приурочено формирование Анюйского бассейна; Чукотской складчатой области и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса – Чаун-Чукотской, Восточно-Чукотской площадей с нижнемеловой угленосностью. Во внутренней части Яно-Колымской складчатой области расположен Аркагалинский бассейн с развитием верхнемеловой и неогеновой угленосности. Пенжинский, Анадырский, Беринговский бассейны с верхнемеловой и палеогеновой угленосностью расположены в пределах Анадырско-Корякской складчатой системы. Проведенный анализ позволил сгруппировать их типовые геоструктурные характеристики и разработать структурно-тектоническую классификацию углегазоносных бассейнов и площадей региона различной газоносности.



Таким образом в 2016 г получены следующие основные результаты.

1. В Охотском и Японском морях в донных отложениях установлены две новые провинции с гидратами метана: на западном склоне Курильской котловины на глубинах 720 и 1000 м и в Татарском проливе на глубине 320 метров

2. Установлены новые структуры с зонами разломов и аномальными полями метана, как в водной толще, так и в донных осадках;

3. Определены основные источники метана – угленосные и, возможно, нефтегазоносные породы;

4. На западном склоне Курильского бассейна впервые обнаружена грязевулканическая деятельность;

5. Обнаружена важная закономерность – пульсационная деятельность потоков пузырей метана из донных отложений в воду, что подтвердилось отсутствием «Курильского факела» в 2014 году; в 2012 году его высота составила 2200 м в связи с сейсмической активизацией в 2012 году в Охотском море;

6. Аномальные поля гелия и водорода в заливе Петра Великого совпадают с повышенными концентрациями метана и характеризуют высокую сеймотектоническую активность Амурского, Уссурийского заливов и юго-западных районов залива Петра Великого; гелий и метан мигрируют из глубоких горизонтов залива по зонам разломов;

7. Охарактеризована цикличность формирования нефтегазоносных, углегазоносных и угольных формаций северо-востока России и установлены основные стратиграфические периоды формирования рабочих угольных пластов углегазоносных формаций региона, перспективных для извлечения метана.

### **Заключение**

В результате выполненного исследования установлено:

1. Крупные прогибы фундамента и ограничивающие их разломы являются основными факторами, определяющими геолого-структурное положение локальных выходов и площадных просачиваний метана в западной части Охотского моря и на о-ве Сахалин. Наземные поверхностные нефте- и газопроявления на Сахалине также расположены вдоль субмеридиональных разломов. Многочисленные выходы метана на северо-восточном склоне острова трассируют локальные разломы, занимающие секущее положение по отношению к крупным субмеридиональным разломным зонам. При этом основные скопления факелов, как и грязевые вулканы на Сахалине, расположены в узлах пересечений разнонаправленных разломов. Зоны абразии, в пределах которых слои пород складчатых нефтегазоносных или потенциально нефтегазоносных структур подвергнуты волновой эрозии в области шельфа, могут быть не менее,

а возможно, и более значимыми каналами для подводной разгрузки метана в Охотском море по сравнению с разрывными нарушениями.

2. Согласно зависимости изотопного состава углерода метана от температуры (глубины) генерации метана установлено, что метан Южно-Сахалинского грязевого вулкана соответствуют температуре образования около 250-350°C на глубинах 8-12 км. Изотопный состав метана Дагинской геотермальной системы свидетельствует о преимущественно термогенном генезисе газа (глубины более 2 км) с присутствием микробной компоненты. Микробный газ образуется в результате анаэробного разложения органического вещества с участием сульфатредуцирующих и метанобразующих бактерий. Это соответствует глубине около 1-2 км.

3. Максимальной метаноносностью донных отложений Охотского моря характеризуется Южно-Охотская впадина, где её значения достигают 1000 и более  $\text{см}^3/\text{м}^3$ , в среднем составляя по всей структуре **61  $\text{см}^3/\text{м}^3$** . Минимальная метаноносность установлена в центральной части Охотского моря, где её значения варьируют в пределах 1,6-23  $\text{см}^3/\text{м}^3$ ; в среднем составляя **4,2  $\text{см}^3/\text{м}^3$** . Максимальные значения метаноносности в этой структуре характеризуются донные отложения в желобе Макарова – 6-23  $\text{см}^3/\text{м}^3$ . Метаноносность донных отложений в пределах возвышенностей Института Океанологии и Академии Наук характеризуется низкой изменчивостью, варьируя в пределах 2-6  $\text{см}^3/\text{м}^3$ , в среднем составляя **4  $\text{см}^3/\text{м}^3$** .

4. Впервые открыты в 2013-2016 гг. шесть газогидратных скоплений в западной части Курильской котловины (Охотское море) и в южной части Татарского пролива (Японское море) и изучено геологическое строение газогидратных участков.

5. В Восточно-Сибирском море установлены признаки миграционного притока термогенных газов (метан, этан) в верхнюю часть осадочного разреза в зонах неотектонических разломов. На участках, которые характеризуются газовыми аномалиями, существуют физико-химические условия для концентрирования Mn, Cu и Ag в поверхностных осадках. Это создает благоприятные условия для использования газогеохимических полей при интерпретации комплексных геохимических аномалий и поисках залежей углеводородов, в том числе газогидратов, на шельфе восточной Арктики.

6. За отчетный период рассчитаны потоки метана на акватории Японского, Охотского морей и северо-западной части Тихого океана, установлен эффект «метанового дыхания» океана, когда поток метана в атмосферу испытывает пульсации в зависимости от гидрометеорологических условий. Разработана трехмерная модель расчета полей течений и распределения примесей в морской среде, которая была протестирована на экспериментальных данных о распределении искусственных радионуклидов в морской воде на акватории северо-западной части Тихого океана после аварии на АЭС Фукусима-1 за 2011-12 годах. Применение данной модели позволило рассчитать перенос метана от центров подводных землетрясений на момент проведения

экспедиций и объяснить формирование повышенных концентраций метана в центре конвергенции морских вод и падение содержания метана в областях дивергенции на акватории Японского, Охотского морей и тихоокеанского прикурильского района. С помощью модельных расчетов выявлен механизм формирования повышенных концентраций метана в заливе Петра Великого за счет антропогенных и природных источников метана. Наибольшие неоднородности в распределении метана в Японском море могут формироваться вихревыми образованиями на склоне как в слоях 0-500м, так и на глубинах более 3000 м. Наибольшие концентрации  $\text{CH}_4$  (10-14 нмоль /кг) характерны для вод пикноклина, с глубиной его содержание уменьшается до 0.5-1.0 нмоль/ кг. Уровень  $\text{CH}_4$  в верхних слоях донных отложений зависит от свойств и плотности осадков. Повышенные концентрации метана в поверхностном слое осадочных отложений совпадают с областями гипоксии придонных вод, что дает основание предполагать существование слабой диффузии  $\text{CH}_4$  через окисленные слои отложений.

7. Впервые выявлены аномалии углеводородных газогеохимических полей, углекислого газа, гелия и водорода в морских осадках и воде в заливе Тонкин (Южно-Китайское море), что позволило выделить участки миграционных газов контролируемых разломами. Выявлено, что распределение углеводородных газов этой части Южно-Китайского моря носит необычный по сравнению с Охотским и Японскими морями характер: в донных осадках и морской воде обнаружены высокие концентрации углеводородных газов (до пентана) при сравнительно невысоких концентрациях метана. Обнаружено 20 аномалий водорода (до 700 ppm) в осадках и воде над сейсмоактивными разломами залива Тонкин, что характеризует высокую газовую проницаемость системы разломов рифта Красной реки.

8. Установлено, что низкая теплопроводность, высокие теплоемкость и газопроницаемость газоносных угольных пластов – основные геоэкологические факторы, оказывающие влияние на мощность мерзлоты и газодинамику мерзлых угленосных отложений Восточной Арктики. При этом зоны кровли и почвы угольных пластов, тектонических нарушений и таликов, являются основными путями миграции газов. Существует сезонная инерционность процессов выделения метана в подпочвенный слой и атмосферу с максимумом в сентябре-октябре месяцах. Выбросы метана в атмосферу в пределах исследованных углеметановых бассейнов составляют 3.2 млн. т/год, поступление газа в толщу многолетнемерзлых пород носит пульсационный характер. Перспективные для промышленного использования ресурсы метана Восточной Арктики и востока России составляют 4.4 трлн. куб. м.

9. В окраинных морях Дальневосточного региона существуют процессы взаимосвязей приповерхностных газогеохимических полей с подстилающими газоносными, углегазоносными и нефтегазоносными отложениями, а также с газами фундамента. Восходящая эмиссия природных газов обуславливает формирование аномальных полигенетических газогеохимических полей

слабой, средней и высокой интенсивности. В активных Охотоморской, Япономорской и Южно-Китайской окраинах на эти процессы оказывают значительное влияние нижнекоровые и верхнемантийные источники. Данные районы характеризуются многообразием геологических типов дегазации литосферы, современными процессами формирования углеводородных залежей, газогидратов и их разрушения.

10. Установлено, что глубинный флюид находит свое отражение в составе аномальных газогеохимических полей в приповерхностных геологических структурах исследованного региона не только в зонах активных разломов, но и в низкосейсмичных зонах проницаемости. Углеводородные газы, при этом, обнаруживаются в районах как палео- (Западно-Сахалинская подзона, северный Вьетнам и прилегающий шельф Южно-Китайского моря, побережье Южного Приморья и другие), так и современной вулканической активности (Курило-Японский архипелаг).

11. Исследование химического состава природных газов, содержащихся в породах разнотипных осадочных бассейнов и тектонических прогибов Охотского моря и его побережья, указывает, что распределение углеводородных газов, гелия, водорода и углекислого газа, а также различия в содержании гомологов метана и их изомеров, определяется геологическим строением районов. Содержание гомологов метана, их изомеров и соотношений различно, и контролируется геологическим строением.

12. Выявлено, что наложение бактериальных процессов на первичный поток природных газов может сдвигать в отрицательную сторону изотопный состав углерода метана на 10 ‰ и более. В целом, роль микробных процессов в трансформации органического вещества, процессах окисления метана и углеводородов в придонных и поверхностных условиях значительна. Тем не менее, миграционные потоки газов из зоны термогенеза (1-5 км) и более глубинных очагов фиксируются аномальными газогеохимическими полями и характерными изотопными метками газообразующих элементов.

13. Выявлена многоярусная газогидратоносность окраинных морей Дальневосточного региона и сопредельных акваторий: в интервале 250-500 м ниже поверхности дна (север Южно-Китайского моря) и перспективность интервала 1500-2000 м (Нанкайский трог). Гидратообразующий метан, в целом, представлен смесью термогенной и микробной компонент с изотопным составом углерода метана от -40 ‰ PDB до -65 ‰ PDB. Прослеживается преобладающая генетическая и пространственная связь газогидратоносности с нефтегазоносными и угленосными районами; основным фактором формирования газогидратов является геологическое строение районов.

14. Охотоморская и Япономорская газогидратоносные провинции принадлежат Азиатско-Тихоокеанскому газогеохимическому поясу, сформированному миграционными газами подстилающих толщ вдоль активной зоны перехода континент-океан. Газогидратоносные районы

объединяются в провинции, как правило, соответствующие окраинным морям и могут быть представлены газогидратоносными Западно-Тихоокеанским и Восточно-Тихоокеанским сегментами. Данные сегменты, в свою очередь, объединяются в единый Тихоокеанский газогидратоносный пояс с «замком» в Беринговоморской потенциально газогидратоносной провинции. Этот пояс представлен полосой скоплений газогидратов в четвертичных и кайнозойских отложениях с мощностью до 300 метров в диапазоне глубин 350-2000 метров и начальными ресурсами метана до  $2-3 \times 10^{15}$  куб. метров. Тихоокеанский газогидратоносный пояс нуждается в дальнейших исследованиях, в том числе газогеохимическими методами. Приповерхностные газогидратные скопления являются новым видом каустобиолитов, и, как правило, унаследованной эпигенетической формой: их происхождение обусловлено миграцией природного газа из газоносных, нефтегазоносных и угленосных толщ, часто при значительном вкладе микробных газов.

15. Значительный вклад в формирование приповерхностных и придонных аномальных газогеохимических полей, широко распространенных в окраинных морях Дальневосточного региона, значительно оказывают влияние термогенные и метаморфогенные газы и газы магматических пород. Их восходящие потоки проникают через проницаемые геолого-структурные системы (сипы и венты нефтегазоносных и угленосных толщ, грязевые вулканы, сольфатары, минеральные источники и др.). В Охотском море высокоинтенсивные аномальные газогеохимические поля глубинных газов распространены шире, чем в Японском море, что обусловлено разницей в источниках углеводородов и сейсмичности районов.

16. В центральной части Охотского моря и в Курильской котловине установлены новые источники метана и его гомологов термогенной природы: выделены 5 новых зон с аномальными концентрациями метана (до 1300 ppm). На о. Итуруп проявления абиогенного метана (вулкан Иван Грозный) и зоны генерации изотопно-тяжелых углеводородов метаморфогенного происхождения (Рейдовские источники и др.) обусловлены, вероятно, глубинными источниками углеводородов.

17. Доказано, что аномальные газогеохимические поля, миграционные компоненты которых варьируют под влиянием сейсмических событий, являются трассерами сейсмоактивных разломов и отражают современную геодинамическую обстановку в регионе. В зонах аномальных газогеохимических полей и потоков миграционных газов в осадках концентрируются металлы, редкоземельные и минералообразующие элементы.

18. Установлено, что активные тектонические нарушения контрастно проявляются в газогеохимических полях аномальным повышением концентраций различных газов, растворённых в воде гидрогеологических горизонтов. Это позволяет применять данные газогеохимических исследований, как дополнительный критерий при трассировании геологических разломов и выделении тектонических блоков пород при комплексировании с геофизическими,

геологическими и гидрогеологическими методами. Особенно важным является исследование сквозных геоструктурных элементов.

19. Разработаны новые положения о происхождении, закономерностях распределения и эволюции приповерхностных газогеохимических полей, характеризующих современный газогеохимический режим геоструктур окраинных морей Дальневосточного региона и их побережий. Установлено, что газогеохимический режим является важным индикатором современной геодинамики переходных (континент-океан) зон. Газогеохимический метод является высокоэффективным в целях исследования геологического строения окраинных морей и перспективен для комплексирования с другими геолого-геофизическими методами исследования Восточно-Азиатской зоны перехода континент-океан.

20. Для исследования активных зон дегазации литосферы в окраинных морях Дальневосточного региона и их побережье разработана схема интеграции газогеохимических исследований со спутниковыми наблюдениями (например, методами SCIAMACHY и GOSAT) и комплексирование с методами сейсмо- и гидроакустики, а также лазерной оптики и спектроскопии *in situ*. В последнем направлении успешно проведены предварительные исследования (Дальневосточные моря – Восточная Арктика, УПС «Профессор Хлюстин», под эгидой РГО, 2013 г.): обнаружены участки эмиссии метана из воды в атмосферу с максимумами в районах Анадырского залива и Берингова пролива (66-890 моль/км<sup>2</sup>×сутки).

Таким образом, исследование газогеохимических полей окраинных морей Дальневосточного региона и Восточной Арктики позволяет изучать генезис литосферных углеводородно-флюидных систем. Особую контролирующую роль в распространении и интенсивности газогеохимических полей выполняют разломы, геотектонические линейменты и рифтовые структуры. Углеводородные газогеохимические поля окраинных морей Дальневосточного региона связаны с комплексами магматических пород (особенно основного и среднего состава), углеводородным потенциалом осадочного чехла и фундамента. Северо-Восточный сектор Азии (на примере Восточно-Сибирского и Чукотского морей) характеризуется повышенным региональным фоном углеводородных газов и гелия, и признаками площадной и локальной эмиссии термогенных газов, что является дополнительным фактором в пользу положительных перспектив обнаружения углеводородных скоплений.

Результаты НИР существенно повышают эффективность прогноза и поиска углеводородных ресурсов и комплексной оценки потоков природных газов в морях Восточной Азии.

#### **Список использованных источников**

1. Акуличев В.А., Обжиров А.И., Шакиров Р.Б., Мальцева Е.В., Гресов А.И., Телегин Ю.А. Условия формирования газогидратов в Охотском море // ДАН. Океанология. 2014. Т. 454. № 3. С. 340–342.
2. Геология СССР. Т. XXX, кн.1. М.: Недра, 1970. 547 с.
3. Голицын М.В. Синтетическое жидкое топливо из угля // Геология угольных месторождений. Екатеринбург, Изд-во Уральской гос. горно-геол. академии. 2000. Вып.10.
4. Матвеев А.К. Угленосные провинции СССР. Труды Лаборатории геологии угля. Т. 7, Л: АН СССР, 1957. 238 с.
5. Подолян В.И. Сбор, обработка, обобщение и анализ геологической информации по объектам нераспределенного фонда недр ДФО: Республика Саха (Якутия) (Ленский, Зырянский бассейны и месторождения Северо-Восточной части Якутии), Магаданская область, Чукотский АО, Хабаровский и Камчатский края. Кн. 4. Геологический отчет, ОАО Дальвостуглеразведка: Инв. № 2048, Владивосток, 2010. 362 с.
6. Угольная база России. М.: Геоинформмарк, 1999. Т. V., кн.2 / Под ред. В.Ф. Череповского. 638 с.
7. Фандюшкин Г.А. Закономерности углеобразования на северо-востоке России. Изд-во «Губкинская типография», Губкин, 2006. 341с.

## Глава 6. Палеоокеанологические и палеоклиматические исследования

### *6.1. Региональные особенности изменений палеопродуктивности Охотского моря в позднем плейстоцене и голоцене*

Было изучено изменение содержания хлорина (продукта распада хлорофилла “а”) в 11 кервах донных отложений из разных частей Охотского моря. Полученные данные показывают изменения палеопродуктивности данного моря на протяжении последних 160 тыс. лет, от окончания морской изотопной стадии (МИС) 6 до настоящего времени. Выявлена общая закономерность изменения палеопродуктивности для всего Охотского моря. Во время межледниковий (МИС 5е и 1) продуктивность была повышенной, а в периоды, соответствующие оледенениям, – пониженной, вероятно, вследствие более продолжительного в году покрова морских льдов. Отмечены особенности изменения продуктивности во времени в восточной части моря, более подверженной влиянию входящих тихоокеанских вод (Босин, Горбаренко, 2016).

Изменения климата в прошлом изучаются уже не первый десяток лет, однако на сегодняшний день палеоокеанология не может полностью объяснить все механизмы возникновения и развития глобальных и региональных природных процессов. Актуальным остается вопрос о том, как именно изменения климата влияют на продуктивность морских бассейнов, включая и окраинные дальневосточные моря.

Выявление региональных особенностей глобальных осцилляций климата позволяет полнее оценить общую картину природных процессов. Высокая чувствительность среды Охотского моря к глобальным и региональным изменениям климата в совокупности с высокой скоростью седиментации делают данный регион перспективным для детальных исследований палеосреды.

За последние десятилетия палеопродуктивность Охотского моря изучалась как при помощи микропалеонтологических, так и геохимических методов. Выделены периоды максимальной продуктивности во время голоцена и оптимума последнего межледниковья (МИС 1 и МИС 5е соответственно), а во время оледенений (МИС 5d-2 и МИС6) в связи с более суровыми ледовыми условиями уменьшалась продуктивность.

Одним из методов оценки первичной палеопродуктивности является анализ содержания хлорина в осадке. Несмотря на механизмы перемешивания в осадках, изменения концентрации хлорина отражают колебания первичной продуктивности, хотя на данный момент точно неизвестно, является ли связь линейной.

В данной работе сделана попытка выделить региональные особенности изменений первичной продукции на фоне глобальных колебаний климата с помощью хлоринового анализа 11 кернов из разных частей Охотского моря с установленными ранее возрастными шкалами.



В работе использовались материалы 11 колонок донных осадков Охотского моря, отобранных в ходе 28-го рейса на НИС “Академик М.А.Лаврентьев”, 25-го рейса на НИС “Академик А.Несмеянов”, российско-японского рейса MR 06-04 на НИС “Mirai”, российско-японского рейса YK07-12 на НИС “Yokosuka”, российско-германского рейса в рамках программы КОМЕХ на НИС “Sonne”, рейса в рамках программы КОМЕХ на НИС “Маршал Геловани” (таблица 6.1, Рисунок 6.1.).

Таблица 6.1 – Расположение станций отбора 11 кернов донных осадков в Охотском море

Название станции	Координаты		Длина керна, см	Глубина отбора, м
	долгота	широта		
Lv 28-34-2	146° 48′	53° 52′	969	1431
Lv 28-40-5	147° 11′	51° 20′	803	1312
Lv 28-41-5	149° 03′	51° 39′	710	1114
Lv 28-43-5	152° 18′	51° 54′	635	839
Lv 28-44-4	153° 06′	52° 03′	825	681
PC-06R	150° 05′	53° 17′	1825	1142
PC-07R	149° 13′	51° 17′	1734	1256
SO 178-11-5	146° 13′	51° 14′	1748	1182
GC-1A	149° 13′	51° 17′	541	1250
Ge 99-10	146° 08′	48° 19′	775	1335
934	150° 41′	48° 33′	510	2195

Пробы на анализ содержания хлорина в кернах отбирались каждые 1-2 см, навеска в 1 г экстрагировалась в 90 % растворе ацетона, оптическая плотность экстракта определялась на спектрофотометрах SHIMADZUUV-1650PC и UV-3600, затем из полученных данных рассчитывалась концентрация хлорина в осадке по отработанной методике.

При построении моделей возрастных шкал изученных колонок использован комплекс стратиграфических методов, включающий абсолютные радиоуглеродные датировки (AMS), результаты анализа изотопного состава кислорода планктонных (*Neogloboquadrina pachydermasin*) и бентосных (*Uvigerina auberiana*, *U. peregrina*) фораминифер ( $\delta^{18}\text{O}$ ), положение датированных пепловых прослоев, цветовые характеристики осадка ( $b^*$ ), корреляцию изменения магнитной восприимчивости осадков и изменения интенсивности геомагнитного поля Земли, ряд геохимических и других методов. В качестве индикатора интенсивности морских льдов и ледового разноса определялась весовая доля крупной фракции осадка более 63 мкм и менее 2 мм, которая

аккумулируется на дне моря при таянии морских льдов. В результате в изученных колонках осадков были определены границы МИС с возрастными. Возраст осадков в пределах стадий линейно интерполирован. На Рисунке 6.2 в качестве примера представлена возрастная модель колонки донных осадков MR 06-04 PC-07R.

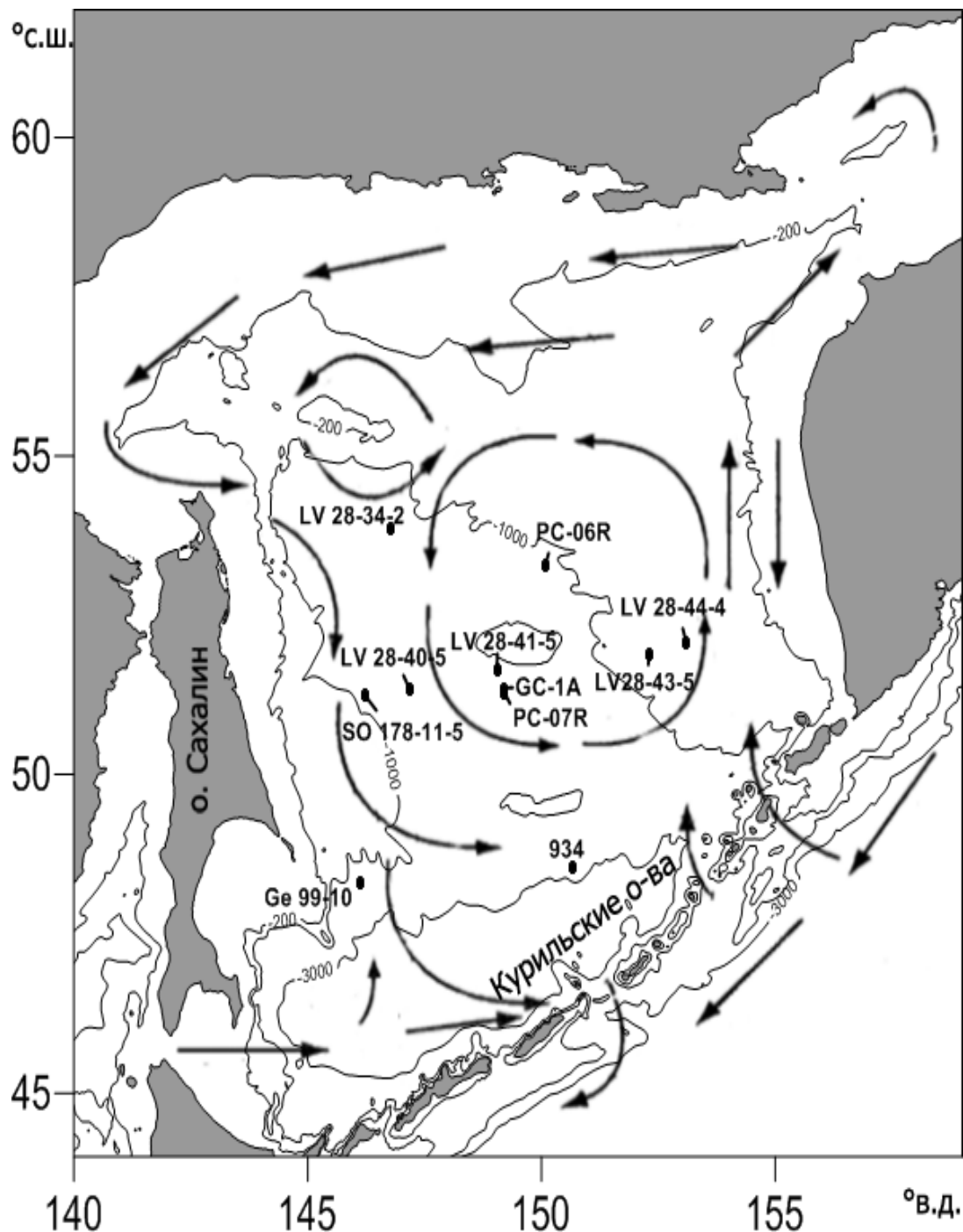


Рисунок 6.1 – Карта расположения станций отбора 11 кернов донных осадков и схема поверхностных течений в Охотском море

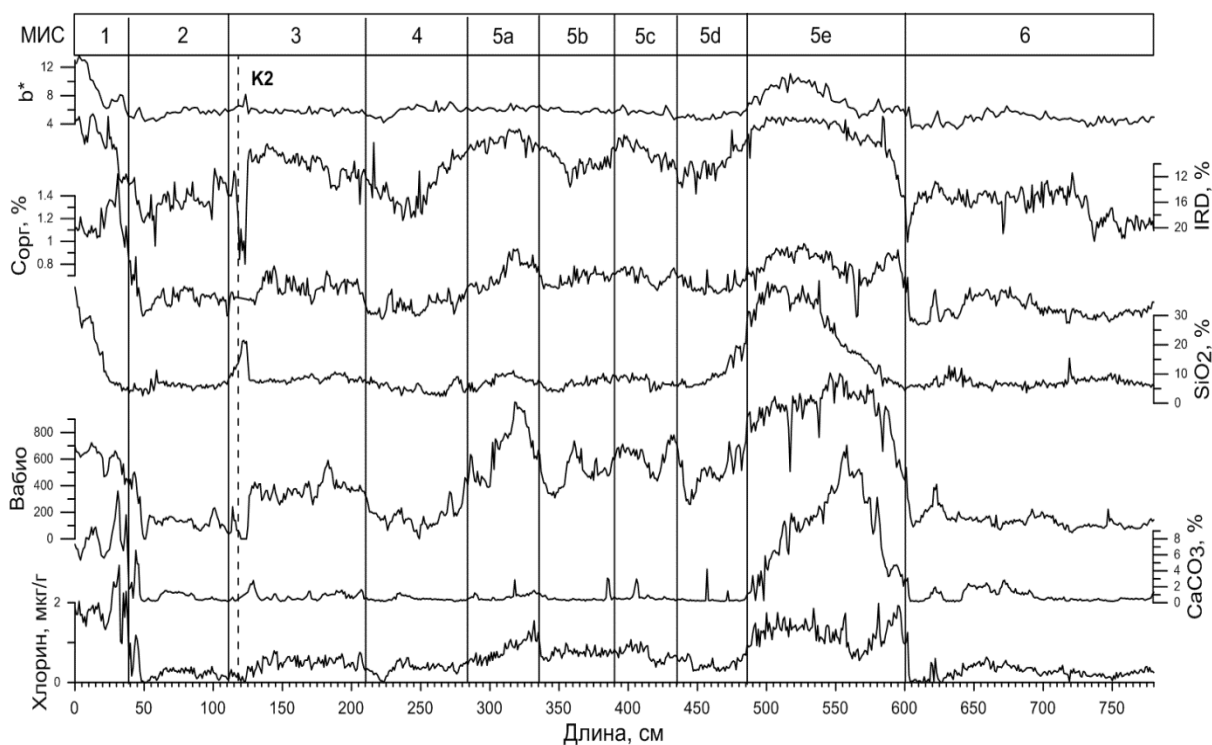


Рисунок 6.2 – Модель возрастной шкалы для колонки донных осадков MR 06-04 PC-07R на основе данных по содержанию хлорина, карбоната кальция, биогенного бария, аморфного кремнезема ( $\text{SiO}_2$ ), органического углерода, частиц ледового разноса (IRD) в осадке и цветовой характеристики  $b^*$ , показано положение пеплового прослоя K2

В дальнейшем длина керна была пересчитана из метров в тысячи лет согласно полученным возрастным моделям. Временное разрешение изученных кернов в среднем варьировалось от 32 до 250 лет/см. Для расчета кривой среднего содержания хлорина в 11 охотоморских колонках концентрация хлорина в каждом керне была интерполирована с дискретностью в 100 лет и проведена стандартная процедура линейной нормировки от 0 до 1 по формуле:

$$Ni = (Xi - X \text{ min}) / (X \text{ max} - X \text{ min}), \text{ где}$$

$Ni$  – нормированное значение;  $Xi, X_{\text{min}}, X_{\text{max}}$  – соответственно текущее, минимальное и максимальное значения в рассматриваемом ряде данных.

Проведено сравнение распределения содержания хлорина в донных отложениях 11 кернов из разных районов Охотского моря, соответствующих рассматриваемому периоду. В результате получена общая кривая изменений содержания хлорина в осадках изученного региона (Рисунок 6.3).

МИС 6 (соотносится с предпоследним оледенением) достигают только четыре керна, но во всех этих колонках на протяжении всей стадии наблюдаются сравнительно невысокие содержания хлорина. К концу МИС 6 (130 т.л.н.) концентрация хлорина в осадке опускается практически до нуля.

МИС 5 (130–74 т.л.н.) представлена в семи колонках осадков, пять из которых охватывают её полностью. В начале МИС 5 (подстадия 5е, 130-117 т.л.н., оптимум последнего межледниковья) содержание хлорина резко увеличивается в несколько десятков раз. Затем происходит быстрое непродолжительное снижение концентрации хлорина. После окончания подстадии 5е концентрация хлорина вновь понижается, хотя и не так значительно как во время МИС 6. На всем протяжении подстадии 5d (117–105 т.л.н.) содержание хлорина остается минимальным для МИС 5. В подстадии 5с и 5b (105–85 т.л.н.) содержание хлорина сильных колебаний не испытывает и остается повышенным, но не достигает значений подстадии 5е. Подстадия 5а (85-74 т.л.н.) начинается с резкого скачка содержания хлорина, а затем на протяжении всей подстадии его содержание постепенно снижается.

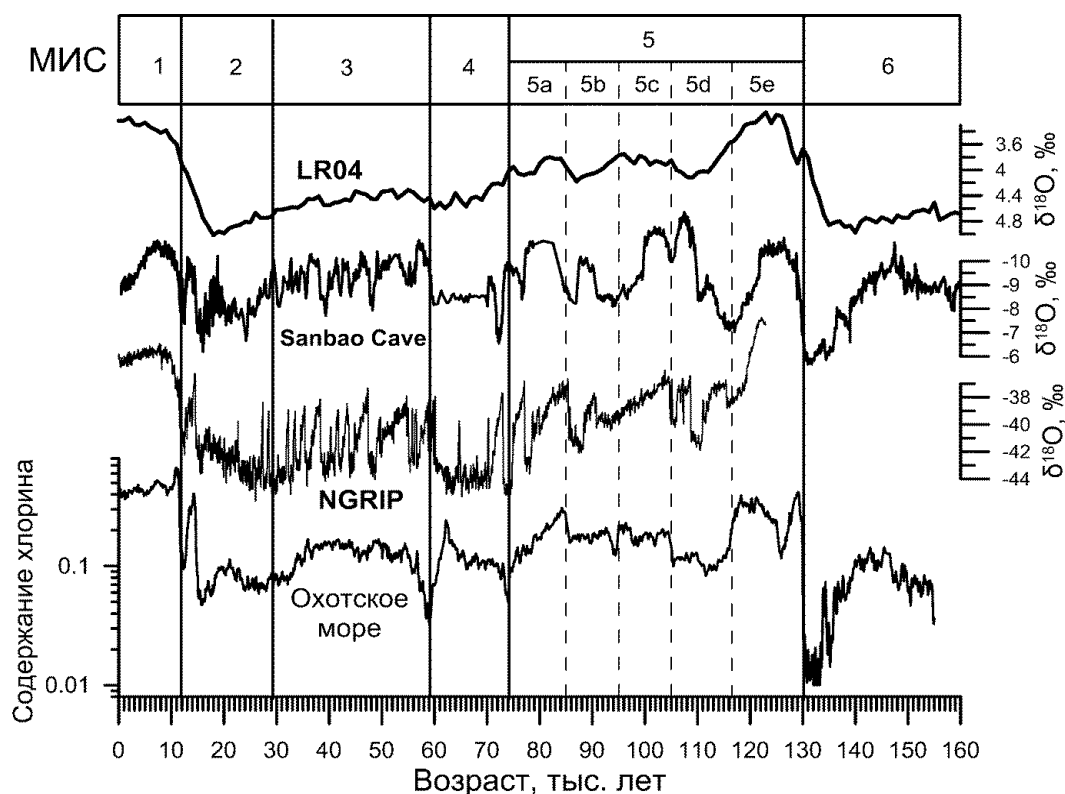


Рисунок 6.3 – Нормализованные значения содержания хлорина в осадках за последние 160 тыс. лет, осредненные для 11 кернов (серая линия). Стеки LR04 по записям  $\delta^{18}\text{O}$  бентосных фораминифер, NGRIP- $\delta^{18}\text{O}$  ледового керна Гренландии, SanbaoCave –  $\delta^{18}\text{O}$  Осталагмитов из пещер на территории Китая (черная линия).

МИС 4 (74-59 т.л.н.) наблюдается в осадках восьми колонок. На всем протяжении стадии резких колебаний содержания хлорина практически не наблюдается, но на границах с МИС 5 и 3 концентрации минимальны. Во второй половине данной стадии имеется непродолжительный пик в концентрации хлорина с максимумом около 64 т.л.н., но в среднем содержание хлорина в осадке заметно ниже, чем в МИС 5.

МИС 3 (59-8.5 т.л.н.) отражена в 10 колонках осадков. В первой половине МИС 3 происходит постепенное повышение содержания хлорина, и на протяжении всей стадии оно остается на высоком уровне, большем, чем в МИС 4. На протяжении всей стадии наблюдаются кратковременные колебания концентрации хлорина. На обобщенной кривой большинство подобных колебаний четко не выражены из-за некоторой неточности возрастных моделей для отдельных осадочных кернов.

МИС 2 (28.5-11.7 т.л.н.) представлена во всех кернах. Граница стадий МИС 3 и МИС 2 по содержанию хлорина четко не выделяется. Во второй половине МИС 2 происходит небольшое повышение его концентрации, а затем значительное понижение, причем минимальные значения сохраняются до конца стадии. В конце стадии наблюдается резкое и значительное увеличение содержания хлорина с последующим резким, но непродолжительным спадом, соответствующее максимуму последнего оледенения, похожие события наблюдаются в самом начале МИС 5.

МИС 1 (началась 11.7 т.л.н., соответствует голоцену) изучена в 9 колонках осадков, два керна не рассматриваются из-за недостаточного количества осадочного материала для исследования. В самом начале МИС 1 отмечается резкое и значительное возрастание концентрации хлорина, после которого вплоть до современных осадков содержание хлорина в осадке остается высоким, хотя и с довольно значительными колебаниями.

Полученные кривые изменений содержания хлорина в осадках отражают региональные особенности глобальных колебаний климата и продуктивности Охотского моря в позднем плейстоцене – голоцене. Были обнаружены общие хронологические закономерности изменения содержания хлорина в охотоморских осадках, несмотря на небольшие региональные различия.

МИС 6 и 5d-2 соответствуют предпоследнему и последнему оледенениям. Сравнительно низкие значения содержания хлорина в это время свидетельствуют о неблагоприятных климатических условиях для развития первичной продукции. Первичная продуктивность была подавлена, в первую очередь, из-за суровых ледовых условий, которые значительно сокращали вегетационный период, и уменьшения инсоляции. На усиление формирования морского льда во время оледенений влияло снижение температур и усиление зимних муссонов, также вследствие опускания уровня моря снижается отепляющее влияние вод Японского моря, поступающих с течением Соя. В то же время при холодных и аридных климатических условиях значительно снижались речной сток и поступление биогенных элементов с суши. Даже в период

максимального оледенения ледяной покров на большей части Охотского моря в летнее время разрушался, а ЮВ часть Охотского моря оставалась свободной ото льда значительную часть года, достаточную для развития фитопланктона. В конце МИС 6 и МИС 2 во всех колонках хорошо прослеживается минимум продуктивности, по времени совпадающий с холодными событиями Хайнриха Н11 и Н1, в то же время на азиатском континенте отмечены максимальные значения активности зимних муссонов, а два четко выраженных пика продуктивности 64 и 84 т.л.н., вероятно, соответствуют выделенным в Гренландии теплым Дансгор-Ошгер межстадиалам 18 и 21. Большинство кратковременных теплых и холодных событий на общей кривой выражены слабо вследствие невысокой детальности моделей возрастных шкал изученных колонок. Условно принимается, что между датированными отметками в возрастных моделях скорость осадконакопления постоянна, что не всегда соответствует действительности.

На границе стадий 6/5 и 2/1 во время дегляциаций наблюдаются резкие «всплески» биопродуктивности. Подстадия 5e начинается с резкого возрастания первичной продукции. Первый пик продуктивности приходится на интервал 130-128 т.л.н. Затем происходит довольно резкий спад содержания хлорина в осадке на интервале 128-125 т.л.н. 125 т.л.н. начинается второй максимум биопродуктивности, достигая максимума 121 т.л.н. Продуктивность остается очень высокой до окончания подстадии 5e. М.С. Вероятно, первый пик продуктивности был вызван бурным расцветом кокколитофорид, плохо сохраняющихся в донных отложениях, и поэтому он не был определен микропалеонтологическими методами.

В начале МИС 1 два максимальных пика первичной продукции отмечены в период дегляциации (14.5-9.8 т.л.н.), согласующиеся с изменениями характеристик палеопродуктивности, полученными ранее для северо-западной части Тихого океана, Берингова и Охотского морей (Рисунок 6.4). Первый максимум продуктивности, в период с 14.5 по 12.7 т.л.н., был вызван климатическим потеплением Беллинг-Аллеред, происходящим одновременно с первым ДО межстадиалом Гренландии. Это событие в северном полушарии сопровождалось резким поднятием уровня моря, вызванным быстрым таянием ледниковых щитов (терминация 1А). В это же время усиливалось вертикальное перемешивание промежуточных и глубинных вод в северной части Тихого океана, что в свою очередь вызывало увеличение поступления питательных веществ в приповерхностный слой воды и стимулировало развитие первичной продукции. Минимум в характеристиках палеопродуктивности 12.7-11.5 т.л.н. соответствует похолоданию поздний дриас. Второй пик продуктивности и потепления климата начинается с 11.5 т.л.н. и продолжается в течение терминации 1В. Трансгрессия моря сопровождалась увеличением поступления биогенных элементов с суши. В это же время усиливалась стратификация приповерхностного слоя в теплое время года. Эти факторы привели к бурному развитию фитопланктона. В первую очередь, интенсивно развивался карбонатный фитопланктон, особенно кокколитофориды. После

терминации 1В постепенно начинает увеличиваться доля диатомовых водорослей, достигая максимума примерно 5.5 т.л.н. В дальнейшем, во вторую половину голоцена, диатомеи играют доминирующую роль в развитии фитопланктона.

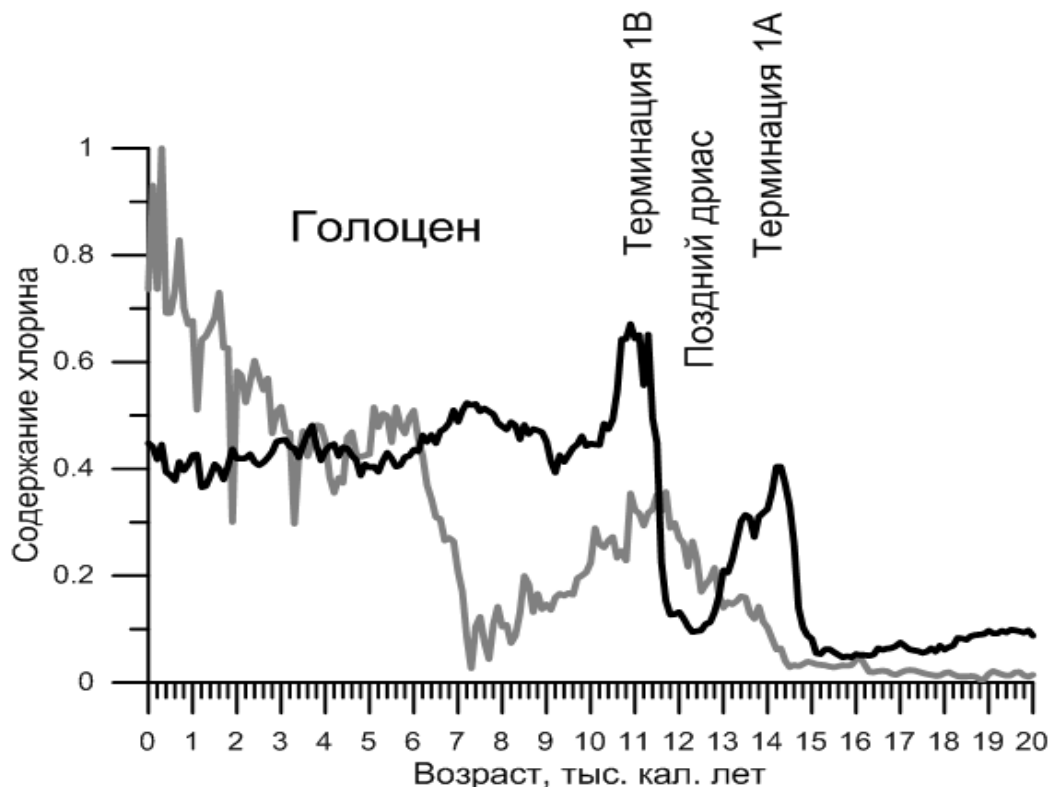


Рисунок 6.4 – Нормализованные значения содержания хлорина в осадках за последние 20 тыс. лет, осредненные для 11 кернов (черная линия) и в колонке Lv 28-44-4 (серая линия), отобранной из восточной части моря

После терминаций во время межледниковий биопродуктивность несколько понижалась, но оставалась сравнительно высокой по отношению к периодам оледенений. Вероятно, это было связано с сокращением притока терригенного материала при снижении темпов трансгрессии моря. В то же самое время усиление активности муссонов привело к увеличению поставки биогенных элементов с континента, в том числе и с речным выносом. Условия формирования первичной продукции во второй половине голоцена были близки к современным. Большая часть биогенных элементов поступает в приповерхностный слой во время зимнего перемешивания верхнего слоя воды с нижележащими водами, поступающими преимущественно из Тихого океана и обогащенными питательными веществами. Весеннее таяние льдов, а в западной части моря и влияние речного стока, приводит к стратификации приповерхностного слоя, обогащенного питательными веществами, что создает условия для весеннего цветения диатомовых водорослей. В летний период продуктивность Охотского моря падает, но остается высокой в областях

апвеллинга, а осенью наблюдается второй пик цветения, преимущественно за счет развития карбонатного фитопланктона, не такой интенсивный как весенний. Поздней осенью и зимой формирование ледяного покрова подавляет развитие первичной продукции на большей части Охотского моря. В юго-восточную часть моря через Курильские проливы поступают обогащенные биогенными элементами теплые тихоокеанские воды, сдерживающие развитие морских льдов и обеспечивающие высокую продуктивность фитопланктона в вегетационный период. В ЮВ части Охотского моря отсутствует ярко выраженный пик первичной продуктивности в период, соответствующий Терминации 1А (Рисунок 6.4).

Изменения продуктивности чутко реагируют как на глобальные, так и на региональные климатические изменения. На протяжении последних 160 тыс. лет в охотоморских осадках обнаружены общие хронологические закономерности изменения содержания хлорина, отражающие колебания климата. Во время межледниковий палеопродуктивность была повышенной, а в оледенения – пониженной. Изменения содержания хлорина в осадках, несмотря на количественные различия, происходят сходным образом на всей акватории Охотского моря. В ЮВ части изученного региона изменения продуктивности во время дегляциации и голоцена значительно отличаются, вероятно, из-за воздействия тихоокеанских вод, заходящих через северные Курильские проливы.

## ***6.2. Отклики бентосных фораминифер на палеоокеанологические изменения во время максимума последнего оледенения, дегляциации и голоцена в северо-западной части Тихого океана***

По изменению видового состава, обилия и видового богатства комплексов бентосных фораминифер из донных осадков северо-западной Пацифики проведена реконструкция палеосреды (палеопродуктивности и вентиляции придонных вод) в период 8-19 тыс. календарных лет (ткл) назад. Для максимума последнего оледенения в районе станции отбора осадков установлены умеренная сезонная продуктивность поверхностных вод, повышенное содержание кислорода в придонных водах и влияние морских льдов. Повышение биопродуктивности и придонные субоксидные условия были характерны для периода холодного стадиала Гейнрич 1 (17.5-14.7 ткл). Для второй половины интерстадиала бёллинг/аллерёд (14.7-12.8 ткл) и пребореала (11.8-9.2 ткл) установлены дальнейшее повышение продуктивности поверхностных вод и снижение содержания кислорода в придонных и поровых водах. В позднем дриасе (12.8-11.8 ткл) поверхностная продуктивность снижалась, а насыщенность придонных вод кислородом увеличивалась. В среднем голоcene общее снижение биопродуктивности привело к увеличению содержания кислорода в придонных и поровых водах.



Северная часть Тихого океана – крупнейшего океана Земли, является ключевым завершающим звеном в так называемом глобальном океаническом конвейере. Изменения в атмосферной циркуляции региона, обусловленные глобальными климатическими перестройками, очевидно, резко меняли транспорт влаги, связанный с восточноазиатским муссоном и переносом из северной Атлантики. В свою очередь, изменение количества осадков приводило к изменению продуктивности, стратификации и вентиляции водных масс. Кроме того, перестройки в атмосферной циркуляции оказывали влияние на океаническую циркуляцию, расположение промежуточных вод и поступление питательных веществ. В настоящее время северная часть Тихого океана, включая окраинные моря, является одним из самых высокопродуктивных районов Мирового океана, но при этом изучена значительно хуже, чем северная Атлантика. Ранее было установлено, что открытая область северо-западной части Тихого океана в максимум последнего оледенения характеризовалась повышенной по сравнению с современной продуктивностью. Во время ранней дегляциации продуктивность оставалась на уровне ледниковой. Повышенные и высокие значения биопродуктивности определены для периода холодного стадиала Гейнрич 1. В период потепления бёллинг/аллерёд и в раннем голоцене продуктивность поверхностных вод была преимущественно высокой. В среднем голоцене выявлено общее снижение биопродуктивности в этом регионе (Пшенёва, Горбаренко, 2017).

Колонка MD01-2416 (51°16' с.ш., 167°44' в.д.) из субарктического района северной Пацифики поднята с возвышенности Обручева в рамках международной программы IMAGES (The International Marine Past Global Change Study). Колонка расположена на глубине 2317 м, т.е. выше области быстрого растворения кальцита в этом районе. Возвышенность Обручева является северным окончанием Гавайско-Императорского хребта. На северо-западном и юго-восточном краях поднятия располагаются подводные горы Мейджи и Детройт соответственно. Осадок колонки MD01-2416 составляют кремнистые пелит-алевритовые и алеврит-пелитовые осадки, а также кремнистые и карбонатные илы. Исследуемый регион характеризуется большой сезонной изменчивостью температуры поверхностных вод, что тесно связано с центрами атмосферного давления. Зимой из-за контраста между Сибирским антициклоном и Алеутским минимумом холодные воздушные массы из Арктики поступают в субарктическую часть Тихого океана, что приводит к сильному охлаждению поверхностных вод и перемешиванию богатых питательными веществами подповерхностных вод и способствует формированию морского льда в окраинных морях. Летом при увеличении инсоляции и ослаблении этих центров действия атмосферы температура поверхностных вод повышается, происходит сильная стратификация верхнего слоя океана. Мощный галоклин в верхних слоях воды, образующий барьер для тепло- и газообмена между глубинами океана и атмосферой, а также для поставки питательных веществ в фотическую зону, является особенностью субарктической части Тихого океана. Известно, что только в

северной части Тихого океана хорошо выражена субарктическая круговая циркуляция. Субарктическую и субтропическую структуры вод разделяет зона Субарктического (Полярного) фронта, в которой происходит взаимодействие и перемешивание холодных субарктических вод пониженной солёностью и тёплых более солёных субтропических вод. Севернее 45° с.ш. выделяется субполярный циклонический круговорот, состоящий из охотско-курильской, берингоморской, аляскинской (включая Алеутское течение), субарктической и калифорнийской систем течений. Основной вклад в запасы приповерхностных питательных веществ в районе подводной горы Детройт вносит Алеутское течение (см.: Пшенёва, Горбаренко, 2017). Современные комплексы бентосных фораминифер из района исследования относятся к комплексам нижней части материкового склона (глубина 1500–3000 м) нижней подзоны батиаля, омываемой относительно теплыми глубинными тихоокеанскими водными массами.

Нами изучены 64 отмытые пробы осадка из верхнего 30–210-сантиметрового слоя колонки MD01-2416. По техническим причинам верхние 0-30 см слоя мы не анализировали. Исследованы пробы осадка, отобранные из интервала в 1 см через каждые 2-5 см по длине колонки. Поскольку фораминиферы, потребляющие фитодетрит, как правило, имеют небольшие размеры и редко встречаются во фракции осадка > 150 мкм, помимо крупной фракции анализировали мелкую фракцию осадка 63-150 мкм. Подсчитывали обилие бентосных фораминифер (их общее число, ЧБФ), видовое богатство (число видов в образце, ВБ) и процентное содержание отдельных видов фораминифер. ЧБФ определено как суммарное число бентосных фораминифер в обеих фракциях на 1 г сухого осадка. ЧБФ рассматривали в качестве индикатора потока органики на дно, так как интенсивность поступления органического вещества является одним из главных факторов, контролирующих распределение фораминифер. Показатель ВБ отражает разнообразие комплексов бентосных фораминифер, которое также косвенно указывает на обилие пищи на дне и в осадке. Чтобы оценить вариации содержания кислорода в придонных поровых водах, мы разделили известковые бентосные фораминиферы на дизоксидные ( $O_2 = 0.1-0.3$  мл/л), субоксидные ( $O_2 = 0.3-1.2$  мл/л) и оксидные ( $O_2 \geq 1.2$  мл/л) виды. Условия обитания отдельных видов фораминифер оценивали по дополнительным источникам (Пшенёва, Горбаренко, 2017).

Для определения периодичности потока органического вещества использовали индикаторные виды бентосных фораминифер. Виды, указывающие на высокий поток органики на дно, как правило, принадлежат к инфауне (обитают внутри осадка на морском дне) и способны выдерживать пониженные концентрации кислорода. В условиях низкого потока органического вещества на дно обитают виды эпифауны (живущие на поверхности грунта) или поверхностной инфауны. В районах эпизодических вспышек весеннего цветения фитопланктона и пульсационного поступления органического вещества на дно развиваются популяции видов, которые способны практически мгновенно заселять осадки, например, *Alabaminellaweddellensis*

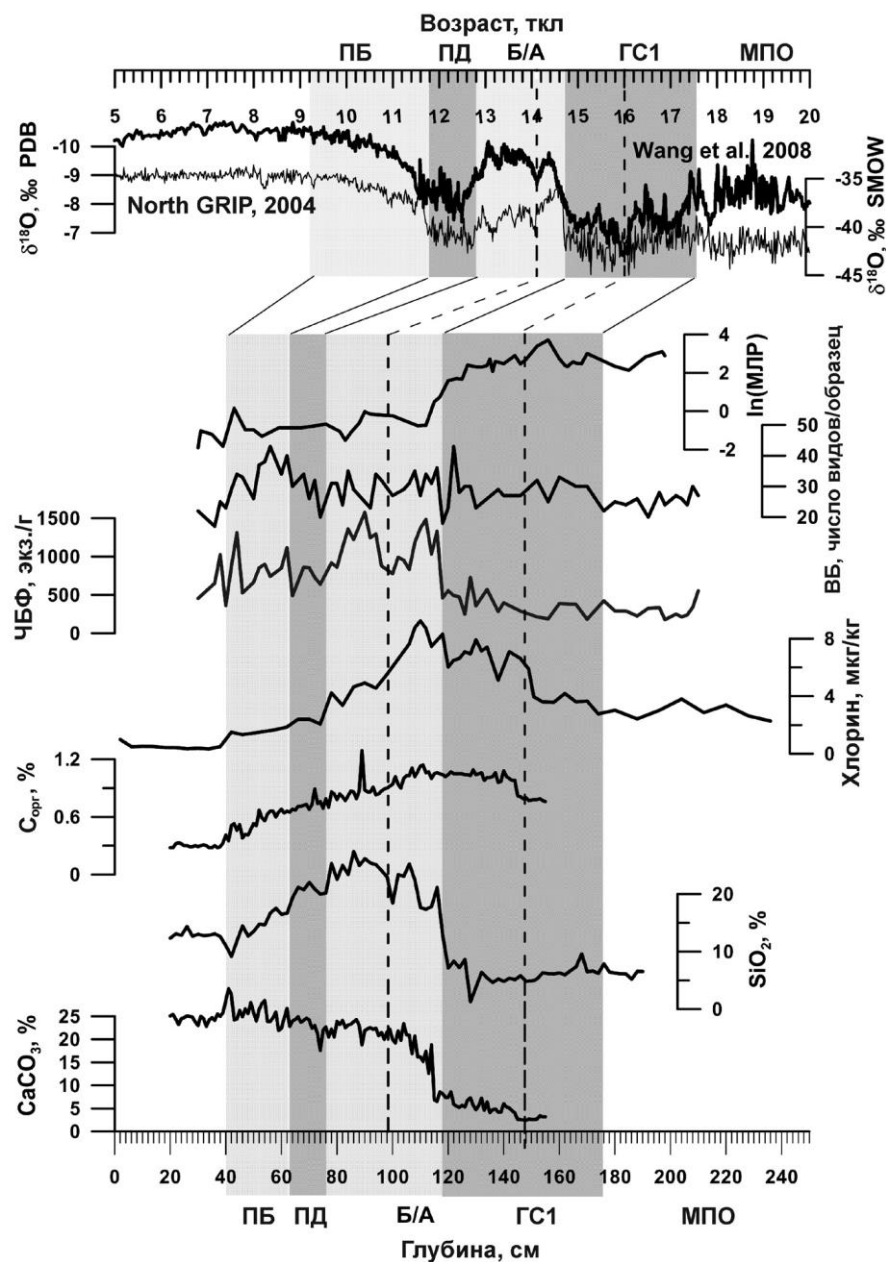
(Earland, 1936) и *Epistominella exigua* (Brady, 1884). Эти и другие фитодетритовые виды фораминифер могут использоваться как индикаторы сезонных вспышек первичной продукции и сезонного ледового покрова (Пшенёва, Горбаренко, 2017).

Осадки колонки MD01-2416 ранее были изучены для определения в них содержания биохимических элементов (Sarnthein et al., 2006; Gebhardt et al., 2008). Для надежности палеоокеанологических реконструкций были использованы ранее рассчитанные индикаторы продуктивности поверхностных вод: содержание общего органического углерода ( $C_{org}$ ), карбоната кальция ( $CaCO_3$ ), биогенного опала ( $SiO_2$ ) и хлорина, представленные в банке данных Пангея (<http://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.701578>). В качестве показателя интенсивности ледового покрова в месте отбора колонки в прошлом привлекали опубликованные там же данные о содержании в осадке крупных ( $> 150$  мкм) терригенных частиц, переносимых морскими льдами (материал ледового разноса, МЛР).

Анализ бентосных фораминифер проводили с помощью светового микроскопа Stemi 2000-C. Материал для исследования был любезно предоставлен М. Сарнтайном в ходе сотрудничества в рамках проекта IMAGES.

В работе Сарнтайна с соавторами (Sarnthein et al., 2006) приведены данные радиоуглеродного датирования осадков используемой колонки методом ускорительной масс-спектрометрии, однако их использование при переходе от оледенения к голоцену проблематично. Во время дегляциации последнего оледенения и значительного усиления вентиляции Мирового океана из абиссали океанов в атмосферу выбрасывалось большое количество "старого" углекислого газа, что приводило к увеличению его содержания в атмосфере, к искажению радиоуглеродного возраста и образованию "радиоуглеродного плато" (Sarnthein et al., 2006). Поэтому за основу построения хронологии осадков колонки мы приняли возраст последовательности климатических событий Северного полушария во время максимума последнего оледенения, дегляциации и голоцена: холодный стадиал Гейнрич 1 (ГС1, 17.5-14.7 ткл), потепление бёллинг/аллерёд (Б/А, 14.7-12.8 ткл), похолодание поздний дриас (ПД, 12.8-11.8 ткл) и пребореал голоцена (ПБ, 11.8-9.3 ткл). Указанные климатические события точно установлены по записям  $\delta^{18}O$  ледового ядра Гренландии (North GRIP member, 2004), отражающим изменение температуры приземного воздуха Гренландии, и  $\delta^{18}O$  карбоната сталагмитов из пещер Китая (Wang et al., 2008), демонстрирующим изменение активности муссонов Восточной Азии (Рисунок 6.5). Используются также датированные колонки донных осадков из северо-западной части Тихого океана и его окраинных морей (Пшенёва, Горбаренко, 2017). Данные климатические события происходили синхронно в Северном полушарии и хорошо выражены в изменениях параметров палеопродуктивности вод, на которые влияли изменения климата и гидрологии (Пшенёва, Горбаренко, 2013; Gorbarenko et al., 2014). В основании колонки

мы выделили холодный стадиал ГС1 с нижней границей на горизонте 177 см (17.5 ткл) и нижележащие осадки максимума последнего оледенения (МПО) (Рисунок 6.5).



Показана корреляция выявленных в колонке климатических событий: максимума последнего оледенения (МПО), холодного стадиала Гейнрич 1 (ГС1), интерстадиала бёллинг/аллерёд (Б/А), позднего дриаса (ПД) и пребореала голоцена (ПБ) с датированными событиями в записях  $\delta^{18}\text{O}$  (‰, SMOW) ледового ядра Гренландии (North GRIP member, 2004) и  $\delta^{18}\text{O}$  (‰, PDB) карбоната сталагмитов из пещер Китая (Wang et al., 2008). Темно-серым цветом выделены холодные события ГС1 и ПД, светло-серым – теплые Б/А и ПБ; пунктиром отмечены 147 см, что соответствует 16 ткл (середины ГС1), и 98 см (14.1 ткл).

Рисунок 6.5 – Изменение в колонке MD01-2416 общего числа бентосных фораминифер (ЧБФ, экз./г) и их видового богатства (ВБ, число видов/образец) при вариациях индикаторов продуктивности поверхностных вод: хлорина (мкг/кг),  $C_{\text{орг}}$  (%),  $\text{SiO}_2$ био (%),  $\text{CaCO}_3$  (%) и показателя интенсивности поступления материала ледового разноса,  $\text{Ln}(\text{MLP})$

В осадках, соответствующих ГС1, наблюдалось незначительное увеличение концентрации хлорина (индекса продуктивности вод), что, вероятно, обусловлено усилением вентиляции глубинных вод Южного океана в начале ГС1. Это передавалось в северную часть Тихого океана и способствовало поступлению дополнительных питательных веществ в подповерхностные воды Пацифики (Пшенёва, Горбаренко, 2017). Примерно с середины ГС1 (147 см, что соответствует 16 ткл) отмечен ускоренный рост содержания хлорина и  $C_{орг}$  (Рисунок 6.5). Аналогичная хронология изменения продуктивности северной части Тихого океана была выявлена ранее (Gebhardt et al., 2008). На границе ГС1 и Б/А (119 см) отмечено резкое снижение содержания крупных терригенных частиц в осадках, переносимых морским льдом, что было связано с уменьшением влияния льдов в районе отбора колонки при последующем потеплении климата. В осадках региона во время потепления Б/А значительно возрастало содержание  $CaCO_3$  и биогенного опала (Gebhardt et al., 2008).

В изученном керне увеличение карбонатности осадка и содержания биогенного опала было наиболее выражено в интервале 119-75 см, что обусловлено потеплением Б/А и по времени визуально коррелирует с периодом 14.7-12.8 ткл, согласно изотопным кривым ледового керна Гренландии (North GRIP member, 2004) и сталагмитов из юго-восточной Азии (Wang et al., 2008). Максимальные значения индексов продуктивности (хлорин,  $C_{орг}$ ,  $SiO_2$ ) на горизонте 107 см, очевидно, соответствуют максимуму потепления бёллинг (14.4 ткл). На горизонте 98 см отмечено резкое снижение содержания  $SiO_2$  и хлорина, что можно связать с уменьшением активности муссонов Азии и с похолоданием Гренландии после потепления бёллинг (14.1 ткл) (рис. 6.5). Замедление роста содержания  $CaCO_3$  в интервале 75-63 см соответствует времени похолодания ПД (12.8–11.8 ткл), а менее выраженное увеличение карбонатности осадка в интервале 63–43 см при потеплении ПБ визуально коррелирует с возрастом 11.8-9.3 ткл (Рисунок 6.5).

При восстановлении хронологии осадков колонки также были использованы данные радиоуглеродного датирования методом ускорительной масс-спектрометрии, полученные по раковинам планктонных фораминифер *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral для осадков, расположенных ниже и выше "радиоуглеродного плато": 51 см (10.3 ткл), 183 см (18.02 ткл), 185 см (18.10 ткл), 189 см (18.24 ткл), 193 см (18.37 ткл), 199 см (18.57 ткл) и 202.5 см (18.68 ткл) (<http://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.611686?format=html#download>).

#### *Максимум последнего оледенения*

В комплексах бентосных фораминифер осадков нижней части колонки в интервале 210–177 см, что соответствует максимуму последнего оледенения (Рисунок 6.6), преобладали фитодетритовые виды *A. weddellensis* (12-37%), *I. tumidula* (до 7-22%), *G. subglobosa* (до 22%), *C. norvangi* (до 15%), *E. exigua* (до 11%) – индикаторы преимущественно сезонных импульсов продуктивности (Пшенёва, Горбаренко, 2017). В сумме фитодетритовые виды составляли 48-80 %

от общего числа фораминифер. На повышенное содержание кислорода в придонных водах указывало присутствие видов *U. auberiana* (3–5 %), *G. orbicularis* и *T. tricarinata* (1–3 % каждый). Обнаружены представители инфауны *B. decussata*, *B. pacifica*, *Stainfortia* spp. (по 2–5 % каждый) и вид *I. norcrossi* (до 5 %), предпочитающий холодные придонные условия с относительно высокой и стабильной солёностью, описанный как фитодетритовый вид (Пшенёва, Горбаренко, 2017) в областях с сезонным ледовым покровом. Судя по характеру распределения бентосных фораминифер, в период максимума последнего оледенения (18.9–17.6 ткл) придонные условия характеризовались относительной нестабильностью и были благоприятны для развития фитодетритовой донной фауны, характерной для условий повышенного сезонного потока органики на дно при наличии морских льдов, тающих в летний период. С одной стороны, на умеренное содержание кислорода в придонных водах указывают преобладание субоксидных и оксидных групп бентосных фораминифер в мелкой фракции (Рисунок 6.6), относительно невысокая численность бентосных фораминифер, преобладание фитодетритовых видов эпифауны и подповерхностных видов *Melonis*spp. и *Pullenias*spp., характерных для нестабильных стрессовых условий на дне, а также присутствие вида *U. auberiana*, адаптированного к повышенному содержанию кислорода и изменчивой продуктивности (Пшенёва, Горбаренко, 2017). С другой стороны, обнаружение инфаунальных видов бентосных фораминифер, таких как *B. decussata* и *B. pacifica*, характерных для высокопродуктивных районов и дизоксидных условий, может свидетельствовать об относительно низком насыщении кислородом поровых вод. Однако известно, что многие виды дизоксидной группы реагируют не столько на содержание кислорода, сколько на изменение потока органического вещества, которого, возможно, было достаточно для развития небольшого количества данных видов, что способствовало незначительному потреблению кислорода и формированию в поровых водах субоксидных условий. Это подтверждается приблизительно одинаковым содержанием дизоксидных и оксидных групп фораминифер и преобладанием субоксидных таксонов в крупной фракции (Рисунок 6.6). На умеренно повышенную поверхностную продуктивность указывает значение хлорина – 2–3 мкг/кг (Рисунок 6.5). Высокие значения МЛР позволяют говорить о наличии сезонных морских льдов в изучаемом районе, а также о коротких периодах сезонной продуктивности и поставки органики на дно во время таяния льдов летом (Рисунки 6.5, 6.6).

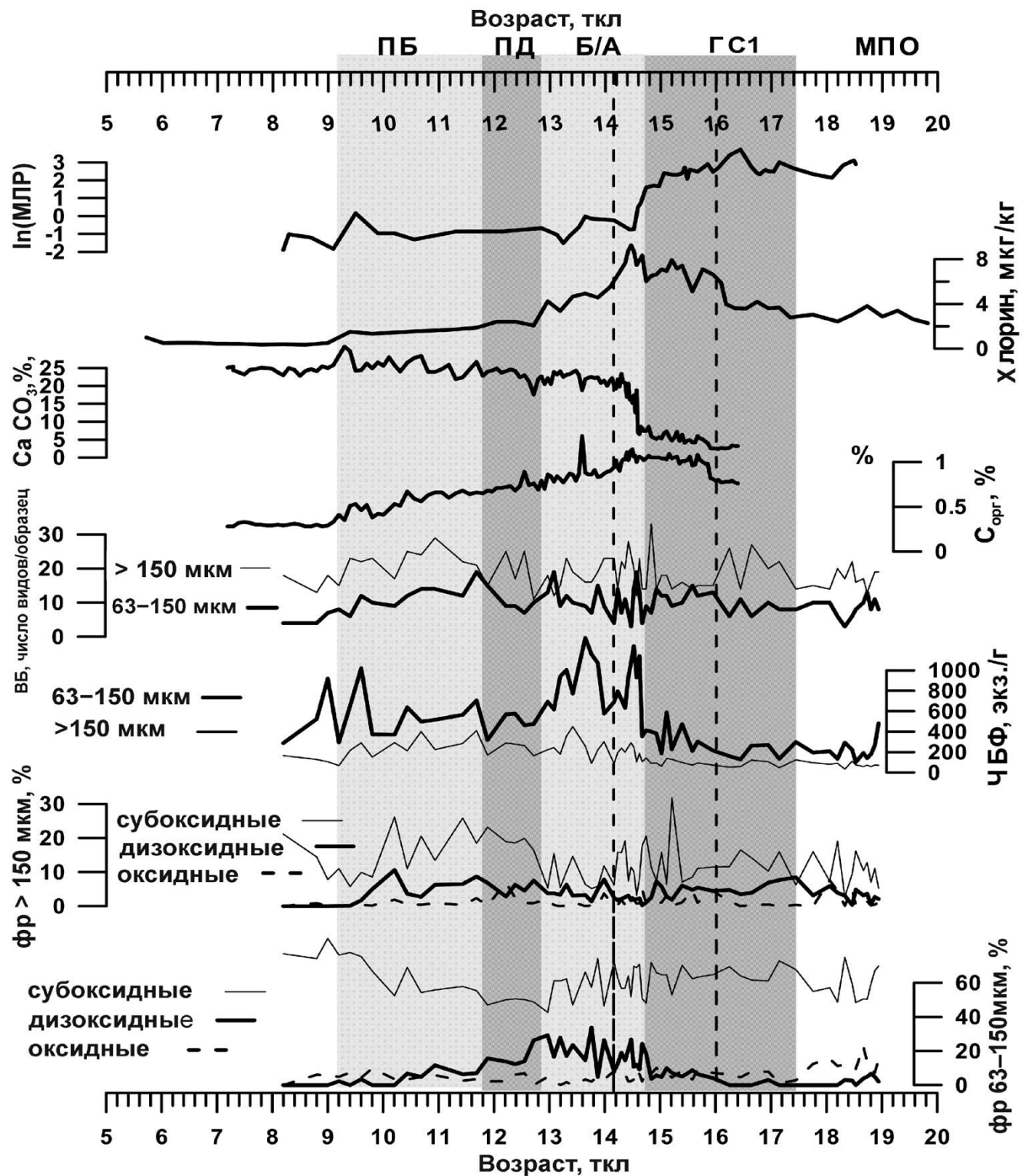


Рисунок 6.6 – Изменение на временной шкале во фракциях (фр) 63-150 мкм и > 150 мкм кислородозависимых групп бентосных фораминифер (%), общего числа бентосных фораминифер (ЧБФ, экз/г) и их видового богатства (ВБ, число видов/образец) при вариациях индикаторов продуктивности поверхностных вод хлорина (мкг/кг),  $C_{org}$  (%),  $CaCO_3$  (%) и показателя интенсивности поступления материала ледового разноса,  $ln(MLR)$ . Условные обозначения см. на

Рисунке 6.5.

### Холодный стадиал ГС1

В период стадиала Гейнрич 1 вид *A. weddellensis* оставался ведущим с максимумом содержания 58%, затем на границе с Б/А его доля снижалась до 10–13 % (Рисунок 6.6).

Субдоминантные виды предыдущего комплекса сохранялись, но в интервале 152-146 см (16.3-16.0 ткл) вклад отдельных видов (*I. tumidula*, *G. subglobossa*, *C. norvangi*), ассоциируемых с повышенным содержанием кислорода и низкой первичной продуктивностью (Пшенёва, Горбаренко, 2017), резко уменьшался. В это же время появлялись фитодетритовый вид *C. pacifica* и широко распространенная в богатых органическим веществом отложениях *S. complanata*, которая отнесена к дизоксидным видам (Пшенёва, Горбаренко, 2017). Содержание преобладающего в крупной фракции (> 150 мкм) вида *U. auberiana* также снижалось в интервале 152-146 см, но затем повышалось до 7 % и резко падало в начале Б/А. Вклад видов *Triloculina* spp., *Pyrgo* spp., *N. labradorica*, *Cibicides* spp. и *I. norcrossi*, толерантных к высокой концентрации кислорода, снижался до нескольких процентов в начале ГС1 и увеличивался в слое 152-146 см (Рисунок 6.6). Содержание приспособленных к изменчивому потоку органики видов *Pullenia* spp., *Melonis* spp. и *G. orbicularis* в этот период, наоборот, резко уменьшалось. Вид инфуны *B. decussata* постоянно присутствовал в осадках ГС1 (Рисунок 6.6). В отдельных интервалах ГС1 появлялись "высокопродуктивные" виды инфуны *C. oolina* и *C. delicate* (Пшенёва, Горбаренко, 2017). На повышение биопродуктивности в начале периода ГС1 указывают увеличение видового богатства и роли видов из рода *Bolivina*, тесно связанных с районами, в которых на дно постоянно поступает много свежего органического вещества, как, например, в зонах апвеллинга, а также появление индикатора высокой продуктивности вида *B. tenuata* (Пшенёва, Горбаренко, 2017). Значительный рост содержания хлорина (Рисунок 6.5) свидетельствует об увеличении продуктивности поверхностных вод. Однако состав комплекса бентосных фораминифер существенно не отличался от такового в ледниковый период (Рисунок 6.6) Видовое богатство увеличивалось за счёт крупных форм при уменьшении числа мелких видов, что приводило к снижению общего ЧБФ (Рисунок 6.6). В то же время сохранялось влияние морского льда, определявшего преобладание в комплексе фитодетритовых видов (Рисунок 6.6) с доминированием вида *A. weddellensis*, характерного для относительно высокого сезонно-импульсного потока фитодетрита и более низкой концентрации кислорода в придонных водах. О присутствии сезонных морских льдов говорят и высокие значения МРЛ (Рисунок 6.6). Во второй половине периода ГС1 (после 16 ткл) продуктивность увеличивалась настолько, что повышалось обилие фораминифер (Рисунки 6.5, 6.6), комплексы становились менее разнообразными, ВБ крупной фракции лишь немного превышало ВБ фитодетритовых видов (Рисунок 6.6). Судя по кривой МЛР (Рисунок 6.5), в этот период уменьшалось влияние морских льдов, увеличивался поток органики, резко увеличивалось содержание хлорина и CaCO<sub>3</sub> в осадке (Рисунки 6.5, 6.6). Кислородные



условия оставались субоксидными, понижалась доля оксидных видов фораминифер, увеличивался вклад дизоксидных видов (Рисунок 6.6). Это указывает на повышение продуктивности, которое сопровождалось потреблением растворенного кислорода, что, в свою очередь, способствовало развитию фауны, толерантной к понижению концентрации кислорода в поровых водах (*C. oolina*, *B. tenuata*, *Stainfortia* spp.). Вероятно, стратификация поверхностных вод в данный период уменьшалась, что приводило к увеличению потока питательных веществ.

#### *Интерстадиал бёллинг/аллерёд*

В первой половине этого интерстадиала появлялся фитодетритовый вид *C. norvangi*, доля которого увеличивалась до 13 %. Во время Б/А становились обильными виды *C. pacifica* (до 27 %) и *Stainfortia* spp. (до 30 %), составлявшие конкуренцию *A. weddellensis* (около 30 %). В незначительном количестве встречались оксидные и субоксидные виды *U. auberiana*, *I. norcrossi*, *Triloculina* spp., *Pyrgo* spp., *N. labradorica* и *Cibicides* spp. Во время потепления Б/А отмечены два максимума продуктивности поверхностных вод (14.7-14.1 и 14.1-12.8 ткл), вероятно, вследствие увеличения продолжительности сезонов биопродуктивности (весны и лета). Увеличение поступления органики вглубь осадка способствовало развитию инфауны бентосных фораминифер: отмечено многократное увеличение общей численности фораминифер и увеличение их видового богатства (Рисунок 6.6). Однако, судя по значениям  $C_{орг}$ , рост потока органики был не очень высоким. Это подтверждено и составом ассоциации бентосных фораминифер, в котором, хотя и уменьшалась доля вида *U. auberiana*, но вклад видов глубокой инфауны, нуждающихся в высоком устойчивом потоке органики (например, *C. oolina*, *B. tenuata*) был низким. Доминировали виды, предпочитавшие фитодетрит. Интенсивная вентиляция сохраняла субоксидные условия в придонных водах, в поровых водах насыщенность кислородом была низкой (Рисунок 6.6).

Повышение численности бентосных фораминифер в теплом интерстадиале Б/А могло быть обусловлено увеличением поставки биогенных элементов в фотический слой в связи с сокращением влияния морских льдов, когда устойчивая стратификация в субарктической зоне Тихого океана сменялась интенсивным вертикальным перемешиванием и подъёмом вод, богатых биогенными веществами (Горбаренко, Гольдберг, 2005; Gebhardt et al., 2008). Уменьшение ЧБФ и ВБ, по-видимому, можно объяснить похолоданием между потеплениями бёллинг и аллерёд.

#### *Поздний дриас*

Период дегляциации прерывался кратковременным эпизодом похолодания, соответствующим событию ПД (12.8-11.8 ткл). До 27 % возрастало содержание *A. weddellensis*, уменьшалось содержание видов *C. pacifica* и *Stainfortia* spp., резко увеличивался вклад *U. auberiana*, оксидных видов *Triloculina* spp., *Pyrgo* spp., *Cibicides* spp., *I. norcrossi* и стрессоустойчивых видов *Melonis* spp., *Pullenia* spp. В этот период отмечены довольно низкие значения ЧБФ, но более высокие, чем в период ГС1, за счет снижения обилия фитодетритовых

видов и увеличения численности указанных выше видов из крупной фракции (Рисунок 6.6). Восстанавливалась фауна бентосных фораминифер, сходная с ледниковой, однако сохранялась ведущая роль фитодетритовых видов *A. weddellensis* и *C. norvangi*. Из-за постепенного ослабления вертикального перемешивания не изменялся вклад видов инфауны, например, *B. tenuata* (Рисунок 6.6), способных усваивать остаточное органическое вещество, захороненное в осадках. Об уменьшении поверхностной продуктивности можно также судить по снижению содержания хлорина (Рисунок 6.5).

#### *Пребореал*

В потеплении ПБ (11.8-9.2 ткл) биопродуктивность несколько увеличилась. Однако относительно низкие значения хлорина (Рисунки 6.5, 6.6), вызванные, вероятно, снижением поставки биогенных элементов при уменьшении перемешивания и увеличении стратификации поверхностных вод, свидетельствуют о более низкой биопродуктивности по сравнению с таковой в интерстадиале Б/А. По снижению концентрации биогенного опала в осадках этого возраста (Рисунок 6.5) также можно судить об уменьшении поступления питательных веществ за счёт апвеллинга тихоокеанских глубинных вод и/или поставки кремния речными стоками (Gebhardt et al., 2008). Относительно высокое обилие бентосных фораминифер и состав комплексов с увеличением вклада видов глубокой инфауны (Рисунок 6.6) указывают на повышенную первичную продуктивность, но меньшую, чем в период Б/А. Присутствие вида *A. weddellensis* сохранялось до окончания пребореала при резком снижении его доли до 3-7 % и замещении видом *E. exigua*, быстро ставшим доминантным (до 28 %). У этих видов разные экологические предпочтения, хотя они связаны с сезонным отложением фитодетрита в современных океанах. Вид *E. exigua* более толерантен к изменчивости потока пищи и его уменьшению, и предпочитает более высокую концентрацию кислорода придонных вод, чем вид *A. weddellensis* (Пшенёва, Горбаренко, 2017).

#### *Средний голоцен*

В среднем голоцене более заметную роль играл фитодетритовый вид *E. exigua*, содержание которого достигало 57%. При резком снижении общей численности бентосных фораминифер увеличивалась доля *G. orbicularis* и представителей рода *Melonis*. Данные виды обитают в подповерхностном слое, используя в качестве пищи преимущественно лабильное органическое вещество и бактерии (Пшенёва, Горбаренко, 2017). Судя по комплексу бентосных фораминифер с доминированием *E. exigua*, можно говорить об уменьшении в этот период поступления органики на дно, что сопровождалось увеличением содержания кислорода в придонных водах. Вероятно, в среднем голоцене происходило общее снижение биопродуктивности и восстановление устойчивой стратификации вод в изучаемом районе.

Таким образом, анализ результатов исследования численности, видового богатства и состава комплексов бентосных фораминифер колонки MD01-2416 позволил выявить реакцию этих сообществ на изменения палеосреды в субарктической северо-западной части Тихого океана в период 8-19 ткл. Отличительная черта данных комплексов – преобладание фитодетритовых видов, что позволяет предположить сезонный характер продуктивности поверхностных вод в районе горы Детройт. Для максимума последнего оледенения были характерны умеренная сезонная продуктивность поверхностных вод и увеличение содержания растворенного кислорода в придонных и поровых водах при устойчивой стратификации водных масс. Во время холодного стадиала ГС1 продуктивность поверхностных вод повышалась, снижалось содержание кислорода на дне и соответственно, преобладали субоксидные группы бентосных фораминифер.

Доказательством высокой продуктивности поверхностных вод в период Б/А являются максимальные значения общей численности фораминифер, состав комплексов фораминифер с преобладанием видов глубоководной инфауны и увеличение всех показателей палеопродуктивности. При этом установлены дефицит кислорода в поровых водах и субоксидные условия в придонных водах. Такие условия могли быть обусловлены увеличением поставки питательных веществ в фотический слой субарктической части Тихого океана во время интенсивного вертикального перемешивания вод. В период похолодания, соответствующего событию ПД, поверхностная продуктивность снижалась, но была выше, чем в холодном стадиале ГС1, при этом придонные воды были более насыщены кислородом, чем в интерстадиале Б/А. Биопродуктивность в ПБ была ниже, чем в Б/А, возможно, из-за ослабления интенсивности поступления питательных веществ при увеличении стратификации поверхностных вод северо-западной части Тихого океана. В среднем голоцене происходило общее снижение биопродуктивности, по-видимому, в результате восстановления устойчивой стратификации поверхностных вод. Проведенное исследование позволило впервые получить детальные сведения об изменениях в комплексах глубоководных бентосных фораминифер северо-западной части Тихого океана, отражающих вариации первичной продукции и кислородных условий в придонных и поровых водах в связи с глобальными и региональными изменениями климата во время максимума последнего оледенения, дегляциации и голоцена.

### ***6.3. Тысячелетний режим изменения ледовых условий Охотского моря во время последнего оледенения (мис 4 – мис 2)***

В статье представлены результаты изучения изменений содержания грубого терригенного материала, представляющего материал ледового разноса (МЛР), и его характеристик в осадках

керна Lv28-44-4 из восточной части Охотского моря (ОМ) за время последнего оледенения. На основе анализа гранулометрии осадков, окатанности и характера поверхности МЛР из керна Lv28-44-4 было доказано, что его поставка в восточную часть моря, как и во всей акватории моря, осуществлялась исключительно морскими льдами. Нами были обнаружены девятнадцать пиков содержания МЛР. Эти результаты были сравнены с вариациями содержания грубой фракции в керне осадков из центральной части ОМ (Gorbarenko et al., 2012; Yanchenko, Gorbarenko, 2015). Для обоих кернов получены высокоразрешающие возрастные модели, что позволило проанализировать особенности изменения ледовых условий ОМ во время морских изотопно-кислородных стадий (МИС) 2–4 и сопоставить их с Дансгаард-Ойшгер циклами Гренландии и изменением индекса Полярной циркуляции северного полушария. Тысячелетние изменения МЛР в восточной и центральной частях моря носили преимущественно асинхронный характер. Поставка МЛР в центральную часть ОМ была наиболее активной во время МИС 2, менее интенсивной в МИС 4 и относительно невысокой на протяжении МИС 3. Напротив, ледовая седиментация на востоке моря проявляется во время МИС 4, была наиболее активна во время МИС 3, но не выражена в МИС 2. При этом тысячелетние пики содержания МЛР во время МИС 3 и МИС 4 были преимущественно синхронны Дансгаард-Ойшгер стадиям и росту индекса Полярной циркуляции. Таким образом, такой характер изменений МЛР в керне Lv28-44-4 был вызван изменениями интенсивности и положения основных региональных центров атмосферной циркуляции. Вероятно, во время МИС 3 большая часть ОМ находился под влиянием северо-восточных и восточных ветров, что приводило к усилению дрейфа льда, а, следовательно, увеличению поставки МЛР от западного побережья Камчатки. Тогда как, во время значительной части МИС 4 и на протяжении практически всей МИС 2 над акваторией ОМ доминировали северные, северо-западные ветры, которые препятствовали дрейфу льда от западного побережья Камчатки дрейфу льда, и, следовательно, приводили к сокращению поставки МЛР в восточную часть ОМ.

Материалом для исследования послужил керн донных осадков LV28-44-4, отобранный в восточной части ОМ при выполнении российско-германского проекта КОМЕХ (рейс № 28 НИС «Академик М.А.Лаврентьев»). Его местоположение показано на Рисунке 6.7.

Методы и анализы, использованные при изучении керна Lv28-44-4, можно разделить на литофизические, геохимические и радиоизотопные. Литофизические методы включали: анализ содержания МЛР, за который мы приняли терригенную составляющую фракции 0.15-2 мм, а именно, число терригенных зёрен на грамм сухого осадка; анализ окатанности терригенных зёрен, выполненный согласно стандартной методике (Rukhin, 1969); гранулометрический анализ, выполненный в ПИО ГУО КНР при помощи дифракционного лазерного анализатора размера частиц Malvern MS-2000; анализ магнитной восприимчивости, который производился полевым

измерителем магнитной восприимчивости IMV-2 West Company Ltd. Геохимические методы включали: анализ содержания хлорина, выполненный согласно методике модифицированной и описанной Босиным (Bosin et al., 2015); анализ элементного состава, содержания общего

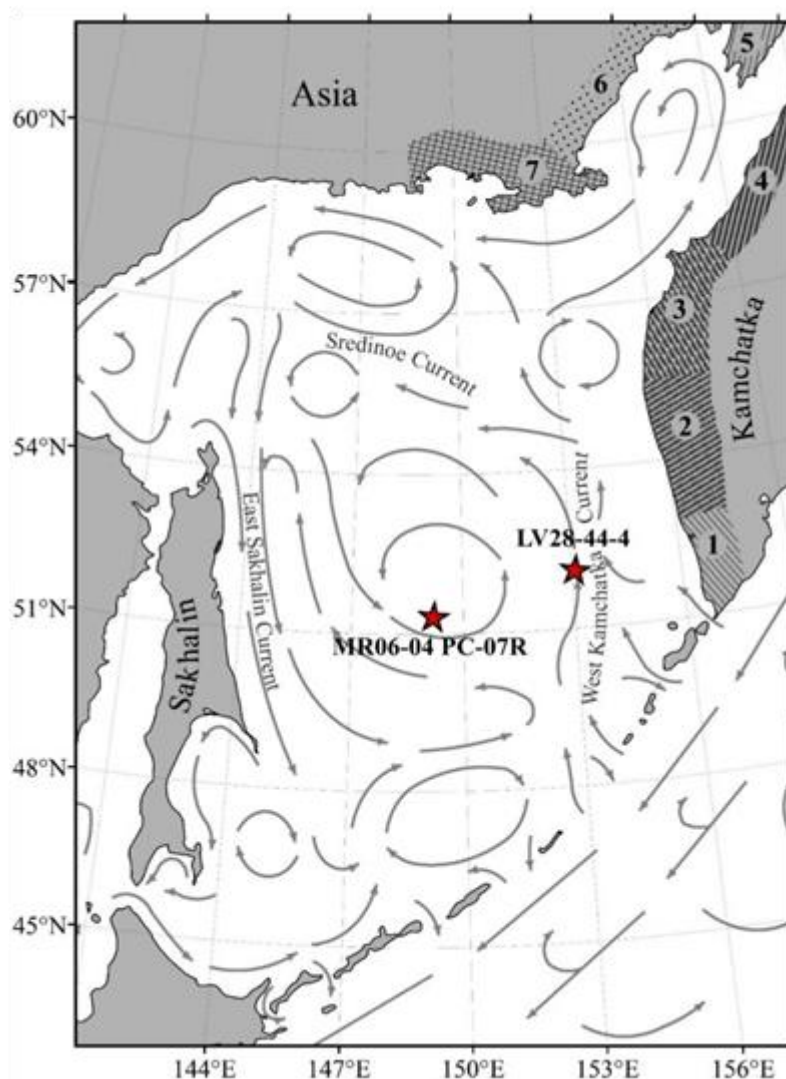


Рисунок 6.7 – Карта расположения станций отбора кернов донных осадков. На карте представлена схема поверхностных течений Чернявского (Чернявский, 1981) с упрощениями

органического углерода (TOC) и  $\text{CaCO}_3$ , определенные посредством оптико-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-OES) и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в ПИО ГУО КНР. Радиоизотопные методы включали: анализ изотопного состава кислорода в карбонате, который был выполнен в Tongji University КНР при помощи масс-спектрометра стабильных изотопов IsoPrime. Кроме того, было выполнено радиоуглеродное датирование методом ускорительной масс-спектрометрии National Ocean Sciences Accelerator Mass Spectrometry Facility, проведенное в Woods Hole Oceanographic Institution США. Возраст резервуара поверхностных вод для ОМ был принят за 900 лет. Радиоуглеродный

возраст был пересчитан в календарный при помощи программы Calib 7.0 (Vasilenko et al., подана в журнал).

Возрастная модель керна Lv28-44-4 основана на тефрохронологии, радиоуглеродном датировании методом ускорительной масс-спектрометрии, результатах анализа  $\delta^{18}\text{O}$  из раковин планктонных фораминифер, вариациях магнитной восприимчивости, а также на вариациях индикаторов палеопродуктивности (содержании хлорина, общего органического углерода, биогенного Ва,  $\text{CaCO}_3$  и отношения C/N) (Рисунок 6.8).

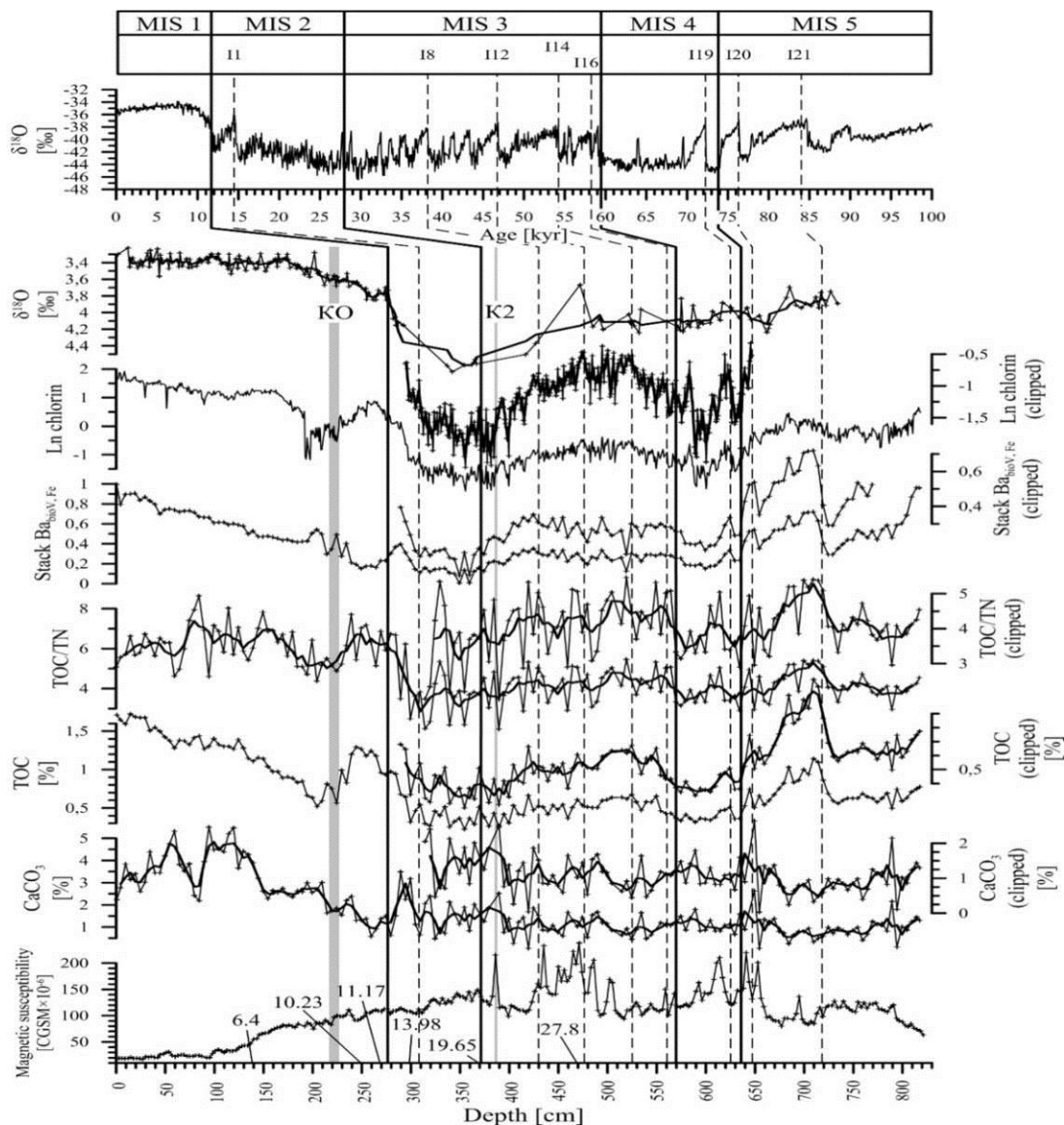


Рисунок 6.8 – Показано сравнение изменений индикаторов продуктивности и литофизических параметров по длине керна Lv28-44-4 со стандартной изотопно-кислородной кривой NGRIP (North Greenland Ice Core Project (GRIP) Members, 2004) (верхний график, по шкале абсцисс отложены тыс. лет). Затемнённые полосы обозначают положение прослоев вулканического пепла KO и K2.

Цифрами в нижней части рисунка обозначен возраст горизонтов, полученный методом

радиоуглеродного датирования. Литеры «I» в верхней части – указывают положение наиболее длительных ДОИ (Solé et al., 2007)

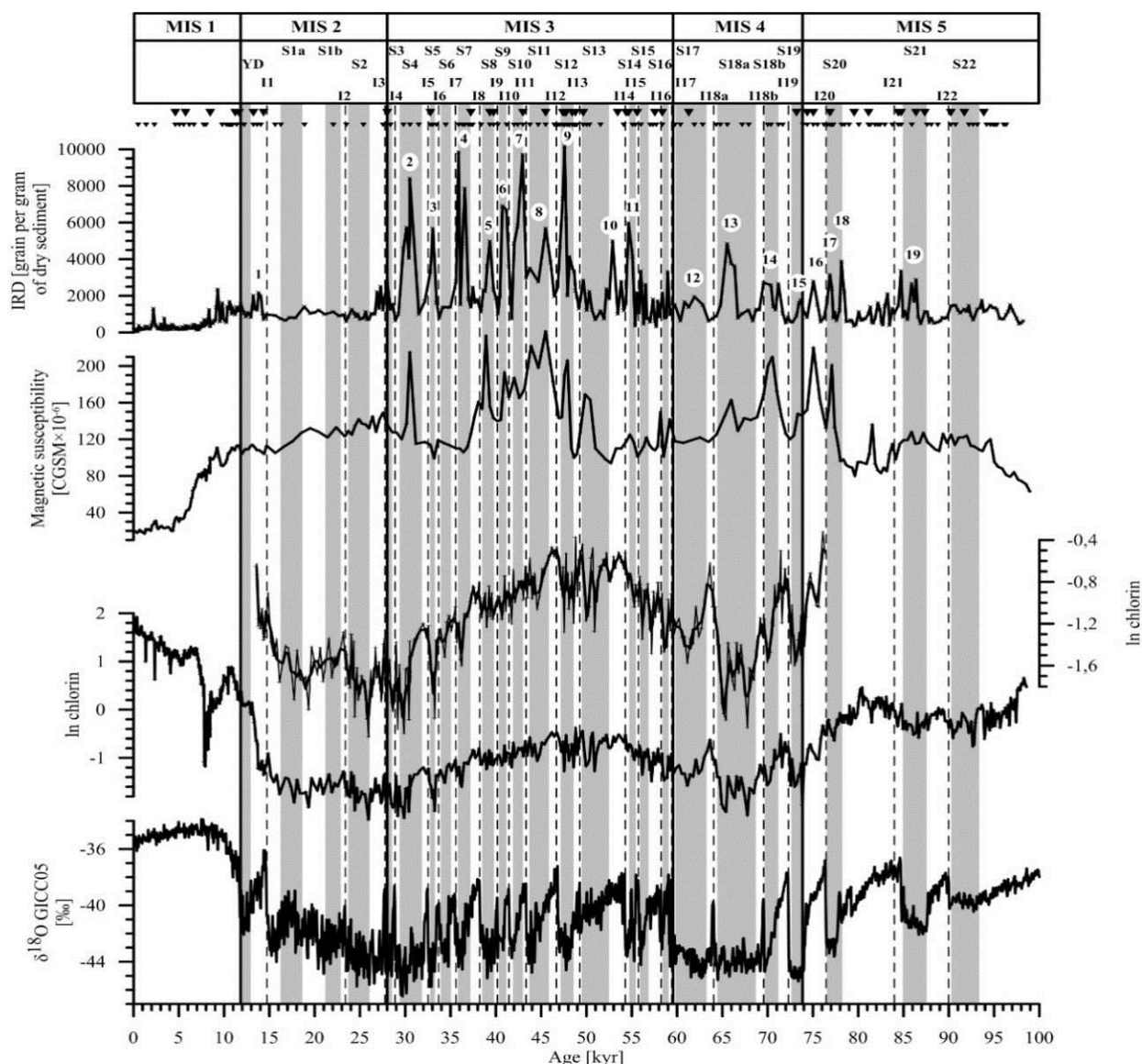
Граница МИС 2/МИС 1 (11,7 тыс. лет назад) установлена по резкому облегчению изотопно-кислородного состава раковин бентосных фораминифер, а также увеличению содержания хлорина и общего органического углерода и изменению других параметров, характерному для границы холодного периода ранний дриас/голоцен (Рисунок 6.8). Граница МИС 3/МИС 2 стратиграфически расположена выше прослоя тефры K2, проведена в соответствии с изменениями изотопно-кислородного состава раковин бентосных фораминифер и значений индикаторов продуктивности (Рисунок 6.8) (Vasilenko et al., подана в журнал).

Граница МИС 4/МИС 3 соответствует переходу от относительно низких значений индикаторов палеопроодуктивности во время МИС 4 к относительно высоким во время МИС 3 (Рисунок 6.8). Уточнить положение этой границы позволяет резкий пик содержания хлорина, наиболее вероятно, являющийся следствием реакции продуцентов на условия ДОИ 17 (Рисунок 6.8). Граница МИС 5/МИС 4 также определяется по общему ходу изменения содержания индикаторов палеопроодуктивности – переходу от относительно высоких значений во время МИС 5 к относительно низким во время МИС 4 (Рисунок 6.8).

Ранее показано (Gorbarenko et al., 2012), что увеличение продуктивности ОМ происходило синхронно ДОИ, и, напротив, снижение продуктивности отмечается во время ДОС. Таким образом, продуктивность ОМ отчетливо реагирует на изменения глобального климата тысячелетнего масштаба, обнаруженных при изучении кернов льда из Гренландии, что согласуется с выводами о синхронности быстрых климатических изменений в северном полушарии (Rohling et al., 2003). Это позволяет использовать кривые изменений индикаторов палеопроодуктивности для графической корреляции с кривой изменения  $\delta^{18}\text{O}$  льда керна NGRIP и даёт надёжный инструмент для построения высокоразрешающей хроностратиграфии.

Интерстадиалы длительных ДО циклов, к которым относятся ДО циклы 1, 8, 12, 14, 16, 19 и 20 (Solé et al., 2007), точно устанавливаются в пределах соответствующих МИС по пикам значений индикаторов палеопроодуктивности (chlorine,  $\text{Ba}_{\text{bio}}$ , ТОС), снижению значений отношения ТОС/ТН (указывающего на усиление морской продуктивности) и значений магнитной восприимчивости (Рисунок 6.8). Помимо вышеуказанных параметров ДОИ 1 (начало потепления бёллинг/аллерёд) определяется по росту содержания  $\text{CaCO}_3$  (Рисунок 6.8). Данный пик содержания  $\text{CaCO}_3$  типичен для осадков ОМ, накапливавшихся во время потепления бёллинг/аллерёд (Gorbarenko et al., 2012).

Дополнительные возрастные маркеры между контрольными точками были получены на основе графической корреляции данных по содержанию хлорина и магнитной восприимчивости с ДО циклов кривой  $\delta^{18}\text{O}_{\text{NGRIP}}$  (Рисунок 6.9).



Цифры над графиком содержания МЛР обозначены пики максимального содержания МЛР. Пунктирные линии указывают положение ДОО, отмечены как I1–I22 внизу верхней панели. Затемнённые полосы обозначают положение соответствующих ДОС, отмечены как S1–S22 внизу верхней панели. Литеры «YD» – Younger Dryas. Большими черными треугольниками обозначены горизонты обнаружения гальки в керне Lv28-44-4, маленькими чёрными треугольниками – гравия

Рисунок 6.9 – Показано сопоставление записей МЛР, магнитной восприимчивости и содержания хлорина в керне донных осадков Lv28-44-4 со стандартной изотопно-кислородной кривой N (North GRIP Members, 2004, Wolff et al., 2010)

В керне донных осадков Lv28-44-4 выявлено 19 ярко выраженных пиков максимальных содержаний МЛР, четыре из которых наблюдаются в конце МИС 5, четыре – во время МИС 4, десять – во время МИС 3 и один во время МИС 2 (Рисунок 6.9, таблица 6.2).



Таблица 6.2 – Интервалы керна LV28-44-4 с повышенным содержанием МЛР

IS	Interval number	Depth [cm]	Age[kyr BP]	Event
	1	289–303	~13.61–14.2	Bølling–Allerød
	2	379–390	~29.4–31.3	~DOS 4
	3	396–399	~32.8–33.2	~DOS 5
	4	412–421	~35.8–37	~DOS 7
	5	433–441	~38.6–39.7	~DOS 8
	6	446–452	~40.5–41.3	~DOS 9
	7	455–462	~41.9–43.2	~DOS 10
	8	465–473	~43.8–46	~DOS 11
	9	478–495	~47.1–48.8	~DOS 12
	10	514–520	~52.1–53.3	~DOI 14
	11	528–532	~54.7–55.2	~DOS 14
	12	581–574	~60.6–63	~DOS 17
	13	595–589	~65–66.4	~DOS 18a
	14	614–607	~69.4–70.6	~DOS 18b
	15	636–630	~73.1–73.9	~DOS 19
	16	644–640	~74.9–75.8	~DOI 20
	17	653–645	~76–77.1	~DOS 20
	18	668–662	~78–78.6	~DOI 20/DOS 21
	19	36–730	~84.8–86.6	~DOS 21

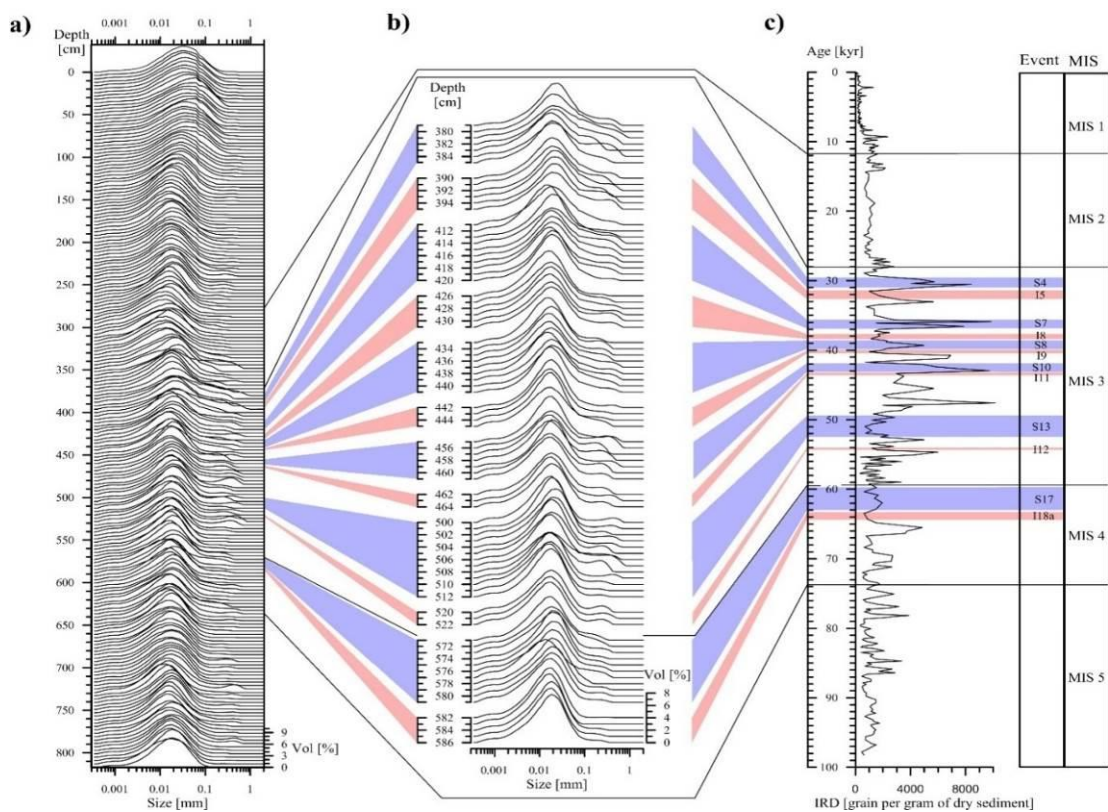
Пятнадцать из девятнадцати пиков МЛР приходятся на ДОС (Рисунок 6.9, таблица 6.2). Наиболее значительные увеличения содержания МЛР отмечаются во время МИС 3 (59-28 тыс. лет назад) (Рисунок 6.9). Оставшиеся четыре пика МЛР регистрируются в интерстадиалы и приходятся на время перехода от одной МИС к другой. Кроме этого, можно выделить 3 интервала времени, во время которых отмечаются серии пиков повышенного содержания МЛР (Рисунок 6.9). Эти интервалы приходятся преимущественно на интерстадиалы и относятся к периодам смены одной МИС следующей (Рисунок 6.9). Следует отметить, что во время МИС 2 не наблюдается сколько-нибудь значительных увеличений содержания МЛР, кроме серии пиков содержаний МЛР, совпадающих по времени с ДОИ 3 и тёплым периодом бёллинг/аллерёд (Рисунок 6.9, таблица 6.2).

Кроме того, получены данные гранулометрического анализа донных осадков и результаты изучения окатанности терригенных зёрен во фракциях 0,15-2 мм, 2-4 мм и >4 мм, а также результаты изучения поверхности галечного материала.

Нами доказано, что исходя из относительно узкого диапазона размеров второго пика в бимодальном распределении гранулометрического состава осадков керна Lv28-44-4 (Рисунок 6.10), из степени окатанности терригенного материала во фракции 0,15-2 мм во время ДОС и ДООИ МИС 3, оцениваемой как полуокатанные-окатанные, из того, что весь гравийно-галечный материал является, преимущественно, окатанным, а галечный материал не несёт следов ледниковой эрозии, можно заключить, что терригенный материал на протяжении всего последнего оледенения (в том числе и во время ДОС МИС 4–3) переносился в восточную часть ОМ исключительно морским льдом. Следовательно, пики содержания грубой фракции в керне Lv28-44-4 являются пиками материала ледового разноса (МЛР). Данные минералогического анализа (Derkachev et al., 2004) указывают на то, что побережье западной Камчатки является наиболее вероятным источником его поступления.

В подразделе «Тысячелетние изменения ледовой седиментации» детально рассмотрены условия поставки МЛР на протяжении МИС 4–2 в восточную часть ОМ. Для этого были использованы данные по содержанию МЛР в керне Lv28-44-4 (восточная часть моря), которые были сравнены с опубликованными ранее данными по процентному содержанию грубой фракции в керне РС-07R (центральная часть моря) (Yanchenko, Gorbarenko, 2015) (Рисунок 6.11). Приведённые данные указывают на асинхронность, вплоть до противофазности, поставки МЛР в эти части ОМ, как в орбитальном, так и в тысячелетнем масштабе времени. По-видимому, это было обусловлено изменениями в преобладающем характере дрейфа морского льда (Vasilenko et al., подана в журнал).

Во время МИС 3 северо-восточные и восточные ветры становятся доминирующими. Резкое усиление этих ветров во время ДОС приводило к активному формированию льда вдоль северо-восточного и восточного побережья ОМ. Под действием данных ветров взломанный припай продолжал дрейфовать в юго-западном, западном направлении и достигал относительно тёплого Западно-Камчатского палеотечения, где лёд таял, вследствие чего, происходила разгрузка большей части терригенного материала. Во время ДООИ северо-восточные и восточные ветры существенно ослабевали. Хотя восточные ветры продолжали доминировать над восточной частью ОМ, их ослабление способствовало увеличению повторяемости северо-западных и западных ветров над центральной частью ОМ и небольшому усилению дрейфа льда в этот район (Рисунок 6.12).



Линиями показаны границы МИС. Затемнённые розовые области отмечают положение ДОО, голубые – ДОС.

Рисунок 6.10 – а) Изменение гранулометрического состава осадка по длине керна донных осадков LV28-44-4. б) Распределение гранулометрического состава осадков керна LV28-44-4 для отдельных ДОС и ДОО МИС 3, а также МИС 4. в) Содержание МЛР по длине керна LV28-44-4

Во время МИС 2 над акваторией ОМ развивались сильные северные и северо-западные ветры, которые сохраняли свою устойчивость на протяжении почти всего МИС 2 (с ~26 тыс. лет назад по 15 тыс. лет назад). Согласно (Derkachev et al., 2004) по данным минералогического анализа, в это время заметно возростала поставка терригенного материала в центральную и восточную части ОМ от северного побережья. Можно предположить, что доминировал северный ветер. Увеличение повторяемости северо-восточных и восточных ветров наблюдалось только на границах МИС 2 во время ДОО 3 и ДОО 1 на фоне ослабления северных и северо-западных ветров (Vasilenko et al., подана в журнал).

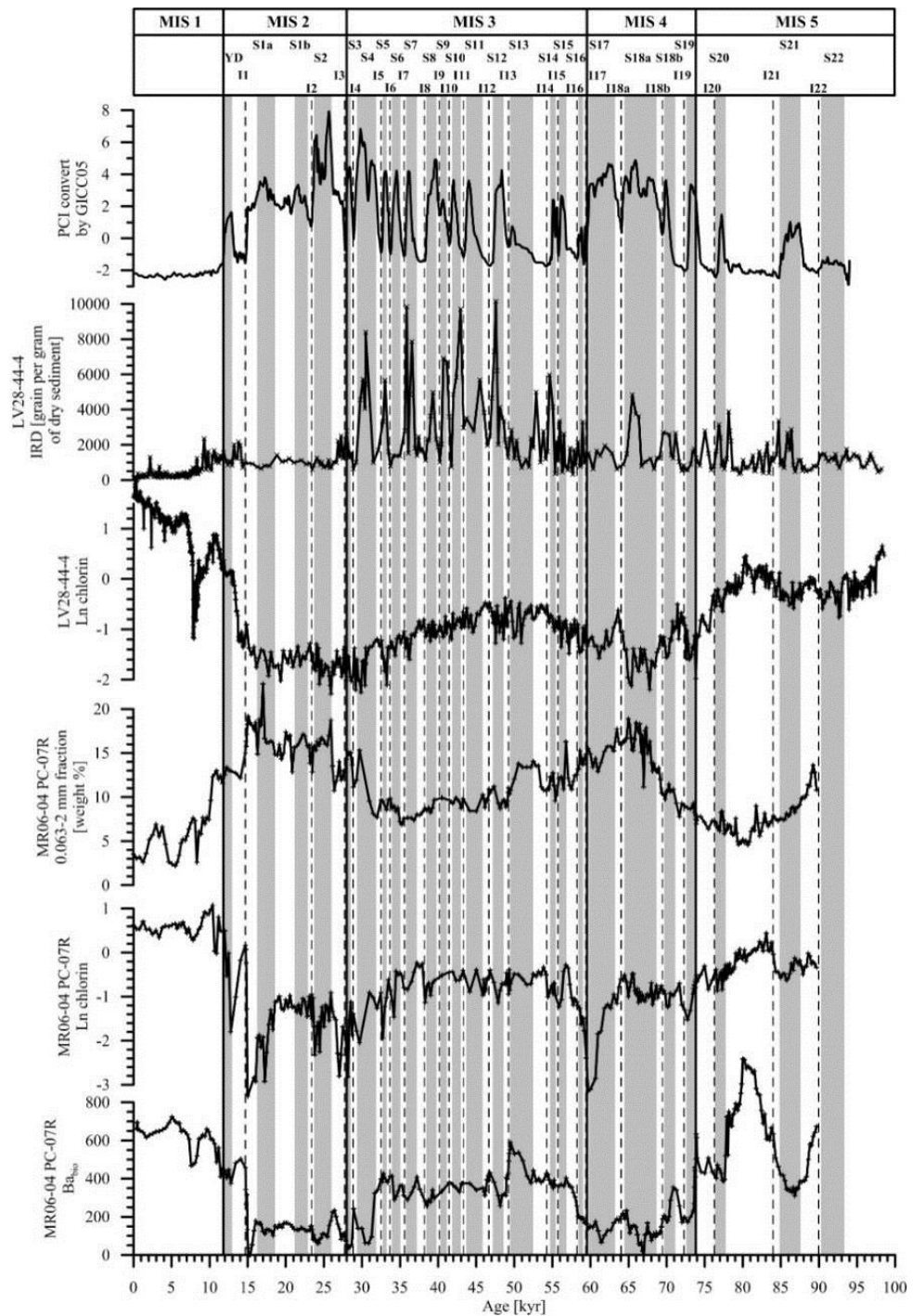
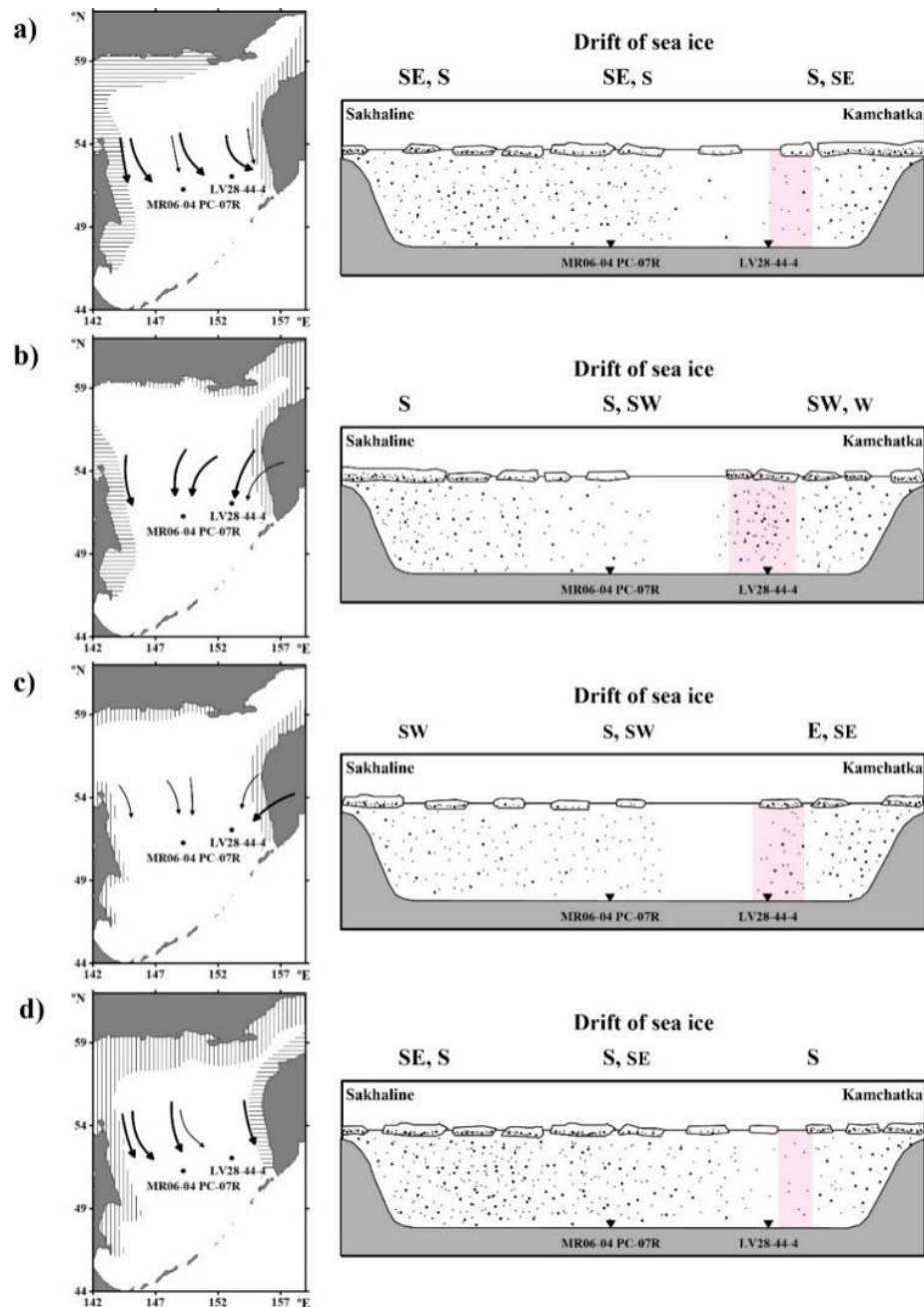


Рисунок 6.11 – Сопоставление кривой изменения индекса интенсивности полярной циркуляции северного полушария PCI (Mayewski et al., 1997), откалиброванной согласно возрастной модели, предложенной в (Wolff et al., 2010), с данными по содержанию МЛР и хлорина в керне донных осадков Lv28-44-4 и содержанию фракции 0.063-2 мм, хлорина и  $Ba_{bio}$  в керне донных осадков MR06-04 PC-07R. Литеры «I» те же, что на Рисунке 6.8. Пунктирные линии, затемнённые полосы и литеры «S» как на Рисунке 6.10. «YD» – Younger Dryas



Стрелки на карте обозначают направление ветров, жирные стрелки – направление доминирующих ветров. Вертикальная штриховка на картах обозначает предполагаемые районы формирования и распространения льда, горизонтальная штриховка обозначает области скопления льда под действием прижимных ветров. Литеры над схемами обозначают направления дрейфа льда: «S» – южное, «SE» – юго-восточное, «SW» – юго-западное, «W» – западное. Заглавными литерами обозначены основные направления дрейфа. Затемнённая розовая полоса обозначает предполагаемое положение Западно-Камчатского палеотечения

Рисунок 6.12 – а) Показана схема преобладающих ледовых условий и ветрового режима типичная для периода от начала МИС 4 до ~64 тыс. лет назад. б) Тоже для ДОС МИС 3 и отдельных интервалов ДОС МИС 4. в) Тоже для ДОО МИС 3. г) Тоже для МИС 2

Представлены результаты изучения керн донных осадков Lv28-44-4, полученного в восточной части ОМ. Обнаружены девятнадцать пиков содержания грубой фракции. Детально разработанная возрастная модель для керн Lv28-44-4 позволила установить, что пятнадцать из этих пиков приходились на периоды ДОС, преимущественно, относящиеся к МИС 4–3.

Терригенный материал на протяжении всего последнего оледенения (в том числе и во время ДОС МИС 4–3) переносился в восточную часть ОМ исключительно морским льдом. Пики содержания грубой фракции в керне Lv28-44-4 являются пиками материала ледового разноса (МЛР) и наиболее вероятные источником его поступления являлось побережье западной Камчатки.

В течение МИС 4, в основном, преобладали северо-западные и западные ветры, которые вызывали активное формирование льда у северного, северо-западного и западного побережья, приводили к распространению льда от этого побережья в западную и центральную части ОМ и, наоборот, препятствовали распространению льда от восточного побережья ОМ. Однако, во время отдельных эпизодов ДОС и после ~64тыс. лет назад существенно возрастало значение северо-восточных и восточных ветров и районами активного формирования льда становилось северное, северо-восточное и восточное побережье.

Во время МИС 3 северо-восточные и восточные ветры становились доминирующими. Резкое усиление этих ветров во время ДОС приводило к активному формированию льда вдоль северо-восточного и восточного побережья ОМ. Под действием данных ветров взломанный припай продолжал дрейфовать в юго-западном, западном направлении и достигал относительно тёплого Западно-Камчатского палеотечения, где лёд таял, в результате чего происходила разгрузка большей части терригенного материала. Во время ДОИ северо-восточные и восточные ветры существенно ослабевали. Хотя восточные ветры продолжали доминировать над восточной частью ОМ, их ослабление способствовало увеличению повторяемости северо-западных и западных ветров над центральной частью ОМ и, как результат, небольшому усилению дрейфа льда в этот район.

Во время МИС 2 над акваторией ОМ развивались сильные северные и северо-западные ветры, которые сохраняли свою устойчивость в течение почти всего МИС 2 (с ~26 тыс. лет назад по 15 тыс. лет назад). Увеличение поставки терригенного материала от северного побережья в центральную и восточную части ОМ позволяет предположить, что в этот период преобладал северный ветер. Увеличение повторяемости северо-восточных и восточных ветров происходило только на границах МИС 2, во время ДОИ 3 и ДОИ 1 на фоне ослабления северных и северо-западных ветров.

#### ***6.4. Пространственно-временная изменчивость концентрации хлорофилла-а на шельфе залива Петра Великого при зимне-весеннем цветении фитопланктона по спутниковым и подспутниковым данным***

Показано, что причина искажения пространственно-временной изменчивости концентрации хлорофилла-а (Кхл) на шельфе залива Петра Великого в зимне-весенний период по спутниковым данным – увеличение поглощения света детритом и жёлтым веществом как результат наряду с цветением фитопланктона, гидродинамических процессов (подъём нижележащих вод, обогащённых продуктами жизнедеятельности гидробионтов, при ветровом перемешивании, вихреобразовании). Впервые указано на искажение пространственно-временной изменчивости Кхл по спутниковым данным в заливе Петра Великого и дана его интерпретация. Результат может быть полезен при интерпретации пространственно-временной изменчивости Кхл по спутниковым данным, поскольку в настоящее время они широко используются в задачах океанологии, экологии, рыбохозяйственной научно-исследовательской деятельности (Штрайхерт, Захарков, 2016).

В работе по судовым, полученным в рейсе НИС “Академик М.А. Лаврентьев” (26.02–09.03.2003), и спутниковым данным спектрорадиометра MODIS-Aqua и сканера цвета SeaWiFS рассматривается изменчивость Кхл по разрезу на шельфе зал. Петра Великого и за его пределами на разных этапах зимне-весеннего цветения фитопланктона в 2003-2005 гг. Сравнение изменчивостей Кхл по судовым и спутниковым данным показало их несоответствие. По спутниковым данным, полученным при MUMM-атмосферной коррекции, изменчивость Кхл искажалась меньше, чем по данным NIR-коррекции. Изучение изменчивости показателей поглощения света детритом и желтым веществом ( $a_{dg}$ ), обратного рассеяния света взвешенными частицами ( $b_{bp}$ ), Кхл, флуоресценции хлорофилла-а ( $\Phi_{хл}$ ) по спутниковым данным позволило утверждать, что причиной изменения расхождения между спутниковыми и судовыми значениями Кхл является, главным образом, изменчивость содержания в воде детрита и желтого вещества. По спутниковым данным выявлены: увеличение значений  $a_{dg}$  при увеличении ветрового перемешивания после начала цветения фитопланктона, для 2005 г. участки резкого увеличения значений  $a_{dg}$ , Кхл,  $\Phi_{хл}$ ,  $b_{bp}$  размером около 2-5 км, очевидно, вызванные вихреобразованием. Отмечено, что  $\Phi_{хл}$ , близкая к Кхл характеристика, при ухудшении благоприятных для цветения фитопланктона условий, увеличивается. Поэтому при названных условиях она не может быть использована для идентификации Кхл.

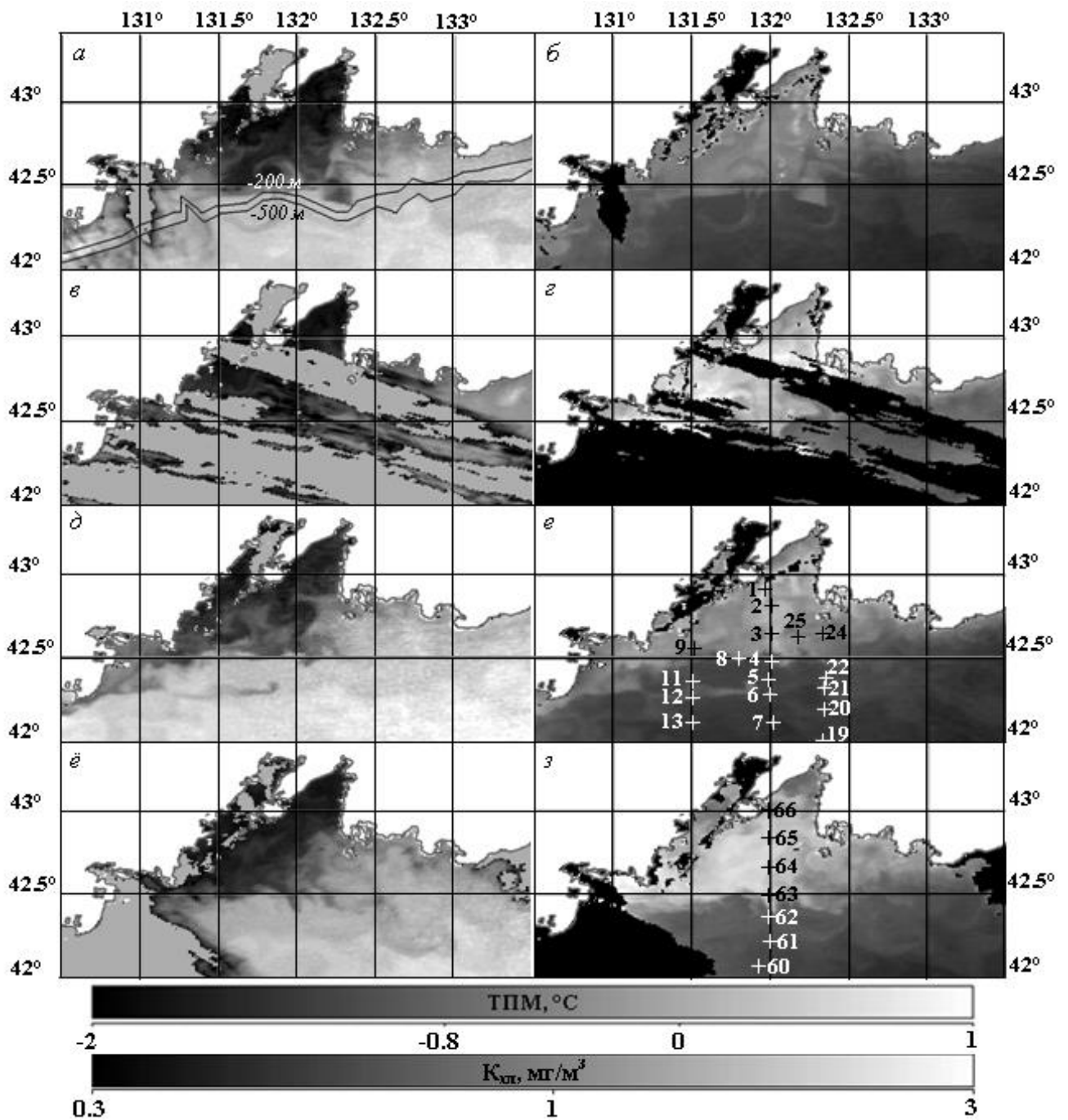
Целью настоящей работы являлась интерпретация пространственно-временной изменчивости Кхл вдоль разреза на шельфе зал. Петра Великого во время зимне-весеннего цветения фитопланктона по спутниковым 1-км данным, полученным в момент пролета спутника, с привлечением судовых данных. В рамках поставленной цели в работе обсуждаются вопросы о

влиянии изменчивости содержания оптически активных компонентов (ОАК) на спутниковое значение  $K_{хл}$ , и о причине изменчивости содержания ОАК.

**Судовые измерения.** В работе использовались судовые данные  $K_{хл}$ , полученные в 30-м рейсе НИС “Академик М.А. Лаврентьев”, время проведения которого с 26.02. по 09.03.2003 практически совпало с цветением фитопланктона на шельфе. Местоположение гидробиологических станций в районе нашего исследования приводится на Рисунке 6.13е, з. Отбор проб воды на  $K_{хл}$  в рейсе проводился системой “Rosette-1015” с пластиковыми батометрами Нискина объемом 5 л.  $K_{хл}$  в пробах, отфильтрованных на стекловолокнистых фильтрах GF/F фирмы Whatman, была определена стандартным спектрофотометрическим методом, основанным на анализе спектров поглощения экстракта хлорофилла-*a* в 90 %-ном ацетоне, на спектрофотометре Shimadzu UV-1650. Измерения относительной прозрачности воды производились по глубине видимости диска Секки (HDS). На тех станциях, где эти измерения не проводились, восстановление данных выполнялось с помощью уравнения, связывающего HDS с осредненной по верхнему слою воды  $K_{хл}$ . Оно было получено на ми ранее по данным 20 станций всего рейса, включающих станции, расположенные на шельфе, с коэффициентом корреляции 0.87.

**Спутниковые наблюдения.** Для изучения пространственно-временной изменчивости  $K_{хл}$  при зимне-весеннем цветении фитопланктона распределения  $K_{хл}$  выбирались по изображениям спектрорадиометра MODIS-Aqua и сканера цвета SeaWiFS, представленным на сайте Регионального Центра проведения прибрежной экологической экспертизы (CEARAC, <http://cearac.nowpap.org>). Эти изображения являются данными уровня 2 и представляют собой распределения  $K_{хл}$ , полученные в момент прохождения спутников над районом исследования (около 3-4 часов по Гринвичскому времени). Для выяснения причины несоответствия изменчивости  $K_{хл}$ , полученной по спутниковым и судовым данным, проводилось их сравнение, рассматривалась изменчивость других ОАК. Данные по  $K_{хл}$  с сенсоров SeaWiFS и MODIS-Aqua являлись оценками соответственно эмпирических алгоритмов OC4V6 и OC3M при классической схеме атмосферной коррекции. Вид этих алгоритмов приведён на сайте НАСА (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>). Спутниковое значение  $K_{хл}$  зависит от коэффициента яркости моря ( $R_{rs}$ ).  $R_{rs}$  зависит от концентрации компонентов, определяющих цвет воды:  $R_{rs} = R_{rs}(a, b_b, \lambda)$ , где  $a(\lambda) = a_w(\lambda) + K_{ph} a_{ph}^*(\lambda) + K_{dg} a_{dg}^*(\lambda)$  и  $b_b = b_{bw} + K_p b_{bp}^*$  – показатели соответственно поглощения и обратного рассеяния света. Индексы *w*, *ph*, *dg* и *p* указывают на характеристики соответственно для воды, пигментов фитопланктона, детрита и ОРОВ, взвешенных частиц (минерального и биологического происхождения), соответственно  $K_{ph}$ ,  $K_{dg}$  и  $K_p$  указывают на соответствующие концентрации, звёздочки приписаны удельным коэффициентам.





Области, покрашенные сплошным серым цветом на распределениях ТПМ и сплошным черным цветом на распределениях Кхл, означают отсутствие данных. На рис. а показаны изолинии глубин 200 и 500 м. Крестиками на рисунках е и з указано местоположение гидробиологических станций

Рисунок 6.13 – Распределение ТПМ и Кхл (1 км данные MODIS-Aqua при MUMM-атмосферной коррекции) в зал. Петра Великого при зимне-весеннем цветении фитопланктона: а, б – 20.02.2003; в, г – 22.02.2003; д, е – 27.02.2003; ж, з – 08.03.2003

Классические схемы атмосферной коррекции предполагают, что восходящее излучение моря равно нулю в ближнем инфракрасном диапазоне спектра. Однако это предположение не выполняется для мутных вод. Высокие концентрации компонентов, рассеивающих свет, могут вызывать восходящее излучение моря в ближней инфракрасной области. Поэтому для изучения изменчивости  $K_{chl}$  анализировались изображения  $K_{chl}$ , полученные нами при обработке данных уровня 1 в программном обеспечении SeaDAS 6.4 при классической схеме атмосферной коррекции (NIR(Near-Infrared) - коррекция) и рекомендуемой для мутных прибрежных вод (MUMM (Management Unit of the North Sea Mathematical Models)-коррекция). Данные уровня 1 были получены с сайта НАСА (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>). С помощью SeaDAS 6.4 были получены данные уровня 2, которые включали биооптические:  $K_{chl}$  и взаимосвязанные с ней параметры цвета океана – nFLH (высота линии флуоресценции хлорофилла-*a* ( $\Phi_{chl}$ ) на длине волны 678 нм, нормализованная на приходящее к поверхности моря излучение),  $a_{dg}(443)_{QAA}$ ,  $b_{bp}(443)_{QAA}$  (показатели соответственно поглощения света детритом и ОРОВ, обратного рассеяния света взвешенными частицами на длине волны 443 нм по квазианалитическому алгоритму), и гидрометеорологические характеристики – ТПМ, ФАР, скорость и направление приводного ветра. Характеристика цвета океана nFLH определяется как разность между максимальным уровнем сигнала яркости моря на длине волны 678 нм и основания, определяемого линейной интерполяцией сигналов рассеяния света на длинах волн 667 и 748 нм. Для спутникового датчика SeaWiFS характеристика nFLH не определена. В красной области спектра этот датчик имеет канал измерения при 670 нм, что значительно, чем для MODIS-Aqua отличается от максимума  $\Phi_{chl}$ .  $\Phi_{chl}$  даёт информацию о  $K_{chl}$  и физиологическом состоянии водорослей. Поэтому помимо изменчивости  $K_{chl}$  нами была рассмотрена изменчивость характеристики nFLH. Мы выбрали характеристики  $a_{dg}(443)_{QAA}$ ,  $b_{bp}(443)_{QAA}$ , рассчитанные по квазианалитическому алгоритму, так как он был создан для широкого набора оптических типов вод. Алгоритм основан на аналитическом определении показателей поглощения и обратного рассеяния света по значениям коэффициента яркости моря. Изменчивость гидрометеорологических характеристик – ТПМ, ФАР, скорости и направления приводного ветра была нами рассмотрена с целью получить информацию о существовании процесса, вызывающего изменчивость  $K_{chl}$ , ОАК. Из полученных данных были составлены ряды, состоящие из данных в точках, совпадающих по долготе с гидрологической станцией 1 (рис.6.4.1) до  $0,001^\circ$  (долгота  $131,965^\circ$  с.ш.), позволяющие анализировать изменчивость характеристик от береговой зоны до края шельфа и за его пределами во времени по нескольким отдельным спутниковым сценам.

Сравнение спутниковых с судовыми значениями  $K_{chl}$  было проведено для 1 км данных MODIS-Aqua алгоритма OC3M и данных SeaWiFS алгоритма OC4V6, рассчитанных при NIR и MUMM атмосферных коррекциях в программном обеспечении SeaDAS 6.4. Расхождение между

спутниковыми и судовыми значениями  $K_{хл}$  по времени измерения составляло меньше суток. Спутниковое значение  $K_{хл}$  рассчитывается по данным восходящего излучения моря, которое формируется в приповерхностной толще вод. Для учёта неравнозначности спутниковых и судовых значений  $K_{хл}$  по глубине рассчитывалось скорректированное судовое значение ( $\langle K_{хл \text{ судов}} \rangle$ ) с учётом вертикального профиля  $K_{хл}$  и показателя ослабления света. Различия в судовом значении  $K_{хл}$  на поверхности и скорректированного не превышали 15 % от значения на поверхностном горизонте. Для того, чтобы проследить за изменчивостью содержания в воде ОАК относительно  $K_{хл}$  была рассмотрена изменчивость характеристик  $a_{dg}(443)_{QAA}/(\langle K_{хл \text{ судов}} \rangle * a_{ph}^*(443))$  и  $b_{bp}(443)_{QAA}/(\langle K_{хл \text{ судов}} \rangle * b_{bp}^*(443))$  в предположении, что  $a_{ph}^*(443)$  и  $b_{bp}^*(443)$  являются постоянными величинами и равны 1.

**Изменчивость  $K_{хл}$  на шельфе залива Петра Великого.** По судовым данным за 26.02.2003  $K_{хл}$  на поверхности по разрезу от прибрежного района шельфа к свалу глубин (ст. 1-5, расположение станций показано на рис. 6.13е) постепенно уменьшалась от 3,6 до 0,43 мг/м<sup>3</sup> (рис. 6.14). Ст. 1-5 были выполнены 26.02, следующие ст. 66-62 выполнены 08.03. Их местоположение почти совпадало с упомянутыми ст. 1-5. Только ст. 1 и ст. 66 были немного разнесены (Рисунок 6.13е, з). За период с 26.02 по 08.03 значения  $K_{хл}$  в прибрежной части шельфа уменьшились на поверхности до 0,73 мг/м<sup>3</sup> - 0,4 мг/м<sup>3</sup> (ст. 66-64). На ст. 63 (глубина станции 98 м), расположенной ближе к краю шельфа, и на ст. 62 (глубина станции 762 м), расположенной на свале глубин,  $K_{хл}$  увеличились до 2,04 мг/м<sup>3</sup> и 0,92 мг/м<sup>3</sup>. Для значений  $\langle K_{хл \text{ судов}} \rangle$  приведённые выше тенденции изменчивости сохранялись. При расчёте  $\langle K_{хл \text{ судов}} \rangle$  мы получили, что максимальная глубина формирования восходящего излучения моря на рассматриваемых нами станциях составляет 16 м. Наибольшая глубина видимости диска Секки при этом составляла около 21 м.  $K_{хл}$  по вертикальным профилям на приповерхностных горизонтах до 16 м менялась не существенно (рис. 6.14). Поэтому различие между  $K_{хл}$  на поверхности и  $\langle K_{хл \text{ судов}} \rangle$  было мало (таблица 6.3). По спутниковым данным тенденции изменчивости  $\langle K_{хл \text{ судов}} \rangle$  нарушаются (таблица 6.3, Рисунок 6.15). Спутниковые значения  $K_{хл}$ , полученные при NIR-атмосферной коррекции, больше искажают информацию, чем данные, полученные при MUMM-коррекции. Так, например, по данным MODIS-Aqua при NIR-коррекции значение  $K_{хл}$  за 27.03 на ст. 3 (10,4 мг/м<sup>3</sup>) по сравнению со ст. 2 (4,6 мг/м<sup>3</sup>) сильно увеличилось, тогда как при MUMM-коррекции значения на ст. 2 и 3 (1,6 мг/м<sup>3</sup>) были идентичны. Значение  $K_{хл}$  за 08.03 как при NIR-, так и при MUMM-коррекции на ст. 65 (соответственно 8,7 мг/м<sup>3</sup> и 2 мг/м<sup>3</sup>) по сравнению со ст. 66 (2,8 мг/м<sup>3</sup> и 1,5 мг/м<sup>3</sup>) увеличилось. Также по спутниковым данным значения  $K_{хл}$  в прибрежной зоне шельфа на ст. 2, 3 за 27.03 к ст. 65, 64 за 08.03 увеличивались. Так, согласно данным ст. 2 и 65  $K_{хл}$  увеличилась от 4,6 мг/м<sup>3</sup> к 8,7 мг/м<sup>3</sup> при NIR-коррекции и от 1,6 мг/м<sup>3</sup> к 2 мг/м<sup>3</sup> при MUMM-коррекции. По данным ст. 3 и 64

$K_{хл}$  увеличилась от  $10,4 \text{ мг/м}^3$  к  $16 \text{ мг/м}^3$  при NIR-коррекции, от  $1,6 \text{ мг/м}^3$  к  $2,1 \text{ мг/м}^3$  при MUMM-коррекции (таблица 6.3).

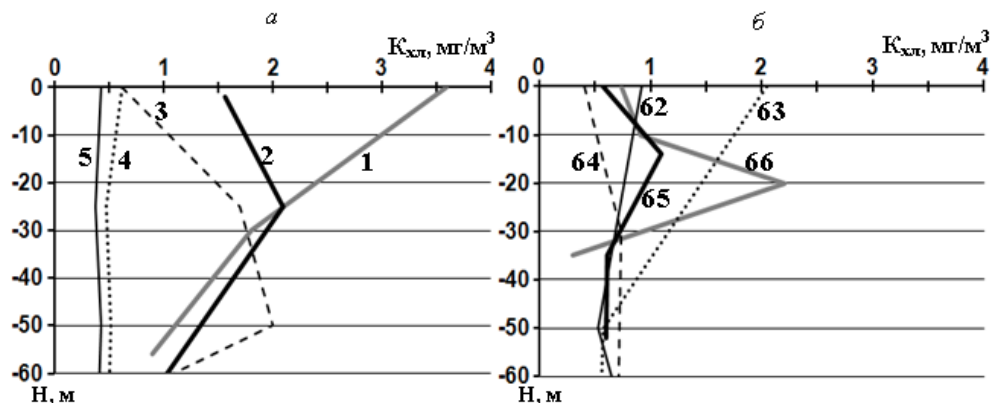
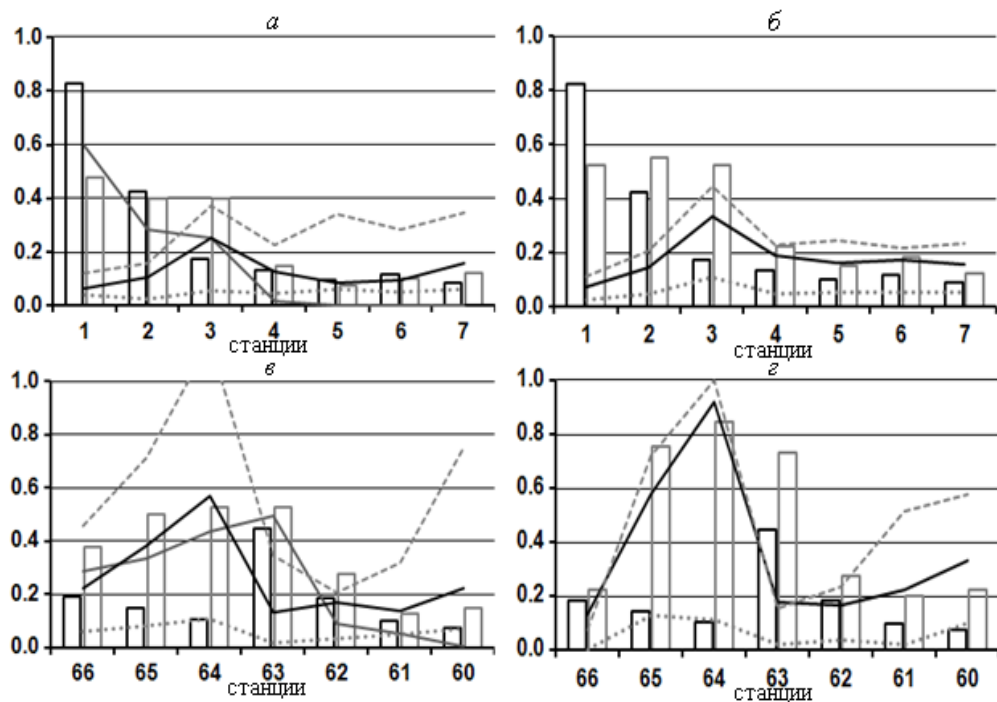


Рисунок 6.14 – Вертикальные профили  $K_{хл}$  до максимальной глубины эвфотической зоны (около 60 м) на станциях вдоль разреза  $131.965^\circ$  в.д., выполненных в 30-м рейсе НИС “Академик М.А. Лаврентьев”: а – 26.02.2003; б – 08.03.2003. Номера станций указаны около профилей



Значения биооптических характеристик взяты по данным MODIS-Aqua (а, в) и SeaWiFS (б, г) при MUMM - коррекции. Шкала ординат приведена в относительных единицах. Коэффициенты перерасчёта для представленных характеристик:  $4 \text{ мг/м}^3$ ;  $4 \text{ мг/м}^3$ ;  $0,05 \text{ мВт}/(\text{см}^2 \times \text{мкм} \times \text{ср})$ ; 9; 0,3; 0,3

Рисунок 6.15 – Изменение значений  $\langle K_{хл} \text{ судов} \rangle$  (столбцы с чёрным контуром),  $K_{хл} \text{ спутн}$  (столбцы с серым контуром),  $K$  (чёрная линия),  $a_{dg}(443)_{QAA}/\langle K_{хл} \text{ судов} \rangle$  (пунктирная линия),  $b_{bp}(443)_{QAA}/\langle K_{хл} \text{ судов} \rangle$  (точечная линия),  $nFLH$  (серая линия) по станциям вдоль разреза  $131,965^\circ$  в.д.: а, б – 26-27.02.2003 г.; в, г – 08.03.2003 г.

Таблица 6.3 – Сравнение  $K_{\text{хл судов}}$  на поверхности,  $K_{\text{хл спутн}}$  и  $\langle K_{\text{хл судов}} \rangle$ . Жирным шрифтом приведены значения  $K_{\text{хл спутн}}$ , полученные при MUMM - атмосферной коррекции, обычным шрифтом – значения  $K_{\text{хл спутн}}$  при NIR - атмосферной коррекции, в скобках указан день получения  $K_{\text{хл}}$ ,  $K$  – коэффициент различия ( $K = K_{\text{хл спутн}} / \langle K_{\text{хл судов}} \rangle$ )

станции	$K_{\text{хл судов}} / \langle K_{\text{хл судов}} \rangle$	$K_{\text{хл спутн}}$		$K$		станции	$K_{\text{хл судов}} / \langle K_{\text{хл судов}} \rangle$	$K_{\text{хл спутн}}$		$K$	
		$K_{\text{хл MODIS-A}}$	$K_{\text{хл SeaWiFS}}$	$K_{\text{MODIS-A}}$	$K_{\text{SeaWiFS}}$			$K_{\text{хл MODIS-A}}$	$K_{\text{хл SeaWiFS}}$	$K_{\text{MODIS-A}}$	$K_{\text{SeaWiFS}}$
на шельфе						вне шельфа					
1	3,6/3,3(26.02)	<b>1,9(27.02)</b>	<b>2,1(27.02)</b>	<b>0,6</b>	<b>0,6</b>	5	0,43/0,41(26.02)	<b>0,3(27.02)</b>	<b>0,6(27.02)</b>	<b>0,7</b>	<b>1,5</b>
	3,6/3,3(26.02)	5,2(27.02)	3,7(27.02)	1,6	1,1		0,43/0,41(26.02)	0,5(27.02)	0,6(27.02)	1,2	1,5
2	1,56/1,7(26.02)	<b>1,6(27.02)</b>	<b>2,2(27.02)</b>	<b>0,9</b>	<b>1,3</b>	6	0,5/0,47(26.02)	<b>0,4(27.02)</b>	<b>0,7(27.02)</b>	<b>0,9</b>	<b>1,5</b>
	1,56/1,7(26.02)	4,6(27.02)	3,6(27.02)	2,7	2,1		0,5/0,47(26.02)	0,5(27.02)	0,7(27.02)	1,1	1,5
3	0,61/0,7(26.02)	<b>1,6(27.02)</b>	<b>2,1(27.02)</b>	<b>2,3</b>	<b>3</b>	7	0,34/0,35(27.02)	<b>0,5(27.02)</b>	<b>0,5(27.02)</b>	<b>1,4</b>	<b>1,4</b>
	0,61/0,7(26.02)	10,4(27.02)	3,5(27.02)	14,9	5		0,34/0,35(27.02)	0,6(27.02)	0,5(27.02)	1,7	1,4
4	0,62/0,53(26.02)	<b>0,6(27.02.)</b>	<b>0,9(27.02)</b>	<b>1</b>	<b>1,7</b>	62	0,92/0,83(08.03)	<b>1,1(08.03)</b>	<b>1,4(08.03)</b>	<b>1,3</b>	<b>1,7</b>
	0,62/0,53(26.02)	0,5(27.02)	1,1(27.02)	0,9	2,1		0,92/0,83(08.03)	0,6(08.03)	1,1(08.03)	0,7	1,3
66	0,73/0,75(08.03)	<b>1,5(08.03)</b>	<b>1,5(08.03)</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	61	0,38/0,39(08.03)	<b>0,6(08.03)</b>	<b>1,4(08.03)</b>	<b>1,5</b>	<b>3,5</b>
	0,73/0,75(08.03)	2,8(08.03)	2(08.03)	3,7	2,7		0,38/0,39(08.03)	0,5(08.03)	0,8(08.03)	1,3	2
65	0,57/0,59(08.03)	<b>2(08.03)</b>	<b>3(08.03)</b>	<b>3,4</b>	<b>5,2</b>	60	0,26/0,27(08.03)	<b>0,2(08.03)</b>	<b>1,2(08.03)</b>	<b>0,7</b>	<b>4</b>
	0,57/0,59(08.03)	8,7(08.03)	4,4(08.03)	15	7,6		0,26/0,27(08.03)	0,6(08.03)	0,9(08.03)	2	3
64	0,4/0,41(08.03)	<b>2,1(08.03)</b>	<b>3,4(08.03)</b>	<b>5,1</b>	<b>8,3</b>	8	0,46/0,4(27.02)	<b>0,7(27.03)</b>	<b>0,7(27.03)</b>	<b>1,9</b>	<b>1,9</b>
	0,4/0,41(08.03)	16(08.03)	4,5(08.03)	39	11		0,46/0,4(27.02)	0,7(27.03)	0,8(27.03)	1,9	2,1
63	2,04/1,79(08.03)	<b>2,1(08.03)</b>	<b>2,9(08.03)</b>	<b>1,2</b>	<b>1,6</b>	11	0,33/0,36(27.02)	<b>0,6(27.03)</b>	<b>0,8(27.03)</b>	<b>1,7</b>	<b>2,2</b>
	2,04/1,79(08.03)	18,8(08.03)	4(08.03)	10,5	2,2	189	0,33/0,36(27.02)	0,3(27.03)	0,9(27.03)	0,8	2,5

9	0,88/0,91(27.02)	<b>0,9(27.03)</b>	<b>1,9(27.02)</b>	<b>1</b>	<b>2,1</b>	12	0,67/0,65(27.02)	<b>0,6(27.03)</b>	<b>0,6(27.03)</b>	<b>0,9</b>	<b>0,9</b>
	0,88/0,91(27.02)	1,7(27.03)	3(27.02)	1,9	3,3		0,67/0,65(27.02)	0,4(27.03)	0,6(27.03)	0,6	0,9
24	1/1,01(01.03)	<b>1(27.03)</b>	<b>1(27.02)</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	13	0,3/0,3(27.02)	<b>0,5(27.03)</b>	<b>0,6(27.03)</b>	<b>1,7</b>	<b>2</b>
	1/1,01(01.03)	1,5(27.03)	1,3(27.02)	1,5	1,3		0,3/0,3(27.02)	0,3(27.03)	0,6(27.03)	1	2
25	0,67/0,6(01.03)	<b>1,1(27.03)</b>	<b>1,5(27.02)</b>	<b>1,8</b>	<b>2,5</b>	22	0,34/0,36(01.03)	<b>0,6(27.03)</b>	<b>0,6(27.03)</b>	<b>1,7</b>	<b>1,7</b>
	0,67/0,6(01.03)	1,9(27.03)	2,2(27.02)	3,2	3,7		0,34/0,36(01.03)	0,3(27.03)	0,6(27.03)	0,8	<b>1,7</b>
						21	0,28/0,32(01.03)	<b>0,6(27.03)</b>	<b>0,7(27.03)</b>	<b>1,7</b>	<b>2</b>
							0,28/0,32(01.03)	0,4(27.03)	0,8(27.03)	1,1	2,3
						20	0,38/0,33(01.03)	<b>0,5(27.03)</b>	<b>0,6(27.03)</b>	<b>1,5</b>	<b>1,8</b>
							0,38/0,33(01.03)	0,3(27.03)	0,6(27.03)	0,9	1,8
						19	0,24/0,23(28.03)	<b>0,5(27.03)</b>	<b>0,6(27.03)</b>	<b>2,2</b>	<b>2,6</b>
							0,24/0,23(28.03)	0,3(27.03)	0,6(27.03)	1,3	2,6

**Сравнение между спутниковыми и судовыми значениями  $K_{\text{хл}}$ .** Сравнение между значениями  $K_{\text{хл спутн}}$  и  $\langle K_{\text{хл судов}} \rangle$  для ст. 1-4, 66-63, расположенных по разрезу в районе шельфа, показало, что расхождение между ними от 26-27.02 к 08.03.2003 увеличивается в среднем в 2,4 (2,9) – для данных MODIS-Aqua и в 2,6 (2,3) раза – для данных Sea WiFS. В скобках указаны значения, полученные при использовании спутниковых данных NIR- атмосферной коррекции, вне скобок – MUMM - атмосферной коррекции. Далее по тексту эти обозначения сохраняются. Коэффициент различия ( $K = K_{\text{хл спутн}} / \langle K_{\text{хл судов}} \rangle$ ) на ст. 1-4 варьировал от 0,5 до 2,3 (от 0,9 до 14,9) – для данных MODIS-Aqua и от 0,6 до 3 (от 1,1 до 5) – для данных SeaWiFS. Для ст. 66-63  $K$  варьировал от 1,2 до 5,1 (от 3,7 до 39) – для данных MODIS-Aqua и от 1,6 до 8,3 (от 2,2 до 11) – для данных SeaWiFS (таблица 6.3). На станциях, расположенных по разрезу за пределами шельфа (ст. 5-7, 62-60) изменение  $K$  от 26-27.02 к 08.03.2003 было меньше, чем для станций на шельфе, в среднем он изменился в 1,2(1,1) раза – для данных MODIS-Aqua и 2,1(1,5) раза – для данных SeaWiFS. В среднем для станций, расположенных в районе шельфа, погрешность значений  $K_{\text{хл спутн}}$  MUMM-коррекции была меньше, чем для данных NIR - коррекции. Для станций за пределами шельфа  $K_{\text{хл спутн}}$ , полученные при MUMM - коррекции в основном были выше, чем данные NIR - коррекции, также было много сравнимых между собой значений (таблица 6.3).

**Особенности изменчивости  $K_{\text{хл}}$ , спутниковых характеристик цвета океана и гидрометеорологических характеристик.** Упомянутое выше увеличение расхождения между значениями  $K_{\text{хл спутн}}$  по данным MODIS-Aqua и SeaWiFS при MUMM - атмосферной коррекции и  $\langle K_{\text{хл судов}} \rangle$  показано на графиках изменчивости этих характеристик и  $K$  (рис. 6.15). Также на этих графиках приводятся характеристики  $a_{\text{dg}}(443)\text{-QAA} / \langle K_{\text{хл судов}} \rangle$ ,  $b_{\text{bp}}(443)\text{-QAA} / \langle K_{\text{хл судов}} \rangle$ ,  $n\text{FLH}$ . От ст. 1-3 к ст. 66-64  $K$  увеличился. На ст. 4 и ст. 63  $K$  почти одинаков. Погрешность спутниковых значений  $K_{\text{хл}}$  о которой можно судить по  $K$  зависит от вклада ОАК при формировании сигнала яркости моря. Значения  $b_{\text{bp}}(443)\text{-QAA} / \langle K_{\text{хл судов}} \rangle$  были относительно малы. Поэтому изменчивость этой характеристики с большой долей вероятности могла быть вызвана ошибкой её определения. Увеличение значений  $K$ , как правило, сопровождалось увеличением значений  $a_{\text{dg}}(443)\text{-QAA} / \langle K_{\text{хл судов}} \rangle$ . При увеличении  $K$  в 2 и более раза увеличение величин  $a_{\text{dg}}(443)\text{-QAA} / \langle K_{\text{хл судов}} \rangle$  практически соответствовало увеличению  $K$ . Также мы рассматривали изменчивость характеристики  $a_{\text{ph}}(443)\text{-QAA}$ . Она не соответствовала изменчивости  $\langle K_{\text{хл судов}} \rangle$ . Возможно, это несоответствие вызвано изменчивостью удельного коэффициента поглощения света детритом и ОРОВ или погрешностью алгоритма расчёта.

Сравнение изменчивостей  $n\text{FLH}$  и  $\langle K_{\text{хл судов}} \rangle$  показало, что  $n\text{FLH}$  увеличивается при уменьшении  $K_{\text{хл}}$  при увеличении ветрового перемешивания, то есть при смене благоприятных для цветения фитопланктона условий на неблагоприятные. Так,  $\langle K_{\text{хл судов}} \rangle$  от ст. 1-3 за 26.02. к ст. 66-64 за 08.03.2003 уменьшается соответственно в 4,4; 2,9 и 1,7 раза (таблица 6.3). Однако значение

nFLH уменьшается только от ст. 1 к ст.66, а от ст. 2, 3 к ст. 65, 64 увеличивается. Такая изменчивость nFLH вероятно обусловлена изменчивостью её квантового выхода. Он меняется в зависимости от физиологического состояния клеток водорослей. Если нарушается состояние клеток растений, то в этих условиях поглощённая энергия света уже не может использоваться в фотосинтезе, поэтому флуоресценция хлорофилла-*a* возрастает. Вероятно, разрушение стратификации вод, вызываемое усилившимся ветровым перемешиванием, и, поэтому опускание клеток фитопланктона в слои с лимитированными условиями освещённости являлось причиной изменчивости физиологического состояния клеток водорослей и изменения квантового выхода  $\Phi_{\text{хл}}$ . На ст. 63, 62 отмечено увеличение  $K_{\text{хл}}$  в поверхностном слое (рис. 6.15), цветение фитопланктона здесь только началось. Соответственно увеличению  $K_{\text{хл}}$  соответствовало увеличение nFLH. На ст. 61, 60 цветение фитопланктона ещё не началось, значение  $K_{\text{хл}}$  было низким, что соответствовало низким значениям nFLH.

По графикам изменчивости уже упомянутых выше биооптических характеристик по спутниковым данным MODIS-Aqua при MUMM – атмосферной коррекции и гидрометеорологических условий на шельфе вдоль разреза 131,965° в. д. в 2003 г. по нескольким спутниковым сценам во время цветения фитопланктона за 20.02, 22.02, 27.02, 08.03.2003 выделены следующие особенности их изменения. Увеличение ветрового перемешивания вод после уже начавшегося цветения фитопланктона приводит к увеличению значений  $K_{\text{хлспутн}}$ . При этом величины  $a_{\text{dg}}(443)\text{-QAA}$  увеличиваются,  $b_{\text{bp}}(443)\text{-QAA}$  уменьшаются, nFLH увеличиваются. Так, например, после увеличения северного ветра 3-5 м/с от 20.02 к 22.02 в среднем до 8-10 м/с на 22.02 отмечены участки резкого увеличения значений  $a_{\text{dg}}(443)\text{-QAA}$  и перекрытия кривой  $K_{\text{хл спутн}}$ . В этом случае изменчивость характеристики  $a_{\text{dg}}(443)\text{-QAA}$  отражается в изменчивости  $K_{\text{хл спутн}}$ . Причина увеличения nFLH при изменении условий среды описана выше. На 08.03 по сравнению с 27.02 скорость ветра 5-7 м/с северного направления возросла до 8-10 м/с того же направления. При изменении биооптических величин от 27.02. к 08.03 можно наблюдать схожую их изменчивость как от 20.02 к 22.02. Значения  $\langle K_{\text{хл судов}} \rangle$  от 27.02 к 08.03 уменьшаются, чего не наблюдается по спутниковым данным. Отмечена значимая отрицательная взаимосвязь между  $K_{\text{хл спутн}}$  и ТПМ, положительная значимая корреляция между  $K_{\text{хлспутн}}$  и  $a_{\text{dg}}(443)\text{-QAA}$ ,  $K_{\text{хлспутн}}$  и nFLH,  $K_{\text{хлспутн}}$  и  $b_{\text{bp}}(443)\text{-QAA}$  при спутниковых сценах с относительно низкой скоростью ветра (данные за 22.02, 27.02) (таблица 6.4). Отрицательную взаимосвязь между  $K_{\text{хл спутн}}$  и ТПМ можно объяснить цветением фитопланктона при формировании стратификации воды вследствие уменьшения ветрового, конвективного перемешивания и распреснения вод в прибрежной части шельфа при материковом стоке и разрушении льда, скатывания вниз по шельфу солёных и холодных



придонных вод, образовавшихся при льдообразовании. Значимая корреляция между  $K_{\text{хлспутн}}$  и  $a_{\text{dg}}(443)\text{-QAA}$  возможно обусловлена увеличением содержания продуктов жизнедеятельности

Таблица 6.4 – Корреляция между  $K_{\text{хлспутн}}$  и ТПМ,  $a_{\text{dg}}(443)\text{-QAA}$ ,  $n\text{FLH}$ ,  $b_{\text{бр}}(443)\text{-QAA}$  по данным MODIS-Aquaпри MUMM-коррекции вдоль разреза 131,965°в.д. от 42,5° с. ш. к 43° с. ш. для 20.02.2003 г., 22.02.2003 г., 27.02.2003 г., 08.03.2003 г. В скобках указано количество точек

$K_{\text{Кхл-ТПМ}}$	$K_{\text{Кхл-}}a_{\text{dg}}(443)\text{-QAA}$	$K_{\text{Кхл-}}n\text{FLH}$	$K_{\text{Кхл-}}b_{\text{бр}}(443)\text{-QAA}$
20.02.2003 г.			
-0,92(117)	0,72(117)	0,59(117)	0,67(117)
22.02.2003 г.			
-0,01(64)	0,6(113)	-0,09(113)	0,07(113)
27.02.2003 г.			
-0,84(132)	0,83(132)	0,57(132)	0,71(132)
08.03.2003 г.			
0,19(139)	0,7(139)	-0,14(139)	-0,07(139)

водорослей при их цветении. Значимая положительная корреляция между  $K_{\text{хлспутн}}$  и  $n\text{FLH}$ ,  $K_{\text{хлспутн}}$  и  $b_{\text{бр}}(443)$  наблюдается, так как они являются связанными друг с другом характеристиками и при определённых условиях с помощью  $n\text{FLH}$ ,  $b_{\text{бр}}(443)$  можно охарактеризовать  $K_{\text{хл}}$ . Для сцен с увеличенной скоростью ветра корреляция значима только между  $K_{\text{хл спутн}}$  и  $a_{\text{dg}}(443)\text{-QAA}$  (таблица 6.4). По-видимому, это обусловлено увеличением в воде содержания детрита и ОРОВ с поднятием нижележащих слоёв воды к поверхности при ветровом перемешивании. На рис. 6.16 показана взаимосвязь между изменчивостью  $K_{\text{хлспутн}}$  и  $a_{\text{dg}}(443)\text{-QAA}$ ,  $K_{\text{хлспутн}}$  и  $b_{\text{бр}}(443)\text{-QAA}$  от 20.02 к 22.02 и от 27.02 к 08.03.2003, характеризуемой увеличением скорости ветра. Можно видеть, что происходило увеличение показателей  $a_{\text{dg}}(443)\text{-QAA}$ . Это увеличение хорошо коррелирует с увеличением  $K_{\text{хлспутн}}$ . Отмечено небольшое количество точек, где произошло уменьшение показателя  $a_{\text{dg}}(443)\text{-QAA}$ , то есть значение изменчивости было отрицательным. Эти точки расположены в прибрежной области, для которой характерно распреснение вод и меньшее ветровое перемешивание. Разложение органического вещества в воде происходит благодаря сообществам бактериопланктона. На его распределение влияют физические, химические, гидрологические, антропогенные и биологические факторы среды. Возможно, распреснение вод приводило к интенсификации деятельности бактериопланктона и более быстрой деградации продуктов жизнедеятельности фитопланктона.

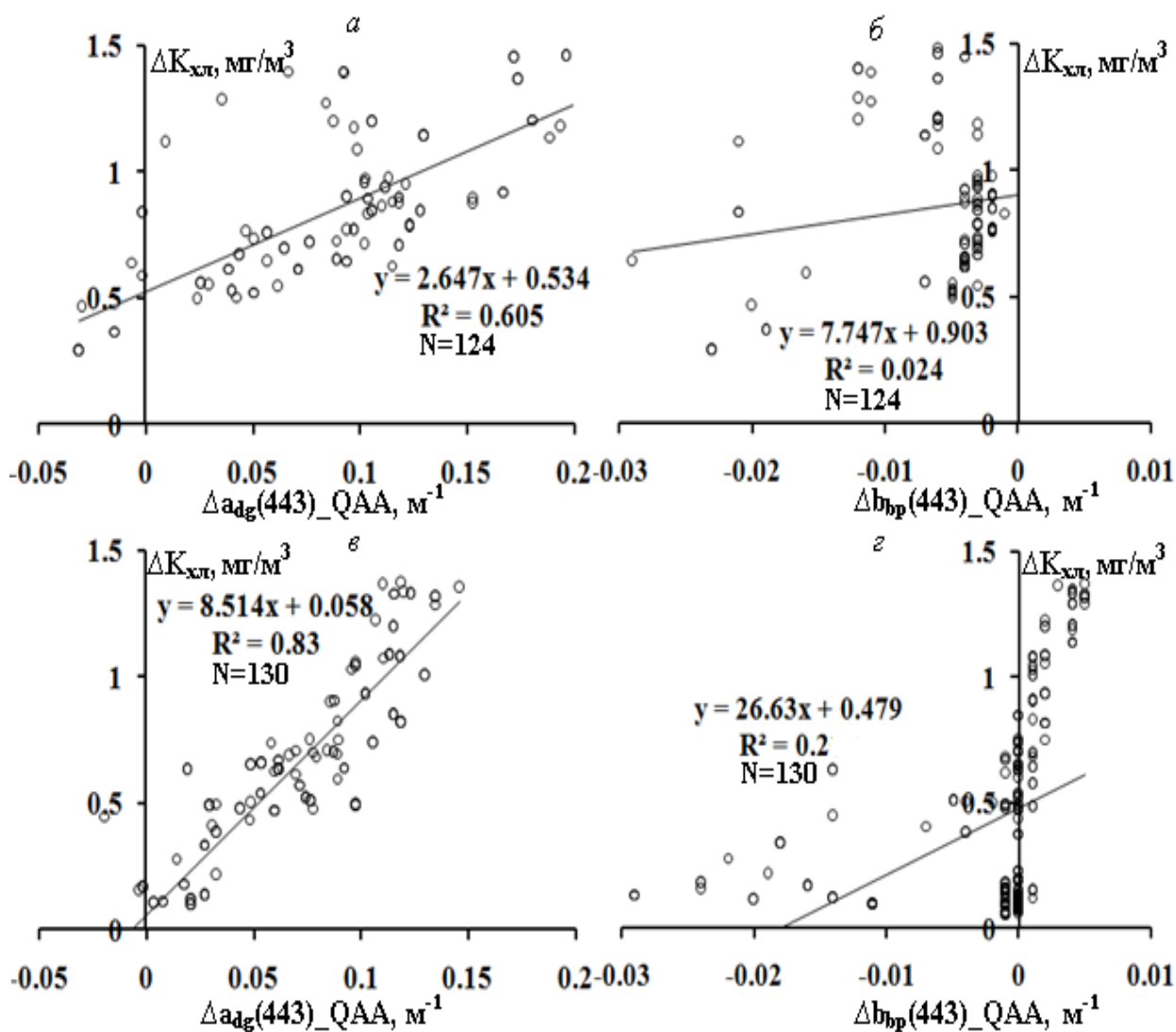


Рисунок 6.16 – Взаимосвязь между изменчивостью  $K_{хлп}$  спутн и  $a_{dg}(443)_{QAA}$  (а, в),  $K_{хлп}$  спутн и  $b_{bp}(443)_{QAA}$  (б, г), характеризуемой увеличением скорости ветра: а, б – от 20.02.2003 г. к 22.02.2003 г.; в, г – от 27.02.2003 г. к 08.03.2003 г. Изменчивость рассчитана по данным вдоль разреза 131,965° в. д. от 42,5° с. ш. к 43° с. ш. Значения биооптических характеристик взяты по данным MODIS-Aqua при MUMM-коррекции

Также, возможно, это уменьшение показателя  $a_{dg}(443)_{QAA}$  связано с изменением погрешности оценки  $a_{dg}(443)_{QAA}$ , так как, например, при увеличении скорости ветра увеличивается вынос с суши частиц. Взаимодействие света при прохождении через атмосферу с этими частицами может приводить к изменчивости погрешности определения  $R_{rs}$ , что влияет на оценку  $a_{dg}(443)_{QAA}$ . Показатели  $b_{bp}(443)_{QAA}$  в основном уменьшались, увеличиваясь лишь на участке увеличения  $K_{хлп}$  судов на поверхности в районе ст. 63. Такая изменчивость параметра  $b_{bp}(443)_{QAA}$  обусловлена тем, что он может быть не только показателем рассеяния света минеральной взвесью, но и показателем изменения биомассы фитопланктона. Наблюдаемое увеличение значений  $K_{хлп}$  спутн

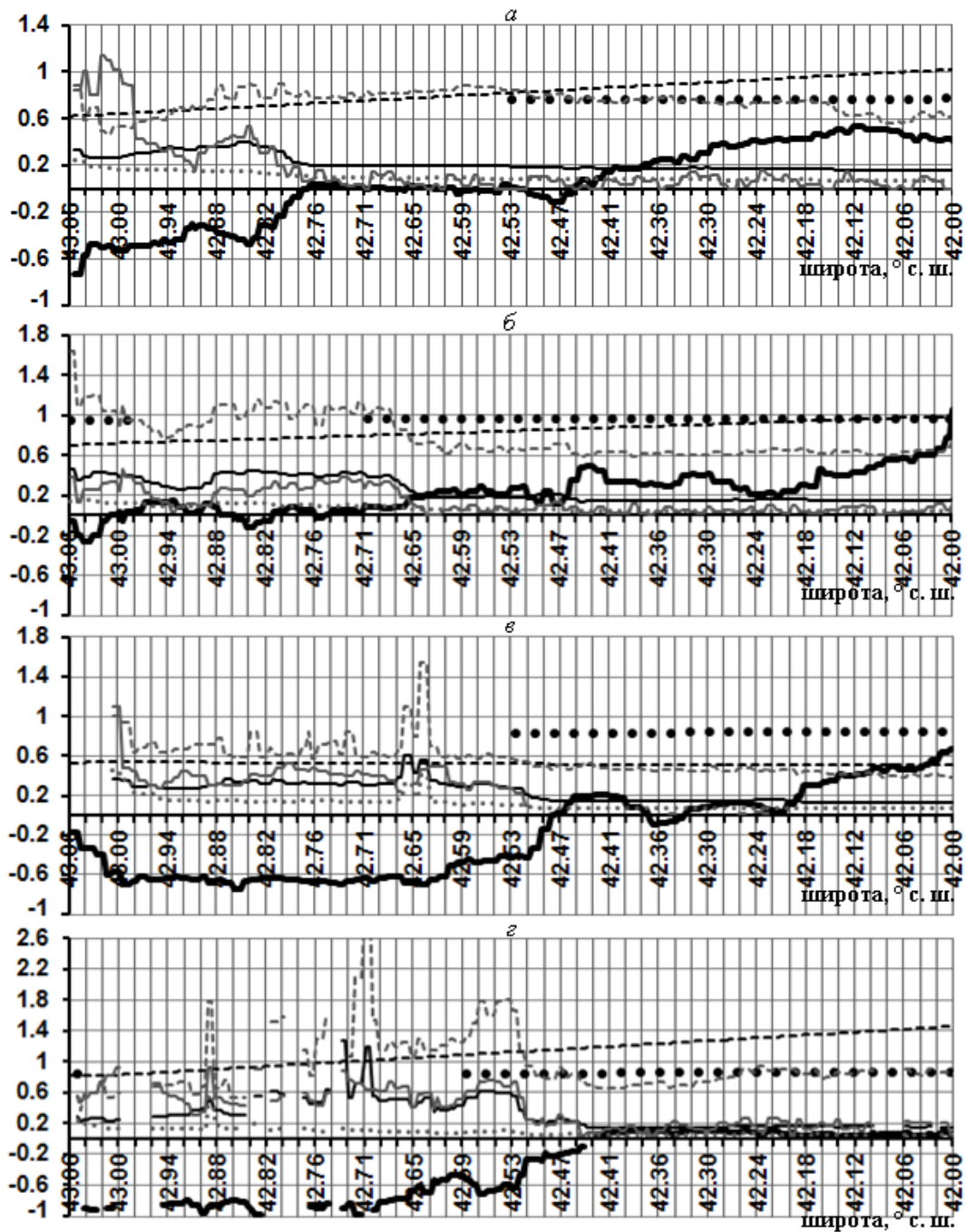
при уменьшении показателя  $b_{bp}(443)_{QAA}$  вызывается увеличением вклада поглощения света детритом и ОРОВ в оценку  $K_{chl}$  спутн. Вероятно, в этом заключается одна из причин низкой корреляции между изменением  $K_{chl}$  спутн и  $b_{bp}(443)_{QAA}$  (рис. 6.16б). Другая причина может быть вызвана влиянием погрешности оценки  $b_{bp}(443)_{QAA}$ , так как значения этого параметра относительно малы.

Описанные выше закономерности распределения биооптических и гидрометеорологических характеристик для 2003 г. можно также проследить для 2004, 2005 гг. (Рисунок 6.17). Единственное различие по  $\Phi_{chl}$  для 2004 г. наблюдается вследствие того, что первая за 27.02 и вторая за 19.03 сцены по времени значительно разнесены. Поэтому реальная  $K_{chl}$  уже снижена вследствие ухудшения условий питания водорослей и соответственно  $nFLH$  также имеет низкое значение. Для 2005 г., очевидно, в распределение биооптических характеристик вносят влияние небольшие вихри 2-5 км. На изменчивости биооптических характеристик они проявляются в резких пиках  $K_{chl}$  спутн,  $nFLH$ ,  $b_{bp}(443)_{QAA}$ ,  $a_{dg}(443)_{QAA}$ . ТПМ на этих участках понижена. Это свидетельствует об апвеллинге вод в вихре. На разрезе ближе к свалу глубин согласно данным за 08.03.2005 г. прослеживаются пики только для  $K_{chl}$  спутн,  $a_{dg}(443)_{QAA}$  (рис. 6.17г), что, очевидно, связано с выносом к поверхности только детрита и ОРОВ, располагающихся к поверхности ближе, чем биогенные элементы.

Содержание детрита и ОРОВ в воде регулируется также скоростью фотообесцвечивания, поэтому распределение этой характеристики зависит от ФАР. За период зимне-весеннего цветения фитопланктона ФАР медленно возрастала примерно от 25 до 40 Эйнштейн/( $m^2 \times$  день). Однако на изменении  $a_{dg}(443)_{QAA}$  эти изменения при данном уровне ФАР на фоне происходящих океанологических процессов были мало заметны.

По результатам проделанной работы можно сделать следующие выводы.

Пространственно-временная изменчивость  $K_{chl}$  на шельфе залива Петра Великого по спутниковым данным в определённых случаях может не соответствовать изменчивости, полученной по судовым данным: отмечено несоответствие изменчивости  $K_{chl}$ , полученной по судовым данным, изменчивости  $K_{chl}$  по 1 км данным SeaWiFS и MODIS-Aqua, полученным при NIR- и MUMM- атмосферных коррекциях. Причём по данным, полученным при MUMM-коррекции, изменчивость  $K_{chl}$  искажается меньше, чем по данным NIR-коррекции.



Значения биооптических характеристик представлены по данным MODIS-Aqua при MUMM-коррекции. Шкала ординат приводится в отн. ед. Коэффициенты перерасчета для представленных характеристик:  $4 \text{ мг/м}^3$ ;  $0.1 \text{ м}^{-1}$ ;  $0.1 \text{ м}^{-1}$ ;  $0.05 \text{ мВт}/(\text{см}^2 \text{ мкм ср})$ ;  $2^\circ\text{C}$ ,  $8 \text{ м/с}$ ,  $40 \text{ Эйнштейн}/(\text{м}^2 \text{ день})$

Рисунок 6.17 – Изменение  $K_{\text{chl}}$  спутн (черная тонкая линия),  $a_{4g}(443)\_QAA$  (пунктирная серая линия),  $b_{bp}(443)\_QAA$  (точечная серая линия),  $nFLH$  (серая линия),  $TSM$  (черная толстая линия), скорости ветра (пунктирная черная линия),  $\Phi AP$  (черная точечная линия) вдоль разреза  $131.965^\circ$  в.д. для спутниковых сцен при зимне-весеннем цветении фитопланктона в 2004 и 2005 гг. с максимальными значениями  $K_{\text{chl}}$  спутн: а – 27.02.2004; б – 19.03.2004; в – 06.03.2005; г – 08.03.2005

Причина несоответствия изменчивостей – увеличение расхождения между спутниковыми и судовыми значениями  $K_{\text{chl}}$ , вызванное, главным образом, увеличением поглощения света детритом

и ОРОВ: отмечено, что увеличение значений  $K$  при MUMM-коррекции в 2 и более раза сопровождается примерно соответствующим увеличением значений  $a_{dg}(443)_{QAA}/\langle K_{хл судов} \rangle$ .

Увеличение содержания в поверхностном слое детрита и ОРОВ, помимо нарастания при цветении фитопланктона, может быть вызвано подъёмом нижележащих вод, обогащённых продуктами жизнедеятельности гидробионтов, при ветровом перемешивании и подъёме вод в вихре (случаи выноса органики с побережья в данной статье не рассматриваются). Отмечены значимые положительные корреляции между  $K_{хлспутн}$  и  $a_{dg}(443)_{QAA}$ ,  $nFLH$ ,  $b_{bp}(443)_{QAA}$  для случаев с относительно низкой скоростью ветра; значимая положительная корреляция между только лишь значениями  $K_{хлспутн}$  и  $a_{dg}(443)_{QAA}$  для случаев с повышенной скоростью ветра. Также выявлена значимая положительная взаимосвязь между увеличением значений  $a_{dg}(443)_{QAA}$  при увеличении скорости ветра (от 3-5 м/с до 8-10 м/с) и изменчивостью  $K_{хлспутн}$  с коэффициентами детерминации 0,61 (N=124), 0,83 (N=130). Выделены участки резкого увеличения значений  $a_{dg}(443)_{QAA}$ ,  $K_{хлспутн}$ ,  $nFLH$ ,  $b_{bp}(443)_{QAA}$  размером 2-5 км, очевидно вызванные подъёмом вод в вихрях, так как они соответствовали участкам с пониженной температурой моря.

Изменение  $\Phi_{хл}$ , близкой к  $K_{хл}$  характеристики, не всегда соответствует изменчивости  $K_{хл}$ : для случаев с увеличенной скоростью ветра (8-10 м/с) выявлены участки увеличения значений  $nFLH$  при уменьшении значений  $K_{хл судов}$  и отсутствие корреляционной зависимости между  $K_{хлспутн}$  и  $nFLH$  в отличие от случаев с меньшей скоростью ветра (3-5 м/с).

#### **6.5. Определение концентрации хлорофилла “а” в Японском море с использованием зондирующего и проточного флуориметров**

Отмечено, что данные флуоресценции хлорофилла “а” ( $\Phi_{хл}$ ), полученные с помощью зондов SeaBird19plus и SeaBird911, хорошо коррелировали со спектрофотометрическими данными по определению концентрации хлорофилла “а” ( $K_{хл}$ ), а данные  $K_{хл}$ , определенные спектрофотометром и данные проточной системы 10 – AU Turner Designs Incorporated были не согласованы. Показано, что флуориметр проточной системы наряду с  $\Phi_{хл}$  регистрирует растворенную в воде органику (Захарков и др., 2016).

По результатам двух прибрежных экспедиций и рейса на НИС “М.А. Лаврентьев”, проходившем в октябре-ноябре 2010 года в северо-западной части Японского моря, исследована пространственная изменчивость хлорофилла “а”. На разрезах, проходивших через вихри, максимум хлорофилла “а” регистрировался на глубине 40 метров. По данным рейса наибольших значений концентрация хлорофилла “а” достигала в северных районах Японского моря и уменьшалась с продвижением на юг. Параллельно решалась задача сравнения способов определения хлорофилла “а” спектрофотометрического с флуоресцентным зондирующего

устройства и проточной системы. Данные флуоресценции хлорофилла “а”, полученные с помощью зонда, хорошо коррелировали со спектрофотометрическими данными по определению концентрации хлорофилла “а”. Напротив, данные концентрации хлорофилла “а”, определенные спектрофотометром и данные проточной системы были не согласованы. Показано, что флуориметр проточной системы наряду с флуоресценцией хлорофилла “а” регистрирует растворенную в воде органику.

Целью настоящей работы явилось изучение концентрации хл “а” по данным флуоресцентного метода в северо-западной части Японского моря. Это включало сопоставление результатов определения концентрации хл “а” различными методами, а также выявление особенностей пространственного распределения хл “а” по данным судовых спектрофотометрических и флуориметрических измерений с учетом гидрологических характеристик Японского моря.

Гидрологические и биологические измерения были выполнены в водах северо-западной части Японского моря в прибрежных экспедициях на НИС “Малахит” в 2009 г. и 53-м рейсе НИС “Академик М.А. Лаврентьев”, проходившем с 27 октября по 13 ноября 2010 г. Работы по изучению распределения хл “а”, температуры (Т) и солёности (S) были выполнены в заливе Петра Великого на НИС “Малахит” в 2009 г., вблизи полуострова Гамова, в том числе на двух разрезах по маршруту МЭС Шульц – МЭС о. Попова, проходящих через мезомасштабные вихри (Рисунок 6.18). При анализе данных рейса изучаемая акватория была разбита на пять районов, условно названных: I район – Татарский пролив ( $138^{\circ}$ –  $142^{\circ}$  в.д.,  $46^{\circ}$ – $49^{\circ}$  с.ш.; станции № 1, 2, 4, 5, 7), Прайон – склон центрального Приморья ( $136^{\circ}$ – $140^{\circ}$  в.д.,  $42^{\circ}$ – $46^{\circ}$  с.ш.; станции № 0-03, 7d, 8, 10, 11, 12, 13), III район – склон южного Приморья ( $134^{\circ}$ – $136^{\circ}$  в.д.,  $42^{\circ}$ – $44^{\circ}$  с.ш.; станции № 0-test, 14a, 14b, 17, 18), IV район – банка Кито-Ямато ( $133^{\circ}$ –  $135^{\circ}$  в.д.,  $39^{\circ}$ – $41^{\circ}$  с.ш.; станции № 18a, 19, 20, 21, 24, 26, 26a, 26b), V район – возвышенность “Первенца” ( $132^{\circ}$ – $133^{\circ}$  в.д.,  $41^{\circ}$ – $42^{\circ}$  с.ш.; станции № 27, 30, 34). Разбиение изучаемой акватории Японского моря на пять районов было произведено на основании гидрологических характеристик и распределения хл “а”, полученного по 8-ми дневным синтезированным изображениям, выполненным во время проведения 53-го рейса НИС “Академик М.А. Лаврентьев”. Всего было выполнено 35 станций. Схема их расположения приведена на Рисунке 6.18.

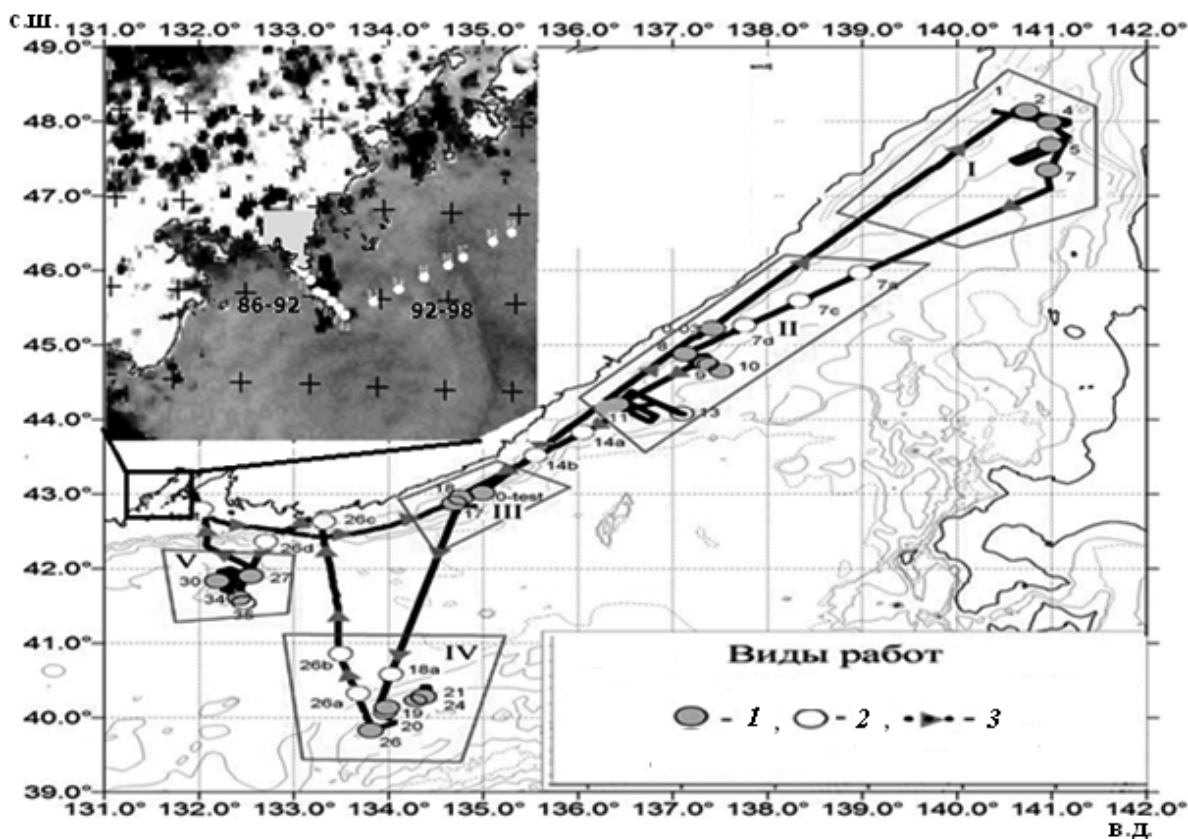


Рисунок 6.18 – Расположение станций 53-го рейса НИС “Академик М.А. Лаврентьев”: 1 – зондирование с отбором проб, 2 – отбор проб по ходу судна, 3 – наблюдения проточной системой. На врезке: район работ НИС “Малахит” в 2009 г., белыми точками обозначены станции 1-го (ст. 86–92) и 2-го разрезов (ст. 92–98) через область вихрей

Пробы воды для определения концентрации хл “а” брали из батометров Нискина объемом 10 л системой “Rosette” 1015. Пробы отбирались с горизонтов, выбранных после предварительного STD-зондирования в эвфотической зоне. Глубина эвфотической зоны определялась с помощью датчика освещенности и диска Секки. Концентрация пигментов определялась стандартным спектрофотометрическим методом. Для этого метода проба воды объемом 1.5 литра пропусклась через фильтры ФМАЦ с диаметром пор 0.65 мкм. Фильтры замораживались и хранились при температуре  $-18^{\circ}\text{C}$  для дальнейшей обработки в лабораторных условиях на берегу. При планировании съемки и последующего анализа пространственной структуры вод и распределения хл “а” использовалась спутниковая информация, полученная в Центре космического мониторинга ИАПУ ДВО РАН ([www.satellite.dvo.ru](http://www.satellite.dvo.ru)) и в Центре хранения и обработки спутниковой информации NASA-GSFC (Goddard Space Flight Center – [www.oceancolor.gsfc.nasa.gov](http://www.oceancolor.gsfc.nasa.gov)). Данные по хл “а” были получены по алгоритму ОСЗ с использованием программного обеспечения SeaDAS версии 6.4. Величины in situ хл “а” были получены по данным CTD-зонда Sea Bird 19plus (НИС

“Малахит”), CTD-зонда Sea Bird 911 (НИС “Академик М.А. Лаврентьев”) производства Sea Bird Electronic (США) и основаны на заводской калибровке штатного флуориметра. В течение 53-го рейса НИС “Академик М.А. Лаврентьев” по ходу судна выполнялась автоматическая регистрация параметров T, S и флуоресценции (для измерения флуоресценции хл “а” использовался флуориметр 10-AU Turner Designs Incorporated) с автоматической системой, подключенной к штатной водозаборной системе, отбирающей воду с глубины около 4 м. Эта система позволяет работать на ходу судна и проводить непрерывные измерения концентрации хл “а” в верхнем слое на строго определенном горизонте. Система работала в автоматическом режиме, но с контролем качества измерений. Так, в случае штормовой погоды и “завоздушивания” системы выполнялось отключение регистрации с целью исключить ошибочные данные. Преимущество способа измерения состоит в том, что основное дорогостоящее оборудование находится всегда на борту судна и дает возможность организовать непрерывные измерения. В сочетании со спутниковыми измерениями, способ позволяет интерполировать данные судовых маршрутных измерений на большие площади. Измерения записывались в электронной форме. При этом оптические системы регистрации флуоресценции хлорофилла существенно отличались: CTD зонд Sea Bird 911 был оснащен флуориметром фирмы SeaPoint Inc с узкими полосами каналов возбуждения и регистрации – 30 нм, и соответственно максимумами этих каналов при 470 нм и 685 нм. Проточный флуориметр 10-AU Turner Designs Incorporated имеет более широкие каналы возбуждения и регистрации, спектры светофильтров каналов возбуждения и пропускания приведены на рис. 6.19, канал возбуждения имеет максимум 420 нм, и ширину пропускания около 200 нм. Канал регистрации пропускает излучение с длиной волны свыше 680 нм. CTD-зонд Sea Bird 19 оснащен флуориметром WETstar с узкими полосами каналов возбуждения и регистрации – 30 нм, и соответственно максимумами этих каналов при 460 и 695 нм. Для оценки вклада растворенной органики в точность измерений проточного флуориметра нами использовалась разница в коэффициентах поглощения на длинах волн 412 и 443 нм, полученная по данным спутникового спектрометра MODIS-Aqua, поскольку разница в поглощении на длинах волн 412 и 443 нм для растворенной органики всегда положительна, а разница между поглощением хл “а” на этих длинах волн отрицательна. В пробах, отобранных в январе 2014 года на ледовых съемках в северной части Амурского залива (т. 8 координаты: 43°11.96' с.ш. и 131°54.04' в.д.; т. 17 – 43°12.36' с.ш. и 131°52.62' в.д.; т. 26 – 43°13.12' с.ш. и 131°50.92' в.д.; т. 22 – 43°12.83' с.ш. и 131°51.75' в.д.) и бухте Алексеева о. Попова (координаты: 42°58.84' с.ш. и 131°43.75' в.д.), флуоресценция растворенной органики оценивалась по интенсивности свечения в пробах воды, отфильтрованных от хлорофилла через фильтры ФМАЦ с диаметром пор 0.65 мкм. Для того, чтобы клетки фитопланктона не разрушались на фильтре, и их хлорофиллсодержащие фрагменты



не проходили через фильтр, фильтрация проводилась при разряжении не больше 2-метров водяного столба.

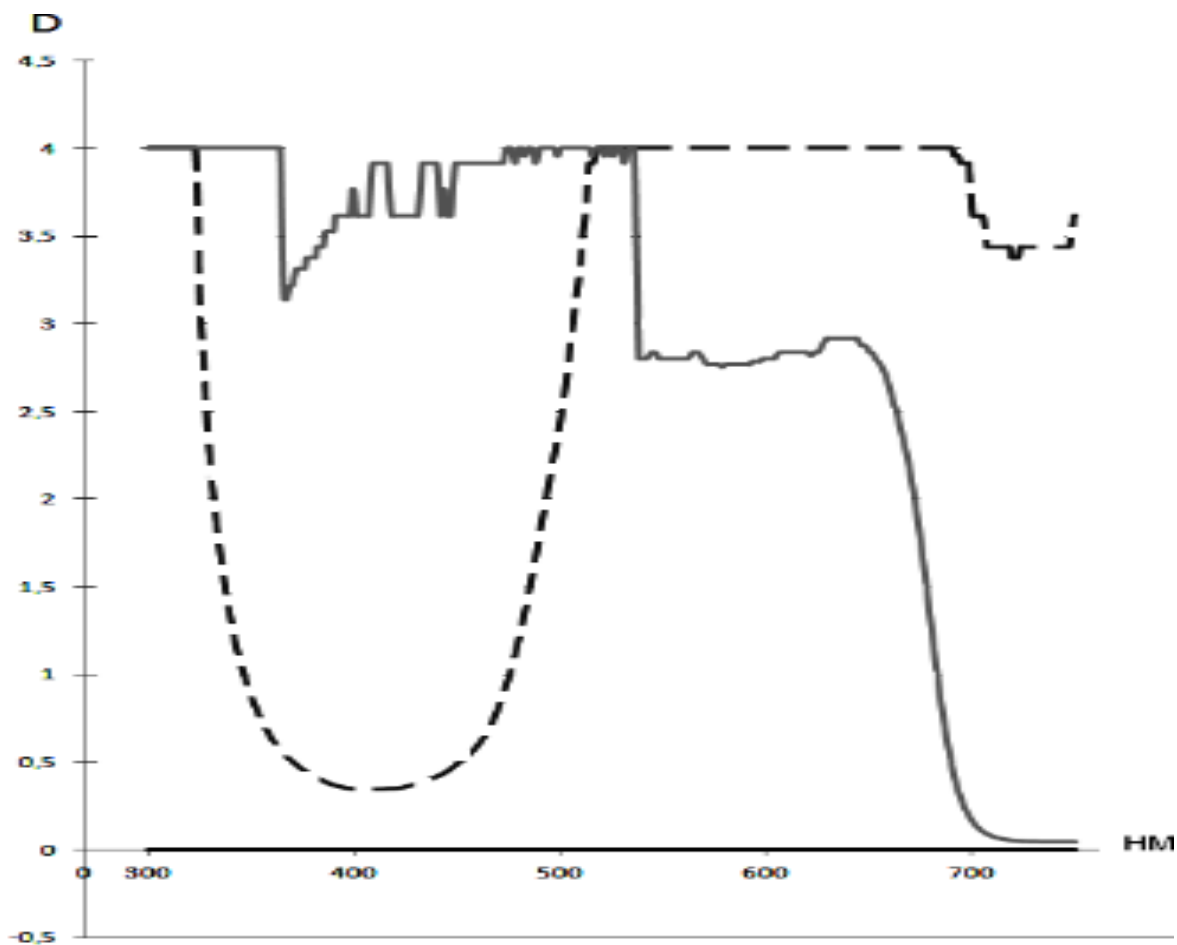


Рисунок 6.19 – Оптическая плотность светофильтров каналов возбуждения (пунктирная линия) и излучения (сплошная линия) флуориметра проточной системы Turner Designs Incorporated марки 10-AU-005-СТ

**Распределение температуры, солености и концентрации хл “а”, измеренного лабораторным методом и методом флуоресценции, измеренной зондом Sea Bird.** Синоптические вихри представляют собой явления, которые служат источником энергии и средством “перемешивания” и переноса огромного количества воды. Изучение вихрей является актуальной задачей для понимания процессов, влияющих на биологическую продуктивность с целью выяснения причин, определяющих образование органического вещества, его утилизацию на более высоких трофических уровнях, что связано с рыбохозяйственными прогнозами и промысловым ресурсом. Первый разрез от МЭС Шульц на юго-восток частично пересекал край антициклонического вихря и состоял из 8-ми станций, расположенных с интервалом примерно в 2

мили. Распределения  $T$ ,  $S$  и хл “а” на этом разрезе изображены соответственно на рис. 6.20а. При пересечении теплой струи вихря, оконтуренной на поверхности по температуре более  $17.5^{\circ}\text{C}$  станциями 87 и 90,  $S$  в центре снижалась и составляла менее  $32.5\%$ . На поверхности этой струи хл “а” вел себя разнонаправлено: его концентрация варьировала от  $0.5$  до  $2 \text{ мг/м}^3$ . Максимальные значения наблюдались в центре струи на глубине  $40\text{ м}$  ( $\sim 5 \text{ мг/м}^3$ ). Возможно, такое распределение хл “а” объясняется взаимодействием его водных масс с рельефом дна. Второй разрез протяженностью более  $60 \text{ км}$  располагался перпендикулярно первому и пересекал антициклонический вихрь и часть смежного циклонического вихря (Рисунок 6.18). Поверхностная  $T$  на разрезе варьировала от  $17.5$  до  $18^{\circ}\text{C}$  (Рисунок 6.20 б). Изотерма  $10^{\circ}\text{C}$  поднималась с  $40$  до  $20\text{ м}$  при продвижении от центра к границе вихря. Соленость по разрезу уменьшалась от антициклонического к циклоническому вихрю. Минимальная концентрация хл “а” отмечалась на поверхности ( $\sim 0.5 \text{ мг/м}^3$ ), максимум приходился на центральную часть циклонического вихря на глубине  $30\text{--}40 \text{ м}$  и составлял до  $7 \text{ мг/м}^3$ .

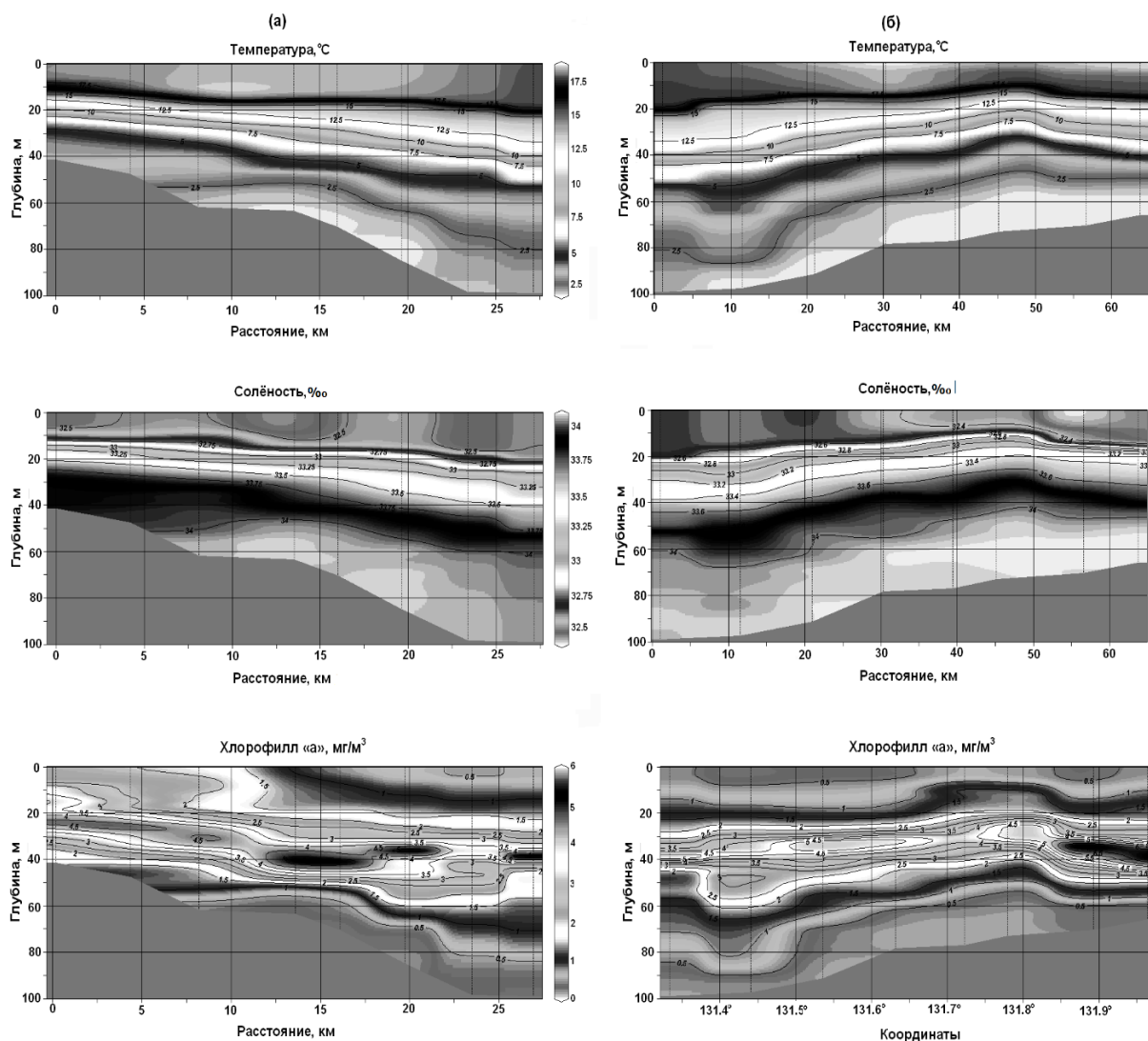


Рисунок 6.20 – Распределение температуры, солености и хл. ”а” на разрезях 1 (а) и 2 (б) через вихри залива Петра Великого

По результатам экспедиционных работ выявлено, что пониженные концентрации фитопланктона в вихрях зал. Петра Великого соответствуют низким значениям солености. При сравнении данных приповерхностных концентраций хл “а”, определенных в лабораторных условиях, и флуоресценции хл “а”, определенной зондом Sea Bird 19 plus, между этими параметрами на 83 станциях, выполненных в заливе Петра Великого, была выявлена хорошая корреляция (коэффициент корреляции = 0.72).

По данным 53-го рейса “Академик М.А. Лаврентьев” концентрация хл “а”, измеренная спектрофотометрическим методом, и флуоресценция хл “а”, измеряемая зондом Sea Bird 911 по всему маршруту показали не высокую взаимную корреляцию,  $R^2 = 0.22$ , соответственно,  $R = 0.45$ . Корреляция существенно возростала при разбиении на пять районов, выбранных по гидрологическим и гидробиологическим параметрам. Для зоны Татарского пролива коэффициент детерминации  $R^2$  составил 0.59, для склона центрального Приморья 0.76, для склона южного Приморья 0.59, для банки Кито-Ямато 0.57 и для возвышенности “Первенца” 0.91. Выход флуоресценции зонда Sea Bird 911, калиброванного в заводских условиях в мг хл “а” на единицу хл “а”, измеренного стандартным спектрофотометрическим методом в зоне Татарского пролива составил 0.85, для склона центрального Приморья – 0.76, для склона южного Приморья – 1.46, для банки Кито-Ямато – 1.70 и для возвышенности Первенца – 1.30. Полученные высокие значения корреляции между концентрацией хл “а” и флуоресценцией хл “а”, измеряемой зондом Sea Bird 911 для выделенных районов, позволяют использовать последнюю для калибровки спутниковых данных по хл “а” после валидации этих данных стандартным спектрофотометрическим методом. По данным натурных измерений по трем горизонтам (до 75 м) максимум хл “а” отмечался в северной части Японского моря (склон центрального Приморья – 1.278 мг/м<sup>3</sup>, район Татарского пролива – 1.017 мг/м<sup>3</sup>). При продвижении на юг средние показатели хл “а” снижались (склон южного Приморья – 0.352 мг/м<sup>3</sup>, возвышенность “Первенца” – 0.509 мг/м<sup>3</sup>). В районе Банки Кито Ямато, находящейся в мористой части моря, концентрация хл “а” равнялась 0.795 мг/м<sup>3</sup>.

**Распределение концентрации хл “а” и флуоресценции проточной системы.** Сравнение данных проточной системы фирмы Turner Designs Incorporated, предназначенной для измерения концентрации хл “а” на НИС “Академик М.А. Лаврентьев”, с данными стандартного спектрофотометрического метода, показало низкую взаимную корреляцию. Квадрат коэффициента корреляции (коэффициент детерминации  $R^2$ ) для данных всего рейса составил 0.07 при параллельных измерениях на 34 станциях. Несмотря на малое количество точек для выделенных нами районов мы провели оценки коэффициентов связи между хл “а”, определенным стандартным спектрофотометрическим методом, и флуоресценцией хл “а” проточной системы. Выяснилось, что разбиение на районы, которое увеличило коэффициент корреляции между

флуоресценцией хл “а”, определенного зондом Sea Bird 911, и хл “а”, определенным лабораторным методом, в данном случае не привело к увеличению соответствия этих параметров (Рисунок 6.21). Для зоны Татарского пролива наблюдалась отрицательная связь между флуоресценцией и концентрацией хл “а”, т.е. при возрастании флуоресценции концентрация хл “а” падала. Для склона центрального и южного Приморья, банки Кито-Ямато связь между флуоресценцией и концентрацией хл “а” была положительной, но не значимой. В районе возвышенности “Первенца” при трех параллельных измерениях, наблюдался высокий коэффициент корреляции между этими параметрами, но не значимый даже для доверительного интервала 0.95.

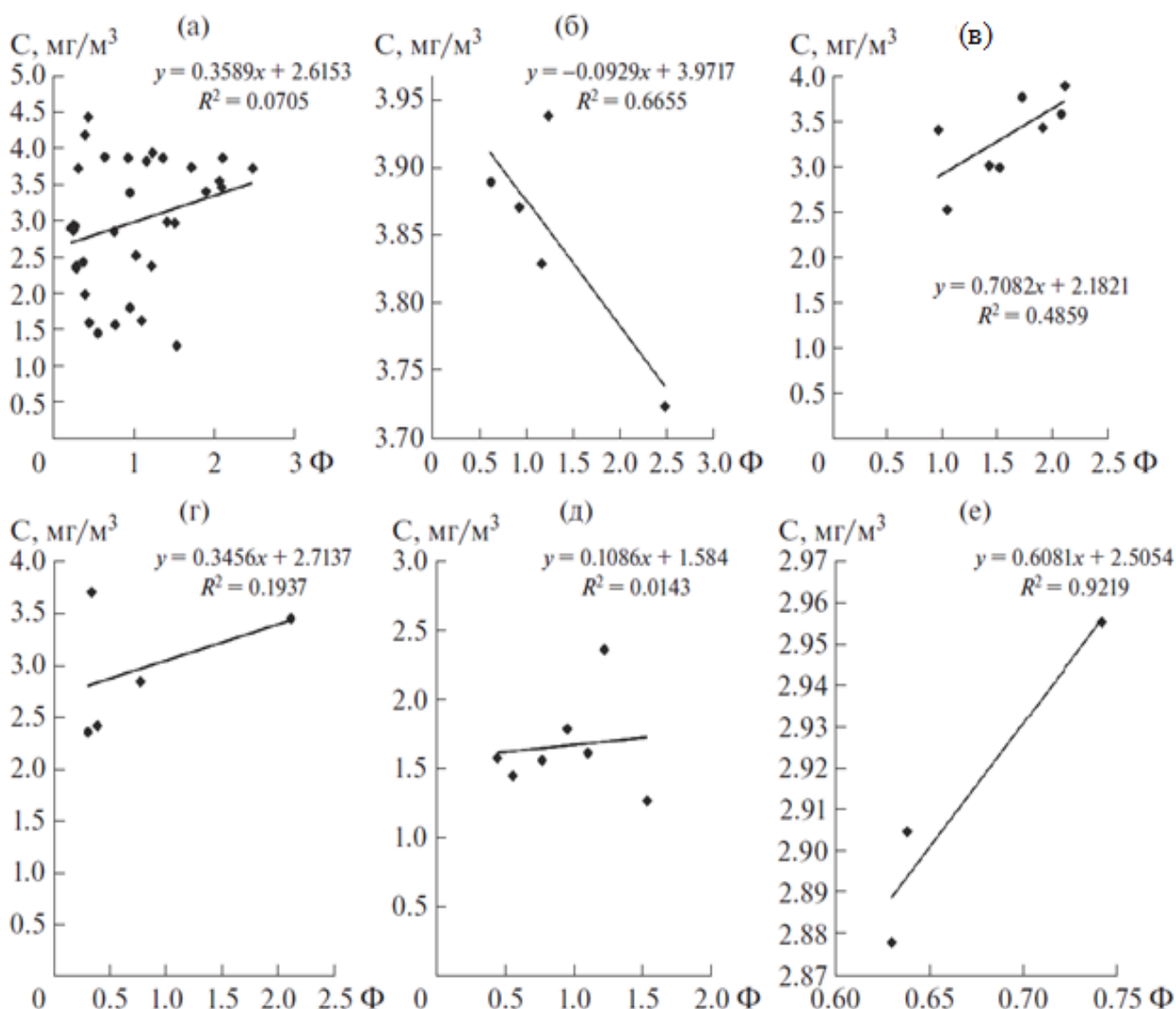


Рисунок 6.21 – Связь между показаниями флюориметра проточной системы и концентрацией хлорофилла ”а” для: а – всего рейса, б – Татарского пролива, в – склона Северного Приморья, г – склона Южного Приморья, д – банки Кито-Ямато, е – возвышенности “Первенца”

Для понимания этого явления нами были измерены спектры поглощения светофильтров в излучающем и поглощающем канале Turner Designs Incorporated марки 10-AU-005-CT (Рисунок 6.19). Измерения проводились на спектрофотометре Shimadzu 1651. Светофильтры возбуждающего и излучающего канала соответствуют заявленным производителем параметрам. Но, несмотря на это, наблюдалась низкая корреляционная связь между флуоресценцией, измеренной проточной системой и концентрацией хл “а”, определенного спектрофотометрически. Мы предположили, что существенную роль в показаниях флуоресценции вносит растворенная органика, присутствующая в морской воде. Типичные спектры излучения флуоресцирующих примесей в прибрежной морской воде были опубликованы в статье Букина и др. (Букин и др., 2007). Из приведенных в работе спектров видно, что при возбуждении флуоресценции на длинах волн 355 и 532 нм существенный вклад в выход флуоресценции на длинах волн больше 675 нм вносит наряду с хл “а” флуоресценция (РОВ). Соответственно можно представить такую ситуацию, когда при разных концентрациях органики показания данного прибора будут изменяться даже при неизменной концентрации хл “а”.

Чтобы проверить это предположение, по данным 53-го рейса “Академик М.А. Лаврентьев” для безоблачных дней была составлена таблица 6.5, состоящая из 4-х колонок: первая – концентрации хл “а”, измеренного лабораторным методом, вторая – показания флуоресценции хл “а”, измеренного проточной системой, третья – показаний разницы поглощения на длинах волн 412 и 443 нм, измеренных спутником и четвертая – суммы концентраций хл “а”, измеренного лабораторным методом с показаниями третьей колонки.

Исходя из данных работы Букина с соавторами (Букин и др., 2007), мы предполагаем, что флуоресценция, регистрируемая проточной системой, имеет, по крайней мере, два компонента: 1-й – это флуоресценция хл “а” и 2-й компонент – флуоресценция органики, которая также проявляется при тех же условиях возбуждения. Поскольку флуоресценция хл “а” пропорциональна концентрации хл “а”, и флуоресценция РОВ пропорциональна разнице в поглощении при длинах волн 412 и 443 нм, мы использовали эти параметры для оценки связи, как по отдельности, так и сумму значений РОВ и концентрации хл “а”. При сопоставлении рядов данных флуоресценции и измеренной спектрофотометром концентрации хл “а”, коэффициент корреляции составил 0.39. Когда мы сравнили ряд данных концентрации хл “а”, измеренный проточной системой, и ряд, суммирующий показания хл “а”, определенного спектрофотометрически с РОВ, коэффициент корреляции вырос до 0.74.

Для оценки вклада флуоресценции РОВ в сигнал проточной системы, измеряющей концентрацию хл “а”, нами также определялась флуоресценция проб воды, отобранных в различные месяцы 2014 г. до и после фильтрации (таблица 6.6).

Таблица 6.5 – Значения измеренного хл “а” и растворенной органики

широта	долгота	1	2	3	4
45°13.6	137°25.3	0,402	4,189	1,892	2,294
48°14.5	140°29.6	1,236	3,939	0,670	1,906
48°06.4	140°42.8	0,639	3,891	0,629	1,268
47°59.4	140°57.7	0,932	3,873	0,916	1,848
47°41.2	140°58.8	1,167	3,831	0,424	1,591
47°20.9	140°58.2	2,490	3,725	0,308	2,799
45°57.5	138°59.1	2,111	3,873	0,208	2,319
45°35.4	138°20.8	1,719	3,745	0,157	1,876
44°39.5	137°30.3	1,908	3,405	0,141	2,048
44°17.0	136°32.9	1,515	2,977	0,124	1,639
44°12.0	136°25.2	1,413	3,000	0,107	1,520
43°53.2	136°09.1	2,096	3,471	0,502	2,599
43°28.2	135°30.4	0,758	2,862	0,363	1,120
42°52.4	134°40.9	0,291	2,385	0,141	0,432
42°56.4	134°44.1	0,373	2,450	0,154	0,528
40°22.1	133°38.7	0,555	1,470	0,173	0,728

Примечание. 1 – показания концентрации хл “а”, измеренного лабораторным методом в мг/м<sup>3</sup>; 2 – показания флуоресценции хл “а”, измеренного проточной системой; 3 – показания разницы поглощения на длинах волн 412 и 443 нм, измеренные спутником; 4 - сумма концентрации хл “а”, измеренного лабораторным методом и показаний третьей колонки

Предполагая, что подавляющая часть хлорофиллсодержащих частиц задерживается фильтром, мы считали, что флуоресценция отфильтрованных проб связана с растворенной органикой и, соответственно, разница в сигналах флуоресценции нефильтрованной и фильтрованной проб определяется концентрацией хл “а”. Из данных таблицы 6.6 видно, что величина сигнала РОВ к сигналу хл “а” может составлять от 26 % (для т. 22 от 29 января 2014 г.) до 154 % (для т. 17 от 16 января 2014 г.).

Таблица 6.6 – Сравнение измерений проточной системы проб морской воды до и после фильтрации с концентрацией хл“а”, определенного спектрофотометрическим методом

1	2	3	4	5
16.01.2014(т17)	1,6	0,97	0,63	0,84
16.01.2014(т26)	2,52	0,98	1,54	2,54
27.01.2014(т22)	2,3	0,84	1,46	3,79
27.01.2014(т8)	3,07	0,85	2,22	6,26
29.01.2014 (т22)	3,98	0,81	3,17	5,09
29.01.2014 (т8)	2,02	0,80	1,22	1,58
11.05.2014	0,95	0,65	0,31	0,34
16.06.2014	1,45	0,81	0,64	0,95
08.06.2014	1,21	0,72	0,49	0,87

Примечание. 1 – дата и место отбора проб, 2 – флуоресценция отобранной пробы, 3 – флуоресценция отфильтрованной пробы, 4 – разница флуоресценции нефильтррованной пробы и фильтра, 5 – концентрация хл “а”, определённого спектрофотометрическим методом в мг/м<sup>3</sup>

Пигмент водорослей – хл “а” – основной показатель обилия фитопланктона, и качество его измерения крайне важно для понимания ряда оценок водной среды. В данной работе наряду с изучением распределения хл “а” в северо-западной части Японского моря предпринята попытка сравнить и дать оценку наиболее часто используемым методам исследования в условиях морских экспедиций: методу измерения флуоресценции хл “а” с помощью зондирующих флуориметров Sea Bird 19 plus и Sea Bird 911, и измерениям этого показателя проточной калиброванной автоматической регистрационной системой Turner Designs Incorporated, установленной на специализированных судах. Контролем оценки являлся стандартный лабораторный спектрофотометрический метод. Также привлекались данные дистанционного зондирования по определению РОВ с детритом по разнице поглощения на длинах волн 412 и 443 нм. Метод измерения флуоресценции хл “а” с помощью зондирующих флуориметров является полезным и часто используемым методом, т.к. флуориметрия может обеспечить быстрые оценки профиля и обнаружения максимума хл “а” при достаточно высоком вертикальном разрешении без необходимости большого количества лабораторных измерений. Изучение распределения концентрации хл “а” на разрезах в ходе экспедиции на НИС “Малахит” с помощью зонда Sea Bird 19 plus показало низкие значения хл “а” и солености на поверхности, наблюдаемые на краю вихря. Эти показатели имеют опосредованную связь и обусловлены, по-видимому, концентрацией поверхностных вод в границах вихря под действием сил Кориолиса. Максимальные значения концентрации хл “а” были обнаружены с помощью флуориметра на глубине 40 м. Биомасса

фитопланктона в целом низкая на поверхности, главным образом благодаря истощению питательных веществ, накапливается в глубоком максимуме хлорофилла на глубине, где биогенных веществ достаточно, чтобы поддержать рост фитопланктона. Результаты данных концентраций хл “а”, полученные в рейсе в октябре–ноябре показали, что высокие концентрации хл “а” наблюдались в северных областях Японского моря. По всей видимости, такое распределение хл “а” связано с завершением осеннего цветения в южной части моря. Пространственно-временное распределение концентрации хл “а” в целом соответствует известному представлению о развитии фитопланктона в Японском море, где осеннее цветение наступает сначала в юго-западном регионе, затем в юго-восточном и северо-восточном регионах и, наконец, появляется в северо-западном регионе.

Сравнение измерений хл “а”, полученных параллельно флуориметрическим (с помощью зондов) и спектрофотометрическими методами показало в целом неплохое соответствие данных этих двух методов. Была зафиксирована высокая изменчивость выхода флуоресценции. Обращает на себя внимание тот факт, что при этом необходимо учитывать гидрологические условия и видовой состав микроводорослей изучаемых акваторий.

Низкие коэффициенты корреляционной связи данных по определению хл “а” проточной системой фирмы Turner Designs Incorporated с данными стандартного спектрофотометрического метода объясняются тем, что линия флуоресценции хл “а” перекрывается с интенсивной и широкой линией флуоресценции РОВ. Это вносит существенную систематическую ошибку при измерении хл “а” в шельфовых и прибрежных водах с большим содержанием РОВ и наиболее богатых фитопланктоном. При сравнении рядов данных флуоресценции хл “а”, измеренного проточной системой и первых приближений оценок флуоресценции хл “а” и РОВ, (показатель получается арифметическим суммированием значений концентрации хл “а”, определенного спектрофотометрически, с РОВ) была отмечена высокая корреляция, что указывает на то, что флуориметр проточной системы наряду с флуоресценцией хл “а” определяет растворенную в воде органику. Регистрация высокой флуоресценции проточным флуориметром в пробах воды, отфильтрованных от фитопланктона, также указывает на этот фактор.

Наши исследования показывают, что, несмотря на то, что флуориметрический метод предоставляет наибольшее количество доступных данных *in situ* и регулярно используется в океанографических экспедициях с 1970 г., он требует корректировки, в том числе и с использованием спутниковых наблюдений.

### ***Заключение***

1. На основе полученных данных по палеопродукции, изотопно-кислородных записей, изменений покрова морских льдов и результатам анализа микрофоссилий в Охотском море



выявлены высокоразрешающие изменения среды и климата за последние 25 тысяч лет, которые происходили синхронно интерстадиалам и стадиалам изменений температуры воздуха Гренландии и активности муссонов восточной Азии (Gorbarenko et al., 2014). Установленное по данным ледового разноса увеличение потенциальной плотности поверхностных вод на северном шельфе Охотского моря при усилении формирования морских льдов в ледниковое время способствовало усилению образования промежуточных вод северной части Тихого океана в этот период времени (Gorbarenko et al., 2014).

2. В Охотском море впервые выявлены высокоразрешающие отклики сообществ радиолярий в связи с изменениями продуктивности и гидрологии промежуточных вод на орбитальные и тысячелетние осцилляции климата за последние 76 тысяч лет синхронные с интерстадиалами и стадиалами записей  $\delta^{18}\text{O}$  Гренландского льда и сталагмитов пещер Китая, отражающих изменения муссонов восточной Азии (Yanchenko, Gorbarenko, 2015).

3. В Японском море выявлена тонкая структура накопления темных слоев осадков в связи с изменениями гидрологии поверхностных вод и вентиляции глубинных вод, вызванных быстрыми изменениями климата северного полушария и глобальными эвстатическими изменениями уровня моря за последние 75 тысяч лет (Gorbarenko et al., 2014; 2015). В Охотском море выявлены региональные особенности вариаций первичной палеопродуктивности в связи с изменениями глобального климата и циркуляции поверхностных вод моря и влияния стока реки Амур за последние 100 тысяч лет (Bosin et al., 2015; Босин, Горбаренко, 2016).

4. По результатам определений параметров палеопродукции ( $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{C}_{\text{org}}$ ) и химических элементов (63 элемента) в донных осадках колонки из центральной части Охотского моря выполнены высокоразрешающие реконструкции вкладов межледникового (с современным элементным составом) и ледникового (с элементным составом, характерным для максимума последнего оледенения) терригенного вещества в осадки ОМ за последние 350 тыс. лет. Установлено, что доли ледникового и межледникового терригенного вещества в осадках ОМ изменялись во времени синхронно с их литофизическими и биогенными характеристиками в зависимости от глобальных изменений климата в масштабе как орбитальных, так и тысячелетних вариаций (Chebykin, Gorbarenko et al., 2015).

5. Исследования продукционных параметров показывают, что, несмотря на то, что флуориметрический метод предоставляет наибольшее количество доступных данных *in situ* и регулярно используется в океанографических экспедициях с 1970 г., он требует корректировки, в том числе и с использованием спутниковых наблюдений (Захарков и др, 2014, 2016).

Показано, что причина искажения пространственно-временной изменчивости концентрации хлорофилла-*a* (Кхл) на шельфе залива Петра Великого в зимне-весенний период по спутниковым данным – увеличение поглощения света детритом и жёлтым веществом как результат наряду с

цветением фитопланктона, гидродинамических процессов (подъём нижележащих вод, обогащённых продуктами жизнедеятельности гидробионтов, при ветровом перемешивании, вихреобразовании). Впервые указано на искажение пространственно-временной изменчивости Кхл по спутниковым данным в заливе Петра Великого и дана его интерпретация. Результат может быть полезен при интерпретации пространственно-временной изменчивости Кхл по спутниковым данным, поскольку в настоящее время они широко используются в задачах океанологии, экологии, рыбохозяйственной научно-исследовательской деятельности (Штрайхерт и др, 2014, Штрайхерт, Захарков, 2016).

#### Список использованных источников

1. Босин А.А., Горбаренко С.А. Региональные особенности изменений палеопродуктивности Охотского моря в позднем плейстоцене и голоцене // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 2. С. 278–286. doi:10.7868/S0030157416020027

2. Букин О.А., Голик С.С., Салюк П.А. др. Изменение спектров лазерно-индуцированной флуоресценции морской воды в процессе деградации растворенного органического вещества // *Журн. прикладной спектроскопии*. 2007. Т. 74. № 1. С. 103–107.

3. Горбаренко С.А., Гольдберг Е.Л. Оценки изменения первичной продукции Охотского и Берингова морей и северо-западной части Тихого океана за максимум последнего оледенения и голоцен // *Докл. РАН*. 2005. Т. 405. № 5. С. 673–676.

4. Захарков С.П., Шамбарова Ю.В., Гордейчук Т.Н., Стоник И.В., Штрайхерт Е.А. Возможность использования данных зонда SBE для калибровки спутниковых данных концентрации хлорофилла А в Японском море // *Известия ТИНРО (Тихоокеанского научно-исследовательского рыбохозяйственного центра)*. 2014. Т. 177. С. 209–218.

5. Захарков С.П., Штрайхерт Е.А., Шамбарова Ю.В., Гордейчук Т.Н., Ши С. Определение концентрации хлорофилла “а” в Японском море с использованием зондирующего и проточного флуориметров // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 3. С. 482–490.

6. Пшенёва О.Ю., Горбаренко С.А. Отклик придонных условий центральной части Охотского моря на орбитальные и тысячелетние изменения климата за последние 130 000 лет по данным бентосных фораминифер // *Докл. РАН. Науки о Земле*. 2013. Т. 452. № 4. С. 449–452.

7. Пшенёва О.Ю., Горбаренко С.А. Отклики бентосных фораминифер на палеоокеанологические изменения во время максимума последнего оледенения, дегляциации и голоцена в северо-западной части Тихого океана // *Биология моря*. 2017. Т. 43. № 1. С. 54–63.

8. Штрайхерт Е.А., Захарков С.П., Гордейчук Т.Н., Шамбарова Ю.В. Концентрация хлорофилла-а и био-оптические характеристики в заливе Петра Великого (Японское море) во

время зимне-весеннего цветения фитопланктона // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 1. С. 148–162.

9. Штрайхерт Е.А., Захарков С.П. О пространственно-временной изменчивости концентрации хлорофилла-*a* на шельфе залива Петра Великого при зимне-весеннем цветении фитопланктона по спутниковым и подспутниковым данным // Исследование Земли из космоса. 2016. № 1–2. С. 161–172. (переводная версия статьи в журнале *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2016. Vol. 52. № 9. P. 999–1011).

10. Bosin A., Gorbarenko S., Shi X., Liu Y., Zou J. Regionalized primary paleoproduction variability in the sea of Okhotsk during late Pleistocene and Holocene // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. Vol. 114. P. 534–540.

11. Chebykin E.P., Gorbarenko S.A., [Stepanova](#) O.G., [Panov](#) V.S., [Goldberg](#) E.L. Geochemical multi-element signatures of glacial and interglacial facies of the Okhotsk Sea deep-water sediments during the past 350 kyr: A response to global climate changes at the orbital and millennial scales // *Paleoceanography*. 2015. Vol. 30, doi:10.1002/2014PA002718. 303–316.

12. Chernyavskiy V.I. Circulation systems of the Okhotsk Sea // *Izvestiya TINRO*. 1981. Vol. 105. P. 13–19 (in Russian).

13. Derkachev A.N., Nikolaeva N.A., Gorbarenko S.A. The peculiarities of supply and distribution of clastogenic material in the Sea of Okhotsk during Late Quaternary // *Russian Journal of Pacific Geology*. 2004. Vol. 23. № 1. P. 37–52.

14. Gebhardt H., Sarnthein M., Grootes P.M. et al. Paleonutrient and productivity records from the subarctic North Pacific for Pleistocene glacial terminations I to V // *Paleoceanography*. 2008. Vol. 23. № 4. PA4212. doi:10.1029/2007PA001513

15. Gorbarenko S.A., Artemova A.V., Goldberg E.L. et al. The response of the Okhotsk Sea environment to the orbital-millennium global climate changes during the Last Glacial Maximum, deglaciation and Holocene // *Global Planet. Change*. 2014. Vol. 116. P. 76–90.

16. Gorbarenko S.A., Harada N., Malakhov M.I., Velivetskaya T.A., Vasilenko Yu.P., Bosin A.A., Derkachev A.N., Goldberg E.L., Ignatiev A.V. Responses of the Okhotsk Sea environment and sedimentology to global climate changes at the orbital and millennial scale during the last 350 kyr // *Deep-Sea Research II*. 2012. Vol. 61–64. P. 73–84.

17. Gorbarenko S., Shi X., Rybiakova Y., Bosin A., Malakhov M., Zou J., Liu J., Velivetskaya T., Ignatiev A., Derkachev A., Wu Y., Shi F., Fine structure of dark layers in the central Japan Sea and their relationship with the abrupt climate and sea level changes over the last 75ka inferred from lithophysical, geochemical and pollen results // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. Vol. 114. P. 476–487.

18. Gorbarenko S.A., Nam S-I., Rybiakova Y.V., Shi X., Liu Y., Bosin A.A. High resolution climate and environmental changes of the northern Japan (East) Sea for the last 40 kyr inferred from

sedimentary geochemical and pollen data // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2014. Vol. 414 (15). P. 260–272.

19. Mayewski P.A., Meeker L.D., Twickler M.S., Whiflow S., Yang Q., Lyons W.B., Prentice M. Major features and forcing of high-latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110,000-year-long glaciochemical series // *Journal of Geophysical Research*. 1997. Vol. 102. № C12. P. 26345–26366.

20. North GRIP (Greenland Ice Core Project) Members. High resolution climate record of the Northern Hemisphere reaching into the last interglacial period // *Nature*. 2004. Vol. 431. № 7005. P. 147–151.

21. Rohling E.J., Mayewski P.A., Challenor P. On timing and mechanism of millennial-scale climate variability during the last glacial cycle // *Climate Dynamics*. 2003. Vol. 20. P. 257–267. DOI 10.1007/s00382-002-0266-4.

22. Rukhin L.B. *Fundamentals of the Lithology. The doctrine of the sedimentary rocks*. Leningrad: Nedra. 1969. 704 p. (in Russian).

23. Sarthein M., Kiefer T., Grootes P.M. et al. Warmings in the far northwestern Pacific promoted pre-Clovis immigration to America during Heinrich event 1 // *Geology*. 2006. Vol. 34. №. 3. P. 141–144. doi:10.1130/G22200.1

24. Solé J., Turiel A., Llebot J.E. Classification of Dansgaard–Oeschger climatic cycles by the application of similitude signal processing // *Physics Letters A*. 2007. Vol. 366. P. 184–189.

25. Vasilenko Yu.P., Gorbarenko S.A., Shi X., Zou J., Liu Y. Millennial mode of variability of the sea ice conditions in the Sea of Okhotsk during the last glaciation (MIS 4–MIS 2) // *Quaternary International*. (подана в журнал).

26. Wang Y.J., Cheng H., Edwards R.L. et al. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years // *Nature*. 2008. Vol. 451. № 7182. P. 1090–109.

27. Wolff E.W., Chappellaz J., Blunier T., Rasmussen S.O., Svensson A. Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record // *Quaternary Science Reviews*. 2010. Vol. 29. P. 2828–2838.

28. Yanchenko E., Gorbarenko S. Radiolarian responses of the central Okhotsk Sea to the global orbital and millennial scale climate oscillations over last 90 kyr // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. Vol. 114. P. 601–610.

## Глава 7. Сведения о морских экспедициях, выполненных в 2016 г.

### 7.1. Рейс 74 НИС «Академик М.А.Лаврентьев» 7 – 23 мая 2016 г. Охотское море (международная экспедиция по изучению потоков метана и газогидратов)

Экспедиция была организована отделом геологии и геофизики Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева ДВО РАН при участии Института океанографического приборостроения Шаньдунской академии наук Китайской Народной Республики (г. Циндао, Китай), на основании «Соглашения о научном сотрудничестве по совместному выполнению экспедиционных исследований в Охотском море» между Учреждением Российской академии наук Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН (ТОИ ДВО РАН) и Институтом океанографического приборостроения Шаньдунской академии наук Китайской Народной Республики (ИОП ШАН КНР) от 31 октября 2011 г., для выполнения комплексных геофизических, газогеохимических, геологических, литологических, гидроакустических, батиметрических и гидрологических исследований в рамках международного проекта по Контракту от 01 января 2016 г.

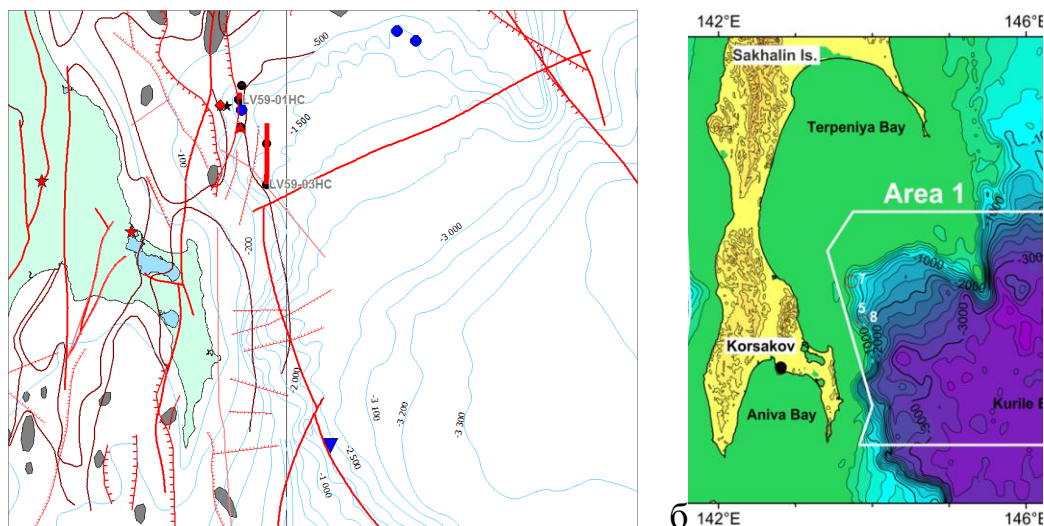
**Основной целью исследований** в экспедиции Lv74, 2016 было выполнение детальных комплексных исследований на стыке геологических структур о-в Сахалин, его южной части, и западного склона Курильской котловины для изучения геологических условий формирования потоков пузырей метана из донных отложений в воду и из воды в атмосферу, их источников и газогидратов в этом регионе.

**Методы исследований.** На станциях проводились следующие операции: отбор проб осадков и воды, краткое литологическое описание осадков, извлечение газа из проб керна донных осадков, колонок воды и из газогидратов, напорный газохроматографический анализ, компьютерная обработка данных (визуализация и систематизация фактического материала). Отбор донных осадков выполнен с помощью трубчатого пробоотборника (гидростатическая трубка). Зондирование СТД выполнялось в районе тех же станций, что и отбор проб донных осадков. Отбиралось от 8 до 12 горизонтов водной толщи, начиная от дна и завершая водной поверхностью. Газохроматографический анализ выполнялся в пробах донных осадков методом Head Space по всей длине керна через интервал 20, 30 и 50 см. Пробы воды отбирались на 8-12-и горизонтах от дна до поверхности, газ извлекался на дегазационной установке. Выполнялись геофизическая, батиметрическая и гидроакустическая съемки в период всех работ и по заданным профилям.

**Объем исследований.** Выполнено 1200 погонных км (37 профилей) геофизической, батиметрической и гидроакустической съемок. Кроме этого, гидроакустические измерения выполнялись по маршруту судна. Выполнено 73 пересечений газовых факелов, при этом

обнаружено 54 новых факелов. Отобраны 14 колонок донных осадков длиной от 3 до 5 м на глубинах моря от 135 м до 2200 м; в 2 колонках обнаружены газогидраты на глубине 725 м. Драгирование проведено на 8 станциях, на глубинах от 135 м до 2200 м, подняты как осадки, так и фрагменты карбонатов и аутигенных минеральных ассоциаций в районе выходов пузырей метана. Выполнено 11 станций CTD-зондирования на глубинах моря от 135 м до 2200 м. Пробы воды батометрами отбирались на различных горизонтах (от 8 до 12), расположенных от дна до поверхности.

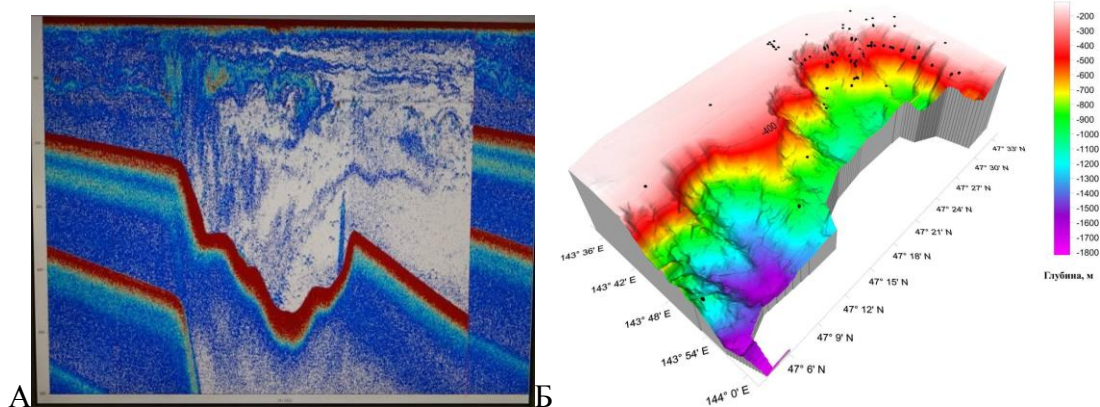
**Результаты исследований.** Район исследований представлен на схемах (Рисунок 7.1 а и б):



1а – красные линии – зоны разломов, синий треугольник – район грязевого вулкана на юго-западном склоне Курильской котловины и газового факела высотой около 2000 м, красные квадраты – участки с газогидратами в донных осадках, синие кружки – потоки пузырей метана на северо-восточном склоне Курильской котловины в зоне контакта с шельфом залива Терпения. На Рисунке 7.1б – район работ в квадрате – Area 1, западный склон Курильской котловины

Рисунок 1 – Тектоническая схема района исследований (а) и обзорная схема района работ (б).

В процессе исследований на западном склоне Курильской котловины была обнаружена структура, подобная каньону с относительным превышением бортов каньона от дна около 500 м (Рисунок 7.2А). Составлена батиметрическая карта (Рисунок 7.2Б). Результаты съемки значительно улучшили наши представления о рельефе и строении осадочного чехла района исследований на западном склоне Курильской котловины и зоне перехода шельфа залива Терпения и северного склона Курильской котловины.



Черные точки – выходы потоков газа (с аномальными концентрациями метана) из донных отложений в воду и частично в атмосферу.

Рисунок 7.2 – Структура типа каньона на северо-западном склоне Курильской котловины Охотского моря (А). Из борта справа выходит поток газа (метана). Батиметрическая схема сочленения восточного шельфа Южного Сахалина (зал. Терпения) и западного склона Курильской котловины (Б)

Важным наблюдением в этом рейсе стало изменение активности потоков пузырей метана из донных осадков в воду, которые хорошо фиксируются в гидроакустическом поле в связи с рассеиванием высокочастотных волн пузырями газа. Пузыри газа поднимаются вверх в воде и фиксируются в виде вертикальных конусообразных столбов. Напомню, что исчез самый высокий поток (F-1, более 2000 м) на юге западного склона Курильской котловины, в районе обнаруженного нами грязевого вулкана на глубине моря 2200 м. В этом месте видны были только отдельные пузырьки. В нашей экспедиции 2016 г. факел снова проявился незначительной мощности. Возможно, его появление связано с землетрясениями в Японии на острове Кюсю в начале 2016 года. Пока еще нет ясности, что является источником газа в грязевом вулкане, так как в воде над вулканом концентрация метана в воде почти фоновая, около 30-50 нл/л., а в осадке концентрация метана составляет около 0.02-0,03 мл/л, что в 100 раз меньше, чем в осадках на северо-западном склоне Курильской котловины в районе выходов пузырей газа (метана). Отметим, что на шельфе залива Терпения некоторые потоки газа (метана) выходит из донных отложений в воду и в атмосферу (Рисунок 7.3А).

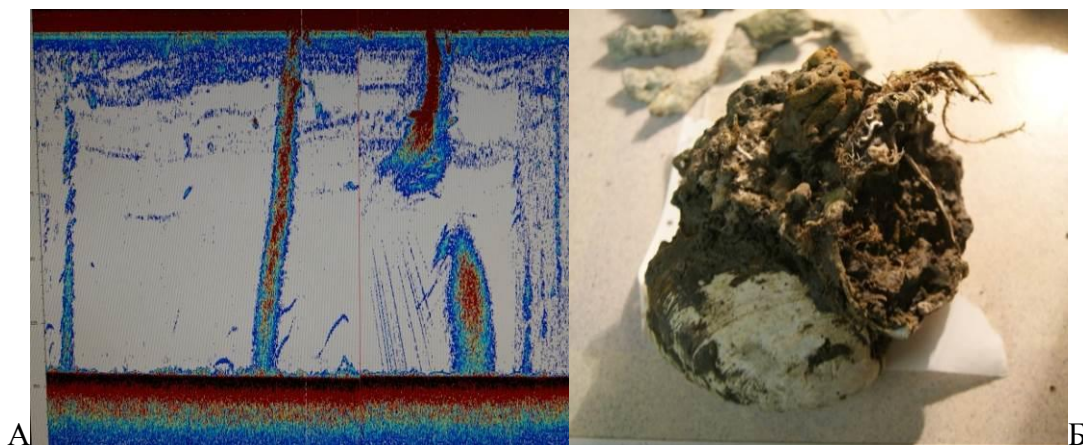


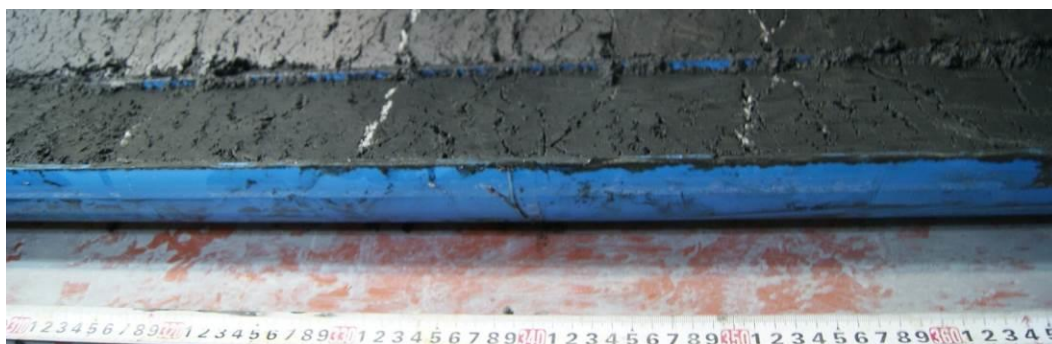
Рисунок 7.3 – Поток пузырей газа (метана) из донных отложений в воду и в атмосферу на шельфе залива Терпения Охотского моря. Глубина моря 146 м (А). Фрагменты сцементированных карбонатом пород, ракушек и аутигенных минеральных ассоциаций в зоне перехода шельфа залива Терпения в северо-западный склон Курильской котловины Охотского моря. Глубина моря 180 м (Б)

Трубки для отбора проб осадков имели гидростатическую конструкцию с длиной приемной части керна 5 м. Длина отобранного керна составляла от 3 до 5 м. В 4 колонках осадков обнаружены черные илы с гидротроилитом, характеризующие восстановительную обстановку осадконакопления. Эти отложения приурочены к горизонту на глубине моря около 400 м. То есть, обнаружен район накопления черных илов на северо-западном склоне Курильской котловины. В этот период осадки накапливались в восстановительной обстановке с высоким процентом органического вещества. На глубине 180 м в донных осадках в зоне перехода шельфа залива Терпения в трубке и драге были обнаружены фрагменты карбонатных корок, экзотических удлиненных образований, сцементированных карбонатом с кусками обломков пород и новообразований аутигенной минерализации и ракушками бентосных организмов (Рисунок 7.3Б).

Измерение концентрации метана производилось на борту судна методом газовой хроматографии. При подготовке проб для анализа газа в донных осадках использовался метод равновесных концентраций Head Space. Слянки для осадка имели один объем 68 мл. Для анализа газового состава применялся хроматограф Кристалл-Люкс 4000М (Россия) с детектором по ионизации в пламени и двумя детекторами по теплопроводности. В общей сложности произведено 123 анализов состава газа донных осадков. Вода для анализа газа отбиралась на станциях СТД из батометров розетки с 12 батометрами в бутылки емкостью 0.5 литра из различных горизонтов от дна до поверхности. Отобрано 103 пробы воды из 11 станций СТД. Газ из воды извлекался на дегазационной установке, изготовленной в лаборатории Газогеохимии ТОИ.



Керн с газогидратом был поднят на станциях Lv74-05НС и Lv74-12НС на северо-западном склоне Курильской котловины на глубине 725 м недалеко от станции Lv62-17НС, 2013г., где были отобраны газогидраты, расположенной в южной части сейсмической «мутной толщи». Газогидрат был представлен несколькими прослойками толщиной 1-2 см и в окончании керна присутствовали куски гидрата 5-7 см толщиной (Рисунок 7.4). Из этих обломков газогидрата был отобран газ на анализ состава газа и изотопии углерода метана. В газе газогидрата присутствовал метан – 95-97 %.



В правом верхнем рисунке представлен поток газа (метана) из трубки при ее подъеме на поверхность, когда в керне есть газогидрат и он начинает разрушаться (диссоциировать) при уменьшении давления с выделением пузырей газа (метана) из трубки. На нижнем рисунке показан черный сланец с газогидратом и трещинами выхода газа (метана) из осадка

Рисунок 7.4 – Представлен керн станции Lv74-05НС с прослойками газогидратов (внизу) на горизонтах керна 330 и 350 см от поверхности осадков, иногда с ракушками в керне на горизонте 130 см, в которой был обнаружен гидрат и выше слева показано окончание керна с кусочками и прослойками газогидрата на горизонте 410 см.

На 5-станциях, расположенных на северо-западном склоне Курильской котловины, в кернах, отобранных в районе выходов пузырей метана, на глубинах около 400 м были вскрыты черные сланцы почти без запаха сероводорода. Определилась провинция черных илов (сланцев). Это

важное наблюдение, которое характеризует восстановительные условия накопления осадков в этот период в районе западной окраины Курильской котловины. Как правило, начиная с 1.5 м от верха керна и до конца длины керна (около 4 м от поверхности) черный ил загазован и керн разрывается выходящим из него газом, разрыхляясь. При этом концентрация метана в них и распределение по колонке были сравнимы с его содержанием и поведением в гидратных трубках 30-40 мл/л.

## ***7.2. Рейс №70 НИС “Профессор Гагаринский” Комплексные океанологические исследования в пределах отдельных участков шельфа, материкового склона и глубоководной котловины Японского моря***

Основными задачами экспедиции являлись:

- детальные исследования рельефа морского дна;
- изучение профилей скорости звука в воде;
- исследование строения верхней части осадочного чехла;
- измерения магнитного поля;
- гидрометеорологические измерения;
- отбор проб донных грунтов дночерпателем или трубкой;
- обнаружение приповерхностных скоплений газа в донных отложениях и газовых «факелов» в водной толще;
- детализация морфологии и геологического строения подводной континентальной окраины и деформаций морского дна в районах активных геологических структур (материковый склон южного Приморья, Татарский прогиб, шельф и западный склон о-ва Сахалин в районе Западно-Сахалинского разлома);
- выявление признаков современной геологической активности,
- изучение содержания ртути в приводном воздухе для оценки ее трансграничного атмосферного переноса и эмиссии с водной поверхности и определение объектов, представляющих опасность как поставщики токсичных веществ в океан и атмосферу.

Для приведения исследований в рейсе использовалось следующее научное оборудование:

- многолучевой эхолот SB 3050 (мобильная система для забортной установки) для изучения строения поверхности морского дна и обнаружению газовых “факелов”;
- высокочастотный профиллограф “GeoPulse Subbottom Profiler” для детального изучения строения верхней части осадочных отложений;
- гироскоп и датчик движения OctansIV, навигационная система Trimble SPS 855
- измеритель скорости звука Mini SVP фирмы Valeport Ltd;

- буксируемый морской протонный магнитометр-градиентометр МРМГ-4 “Импеданс”;
- прибор для измерения содержания ртути в приземном слое атмосферы на ходу судна РА-915+
- дночерпатели «Ван-Вин» для забора проб донного грунта, прямооточные трубки для отбора колонок осадков.

Работы с многолучевым эхолотом, профилографом и магнитометром выполнялись по системе галсов при скорости судна 4–7 узлов. Непрерывное измерение содержания ртути выполнялись как на ходу судна, так и во время стоянки длительностью 8 часов с техническими перерывами 1-2 часа.

За время экспедиции пройдено 2900 миль (Рисунок 7.5).



Рисунок 7.5– Карта-схема маршрута плавания и расположения полигонов работ в рейсе № 70 НИС “Профессор Гагаринский” (16 мая – 14 июня 2016 г.). Рельеф дна (GEBCO, 2003)

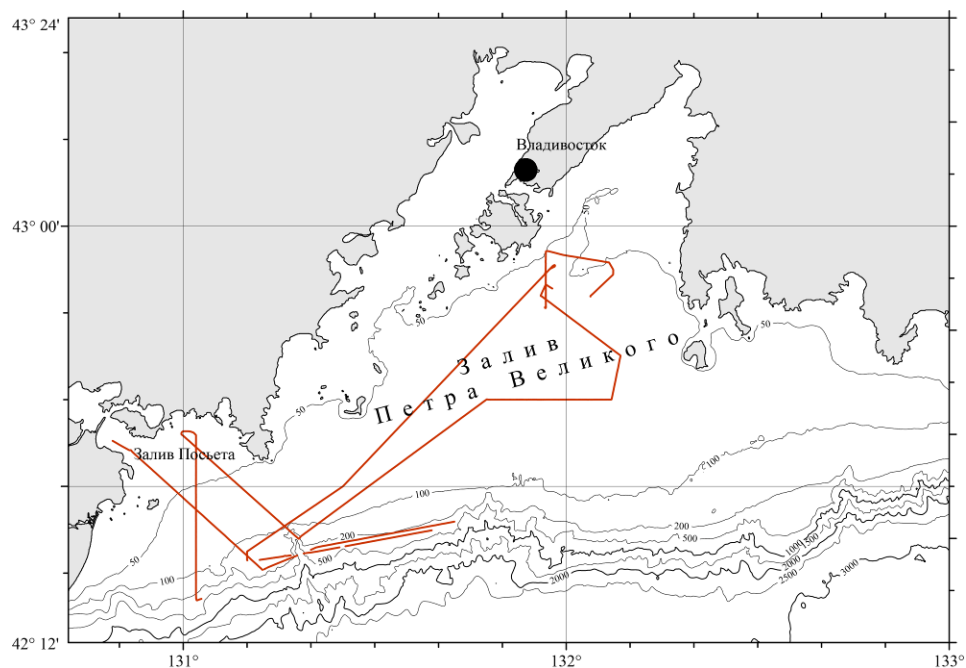
Выполнено около 2460 миль эхолотного промера (Рисунок 7.6), 2160 миль магнитной съемки, 820 миль высокоразрешающих сейсмоакустических профилей (Рисунок 7.7), 2890 миль ртутнометрической съемки. Скорость звука была определена на 36 станциях (Рисунок 7.8). Геологическое опробование выполнено на 6 станциях.



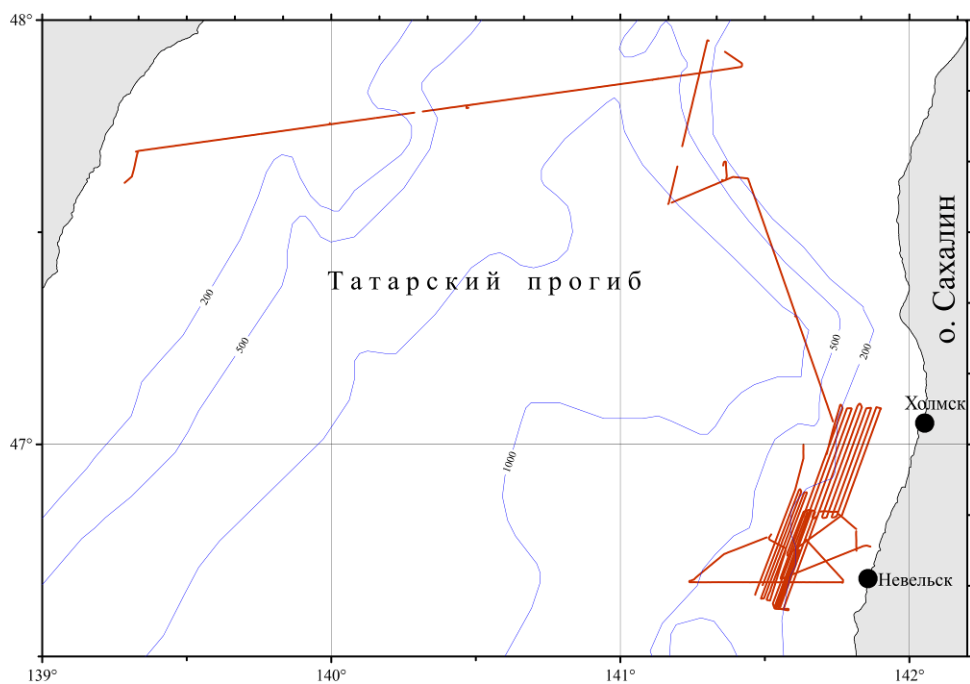
Рисунок 7.6 – Карта расположения профилей, полученных с использованием многолучевого эхолота SEA BEAM 3050 в рейсе № 70 НИС “Профессор Гагаринский” (16 мая – 14 июня 2016 г.). Рельеф дна (GEBCO, 2003)

В экспедиции выполнялись высокоразрешающие сейсмоакустические исследования с использованием высокочастотного профиллографа “GeoPulse Subbottom Profiler”. Примеры профилей, иллюстрирующие строения осадочного чехла и структуру газовых включений исследованных районов приведены на Рисунках 7.9-7.12. В западной части залива Петра Великого в структуре осадочных отложений встречаются акустические аномалии газовой природы типа “мутность” и “покров”. Аномалии типа акустическая “мутность” характеризуются присутствием интервала беспорядочных, хаотических отражений различной степени интенсивности. Характерной чертой аномалии данного типа является неровная, часто пилообразная верхняя кромка, контуры которой, как правило, нечеткие. Акустическая “мутность” проявляется на глубинах 2–8 м ниже дна, иногда достигает дна, а в поперечнике она может достигать нескольких километров.

В Татарском прогибе Японского моря осадочные отложения представлены умеренно деформированными слабо стратифицированными и полупрозрачными отложениями (Рисунок 7.12). На склоне о-ва Сахалин обнаружены многочисленные воронкообразные углубления морского дна, являющиеся, вероятно, покмарками, образованными в местах выброса газа (Рисунок 7.12, врезка). Данные структуры начинают выделяться на глубине около 450 м и прослеживаются до изобаты 280 м. Подобные структуры выделены также на Приморском склоне прогиба, на глубине около 800 м.



(а)



(б)

Рисунок 7.7 – Карта расположения высокоразрешающих сейсмоакустических профилей в заливе Петра Великого (а), в Татарском прогибе, на шельфе и островном склоне о-ва Сахалин (б), Японское море. На рисунке (а) рельеф дна (Карнаух, 2010), на рисунке (б) рельеф дна (GEBCO, 2003)

В осадках шельфа и верхней части островного склона встречены акустические аномалии типа “мутность”. Верхняя кромка аномалий мало изрезана, и либо достигает морского дна, или лежит на глубине до 6–8 м. Поперечные размеры аномалий невелики – первые сотни метров.

Кроме того, здесь обнаружена область многочисленных воронкообразных углублений на морском дне – покмарки (Рисунок 7.11), которое прослеживается до глубины 300 м.

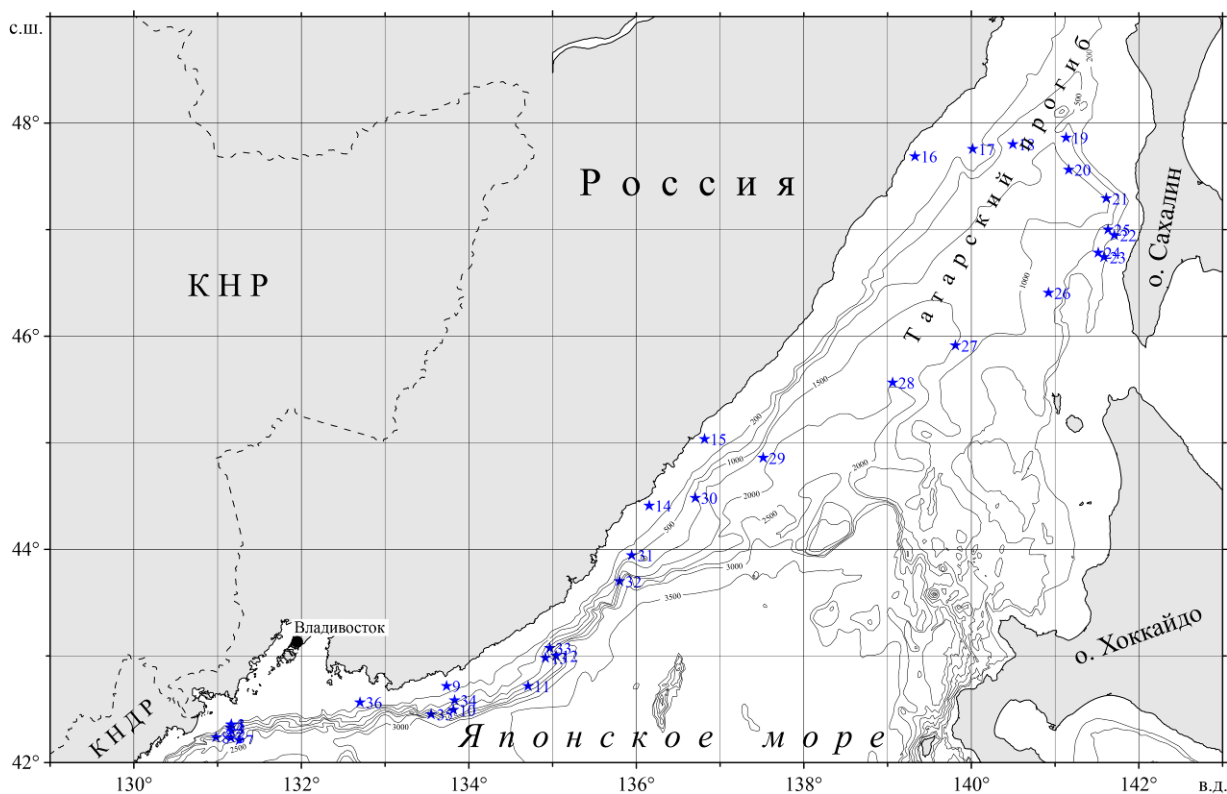


Рисунок 7.8 – Карта расположения станций измерения профиля скорости звука и температуры в водном слое (синие звездочки), полученных в рейсе № 70 НИС “Профессор Гагаринский” (16 мая – 14 июня 2016 г.). Цифрами обозначены номера станций. Рельеф дна (GEBCO, 2003)

По результатам исследования рельефа морского дна многолучевым эхолотом Sea Beam 3050 существенно уточнено строение шельфа и материкового склона изученных частей Японского моря (Рисунки 7.13).

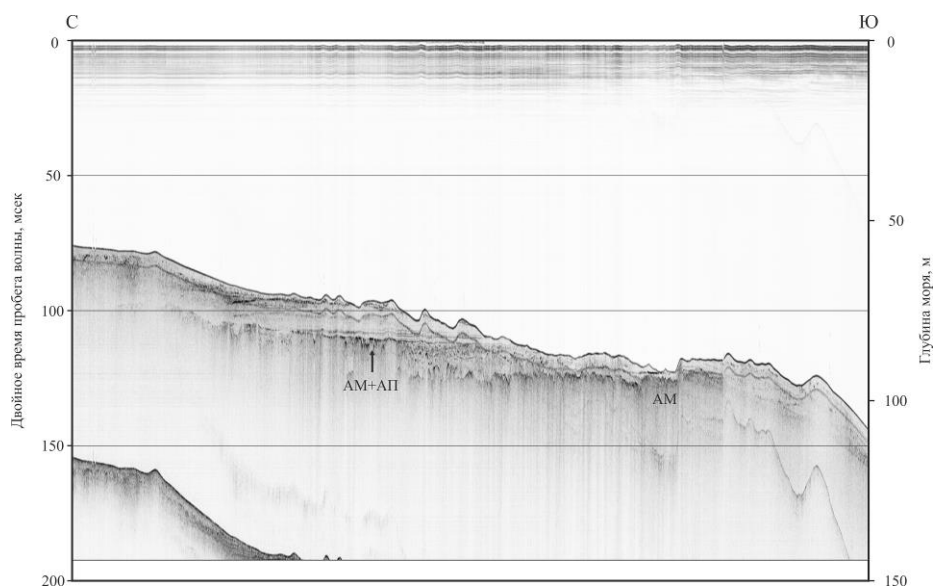


Рисунок 7.9 – Высокорастворяющий сейсмоакустический профиль, иллюстрирующий наличие акустических аномалий газовой природы в западной части шельфа залива Петра Великого, Японское море. АМ – акустическая мутность. АП – акустический покров

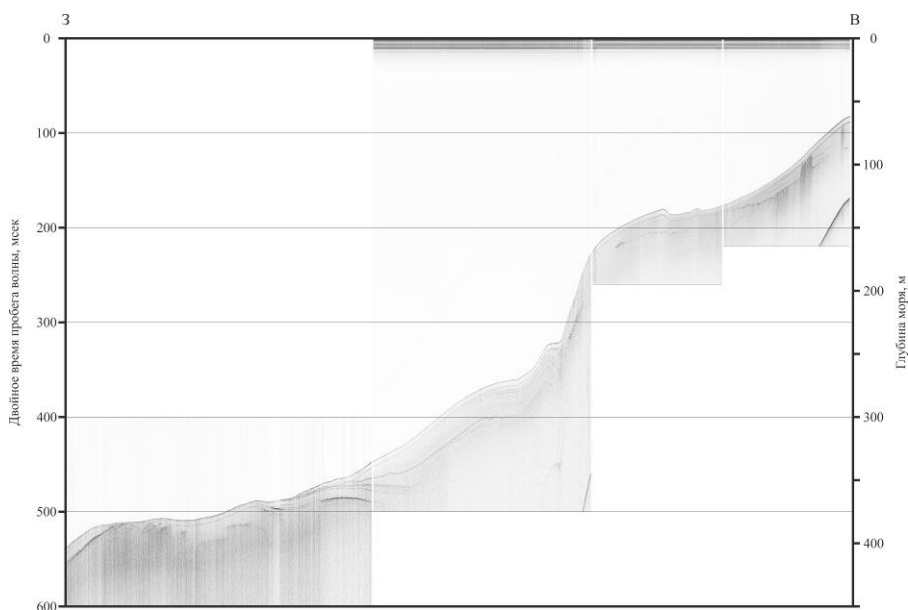


Рисунок 7.10 – Высокорастворяющий сейсмоакустический профиль, иллюстрирующий общее строение шельфа и верхней части островного склона ова Сахалин в районе эпицентров Горнозаводского и Невельского землетрясений и их окрестностей

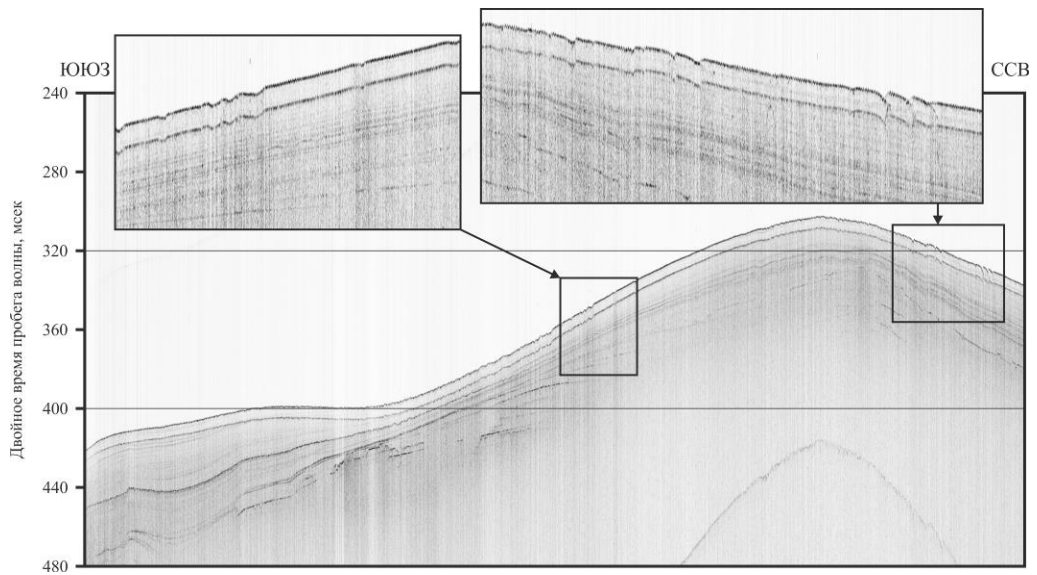


Рисунок 7.11 – Высокоразрешающий сейсмоакустический профиль, иллюстрирующий строение покмарков на шельфе и верхней части островного склона о-ва Сахалин

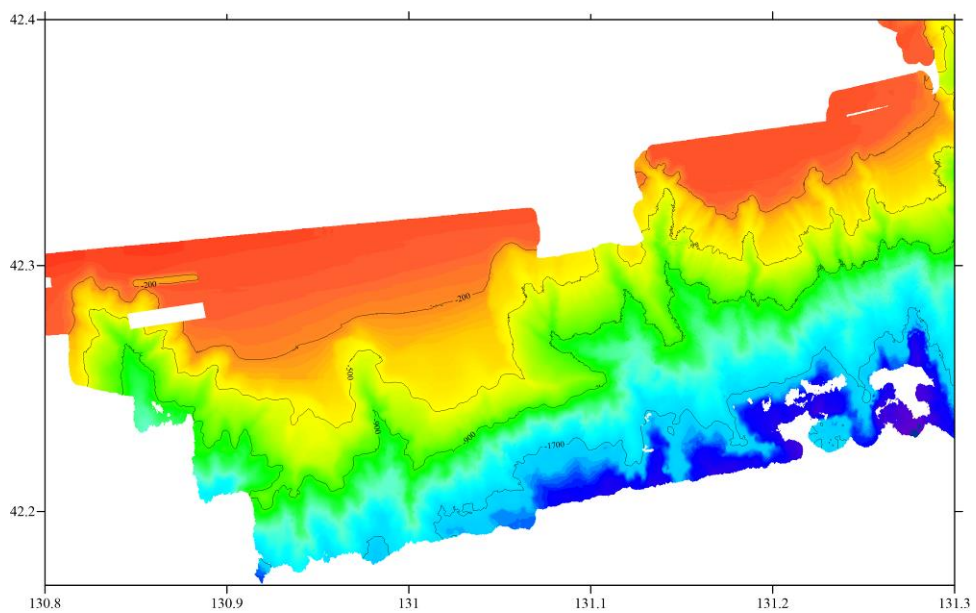


Рисунок 7.12 – Карта рельефа морского дна участка материкового склона залива Петра Великого (Японское море), составленная по данным многолучевого эхолота Sea Beam 3050



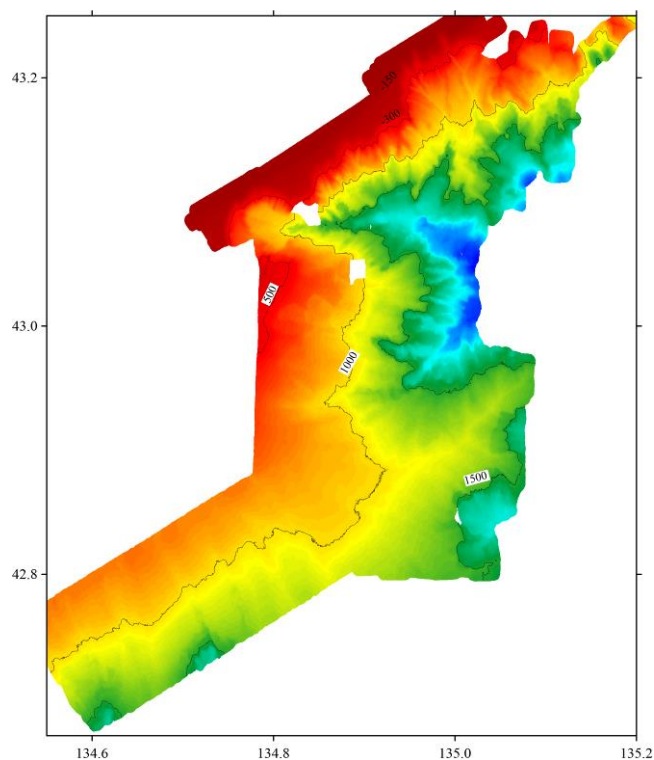


Рисунок 7.13 – Карта рельефа морского дна участка материкового склона Южного Приморья в районе 135° в.д., составленная по данным многолучевого эхолота Sea Beam 3050

*Основные результаты работ в рейсе №70 рейс НИС “Профессор Гагаринский” следующие:*

1. *Выполнен большой объем геофизических исследований в пределах внешнего шельфа и континентального склона западной части залива Петра Великого и крупного безымянного каньона в районе 135° в.д., в том числе ранее здесь не выполнявшиеся исследования многолучевым эхолотом с высокой разрешающей способностью.*

2. *Проведено детальное картирование рельефа, геомагнитного поля, структуры верхней части осадочного чехла, распределения ртути в приводном слое воздуха сейсмически активной области южного отрезка Западно-Сахалинского разлома.*

3. *Во внешней части шельфа в районе залива Посыета на записях водного столба многолучевого эхолота обнаружены многочисленные факелы, что свидетельствует о площадном выбросе газа на этой части акватории Японского моря.*

4. *В верхней части островного склона о-ва Сахалин в зоне Западно-Сахалинского разлома обнаружена область покмарков, что может указывать на выбросы газа, возможно в связи с периодической активизацией данного разрывного нарушения.*

5. *Отобраны пробы поверхностных донных осадков в районах эпицентров главных толчков Горнозаводского 17 августа 2006 г. и Невельского 2 августа 2007 г. землетрясений и их афтершоков и поблизости от них для последующего анализа на содержание микро- и макроэлементов.*

6. Подтверждено долгопериодное явление экстремальной эмиссии ртути из водной толщи в атмосферу в районе Гамовского каньона.

7. Подтверждены повышенные концентрации ртути в районе Западно-Сахалинского разломы, особенно над эпицентрам Невельского и Горнозандского землетрясений.

8. Выявлены многочисленные оползни в подводных долинах континентального склона Японского моря.

### **7.3. Рейс 76 НИС «Академик М.А. Лаврентьев (17 июля по 17 августа 2016 г.)**

Изучение изменений формирования и пространственного распространения морских льдов, продуктивности вод, поверхностных течений, а также на изменения формирования промежуточных и глубинных вод, происходящих при глобальных изменениях климата Берингова, Охотского и Японского морей и северо-западной части Тихого океана в прошлом.

Экспедиция выполнялись в рамках госзадания ТОИ ДВО РАН и для обеспечения выполнения Соглашения о сотрудничестве по изучению морей российской Арктики между Первым Институтом Океанографии (ПИО) и Китайским Институтом Полярных Исследований (КИПИ) Государственной океанографической администрации КНР и Федеральным государственным бюджетным учреждением науки Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И. Ильичёва Дальневосточного отделения Российской академии наук (ТОИ ДВО РАН), от 11 апреля 2016 г. (приложения № 1 и 2 от 18 апреля 2016 года).

Финансирование экспедиции осуществилось ФАНО России при небольшом финансовом вкладе ТОИ ДВО РАН, Государственной океанографической администрации КНР. **Российские участники экспедиции** – 19 человек. Все сотрудники Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева ДВО РАН (ТОИ ДВО РАН). Руководитель экспедиции – к.г.-м.н., старший научный сотрудник А.В. Артемова.

**Китайские участники экспедиции** – 6 сотрудников Первого института океанографии Государственного Океанографического Управления, г. Циндао, КНР.

**Основная цель экспедиции:** исследования Берингова, Охотского и Японского морей и северо-западной части Тихого океана, направленные на изучение изменений формирования и пространственного распространения морских льдов, продуктивности вод, поверхностных течений, формирования промежуточных и глубинных вод региона, происходящих при глобальных изменениях климата. Планируемое изучение региона основано на комплексном высокоразрешающим исследовании глубоководных морских осадков из колонок, полученных в данном рейсе и в ранее проведенных экспедициях ТОИ ДВО РАН в 2010 -2013 годах (Рисунок 7.14).

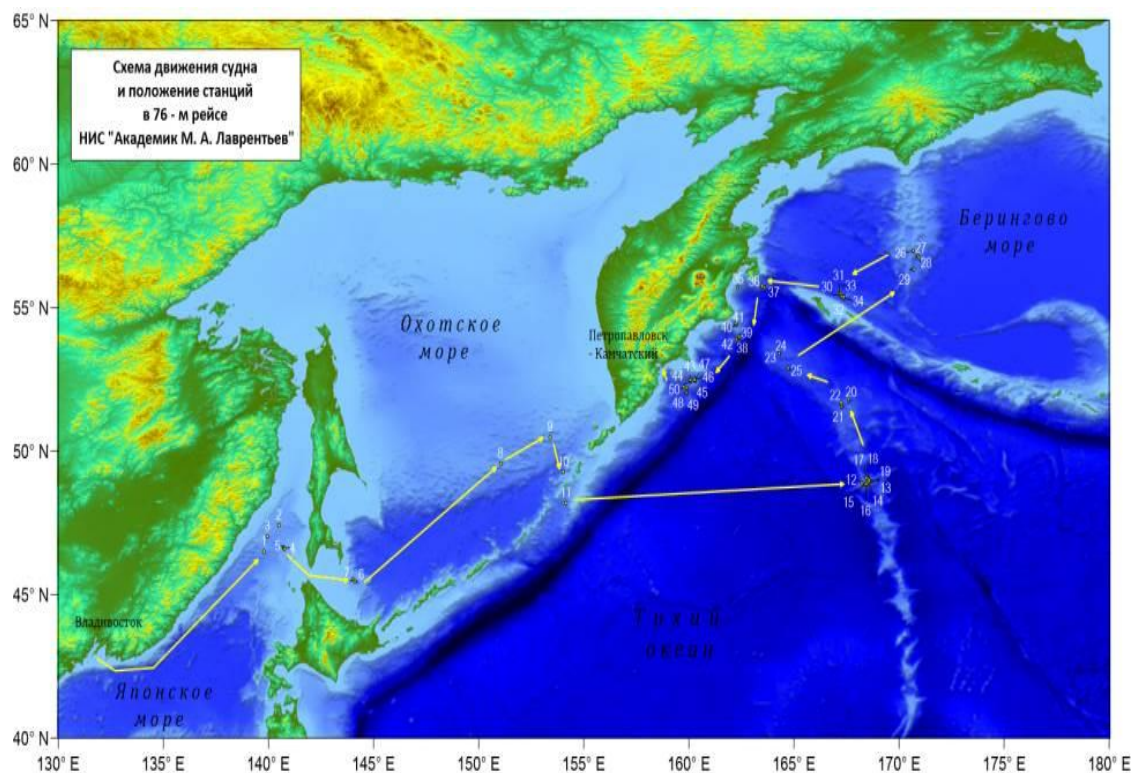


Рисунок 7.14 – Схема движения судна и расположение станций, выполненных в рейсе № 76 на НИС «Академик М.А. Лаврентьев»

#### Задачи экспедиции:

- Сейсмопрофилирование верхней части осадочного чехла и поиск ключевых станций в пределах заявленных полигонов и поиски мест с ненарушенной стратиграфией осадков и высокими скоростями седиментации.
- Отбор колонок глубоководных осадков и поверхностных осадков на ключевых станциях в пределах заявленных полигонов.
- Проведение океанографических работ на ключевых станциях с отбором проб воды из разных горизонтов.
- Исследование возможности использования проточной системы забора воды (система «Underway») для изучения распределения продукционных характеристик фитопланктона по ходу судна.

#### Объем выполненных работ и предварительные научные результаты:

Всего за время экспедиции были проведены работы на 50 станциях. Эхолотные работы проведены вдоль профилей общей длиной 4599 миль. Было отобрано 45 колонок донных осадков, общей длиной 24 285 см. Также были отобраны монолиты поверхностных грунтов

длиной 20-60 см с помощью бокс-корреров и мультитрубчатым пробоотборником. На основе предварительных литологических исследований осадков были выбраны наиболее перспективные колонки для дальнейшего тщательного и комплексного исследования изменений природной среды дальневосточного региона.

За период экспедиции было выполнено 41 океанологических станций. На всех станциях, измерения проводились от поверхности до горизонта 8-10 м над дном. Пять станций выполнялись в две серии. Общее количество CTD зондирований составило 19. На 35 станциях был выполнен отбор фитопланктона в фотическом слое воды.

По всему маршруту проводился сбор гидрометеорологических данных, измерение характеристик поверхностных вод с помощью проточной системы (4599 миль), измерение содержания ртути в атмосферном воздухе).

По проведенным работам были получены предварительные результаты:

- Получены новые уникальные данные о современном состоянии природной среды и климата дальневосточного региона. На выделенных ключевых полигонах был произведен отбор грунтов с различных глубин и из районов с различными океанологическими условиями для изучения и последующих реконструкций условий палеосреды (температура и соленость водных масс, биопродуктивность, течения, воздушный перенос, основные действующие барические центры, ледовый режим и т.д.) и выявления цикличности этих изменений в плейстоцене и голоцене.
- Во время проведения экспедиции был получен массив сейсмических и батиметрических данных для комплексной характеристики рельефа дна Японского, Охотского, Берингова морей и северо-западной части Тихого океана морей. В результате выполненных сейсмических исследований было изучено строение верхней части осадочного чехла изученных акваторий (Рисунок 7.15).

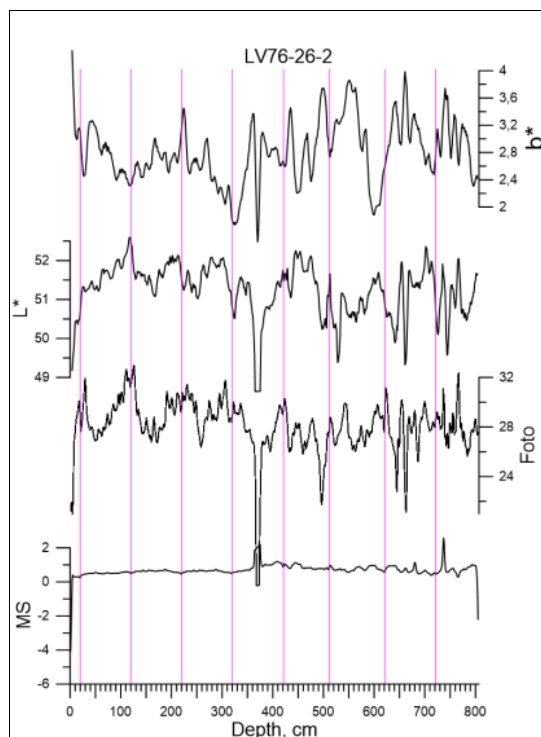


Рисунок 7.15 – Колонка Lv 76-26-2, Берингово море. Измеренные в рейсе магнитная восприимчивость, косвенные показатели палеопродуктивности – цветность L, b\* осадка, полученные с помощью спектрофотометра

- Получен массив гидрологических и биологических данных для характеристики водных масс.
- Выполнена комплексная съемка характеристик поверхностного слоя вод моря по маршруту движения судна, включавшая непрерывные измерения температуры, солености и флуоресценции.
- Получены данные о физических характеристиках глубинных и придонных вод.

Полученные в 76 рейсе колонки глубоководных морских осадков Японского, Берингова и Охотского морей представляют собой уникальную возможность совместного российско-китайского исследования палеоклимата дальневосточного региона с привлечением всех заинтересованных специалистов ДВО РАН и китайских коллег. В настоящее время продолжается совместное лабораторное исследование осадков на базе российской и китайской сторон.

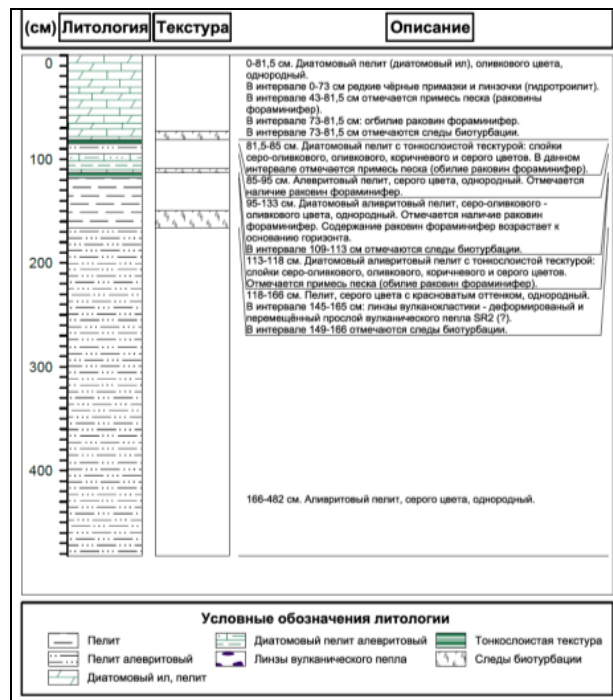


Рисунок 7.16 – Литологическое описание колонки Lv 76-31-1

#### 7.4. НИС «Академик М.А. Лаврентьев» рейс №77. Изучение современных природных условий и палеоокеанологии голоцена Чукотского и Восточно-Сибирского морей

Первая российско-китайская арктическая экспедиция Arctic Silk Way – 2016.

Начало 18 августа (Петропавловск-Камчатский) – завершение 21 сентября 2016 г. (Тикси).

Экспедиции выполнялись в рамках госзадания ТОИ ДВО РАН и для обеспечения обязательств по международному сотрудничеству с КНР (Соглашение между Правительством Российской Федерации и Правительством КНР о сотрудничестве в области исследования и использования Мирового океана от 27.05.2003 г.; Соглашение о сотрудничестве по изучению морей российской Арктики между Первым Институтом Океанографии (ПИО) и Китайским Институтом Полярных Исследований (КИПИ) Государственной океанографической администрации КНР и Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, от 12.12.2015 г.).

**Российские участники экспедиции** – 19 человек. Все сотрудники Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева ДВО РАН (ТОИ ДВО РАН). Руководитель экспедиции – заместитель директора ТОИ ДВО РАН, д.г.-м.н. А.С. Астахов.

**Китайские участники экспедиции** – 11 человек из различных организаций (Первый институт океанографии, Государственного Океанографического Управления (ГОУ), г. Циндао; Китайский институт полярных исследований, ГОУ, г. Шанхай; Второй институт океанографии, ГОУ, г. Ханчжоу; Третий институт океанографии, ГОУ, г. Сямэнь;

Океанологический университет КНР, г. Циндао; Океанологический институт Китайской Академии Наук, г. Циндао; Сямэньский Университет КНР, г. Сямэнь).

**Основными целями экспедиции были:**

- изучение состояния водных масс и атмосферы в районе с быстрыми темпами деградации ледяного покрова в XX и начале XXI веков; гидрологическая съемка как начальная стадия мониторинга;

- получение осадочных разрезов для последующих реконструкций различных параметров палеосреды и ледовитости, выявления цикличности их изменений за последние тысячелетия и детализации долгосрочного прогноза условий судоходства по Северному морскому пути.

**Виды и последовательность выполнения работ:**

1. Предварительное исследование участков дна для выбора мест выполнения комплексных станций (ровный рельеф, высокие скорости осадконакопления и отсутствие мерзлых грунтов):

- акустическое зондирование по системе галсов (на ходу судна);

- опробование донных осадков мультикорерами и бокс-корерами для получения информации о поверхностном слое осадков (в дрейфе);

2. Работа на комплексных станциях (в дрейфе или на якоре):

- STD-зондирование водной толщи;

- отбор проб воды батометрической системой;

- выборочный отбор проб планктона планктонными сетями;

- отбор коротких осадочных разрезов бокс-корером и м алтикорером;

- отбор длинных колонок донных осадков трубками;

3. Попутные исследования на переходах между районами и станциями:

- проточная система для регистрация температуры, солености, содержания хлорофилла, содержания растворенного кислорода и рН в поверхностном слое воды;

- измерение содержания ртути в приземном слое воздуха;

- визуальные наблюдения за морскими млекопитающими, распределением и характеристиками ледяного покрова.

Исследования выполнялись с помощью океанографических измерительных и пробоотборных комплексов на основе STD-зондов SBE-9, SBE-19 и Rinko, оснащенных датчиками температуры, электропроводности, флуоресценции, ФАР, мутности, оптическими

датчиками растворенного кислорода и альтиметрами, гидрохимическими анализаторами для выполнения анализов на борту судна, планктонными сетями, бокс-корер и малтикорер, гравитационные и поршневые трубки различной конструкции.

**Объем выполненных работ:**

- CTD-зондирований (совместно с оптик-CTD) – 46;
- отбор про воды на стандартных горизонтах – 41 станция;
- планктонная сеть – 43 станции;
- отбор колонок донных осадков - 55, общей длиной 113 м;
- отбор монолитов донных грунтов бокс-коррером – 57;
- отбор поверхностного слоя донных осадков и придонных вод малтикорером – 48;
- драгирований – 5;
- эхолотный промер 5079 миль;
- сейсмоакустическое профилирование - 820 миль;
- сбор гидрометеорологических данных, измерение характеристик поверхностных вод с помощью проточной системы – 5079 миль;
- измерение содержаний ртути в атмосферном воздухе – 8600 5-ти минутных серий;
- измерения магнитной восприимчивости, оптических характеристик, плотности и влажности донных осадков – 35 колонок;
- отбор проб на радиоуглеродное датирование – 80;
- колонки для определения скорости осадконакопления по  $^{210}\text{Pb}$  и  $^{137}\text{Cs}$  – 29.

**Некоторые результаты**



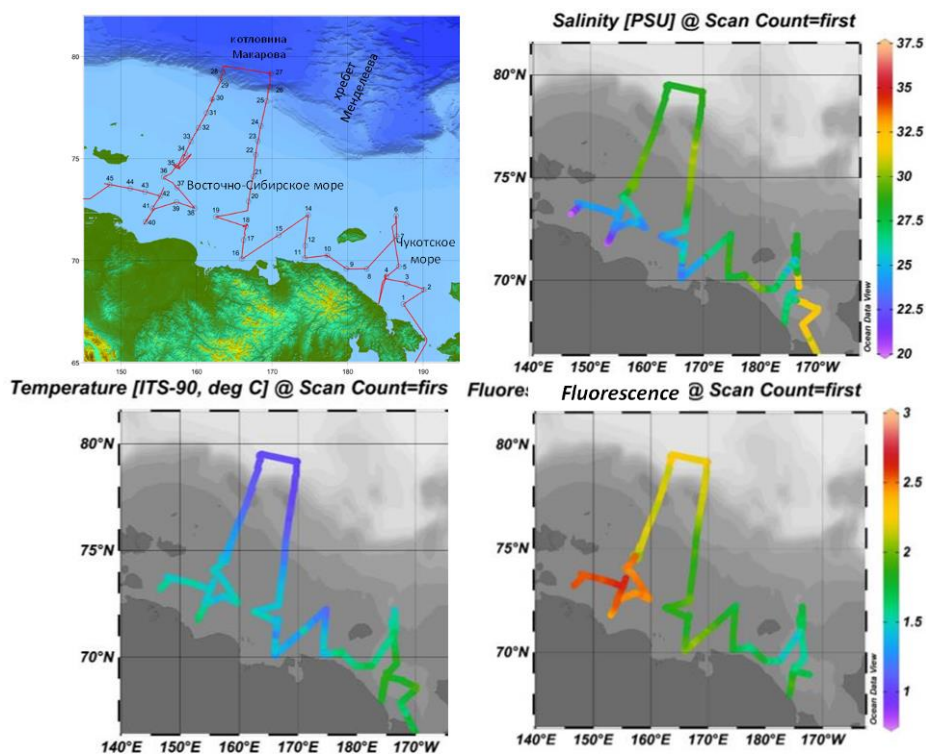


Рисунок 7.15 – Маршрут в районе работ и места выполнения комплексных станций (слева, сверху), характеристики поверхностных вод по данным проточной системы Underway

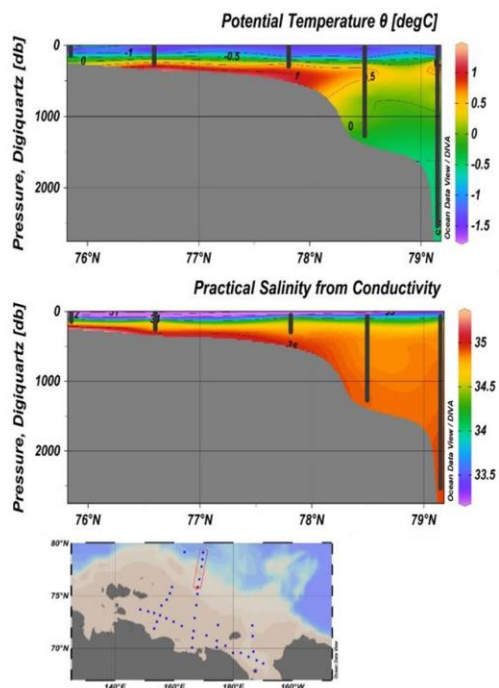
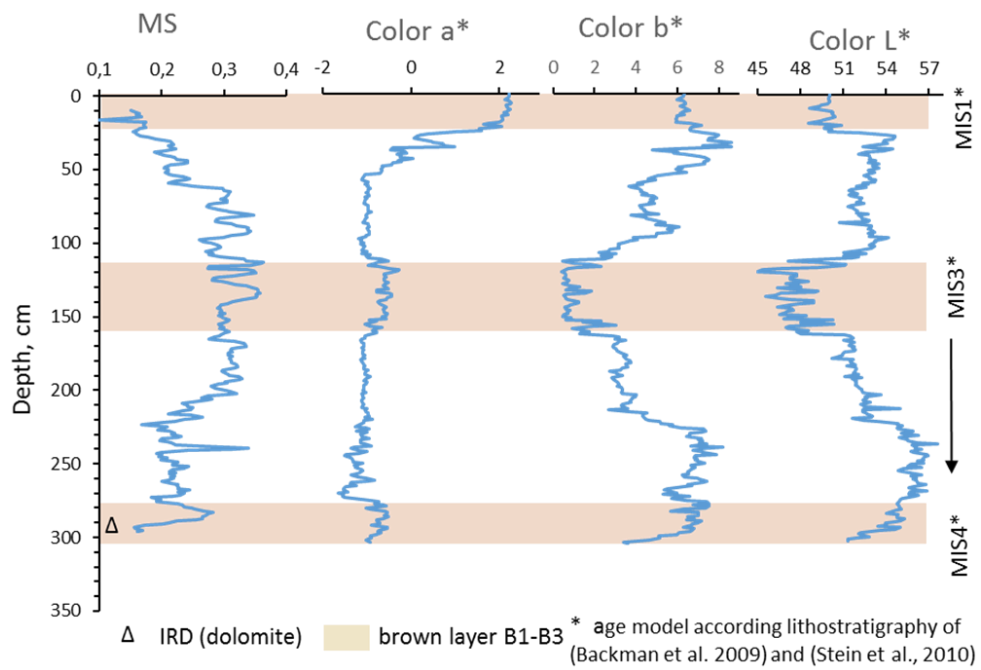


Рисунок 7.16 – Промежуточные атлантические воды с повышенной соленостью и температурой на материковом склоне и шельфе Восточно-Сибирского моря (профиль 3)



Магнитная восприимчивость (MS) и цветовые характеристики осадков. MIS1-MIS5 – морские изотопно-кислородные стадии

Рисунок 7.17 – Пример литостратиграфического расчленения колонки донных осадков по данным измерений на борту судна (колонка LV77-29, котловина Макарова)

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В отчете приведены результаты изучения геологических формаций, рельефа дна, строения верхней части осадочного чехла, процессов литоморфодинамики, флюидодинамики, стратиграфии мезо-кайнозойских отложений, потоков метана из донных отложений в воду и из воды в атмосферу, газогидратов и полезных ископаемых окраинных морей Тихоокеанского и Арктического регионов Востока России. Результаты исследований, выполненных в 2013-2016 годах, представлены как разделы (главы) по следующим направлениям:

- изучение магматических и осадочных мезокайнозойских формаций и морфодинамическое районирование;

- геофизические исследования типовых морфоструктур, акустического фундамента и верхнего осадочного слоя с применением методов геодинамического моделирования;

- тифрастратиграфия, минеральные ассоциации осадков и специфика танатоценозов фораминифер и радиолярий в зонах дефлюидизации осадочного чехла;

- геохимия осадконакопления, железо-марганцевое рудообразование, баритовая минерализация;

- газогеохимия, потоки метана, газогидраты, включая новые площади в Татарском тропе и Курильской котловине, источники углеводородов, специфика состава и изотопии газов различных залежей материковой окраины северо-востока Азии, атлас газогеохимических аномальных полей, распределение ртути;

- палеоокеанологические и палеоклиматические исследования, палеотайфуны, роль катастрофических извержений вулканов;

- экспедиционные исследования в Японском, Охотском, Беринговом, Чукотском, Восточно-Сибирском, Южно-Китайском морях и в северо-западной части Тихого океана.

Среди основных результатов, полученных в 2013-2016 г.г. необходимо отметить следующие:

- установлены источники магмогенерации и геодинамические условия формирования позднемезозойско-раннекайнозойских вулканических пород Охотского и Японского морей – шпинелевые перидотиты, метасоматически преобразованные водными флюидами субдуктирующей плиты в позднем мелу, и выплавление эколгитовой толщи субдукционной пластины в эоцене с формированием адакитоподобных вулканитов, впервые обнаруженные в Охотском море;

- обобщены данные по разломной тектонике Японского моря, что позволило выделить два структурных этажа: преимущественно мантийный и литосферный; в первом глубинные разломы образуют тектонический каркас, сформированный в результате быстрых хрупких деформаций в

жестком субстрате; в пределах второго, тесно связанного в своём развитии с подстилающей его астеносферой, господствуют вихревые структурные линии; предполагается, что раскрытие Японского моря в миоцене привело к формированию Япономорской вихревой структуры, которая является преимущественно литосферным образованием и четко выделяется на картах аномального гравитационного поля в редукции Фая, аномального магнитного поля и по данным космической альтиметрии, которые отражают, в целом, циклональную сейсмоактивную структуру Япономорской впадины;

- получены новые данные о геологическом строении области газовых скоплений в Амурском заливе (залив Петра Великого, Японское море), составлены детальные карты рельефа морского дна, поверхности акустического фундамента, мощности осадочных отложений и распространения газовых скоплений в голоценовых осадках (длина 19 км и ширина 12 км); обосновано поступление газа (метана) в результате дегазации нижележащих угленосных дочетвертичных отложений;

- построена скоростная модель земной коры Курильской котловины Охотского моря, определены скорости осадконакопления и время ее образования котловины; разрез чехла котловины мощностью около 3.0 км представлен однородно слоистой моделью, содержащей четыре скоростных горизонта, нижний из которых присутствует только в ее абиссальной части; на основе анализа данных о скоростях осадконакопления в котловине сделан вывод о верхнемеловом возрасте (67-71 млн. лет) пород в подошве ее осадочного чехла;

- проведено комплексное исследование прослоев тефры в верхнечетвертичных Японского, Охотского, Берингова морей и северо-западной части Тихого океана, что позволяет существенно дополнить сведения о крупных эксплозивных извержениях вулканов региона, дает возможность разработки обобщенной тефрохронологической шкалы, необходимой при стратиграфической корреляции отложений, оценки природных изменений, вызванных этими извержениями, палеоокеанологических и палеогеографических реконструкциях;

- при изучении химического состава и танатоценозов диатомей донных осадков Чукотского и Восточно-Сибирского морей установлена зона влияния теплых и более соленых тихоокеанских вод, проникающих через Берингов пролив; показано, что наиболее показательными индикаторами являются диатомеи *Paralia sulcata* и *Thalassiosira nordenskioldii*, характерные для отдельных ветвей тихоокеанских вод, а также содержание кальция (Ca/Al) и биогенных элементов продуцируемых фитопланктоном (хлорин, биогенный кремнезем);

- при изучении донных осадков, накопившихся за последние 60-65 тыс. лет в воронках покмарков Чукотского плато в Северном Ледовитом океане, выявлено, что состав отложений и их литостратиграфия в общем виде подобны фоновым районам; микропалеонтологические остатки в осадках покмарков, накопившихся в ледниковые периоды, представлены переотложенными формами, характеризующими палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения,

эпизодически обнажавшиеся в бортах; сделан вывод, что формирование покмарков связано с действием пульсирующих флюидных потоков, последний этап активной дефлюидизации, во время которого сформировался современный рельеф покмарков, имел место в период 35-20 тыс. лет назад;

– изучены условия формирования на пассивной континентальной окраине Арктики отложений обогащенных органическим веществом (2,0-2,5 %) и с аномальными содержаниями металлов, в том числе благородных; оно происходит в зоне современного растяжения земной коры, где в формирующихся прогибах при активизации процессов дефлюидизации возникают аноксидные обстановки;

– впервые в магматических породах подводных возвышенностей задугового рифтогенного бассейна (Японское море) обнаружены включения зерен цветных и благородных металлов: Ag, Cu, Zn, Sn, Ni, Co, As, Pb, Sb, W, V и заполнение пор базальтов гидрооксидами Fe и Mn; аналогичные включения этих же металлов установлены в железомарганцевых корках, образовавшихся на привершинных частях вулканов; сходный минеральный состав, особенности морфологии и локализации наложенной минерализации указывают на единый постмагматический газо-гидротермальный источник цветных и благородных металлов, что существенно увеличивает перспективы подобных бассейнов на обнаружение полиметаллических сульфидных руд;

– по результатам фораминиферового анализа выполнено определение геологического возраста основных элементов разреза (слоев) кобальтоносных марганцевых корок Магеллановых гор; палеогеографический анализ показал на второстепенную роль слоя кислородного минимума при образовании корок, а их дискретное нарастание, наиболее вероятно, было обусловлено субглобальными циклами внутриплитового магматизма;

– впервые изучены железомарганцевые корки двух участков хребта Витязя на океаническом склоне Курильской островной дуги; они содержат многочисленные микро- и нановключения зерен цветных (Cu, Zn, Pb, Sn, Ni, W) и благородных (Au, Ag, Pd, Pt) металлов в виде самородных элементов, сульфидов, сульфатов, окислов или интерметаллидов;

– выявлены два новых типа железомарганцевых образований - гравийно-галечниковые конгломераты плиоцен-раннеплейстоценового возраста (2-1 млн. лет) с базальным марганцевым цементом и массивные пиролюзитовые руды, отличающиеся максимальным для этого типа минерального сырья содержанием марганца (60-62 %);

– получены новые данные по рельефу, строению верхней части осадочного чехла и масштабам баритовой минерализации в котловине Дерюгина Охотского моря; установлена интенсивная дислоцированность осадочного чехла, включая голоценовые осадки; выявлены небольшие грязевые вулканы, подтверждена современная дефлюидизация осадочного чехла, проявленная, в том числе, в формировании новых баритовых построек, наращивающих более

старые постройки, имеющие зональное строение; подтверждены существующие гипотезы об образовании баритов за счет поставки бария глубинными барийсодержащими низкотемпературными гидротермами;

– составлен атлас газогеохимических аномальных полей Охотского, Японского и Берингова морей; выявлены два новых района развития газогидратов – в Татарском проливе Японского моря и в Курильской котловине Охотского; установлено влияние сейсмической активности на их состояние и генерируемые из них потоки метана;

– в центральной части Охотского моря и в Курильской котловине установлены новые источники метана и его гомологов термогенной природы: выделены 5 новых зон с аномальными концентрациями метана (до 1300 ppm); на о. Итуруп проявления абиогенного метана (вулкан Иван Грозный) и зоны генерации изотопно-тяжелых углеводородов метаморфогенного происхождения (Рейдовские источники и др.) обусловлены, вероятно, глубинными источниками углеводородов;

– установлено, что низкая теплопроводность, высокие теплоемкость и газопроницаемость газоносных угольных пластов – основные геоэкологические факторы, оказывающие влияние на мощность мерзлоты и газодинамику мерзлых угленосных отложений Восточной Арктики; основными путями миграции газов являются кровля и подошва угольных пластов, тектонические нарушения и талики; выбросы метана в атмосферу в пределах исследованных углеметановых бассейнов составляют 3.2 млн. т/год, поступление газа в толщу многолетнемерзлых пород носит пульсационный характер; перспективные для промышленного использования ресурсы метана Восточной Арктики и востока России составляют 4.4 трлн. куб. м;

– на основе данных по палеопродукции, изотопно-кислородных записей, изменений покрова морских льдов и результатам анализа микрофоссилий в Охотском море выявлены высокоразрешающие изменения среды и климата за последние 25 тысяч лет, которые происходили синхронно интерстадиалам и стадиалам изменений температуры воздуха Гренландии и активности муссонов восточной Азии; установленное по данным ледового разноса увеличение потенциальной плотности поверхностных вод на северном шельфе Охотского моря при усилении формирования морских льдов в ледниковое время способствовало усилению образования промежуточных вод северной части Тихого океана в этот период времени;

– по результатам определений параметров палеопродукции ( $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ , Corg) и химических и химического состава четвертичных отложений центральной части Охотского моря выполнены высокоразрешающие реконструкции вкладов межледникового (с современным элементным составом) и ледникового (с элементным составом, характерным для максимума последнего оледенения) терригенного вещества за последние 350 тыс. лет; установлено, что доли ледникового и межледникового терригенного вещества в осадках ОМ изменялись во времени

синхронно с их литофизическими и биогенными характеристиками в зависимости от глобальных изменений климата в масштабе как орбитальных, так и тысячелетних вариаций;

– разработан метод палеореконструкций катастрофических наводнений, в том числе вызванных прохождением тайфунов, по распределению брома в разрезах шельфовых и эстуариевых отложений; формирующихся в периоды наводнений осадочные слои сложены терригенным материалом, не содержащим морское органическое вещество, обычно накапливающее бром; в Амурском заливе Японского моря, при средней скорости осадконакопления за последние сто лет 3-5 мм/год, слои с минимальным содержанием брома имеют толщину 3-8 мм;

– предложен новый метод обработки отраженных волн на записях донных сейсмостанций – кинематической миграции, что позволило установить общие свойства осадочной толщи котловин Дальневосточных морей; применение кинематической миграции позволяет расчленить всю осадочную толщу по физическим свойствам на комплекс рыхлых осадков, комплекс консолидированных осадков и «надбазальтовый» слой между границей акустического фундамента и кровлей консолидированной коры; Установлено наличие переходной зоны между комплексами рыхлых и консолидированных осадков, толщиной около 300 м, скорость продольной волны в которой составляет 1.75–1.8 км/с.

## Публикации исполнителей по теме проекта

2013 год

1. **Астахов А.С.**, Ван Рудзян, Крэйн К., **Иванов М.В.**, Гао Айгуо Литохимическая типизация обстановок полярного осадконакопления (Чукотское море) методами многокомпонентного статистического анализа // Геохимия. 2013. Т. 51. № 4. С. 303-325.
2. **Астахов А.С.**, Гусев Е.А., **Колесник А.Н.**, **Шакиров Р.Б.** Условия накопления органического вещества и металлов в донных осадках Чукотского моря // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 9. С. 1348-1364.
3. **Астахова Н.В.** Формы нахождения и особенности распределения благородных и цветных металлов в железо-марганцевых корках Японского моря // Океанология. 2013. № 6. С. 769-785.
4. **Астахова Н.В.**, **Леликов Е.П.** Особенности железомарганцевого рудообразования на подводном хребте Витязя (Тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 5. С. 676-686.
5. **Бессонова Е.А.**, Гельман Е.И., **Николаева Н.А.** Применение капаметрии поверхности почвы для картирования археологических объектов, погребенных в паводковых наносах // Вестник ДВО РАН. 2013. № 4. С. 70-77.
6. **Васильев Б.И.**, **Советникова Л.Н.** Состав и возраст пород фундамента Тихоокеанской мегавпадины // Отечественная геология. 2013. № 1. С. 83-88.
7. Granin N.G., Mizandrontsev I.B., **Obzhirov A.I.**, **Vereshchagina O.F.**, Gnatovskii R.Yu., Zhdanov A.A. Oxidation of Methane in the Water Column of Lake Baikal // Doklady Akademii Nauk. 2013. V. 451. N. 3. P. 332-335.
8. **Гресов А.И.**, **Коровицкая Е.В.**, **Обжиров А.И.**, **Яцук А.В.** Закономерности распределения и генезис углеводородных газов Беринговского углегазоносного бассейна // Разведка и охрана недр. 2013. № 5. С. 13-19.
9. **Гресов А.И.**, **Яцук А.В.** Газоносность и миграция газов в многолетнемерзлых отложениях углегазоносных бассейнов Восточной Арктики и Северо-Востока России // Геоэкология. 2013. № 5. С. 387-398.
10. **Деркачев А.Н.**, Портнягин М.В. Маркирующие прослои тефры катастрофических извержений кальдерного комплекса Немо (о. Онекотан, Курильские острова) в позднечетвертичных отложениях Охотского моря // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2013. Т. 21. № 5. С. 94-112.
11. **Емельянова Т.А.** **Леликов Е.П.** Вулканизм как индикатор глубинного механизма формирования Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 2. С. 63-72.
12. **Иванов М.В.** Ртуть в донных осадках дальневосточных морей России // Молодой ученый. 2013. № 3. С. 161-165.
13. **Изосов Л.А.**, **Сьедин В.Т.**, **Емельянова Т.А.**, **Крамчанин К.Ю.**, **Смирнова О.Л.**, **Огородний А.А.**, **Ли Н.С.** Новые данные по геологии островов залива Петра Великого (Японское море). Остров Попова // Вестник ДВО РАН. 2013. № 2. С. 13-21.
14. **Калинчук В.В.**, **Астахов А.С.**, **Мишуков В.Ф.**, **Аксентов К.И.** Изменение концентрации атомарной ртути в приводном слое атмосферы над акваторией Уссурийского залива



- Японского моря во время прохождения тайфуна Болавен в 2012 г. // Гидрология и метеорология. 2013. № 5. С. 26-35.
15. **Карнаух В.Н., Цой И.Б., Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Ващенко Н.Г., Терехов Е.П.** Геологическое строение подводной горы Петра Великого (Японское море) // Вестник ДВО РАН. 2013. № 6. С. 189-197.
  16. **Колесник О. Н., Колесник А. Н.** Особенности химического и минерального состава железо-марганцевых конкреций Чукотского моря // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 7. С. 853-866.
  17. **Мельников М.Е., Плетнев С.П.** Возраст и условия формирования кобальтоносных марганцевых корок на гайотах Магеллановых гор // Литол. и полезн. ископаемые. 2013. № 1. С. 3-16.
  18. **Мишукова Г.И., Пестрикова Н.Л., Верещагина О.Ф., Окулов А.К., Мишуков В.Ф.** Пространственная и временная изменчивость распределения метана и его потоков на границе вода-атмосфера на Прикурильских акваториях в районе Охотского моря и Тихого океана // Подводные исследования и робототехника (научно-технический журнал о проблемах освоения мирового океана). Владивосток: Дальнаука, Институт проблем морских технологий ДВО РАН. 2013. № 1(15). С. 52-61.
  19. **Николаева Н.А., Деркачев А.Н., Дударев О.В.** Особенности минерального состава осадков шельфа восточной части моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря // Океанология. 2013. Т. 53ю № 4. С. 529-538.
  20. **Обжиров А.И., Мальцева Е.В., Гресов А.И., Котлярова О.С., Окулов А.К.** Углеводородный потенциал Приморского края // Горный журнал. 2013. № 4. С.9-13.
  21. **Обжиров А.И.** Увеличение газовой составляющей при сейсмо-тектонической активизации и участие газа в возникновении землетрясений // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 2. С. 86-89.
  22. **Обжиров А.И., Гресов А.И., Мальцева Е.В. и др.** Углеводородный потенциал Приморья // Горный журнал. 2013. № 4. С. 9–13.
  23. **Обжиров А.И., Берлин Ю.М., Верховская З.И., Коровицкая Е.В., Верещагина О.Ф.** Особенности распределения высокомолекулярных углеводородов в донных осадках Охотского моря в районе аномальных полей метана // Геология и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2013. № 2. С.7-11.
  24. **Пшенёва О.Ю., Горбаренко С.А.** Отклик придонных условий центральной части Охотского моря на орбитальные и тысячелетние изменения климата за последние 130000 лет по данным бентосных фораминифер // Доклады академии наук. 2013. Т. 452. № 4. С. 449-452.
  25. **Рыбьякова Ю.В., Горбаренко С.А., Босин А.А.** Природно-климатические изменения в северном секторе Японского моря и на прилегающей суше за последние 40 тысяч лет (по результатам спорово-пыльцевого анализа глубоководных отложений) // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 6. С. 94-105.
  26. **Самченко А.Н., Карнаух В.Н., Аксентов К.И.** Геолого-геофизические исследования верхней части осадочного чехла и геоакустическая модель шельфа залива Посьета (Японское море) // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 1. С. 65-74.
  27. **Саттарова В.В., Астахов А.С., Колесник О.Н.** Геохимические особенности поверхностного слоя донных отложений впадины Дерюгина Охотского моря // Геохимия. 2013. Т. 51. № 6. С. 529-540.

28. **Съедин В.Т., Бессонова Е.А., Гельман Е.И., Зверев С.А., Коптев М.А., Ноздрачев Е.А.** Минеральное сырьё Краскинского городища (Приморский край) // Вестник ДВО РАН. 2013. № 1. С 131-140.
29. **Цой И.Б., Карнаух В.Н., Леликов Е.П.** Наименования подводных морфоструктур Японского моря – история и современные проблемы // Океанология. 2013. Т. 53. № 6. С. 715-726.
30. **Шакиров Р.Б., Сорочинская А.В., Обжиров А.И.** Газогеохимические аномалии в осадках Восточно-Сибирского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. №1. Вып. 21. С. 231-243.
31. **Derkachev A.N., N.A. Nikolaeva.** Possibilities and restrictions of heavy-mineral analysis for the reconstruction of sedimentary environments and source areas // *Geologos*. 2013. V. 19. No. 1-2. P. 147–158.
32. **Korenbaum V., Chernysheva T., Sergeev A., Galay V., Galay R., Zakharkov S.** Long Term Order in Infrared Absorption Spectra of Water Subjected to Weak Electromagnetic Influence // *Water Research*. 2013. № 5. P. 27-44.
33. **Ponomareva V., Portnyagin M., Derkachev A., Pendea I., Bourgeois J., Reimer P., Garbe-Schönberg D., Krasheninnikov S., Nürnberg D.** Early Holocene M~6 explosive eruption from Plosky volcanic massif (Kamchatka) and its tephra as a link between terrestrial and marine paleoenvironmental records // *Intern. J. Earth Sci.* 2013. V. 102. N. 6. P.1673–1699.
34. **Ponomareva V., Portnyagin M., Derkachev A., Juschus O., Garbe-Schönberg D., Nürnberg D.** Identification of a widespread Kamchatkan tephra: A middle Pleistocene tie-point between Arctic and Pacific paleoclimatic records // *Geoph. Res. Letters*. 2013. V. 40. N 14. P. 3538-3543.
35. Riethdorf J.-R., Nürnberg D, Max L, Tiedemann R., **Gorbarenko S., Malakhov M.,** Millennial-scale variability of marine productivity and terrigenous matter supply in the western Bering Sea over the past 180,000 years // *Climate in the past*. 2013. N 9. P.1345–1373.
36. **Vereshchagina Olga F., Korovitskaya Elena V., Mishukova G.I.** Methane in water columns and sediments of the north western Sea of Japan // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2013. V.86-87. P. 25-33.
37. Young-Gyun Kim, Sang-Mook Lee, Young Keun Jin, Boris Baranov, **Anatoly Obzhirov, Alexander Salomatin,** Hitoshi Shoji The stability of gas hydrate field in the northeastern continental slope of Sakhalin Island, Sea of Okhotsk, as inferred from analysis of heat flow data and its implications for slope failures // *Marine and Petroleum Geology*. 2013. V. 45. P. 198-207.

## 2014

1. **Акуличев В.А., Обжиров А.И., Шакиров Р.Б., Мальцева Е.В., Гресов А.И., Телегин Ю.А.** Условия формирования газогидратов в Охотском море // Доклады Академии наук. Океанология. 2014. Т. 454. № 3. С. 340-342.
2. **Астахова Н.В., Колесник О.Н., Съедин В.Т.** Рудная минерализация в вулканических породах подводных возвышенностей Японского моря // *Геохимия*. 2014. Т. 52. № 2. С. 158-177.
3. Бурикова И.А., **Емельянова Т.А., Леликов Е.П.** Петрология андезитов центрального поднятия Ямато (Японское море) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2014. № 3. С. 36-49.

4. **Буров Б.А., Мальцева Е.В., Лазарюк А.Ю., Саломатин А.С., Телегин Ю.А., Черных Д.В.** Метан в донных осадках и водном слое над тектоническими разломами в Амурском заливе Японского моря // Вестник ДВО РАН. 2014. № 4. С. 66-74.
5. **Вашенкова Н.Г., Цой И.Б.** Вещественный состав и условия образования неогеновых отложений континентального склона Приморья в районе залива Владимира (Японское море) // Океанология. 2014. Т. 54, № 4. С. 518-529.
6. **Гаврилов А.А.** Актуальные вопросы теории и практики морфоструктурно-минерагенических исследований // Руды и металлы. 2014. № 1. С. 9-22.
7. **Гаврилов А.А.** Происхождение горных сооружений юга Дальнего Востока России (ст. 1. Орогенные пояса) // Геоморфология. 2014. № 3. С. 3-17.
8. **Гаврилов А.А.** Происхождение горных сооружений юга Дальнего Востока России (ст. 2. Горные хребты) // Геоморфология. 2014. № 4. С. 17-30.
9. **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.
10. **Гресов А.И., Обжиров А.И., Яцук А.В.** Геоструктурные закономерности распределения мерзлоты в углегазовых бассейнах северо-востока России // Криосфера Земли. 2014. Т. XVIII. № 1. С. 3-11.
11. **Емельянова Т.А., Леликов Е.П.** Вулканизм и происхождение Японского и Охотского морей как результат влияния Тихоокеанского суперплюма // Доклады Академии наук. 2014. Т. 456. № 2. С. 181-183.
12. **Иванов М.В.** Ртуть в донных осадках окраинных морей северо-восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2014. № 4. С. 63-74.
13. **Изосов Л.А.** Палеотектонические и металлогенические реконструкции Япономорской зоны перехода континент – океан // Региональные проблемы. 2014. Т. 17. № 2. С. 40-45.
14. **Изосов Л.А., Ли Н.С.** Линеаментный анализ при тектонических и металлогенических построениях в Япономорском регионе // Региональные проблемы. 2014. Т. 17. № 1. С. 9-14.
15. **Изосов Л.А., Чупрынин В.И., Мельниченко Ю.И., Ли Н.С., Крамчанин К.Ю., Огородний А.А.** Связь сейсмической активности с тектоническими и вулканогенными структурами Япономорского звена Западно-Тихоокеанской мегазоны перехода континент-океан // Литосфера. 2014. № 6. С. 3-24.
16. **Колесник О.Н., Колесник А.Н., Покровский Б.Г.** О находке аутигенного метанопроизводного карбоната в Чукотском море // ДАН. 2014. Т. 458. № 3. С. 330-332.
17. **Леликов Е.П., Емельянова Т.А.** Геохимия гранитоидов фундамента Курильской островодужной системы // Геохимия. 2014. № 8. С. 675-688.
18. **Леликов Е.П., Емельянова Т.А.** Гранитоиды Курильской островодужной системы // Доклады Академии наук. 2014. Т. 454. № 5. С. 561-566.
19. **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.
20. **Михайлик П.Е., Михайлик Е.В., Зарубина Н.В., Баринов Н.Н., Съедин В.Т., Леликов Е.П.** Вещественный состав и распределение РЗЭ в железомарганцевых корках подводных возвышенностей Беляевского и Медведева (Японское море) // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 5. С. 3-16.

21. Никулина Т.В., Цой И.Б. XIII Международная научная конференция альгологов // Вестник ДВО РАН. 2014. № 3. С. 157-159.
22. Точилина С.В., Василенко Л.Н. Новые данные по стратиграфии островного склона Японского желоба // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 2. С. 15-30.
23. Плетнев С.П., Ву Ю., Аннин В.К. Биоиндикация метановых экосистем на основе анализа фораминифер и изотопии их раковин (Охотское море) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2014а. Т. 37. № 3. С. 75-86.
24. Поляков Д.М., Можеровский А.В., Марьяш А.А. Геохимические аспекты накопления макроэлементов субколлоидной фракцией донных осадков на разрезе р. Раздольная – Амурский залив (Японское море) // Метеорология и гидрология. 2014. № 10. С. 79-88.
25. Пушин И.К., Обжиров А.И., Коваленко С.В. Перспективы нефтегазоносности Артемо-Амурской синклинали (Южное Приморье) // Недропользование XXI век. 2014. № 5. С. 54-61.
26. Романова А.В., Черепанова М.В., Горбаренко С.А. Планктонные фораминиферы как индикаторы условий формирования верхнечетвертичных осадков Охотского моря // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 1. С. 101-113.
27. Саттарова В.В., Зарубина Н.В., Блохин М.Г., Марьяш А.А. Редкоземельные элементы в поверхностных осадках впадины Дерюгина Охотского моря // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 2. С. 109-117.
28. Съедин В.Т., Лобанов В.Б., Коптев А.А., Ващенко Н.Г., Калинин В.В., Лопатников Е.А., Цой И.Б., Худик В.Д. Результаты геологических исследований в 58-ом рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (Центральная котловина, Японское море) // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 3. С. 99-104.
29. Уткин И.В. Реконструкция условий отложения дистальной тефры в глубоководной котловине Японского моря: катастрофическое извержение вулкана Байтоушань // Вулканология и сейсмология. 2014. № 4. С. 31-42.
30. Цой И.Б. Зональные комплексы диатомей верхнего олигоцена-нижнего миоцена подводного хребта Витязь (островной склон Курило-Камчатского желоба) // Стратиграфия. Геологическая Корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 70-83.
31. Цой И.Б., Моисеенко И.А. Диатомеи поверхностных осадков Амурского залива Японского моря // Биология моря. 2014. Т. 40. № 1. С. 12-25.
32. Цой И.Б., Ольштынская А.П. Вид *Peronia fenneriae* sp. nov. (Bacillariophyta) // Альгология. 2014. Т. 24. № 2. С. 211-215.
33. Шакиров Р.Б. Особенности химического и изотопного состава углеводородных газов вулканов Менделеева и Головнина (о. Кунашир) // Геохимия. 2014. № 1. С. 267-279.
34. Gorbarenko S.A., Artemova A.V., Goldberg E.L., Vasilenko Yu.P. The response of the Okhotsk Sea environment to the orbital-millennium global climate changes during the Last Glacial Maximum, deglaciation and Holocene // Global and Planetary Change. 2014. V. 116. P. 76-90.
35. Gorbarenko S., Chebykin E., Goldberg E., Stepanova O., Lu H. Chronicle of regional volcanic eruptions recorded in Okhotsk Sea sediments over the last 350 ka // Quaternary Geochronology. 2014. V. 20. P. 29-38.
36. Gorbarenko S.A., Nam S-I., Rybiakova Y.V., Shi X., Liu Y., Bosin A.A. High resolution climate and environmental changes of the northern Japan (East) Sea for the last 40 kyr inferred from sedimentary geochemical and pollen data // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2014. V. 414. P. 260-272.

2015

1. **Аксентов К.И.** Ртуть в морской воде Амурского залива Японского моря: современные уровни содержания и геохимические процессы // Метеорология и гидрология. 2015. № 9. С. 59–66.
2. **Аксентов К.И.** Содержание ртути в поверхностном слое донных осадков западной части Берингова моря и прикамчатского сектора Тихого океана // Молодой ученый. 2015. № 15. С. 336–339.
3. **Акуличев В.А., А.С. Астахов, В.Н. Карнаух, К.И. Аксентов, А.В. Артемова, А.А. Босин, О.Ф., Верещагина, Е.Г., Вологина, М.В. Иванов, В.В. Калинин, Е.Н. Суховеев** Геоакустические признаки миграции метана субаквальных угленосных толщ в голоценовый осадочный чехол (Амурский залив Японского моря) // Доклады Академии Наук. 2015. Т. 460 (5). С. 589–594.
4. **Акуличев В.А., Шакиров Р.Б., Обжиров А.И., Фунг В.Ф., Чунг Н. Н., Хын З.К., Мальцева Е.В., Сырбу Н.С., Полоник Н.С., Ань Л.Д.** Аномалии природных газов в заливе Тонкин (Южно-Китайское море) // Доклады Академии Наук. 2015. Т. 461. № 1. С. 1–5.
5. **Астахов А.С.,** Калугин И.А., **Аксентов К.И.,** Дарьин А.В. Геохимические индикаторы палеотайфунов в шельфовых отложениях // Геохимия. 2015. № 4. С. 387–392.
6. **Астахова Н.В., Съедин В.Т., Можеровский А.В., Лопатников Е.А.** Первая находка массивного пирролизита в глубоководной котловине Японского моря // Доклады Академии Наук. 2015. Т. 462. № 1. С. 68–72.
7. **Астахова Н.В., Лопатников Е.А., Цой И.Б.** Геохимия марганцевых конгломератов возвышенности Витязя (Японское море) // Вулканология и сейсмология. 2015. № 6. С. 13–23.
8. **Валитов М.Г., Прокудин В.Г., Цовбун Н.М.** Природа аномального магнитного поля залива Петра Великого (Японское море) // Вестник ДВО РАН. 2015. № 2. С. 49–59.
9. **Василенко Л.Н.** Верхнекайнозойские радиолярии из осадочного чехла подводной горы Петра Великого (Японское море) // Вестник КРАУНЦ. 2015. Вып. 28. № 4. С. 80–93.
10. **Гресов А.И., Обжиров А.И., Яцук А.В., Шакиров Р.Б.** Геотектонические аспекты формирования углегазоносных бассейнов Северо-Востока России // Вестник КРАУНЦ. 2015. Вып. № 27. № 3. С. 1–12.
11. **Деркачев А.Н., Николаева Н.А.,** Баранов Б.В., Баринов Н.Н., **Можеровский А.В.,** Минами Х., Хачикубо А., Соджи Х. Проявление карбонатно-баритовой минерализации в районе метановых сипов в Охотском море на западном склоне Курильской котловины // Океанология. 2015. Т. 55. № 3. С. 432–443.
12. **Деркачев А.Н., Николаева Н.А.,** Портнягин М.В. Минеральный состав прослоев тефры четвертичных отложений Охотского моря: ассоциации тяжелых минералов и их геохимия // Геохимия. 2015. № 12. С. 1–27.
13. **Иванов М.В.** РтутOMETрические исследования о. Русский Японского моря // Молодой ученый. 2015. № 22. С. 84–87.
14. **Изосов Л.А., Бессонова Е.А., Ли Н.С., Крамчанин К.Ю., Огородний А.А., Зверев С.А.** Кайнозойские формации залива Петра Великого (Японское море) и его побережья: индикаторы полигенной зоны перехода континент – океан // Вулканология и сейсмология. 2015. № 5. С. 23–35.

15. **Изосов Л.А.**, Чупрынин В.И., Ли Н.С., **Крамчанин К.Ю.**, **Огородний А.А.** Вулканогенные полициклические окраинно-континентальные пояса Япономорского региона: палеозоны перехода континент – океан // Отечественная геология. 2015. № 1. С. 74–81.
16. Кириллова Г.Л., Крапивенцева В.А., **Гресов А.И.** Меловой этап развития Цзямусы-Буреинского фрагмента континентальной окраины (на примере бассейнов Буреинского и Хэган) // Тихоокеанская геология. 2015. № 2. С. 18–31.
17. **Колесник А.Н.** Геохимические особенности современного осадконакопления в Чукотском море / Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Владивосток: ТОИ ДВО РАН. 2015. 17 с.
18. **Колесник О.Н.**, **Колесник А. Н.** Редкие земли и иттрий в железомарганцевых конкрециях Чукотского моря // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 3. С. 203–214.
19. **Леонова Т.Д.**, **Белоус О.В.** Морфодинамическое районирование побережья залива Академии (Охотское море) // География и природные ресурсы. 2015. № 4. 142-150.
20. **Медведев С.Н.** Сейсмовидение в двумерно-неоднородной среде // Доклады Академии Наук. 2015. Т. 464. № 4. С. 11–115.
21. **Мишукова Г.И.**, **Мишуков В.Ф.**, **Обжиров А.И.**, **Пестрикова Н.Л.**, **Верещагина О.Ф.** Особенности распределения концентрации метана и его потоков на границе вода – атмосфера на акватории Татарского пролива Японского моря // Метеорология и гидрология. 2015. № 6. С. 89–96.
22. **Обжиров А.И.**, **Телегин Ю.А.**, **Болобан А.В.** Потоки метана и газогидраты в Охотском море // Подводные исследования и робототехника. 2015. № 1 (19). С. 56–63.
23. **Обрезкова М.С.**, **Горбаренко С.А.**, **Босин А.А.** Изменение характеристик поверхностных вод западной части Берингова моря в позднем плейстоцене и голоцене (на основе диатомового анализа) // Вопросы современной альгологии. 2015. № 3 (10). [URL:http://algology.ru/827](http://algology.ru/827)
24. **Плетнев С.П.** Палеоокеанология Японского моря на раннем этапе развития // Геология и полезные ископаемые Мирового океана (Киев, Национальная академия Украины). 2015. Т. 40. № 2. С. 159–169.
25. **Плетнев С.П.**, **Мельников М.Е.** Палеогеографические этапы развития гайотов Магеллановых гор (Тихий океан) // Вестник ДВО РАН. 2015. № 2. С. 33–42.
26. **Плетнев С.П.**, **Мельников М.Е.**, **Пунина Т.А.**, **Захаров Ю.Д.** Возраст и палеогеографические этапы развития Магеллановых гор (Тихий океан) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана (Киев, Национальная академия Украины). 2015. Т. 39, № 1. С. 46–57.
27. **Полоник Н.С.**, **Шакиров Р.Б.**, **Сорочинская А.В.**, **Обжиров А.И.** Характеристики углеводородных компонентов Южно-Сахалинского и Пугачевского грязевых вулканов полученные методом пиролитической газовой хромато-масс-спектрометрии // Доклады Академии Наук. 2015. Т. 462. № 1. С. 1–4.
28. **Прокудин В.Г.** Некоторые аспекты интерпретации временных разрезов (по материалам МОВ в Охотском море) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 32. № 2. С. 78–85.
29. **Прушковская И.А.**, **Цой И.Б.** Реакция комплексов диатомей на изменение окружающей среды за последние 150 лет в Амурском заливе (Японское море) // Вопросы современной альгологии. 2015. № 3 (10). [URL: http://algology.ru/831](http://algology.ru/831).
30. **Саттарова В.В.** Минералогия и химический состав марганцевого образования из пелагических осадков Северо-Западной Пацифики // Вестник ДВО РАН. 2015. № 6. С. 64–70.

31. **Сорочинская А.В., Шакиров Р.Б., Пестрикова Н.Л., Сырбу Н.С., Веникова А.Л.** Элементы-примеси в грязевых вулканах о-ва Сахалин // Вестник КРАУНЦ. 2015. Вып. 25. № 1. С. 231–242.
32. **Цой И.Б.,** Усольцева М.В. Раннемиоценовые пресноводные диатомеи из отложений возвышенности Криштофовича (плато Уллын) Японского моря // Вопросы современной альгологии. 2015. № 3 (10). URL: <http://algology.ru/838>.
33. Челноков Г.А., Жарков Р.В., Брагин И.В., Веселов О.В., Харитоновна Н.А., **Шакиров Р.Б.** Геохимические характеристики подземных флюидов южной части Центрально-Сахалинского разлома // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 5. С. 81–95.
34. Чупрынин В.И., **Изосов Л.А.** О связях между пространственными и временными масштабами характеристик геобъектов // Исследования в области естественных наук. 2014. № 12. С. 16–21.
35. **Шакиров Р.Б., Обжиров А.И.,** Чунг Н.Н., Хын З.К., Фун В.Ф., **Сырбу Н.С., Мальцева Е.В., Югай И.Г., Полоник Н.С.,** Ань Л.Д., Нам В.В., Деп Н.В. Особенности распределения природных газов в осадках и воде северо-западной части залива Тонкин (Южно-Китайское море, Вьетнам) // География и природные ресурсы. 2015. № 4. С. 5–18.
36. **Шакиров Р.Б.** Газогеохимические поля Охотского и Японского морей // Подводные исследования и робототехника. 2015. № 4. С. 22–38.
37. **Шамбарова Ю.В.,** Стёпочкин И.Е., **Захарков С.П.** Исследование изменчивости первичной продукции в Японском море по спутниковым данным на основе ЭОФ-анализа // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 1. С. 80–92.
38. **Astakhov A.S., A.A. Bosin, A.N. Kolesnik, and M.S. Obrezkova.** Sediment geochemistry and diatom distribution in the Chukchi Sea: Application for bioproductivity and paleoceanography // Oceanography. 2015. Vol. 28 (3). P. 190–201.
39. Chebykin, E.P., **S.A. Gorbarenko,** O.G. Stepanova, V.S. Panov, and E.L. Goldberg. Geochemical multielement signatures of glacial and interglacial facies of the Okhotsk Sea deepwater sediments during the past 350 kyr: A response to global climate changes at the orbital and millennial scales // Paleoceanography. 2015. № 30. P. 303–316.
40. Kalugin I., **Astakhov A.,** Darin A, **Aksentov K.** Anomalies of bromine in the estuarine sediments as a signal of floods associated with typhoons // Chinese Journal of Oceanology and Limnology. 2015. V. 33. № 6. P. 1489–1495.
41. Matveeva T., A. Savvichev, A. Semenova, E. Logvina, **A. Kolesnik,** and **A. Bosin.** Source, origin, and spatial distribution of shallow sediment methane in the Chukchi Sea // Oceanography. 2015. V. 28 (3). P. 202–217.
42. Ponomareva V.V., Portnyagin M.V., Pevzner M., Blaauw M., Kyle Ph., **Derkachev A.N.** Tephra from andesitic Shiveluch volcano, Kamchatka, NW Pacific: chronology of explosive eruptions and geochemical fingerprinting of volcanic glass // International Journal of Earth Sciences. 2015. V. 104, Issue 5. P. 1459–1482
43. **Sattarova V.V., Artemova A.V.** Geochemical and micropaleontological character of deep-sea sediments from the northwestern Pacific near the Kuril-Kamchatka Trench // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2015. V. 111. P. 10–18.
44. **Tsoy I., Prushkovskaya I., Aksentov K., Astakhov A.** Environmental changes in the Amur Bay (Japan/East Sea) during the last 150 Years Revealed by Examination of Diatoms and Silicoflagellates // Ocean Science Journal. 2015. V. 50. № 2. P. 433–444.

45. **Yanchenko E., S. Gorbarenko.** Radiolarian responses of the central Okhotsk Sea to the global orbital and millennial scale climate oscillations over last 90 kyr // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. V. 114 (3). P. 601–610.

## 2016

1. **Аксентов К.И., Саттарова В.В.** Геохимия редкоземельных элементов в современных донных отложениях Амурского залива (Японское море) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 7. С. 1232-1331.
2. **Акуличев В.А., Астахов А.С., Малахов М.И., Аксентов К.И., Карабцов А.А., Марьяш А.А., Алаторцев А.В.** Первая находка криптотефры катастрофических извержений вулкана Байтоушань X в. н.э. в шельфовых отложениях Японского моря // ДАН. 2016. Т. 469. № 6. С. 734-738.
3. **Астахова Н.В., Лопатников Е.А.** Состав и парагенетические ассоциации массивного пирролюзита из глубоководной котловины Японского моря // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 10. С. 1861-1874.
4. **Гресов А.И., Шахова Н.Е., Сергиенко В.И., Яцук А.В., Семилетов И.П.** Изотопно-геохимические показатели углеводородных газов донных осадков шельфа Восточно-Сибирского моря // ДАН. 2016. Т. 469, № 6. С. 711-713.
5. **Деркачев А.Н., Николаева Н.А., Портнягин М.В.** Минеральный состав прослоев тефры четвертичных отложений Охотского моря: ассоциации тяжелых минералов и их геохимия // Геохимия. 2016. № 2. С.182-211.
6. **Дударев О.В.** Современный литоморфогенез на восточно-арктическом шельфе России // Автореф. дис. на соискание уч. ст. д-ра геол.-минерал. наук / О.В. Дударев; Тихоокеан. океанол. ин-т им. В.И. Ильичева ДВО РАН. Владивосток, 2016. 49 с.
7. **Емельянова Т.А., Леликов Е.П.** Геохимия и петрогенезис позднемезозойско – раннекайнозойских вулканитов Охотского и Японского окраинных морей // Геохимия. 2016. № 6. С. 522-535.
8. **Иванов М.В.** РтутOMETрические исследования воздуха южной части Чукотского моря // Молодой ученый. 2016. № 20 (124). С. 465-467.
9. **Иванов М.В.** Ртуть в воздухе, воде, почвах и донных отложениях острова Русский Японского моря // Проблемы геологии и освоения недр: Сборник научных трудов XX Международного симпозиума им. академика М.А. Усова, Томск, 4-8 апреля 2016. Томск, 2016. Т.2. С.139-141.
10. **Изосов Л.А., Смирнова О.Л., Емельянова Т.А.** Кордонкинская свита Западного Приморья: тектоно-стратиграфический комплекс? // Региональные проблемы. 2016. Т. 19. № 1. С. 3-7.
11. **Изосов Л.А.** Первая находка мезозойских олистостромовых отложений в низовьях р. Партизанская // Региональные проблемы. 2016. Т. 19. № 2. С. 14-19.
12. **Колесник А.Н., Колесник О.Н., Талденкова Е.Е., Вологина Е.Г., Чистякова Н.О.** Позднеплейстоцен-голоценовые условия осадконакопления в восточной части Северного Ледовитого океана по результатам комплексного изучения колонок донных осадков Чукотского плато // Четырнадцатая молодежная конференция с элементами научной школы «Географические и геоэкологические исследования на Дальнем Востоке»: сб. научных статей. Вып. 12. Владивосток: ТИГ ДВО РАН, 2016. С. 11-16.



13. Коробов В.В., Уткин И.В., Мясников Е.А., Сорокин П.С., Чупрынин В.И. Эколого-геоморфологические аспекты развития портовых сооружений в Хасанском районе (Приморский край) // Современные научные исследования и инновации. 2016. № 10 [Электронный ресурс]. URL: <http://web.snauka.ru/issues/2016/10/70657>.
14. Крадин Н.Н., Бессонова Е.А., Зверев С.А. Новые данные о планиграфии Иволгинского городища // Вестник Бурятского научного центра Сибирского отделения Российской академии наук. 2016. Т. 22. № 2. С. 9-21.
15. Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Щелочнобазальтоидный вулканизм Японского и Филиппинского морей: геохимические и генетические черты сходства и различия // ДАН. 2016. Т. 468. № 1. С. 57-61.
16. Медведев С.Н. Технология обработки отраженных волн на записях донных сейсмостанций // Технологии сейсморазведки. 2016. № 2. С. 92-99.
17. Мельников М.Е., Авдонин В.В., Плетнев С.П., Седышева Т.Е. Погребенные конкреции Магеллановых гор // Литология и полезные ископаемые. 2016. № 1. С. 3-15.
18. Мельников М.Е., Плетнев С.П., Анохин В.М., Седышева Т.Е., Иванов В.В. Вулканические постройки на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 6. С. 46-53.
19. Можеровский А.В. Аутигенное минералообразование как индикатор условий формирования мезокайнозойских вулканогенно-осадочных комплексов дальневосточных морей // Автореф. дис. на соискание уч. ст. д-ра геол.-минерал. наук / А.В. Можеровский; Тихоокеан. океанол. ин-т им. В.И. Ильичева ДВО РАН. Владивосток, 2016. 43 с.
20. Обжиров А.И. Газогидраты, методы их поисков и возможность добычи из них метана как альтернативного источника углеводородов // Сборник материалов VI Сахалинской молодежной научной школы «Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз», 3-8 октября 2016. Россия, Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. 2016. С. 49-54.
21. Обжиров А.И. Комплекс газогеохимических и геофизических критериев геологических исследований и прогноз залежей углеводородов в морских условиях // Сборник материалов VI Сахалинской молодежной научной школы «Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз», 3-8 октября 2016. Россия, Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. 2016. С. 55-59.
22. Обжиров А.И., Пестрикова Н.Л., Мишукова Г.И., Мишуков В.Ф., Окулов А.К. Распределение содержания и потоков метана на акваториях Японского, Охотского морей и прикурильской части Тихого океана // Метеорология и гидрология. 2016. № 3. С. 71-81.
23. Поляков Д.М. Динамика накопления и фракционирования редкоземельных элементов в субколлоидной фракции донных осадков на разрезе реки Раздольная – Амурский залив (Японское море) // Океанология. 2016. Т. 56. № 3. С. 440-448.
24. Рассказов И.Ю., Долгих Г.И., Петров В.А., Луговой В.А., Долгих С.Г., Саксин Б.Г., Цой Д.И. Применение лазерного деформографа в системе комплексного геодинимического мониторинга в районе Стрельцовского рудного поля // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2016. № 6. С. 1-10.
25. Сырбу Н.С. Формирование фоновых и аномальных газогеохимических полей гелия и водорода на о. Сахалин и прилегающем западном шельфе и склоне // Сборник материалов VI Сахалинской молодежной научной школы «Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз», Южно-Сахалинск, 2016. С. 162-166.

26. Тарасова Т.С., Романова А.В., Плетнев С.П., Аннин В.К. Современные комплексы бентосных фораминифер в бухте Житкова (о. Русский) залива Петра Великого Японского моря // Известия ТИНРО. 2016. № 184. С. 158-167.
27. **Шакиров Р.Б.** Газогеохимические поля окраинных морей Дальневосточного региона: распределение, генезис, связь с геологическими структурами, газогидратами и сейсмотектоникой // Автореф. дис. на соискание уч. ст. д-ра геол.-минерал. наук / Р.Б. Шакиров; Тихоокеан. океанол. ин-т им. В.И. Ильичева ДВО РАН. Владивосток, 2016. 49 с.
28. **Шакиров Р.Б., Сырбу Н.С., Обжиров А.И.** Особенности распределения гелия и водорода на юго-восточном и юго-западном газогидратоносном склоне о. Сахалин (по результатам 59 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев», 2012 г.) // Литология и полезные ископаемые. 2016. Т. 51. № 1. С. 61-73.
29. **Леликов Е.П., Пугачев А.А.** Гранитоидный магматизм Японского и Охотского морей // Петрология. 2016. Т. 24. № 2. С. 212-230.
30. **Обжиров А.И., Болобан А.В., Веникова А.Л.** Газогеохимические исследования и робототехника в инженерном проектировании на морском дне // Подводные исследования и робототехника. 2016. № 1 (21). С. 66-71.
31. **Цой И.Б.**, Усольцева М.В. Миоценовые пресноводные диатомеи из отложений восточного склона подводного плато Уллын (возвышенность Криштофовича) Японского моря // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 3. С. 62-80.
32. Giricheva N.I., Ischenko A.A., **Yusupov V.I.**, Bagratashvili V.N., Girichev G.V. Structure and energetic characteristics of methane hydrates. From single cage to triple cage: A DFT-D study // Journal of Molecular Structure. 2016. <http://dx.doi.org/10.1016/j.molstruc.2016.10.093>.
33. Karlsson E., Gelting J., Tesi T., B. van Dongen, Andersson A., **Semiletov I., Charkin A., Dudarev O.** and Gustafsson Ö. Different sources and degradation state of dissolved, particulate, and sedimentary organic matter along the Eurasian Arctic coastal margin // Global Biogeochemical Cycles. 2016. V. 30. P. 898-919.
34. **Mozherovsky A., Terekhov E.** Authigenic minerals of Meso-Cenozoic volcanic-sedimentary rocks of marginal seas bottom of the North-Western Pacific // Standard Global Journal of Geology and Explorational Research. 2016. V. 3. № 3. P. 105-114.
35. **Sattarova V., Stehlíková J.** Micropaleontology and biogeochemistry based on MUC samples / In: Kuril Kamchatka Biodiversity Studies II – RV Sonne SO250, Tomakomai-Yokohama (Japan), 16.08.-26.09.2016. Technical Report. P. 44-52.
36. **Simonenko S.V.** The prognosticating results of the cosmic seismology concerning the forthcoming intensification of the global seismotectonic, volcanic and climatic activities of the Earth from 1 September to 10 November, 2016 AD // Journal of Advances in Environmental Sciences. 2016. V. 1. № 2. P. 90-101.
37. **Karnaukh V.N., Astakhov A.S., Vereschchagina O.F., Tsoy I.B., Kosmach D.A., Sagalaev S.G., Volkova T.I., Dubina V.A., Prushkovskaya I.A.** Formation of subsurface shallow gas accumulations in Amurskiy Bay (Peter the Great Bay, Sea of Japan) as a result of postglacial sea-level change, paleoceanographic conditions and hydrological activity // Marine Geology. 2016. V. 372. P. 31-52.
38. **Terekhov E.P., Mozherovsky A.V., Barinov N.N.** Barites from underwater Yamato ridge (Japan Sea) // Standard Global Journal of Geology and Explorational Research. 2016. V. 3 (4) P. 161-169.