

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
НАУКИ
ТИХООКЕАНСКИЙ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
им. В.И. Ильичева
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК**

На правах рукописи



СЫРБУ НАДЕЖДА СЕРГЕЕВНА

**Дегазация литосферы острова Сахалин и прилегающих акваторий, её
проявление в гидросфере и атмосфере**

Шифр и наименование научной специальности:

Океанология

1.6.17

Диссертация на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Научный консультант д.г.-м.н.,
доцент Р.Б. Шакиров

Владивосток - 2027

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	5
ГЛАВА 1. ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ИЗУЧЕННОСТЬ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ САХАЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ.....	22
1.1. История и хронология газогеохимических исследований в регионе.....	27
1.1.1. Ранний этап: геологические съёмки и первые описания грязевых вулканов (конец XIX – 1930-е годы).....	27
1.1.2. Советский период: фундаментальные обобщения, геофизика и начало газогеохимических методов (1950–1980-е годы).....	28
1.1.3. Детальная история изучения грязевого вулканизма, термальных и минеральных вод....	29
1.1.4. Исследования метана на шельфе и склоне о. Сахалин, международные проекты (1990-е – 2010-е годы).....	32
1.1.5. Спутниковые методы и перспективы их применения в регионе.....	35
1.1.6. Итоги раздела.....	36
1.2. Геологические источники эмиссии природных газов и флюидные системы Сахалинской складчатой области.....	37
1.2.1. Роль геологических источников в глобальном и региональном балансе газов.....	37
1.2.2. Гелий и водород как индикаторы глубинных процессов.....	40
1.2.3. Сероводород в морских и наземных флюидных системах.....	42
1.2.4. Флюидная активность и эмиссия метана в Сахалинском регионе.....	43
1.2.5. Итоги раздела.....	48
1.3. Заключение к главе.....	48
ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	52
2.1. Фактический материал и район работ.....	52
2.2. Методы исследования.....	59
2.2.1. Отбор проб.....	62
2.2.2. Анализ газа.....	66
2.2.3. Расчет потока метана и углекислого газа от геологических источников на о. Сахалин. .	72
2.2.4. Метрологическое обеспечение и стандартизация.....	75
2.2.5. Спутниковые данные по газовому составу атмосферы.....	78
2.2.6. Метеорологические и реанализовые данные.....	79
2.2.7. Методика обработки и анализа спутниковых данных.....	80
ГЛАВА 3. ТИПИЗАЦИЯ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ О. САХАЛИН ПО ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИМ И ИЗОТОПНЫМ КРИТЕРИЯМ.....	83
3.1. Типизация газопроявлений по газогеохимическому составу.....	89
3.2. Генетические индикаторы: изотопный состав стабильного углерода в CO ₂ и CH ₄	103
3.3. Гелий и водород как индикаторы глубинных флюидных систем.....	110
3.4. Геотермометрия и связь с тектоникой.....	115
3.5. Заключение к главе.....	119
ГЛАВА 4. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ВЫБРОСЫ МЕТАНА И УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ И ЮГЕ ОСТРОВА САХАЛИН.....	123
4.1. Геологические предпосылки природной дегазации в районе Дагинской газогидротермальной системы	126
4.2. Газогеохимическая и изотопная характеристика Дагинской газогидротермальной системы (северо-восток о. Сахалин).....	130
4.3. Эмиссия метана Дагинской газогидротермальной системой (северо-восток о. Сахалин)....	133
4.4. Геологические предпосылки природной дегазации Южно-Сахалинского грязевого вулкана (юг о. Сахалин).....	143

4.5. Эмиссия метана и углекислого газа с территории Южно-Сахалинского грязевого вулкана (юг о. Сахалин).....	151
4.6. Заключение к главе.....	164
ГЛАВА 5. ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ВОСТОЧНОГО И ЗАПАДНОГО ШЕЛЬФА ОСТРОВА САХАЛИН.....	168
5.1. Формирование и пространственное распределение газогеохимических полей на восточном шельфе о. Сахалин под влиянием геологических и гидрологических факторов.....	169
5.1.1. Геолого-гидрологические особенности района исследований.....	170
5.1.2. Газогеохимические поля северо-восточного шельфа.....	176
5.1.3. Комплексный анализ газогеохимических, гидрологических и биооптических параметров в воде северо-восточного шельфа.....	185
5.1.4. Сероводородные аномалии на восточном шельфе о. Сахалин как индикаторы глубинной дегазации и углеводородного потенциала.....	195
5.1.5. Газогеохимические поля восточного шельфа.....	204
5.1.6. Единство геологического контроля и гидродинамического переноса в формировании газогеохимических полей.....	214
5.2. Формирование газогеохимических полей в районе залива Терпения.....	216
5.2.1. Геолого-структурные предпосылки формирования газогеохимических аномалий.....	216
5.2.2. Газогеохимические поля залива Терпения и факторы их формирования.....	220
5.2.3. Обобщенная модель формирования газогеохимических полей в заливе Терпения.....	233
5.3. Газогеохимические исследования в проливе Лаперуза.....	234
5.3.1. Геолого-тектоническая позиция пролива Лаперуза в структуре Сахалинской складчатой системы и гидрологические особенности.....	234
5.3.2. Газогеохимические поля пролива Лаперуза и факторы их формирования.....	244
5.3.3. Выводы по разделу.....	250
5.4. Формирование газогеохимических полей в районе юго-западного шельфа о. Сахалин (Японское море, Татарский пролив).....	251
5.4.1. Геолого-тектоническая позиция Южно-Татарского осадочного бассейна и его роль в формировании газогеохимических полей.....	251
5.4.2. Гидрологический режим и термобарические условия формирования газовых гидратов в Татарском проливе.....	254
5.4.3. Распределение метана и гелия в донных осадках и морской воде южной части Татарского пролива.....	267
5.4.4. Микробиологические индикаторы газогеохимических полей.....	288
5.4.5. Обобщённая модель формирования и переноса газогеохимических полей.....	292
5.5. Формирование газогеохимических полей в районе Сахалинского залива.....	294
5.5.1. Тектоническое строение и разломная сеть Северного Сахалина.....	294
5.5.2. Гидрологические особенности Сахалинского залива.....	297
5.5.3. Распределение метана, гелия и водорода в морской воде Сахалинского залива.....	299
5.6. Заключение к главе.....	307
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	311
СЛОВАРЬ СОКРАЩЕНИЙ.....	316
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ.....	319

Посвящается светлой памяти профессора, доктора геолого-минералогических наук Анатолия Ивановича Обжирова – основателя дальневосточной школы газогеохимии, чьи труды навсегда останутся фундаментом нашего научного направления.

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования

В современных условиях нарастающего антропогенного воздействия на окружающую среду и наблюдаемых климатических изменений особую значимость приобретают комплексные исследования природных процессов дегазации Земли. Хоккайдо-Сахалинская складчатая область, расположенная в зоне активного тектонического взаимодействия Тихоокеанской и Евразийской плит, представляет собой уникальный природный полигон для изучения взаимосвязи газогеохимических аномалий, как с формированием углеводородных месторождений, так и с глубинными геодинамическими процессами. Наличие мощных осадочных толщ, содержащих залежи нефти и газа на острове Сахалин и его шельфе, в сочетании с сохраняющейся тектонической активностью, обуславливает сложную систему складчатых и разрывных деформаций, как на суше, так и в акватории. Данное геодинамическое и тектоническое состояние делает рассматриваемый район идеальным объектом для изучения эмиссии углеводородных и глубинных флюидов, среди которых ведущая роль принадлежит метану (CH_4) и его гомологам, а также диоксиду углерода (CO_2), гелию (He), водороду (H_2) и другим сопутствующим природным газам.

Вместе с тем, существующие системы мониторинга ориентированы преимущественно на регистрацию антропогенных выбросов, тогда как вклад литосферной дегазации в региональный и глобальный углеродный цикл остаётся недостаточно изученным и количественно не определённым. Это обстоятельство приводит к занижению оценок парникового потенциала территорий с высокой тектонической и сейсмической активностью, создаёт препятствия для верификации спутниковых данных и снижает адаптационный потенциал экосистем и отраслей экономики в условиях меняющегося климата.

Понимание механизмов образования и условий миграции указанных газов, в контексте современных глобальных климатических изменений,

является ключевым фактором для корректной оценки их возможного влияния на климатический баланс не только на региональном, но и на глобальном уровне. Данные знания необходимы для выполнения международных климатических соглашений, разработки региональных природоохранных программ и создания эффективных систем мониторинга парниковых газов, в первую очередь метана.

Современные исследования газогеохимических процессов требуют междисциплинарного подхода, интегрирующего методы различных наук о Земле. Актуальность такого комплексного изучения обусловлена необходимостью раскрытия глубинных механизмов, контролирующих генерацию, миграцию и рассеяние природных газов в активно развивающихся геодинамических зонах. Комплексный подход к изучению газогеохимических процессов позволяет не только расширить фундаментальные представления о геологических явлениях, но и разработать практические инструменты, направленные на рациональное природопользование и обеспечение экологической безопасности территорий. Актуальность работы определяется комплексным подходом к изучению генезиса и миграции природных газов, основанным на совместном анализе газогеохимических, геологических, геоэкологических, гидрологических и спутниковых данных. Данное исследование закладывает научный фундамент для решения прикладных задач региона, способствуя как рациональному освоению ресурсов, так и сохранению экологического равновесия дальневосточных морей и прибрежных территорий.

Научная проблема

Выявление геохимических критериев, отражающих генезис, формирование и распределение газогеохимических полей, связанных с углеводородными залежами и обусловленных региональной геодинамикой, а также оценка вклада местных геологических источников в глобальный бюджет метана на основе комплексных экспедиционных данных и результатов дистанционного зондирования.

Район исследований: о. Сахалин и прилегающие акватории со стороны Охотского моря и Японского моря (Татарского пролива).

Объектом исследований являются геологические структуры о-ва Сахалина и их продолжение на островном шельфе, ответственные за газогенерацию и миграцию флюидов в условиях активной геодинамики и тектоники.

Предметом диссертационного исследования являются газогеохимические поля, их генезис и распределение в зоне влияния геологических структур изучаемого района.

Цель работы: разработка и применение комплексного подхода к изучению газовых потоков региона на основе интеграции полевых геохимических и спутниковых данных, а также геолого-структурных исследований.

Задачи:

1. Установить генетические типы и пространственные закономерности распределения метана, гелия, водорода и сероводорода на островных участках активной дегазации и на шельфе о-ва Сахалин, определив их связь с разрывной тектоникой и нефтегазоносностью сахалинского сегмента Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы (на основе молярных соотношений и изотопных данных).

2. Оценить глубину генерации газов для различных источников дегазации на о-ве Сахалин на основе данных по молекулярному и изотопному составу ($\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$, $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$, $^3\text{He}/^4\text{He}$);

3. Оценить вклад природной дегазации Сахалинской складчатой системы в региональный углеродный цикл;

4. Разработать комплексный методический подход к мониторингу флюидного режима, интегрирующий натурные газогеохимические измерения и данные спутникового зондирования для выявления динамики аномальных полей метана в сейсмоактивных зонах;

5. Охарактеризовать изменчивость газогеохимических полей относительно разрывных нарушений и гидрометеорологических факторов на шельфе Сахалина, установив индикаторные признаки миграции углеводородных флюидов в пределах структурных элементов Сахалинской складчатой системы;

6. Выделить перспективные зоны возможного образования газовых гидратов на сахалинском шельфе и склоне на основе комплексного анализа геолого-геофизических и океанографических данных.

Научная новизна

1. Разработана единая геохимико-геологическая модель, интегрирующая геологические, геохимические и океанологические параметры на основе обобщения обширного массива данных, полученных в ходе многолетних полевых исследований как в береговой зоне, так и на акватории дальневосточных морей. Модель позволяет оценивать связь между углеводородным потенциалом (включая газогидратные скопления) и экологическим состоянием изучаемого района. Комплексный подход верифицирован на дальневосточных морях и, благодаря своей универсальной структуре, может быть масштабирован на аналогичные геологические структуры других регионов Мирового океана.

2. Разработана принципиально новая система оценки литосферной дегазации региона и создана комплексная классификация типов природной дегазации о. Сахалин и прилегающего шельфа, объединяющая: газогеохимические критерии (молярные соотношения CH_4/CO_2 , He/H_2), изотопные маркеры ($\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$, $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$, $^3\text{He}/^4\text{He}$) и тектонические параметры (приуроченность к разломам, связь с сейсмичностью).

3. Впервые на основе комплексного анализа изотопно-геохимических данных и пяти независимых газовых геотермометров установлена дискретность температурных режимов генерации газов для разных типов флюидных систем, что количественно обосновывает режим флюидной миграции по разломам.

4. Установлено, что зоны пересечения глубинных разломов выступают не только как пути миграции метана, но и как проводники для гелия и водорода. Пространственная корреляция аномалий He и H₂ с узлами тектонических нарушений позволяет предложить новые индикаторы для картирования флюидопроводящих каналов. В отличие от метана, подверженного биогенной и сорбционной модификации, гелий и водород выступают в качестве консервативных индикаторов глубинной дегазации, обеспечивая разделение мантийных и коровых флюидных потоков на начальных этапах поиска.

5. Впервые на основе совместного анализа многолетних спутниковых данных и синхронных наземных газогеохимических измерений установлена статистически значимая корреляция локальных атмосферных аномалий метана с зонами активных разломов и узлами их пересечения, подтверждённая прямыми полевыми наблюдениями. Это открывает возможность дистанционного картирования проницаемых разломных структур на акваториях.

6. Впервые для Сахалинского региона проведена прямая количественная оценка эмиссии метана и углекислого газа от двух типичных геологических объектов (грязевой вулкан и газогидротермальная система) с учётом их фазовой активности, а также выполнено масштабирование локальных измерений на региональный уровень с использованием спутниковых данных. Показано, что природная дегазация вносит измеримый, ранее не учтённый вклад в региональный бюджет метана, сопоставимый с эмиссией от отдельных антропогенных источников. Установлено, что геологические источники Сахалина являются устойчивым фактором, который необходимо учитывать при оценке углеродного баланса окраинных морей и верификации климатических моделей.

Защищаемые научные положения:

1. Разработана и апробирована классификация типов природной дегазации литосферы о-ва Сахалин и его шельфового обрамления, основанная на комплексном использовании молярных соотношений газов (CH_4/CO_2 , He/H_2) и их изотопного состава. Связь газогеохимических полей с геодинамической обстановкой, тектоникой и нефтегазоносностью определяет основные черты разрывной геологической структуры и углеводородного потенциала сахалинского сегмента Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы.

2. Впервые дана количественная оценка вклада процессов природной дегазации в региональный бюджет метана, устанавливающая значимость геологических источников для цикла углерода в экосистемах дальневосточных окраинных морей.

3. Разработанный авторский методический подход, основанный на интеграции данных наземных газогеохимических измерений с результатами спутникового мониторинга концентрации метана в атмосфере, позволяет выявлять газовые аномалии и анализировать их временную динамику. Это открывает возможность для создания системы мониторинга флюидного режима сейсмоактивных зон.

4. Впервые гелий и водород введены в качестве дополнительных маркеров к метану при картировании активных разломов и зон газогидратообразования. Установлено, что совместные аномалии гелия и метана, формирующиеся под влиянием тектонических, океанографических и климатических факторов приурочены к узлам пересечений разломов с более высокой достоверностью, чем аномалии одного метана, а водород служит дополнительным индикатором степени их проницаемости.

Теоретическая и практическая значимость

Настоящее исследование обладает научной и практической значимостью, обусловленной комплексным подходом к изучению газогеохимических процессов на о-ве Сахалин и прилегающем шельфе.

Теоретическая значимость заключается в развитии методов оценки газоопасности территорий на основе газогеохимических данных. Полученный материал послужил основой для построения карт фоновых и аномальных газогеохимических полей, а также для выявления зон нарушения естественного фона под воздействием природных факторов. Это вносит прямой вклад в современную теорию нефтегазоносности переходных зон.

Научная основа работы обеспечена выполнением государственных программ ТОИ ДВО РАН: «Комплексные исследования состояния природной среды и минеральных ресурсов Мирового океана на основе геохимических, геологических и геомикробиологических индикаторов» (науч. рук. Н.С. Сырбу) и «Геология и геохимия природных газов, газогеохимические индикаторы геологических процессов и полезных ископаемых Мирового океана» (науч. рук. Р.Б. Шакиров). Кроме того, результаты были получены в рамках ряда грантов под руководством Н.С. Сырбу: Грант Президента РФ МК-2286.2017.5 (2018–2019 гг.) по теме генезиса потоков природных газов и условий формирования газогеохимических полей в районе сахалинского сегмента Хоккайдо-Сахалинской складчатой области и их связи с залежами углеводородов и газогидратов; грант РФФИ 16-35-00013-мол_а (2016–2017 гг.), посвящённый изучению формирования газогеохимических полей, как индикаторов геологических процессов, трассирования разломов и газогеохимического картирования; Грант Президента РФ МК-357.2021.1.5 (2021–2022 гг.) по исследованию современных газогеохимических особенностей газогидротермальных систем, грязевых вулканов, термальных и минеральных источников о. Сахалин в связи с сейсмичностью и газоопасностью заселённых территорий; а также проект РНФ № 23-77-10038 (2023–2026 гг.) «Комплексная индикация газогеохимических полей и потоков природных газов о. Сахалин, прилегающего шельфа и склона на основе анализа геохимических, геологических и спутниковых данных». Эта поддержка обеспечила высокий уровень методологической проработки и достоверность полученных результатов.

С практической точки зрения результат работы востребован в условиях интенсивного промышленного освоения региона. Разработанный метод определения гелия и водорода в осадках и воде предоставляет ключевые характеристики для идентификации газогидратоносных участков и связанных с ними зонами разломов. Кроме того, результаты открывают важное направление для бальнеологии – оценку потенциала месторождений термальных и минеральных вод о-ва Сахалин для лечебно-оздоровительного применения. Это делает их востребованными для санаториев Сахалинской области, таких как АО «Санаторий Синегорские минеральные воды» и МУП «Санаторно-оздоровительный центр «Лесная поляна».

Выводы исследования также имеют непосредственное практическое применение для нефтегазовых компаний и востребованы индустриальными партнёрами (АО «ИЭПИ», ООО «Фертоинг», АО «МАГЭ» для нужд «Газпром добыча шельф Южно-Сахалинск», ООО «Газпром нефть шельф», ООО «Газпром недра» и др.) для экологического сопровождения шельфовых проектов и снижения рисков аварий на подводных коммуникациях. Разработанные методы позволяют дифференцировать природные и техногенные газовые аномалии, повышая достоверность мониторинга устьев скважин и эффективность природоохранных мероприятий.

Кроме того, полученные результаты находятся в фокусе международных инициатив. Исследование интегрировано в деятельность Региональной подкомиссии по западной части Тихого океана (WESTPAC) Межправительственной океанографической комиссии ЮНЕСКО. В рамках рабочей группы под председательством России одобрен проект «Потоки метана и их влияние на климат и экосистему в Индо-Тихоокеанском регионе (2025-2028 гг.)», в котором используются материалы настоящей работы. Это обеспечивает международную научную поддержку, доступ к глобальным базам данных и возможность масштабирования разработанной методологии на другие регионы Мирового океана.

Актуальность работы возрастает в свете новых национальных программ («Наука и Университеты», «Экологическое благополучие», «Морские карбоновые полигоны») и международных инициатив, таких как Десятилетие наук об Океане ООН, председательство России в Арктическом совете и развитие сотрудничества в рамках БРИКС+. Исследования полностью соответствуют стратегическим приоритетам морского и научно-технического развития России.

Таким образом, востребованность работы реальным сектором экономики напрямую связана с достижением лидерства России в изучении эмиссии парниковых газов на Дальнем Востоке, прогнозированием залежей газогидратов и оценкой углеводородного потенциала. Это вносит прямой вклад в обеспечение экологической, энергетической и экономической безопасности страны в Азиатско-Тихоокеанском регионе, поддерживая цели декарбонизации и снижения «экологического следа».

Формула диссертации

В работе поставлена и решена научная проблема, связанная с развитием комплексных исследований газогеохимического режима сахалинского сегмента Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. Результат выполненной работы можно распространить не только на обширный регион дальневосточных морей, но и другие аналогичные геологические структуры Мирового океана. Изучены закономерности дегазации недр, тектонический контроль процессов газообразования и миграции, а также их влияние на нефтегазоносность региона и глобальный климатический баланс. Полученные результаты позволяют пересмотреть роль региона в глобальном углеродном цикле и оптимизировать стратегии освоения нефтегазовых ресурсов.

Методы исследования

В диссертационной работе применен комплекс взаимодополняющих методов, сочетающих полевые, лабораторные, аналитические и дистанционные исследования. Это позволило получить достоверные оригинальные данные о газогеохимическом режиме сахалинского сегмента

Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы и его связи с тектоникой, углеводородным потенциалом и климатом региона.

Применённый комплекс методов включает:

- классификационный подход (типизация газогеохимических аномалий по составу и интенсивности),
- системный анализ (связь дегазации с тектоническими структурами, углеводородным потенциалом),
- сравнительный анализ (сопоставление натурных данных с данными дистанционного зондирования).

Диссертация основана на авторской методике, объединяющей основные методы исследования:

1. Изотопно-газогеохимический метод, сочетающий оригинальные приемы натурных, лабораторных и теоретических исследований ТОИ ДВО РАН. Аналитические методы закреплены в Паспорте лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН, Свидетельство Росстандарта №004В от 17.02.2025.

2. Геоструктурный анализ, выполненный с целью выявления связи газовых аномалий с тектоническими структурами. Выполнена увязка локальных зон флюидной разгрузки с контролируемыми структурами первого и второго порядков. Выполнено наложение газогеохимических данных на тектонические схемы (ArcGIS), а также выделены зоны повышенной проницаемости для флюидов.

3. Сравнение данных дистанционного наблюдения с результатами экспедиционных исследований, позволившее дать оценку потенциала использования спутниковых методов наблюдения для исследования газогеохимических полей метана и других газов. Анализ связи данных спутникового наблюдения с литературными и экспедиционными данными по эмиссии газов и сейсмичности. Сочетание использованных методов дает возможность разделять природные и антропогенные источники метана на спутниковых снимках с достаточной точностью. На основании верификации

спутниковых данных на базе результатов экспедиционных работ, появилась возможность провести подобный анализ на большем пространственно-временном периоде.

Фактический материал и личный вклад автора

Материалы для исследования были получены автором ряде полевых экспедиций в составе лаборатории газогеохимии и лаборатории комплексных исследований окружающей среды и минеральных ресурсов ТОИ ДВО РАН в период с 2007 по 2025 гг. А также в 7 рейсах НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (рейс 59 в 2012 г., рейс 62 в 2013 г., рейс 67 в 2014 г., рейс 70 в 2015 г., рейс 74 в 2016 г., рейс 81 в 2018 г., рейс 85 в 2019 г.), 6 рейсах НИС «Академик Опарин» (рейс 54 в 2017 г., рейс 61 в 2020 г., рейс 62 в 2020 г., рейс 68 в 2023 г., рейс 71 в 2024 г., рейс 80 в 2025 г.) и 2 рейсах НИС «Профессор Гагаринский» (рейс 79 в 2022 г., рейс 88 в 2024 г.) проведенных сотрудниками ТОИ ДВО РАН в Японском и Охотском морях и при участии автора.

Автор лично принимала участие в пяти морских экспедициях и руководила газогеохимическими исследованиями гелия и водорода на шельфе и склоне острова Сахалин в рамках международного проекта САХАЛИН 2012-2017 (SSGH Project). Полевые исследования были дополнены семнадцатью береговыми экспедициями на о. Сахалин, организованными под руководством автора в рамках грантов Президента, РФФИ и РНФ, в ходе которых выполнялись отбор проб, постановка задач и комплекс лабораторно-аналитических работ.

С 2012 года под руководством автора и в сотрудничестве с коллегами из Института морской геологии и геофизики ДВО РАН был накоплен репрезентативный массив данных, включающий более 730 проб свободных и растворенных газов из различных структур острова Сахалин. Подавляющее большинство этих проб обладает уникальным характером в силу труднодоступности районов отбора и их слабой изученности в газогеохимическом аспекте. Также была проведена серия исследований по

распределению и содержанию углеводородных газов, сероводорода, гелия и водорода в водах шельфа о. Сахалин.

Помимо полевых данных, автор использовала фондовые и литературные материалы по тектонике, нефтегазоносности, минеральным и термальным проявлениям, грязевому вулканизму, а также данные по скважинам шельфа Сахалина, предоставленные Сахалинским филиалом Территориального фонда геологической информации по ДВФО.

Личный вклад автора включает проведение газохроматографических анализов, исследование качественных и количественных характеристик природных газов, их сопоставление с геологическими структурами, а также интерпретацию, обобщение и анализ всех полученных результатов, что отражено в отчетах по экспедициям и грантам, а также в личных и совместных публикациях.

Структура и объём работы

Диссертация состоит из введения, пяти глав и заключения, изложенных на 373 страницах, включает 93 рисунка, 18 таблиц. Список использованной литературы включает 441 источник, охватывающих период до 2026 года.

Достоверность и апробация результатов

В основу диссертации положены данные исследований, полученные автором в экспедициях на о-ве Сахалин, а также в Охотском и Японском морях, начиная с 2012 года. Достоверность результатов исследования определяется созданием крупнейшего массива газогеохимических показателей для о-ва Сахалин и сопредельных акваторий. Выполнено более 11 000 газохроматографических определений, усиленных измерениями соотношения стабильных изотопов углерода метана, углекислого газа, гелия, а также соблюдением статистического нормоконтроля измерений согласно действующим методикам и ГОСТ РФ.

На содержание гелия и водорода лично автором проанализировано более 900 проб морской воды и свободного газа и 1000 проб донных осадков. При геологической интерпретации газогеохимической информации также были

исследованы и сопоставлены результаты исследований лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН с 1991 г.

Достоверность полученных результатов обеспечивается значительным объемом экспериментальных данных, использованием современных аналитических методов и их соответствием международным стандартам качества научных исследований. Проведена верификация натурных наблюдений спутниковыми данными: для части проб выполнено сопоставление с данными дистанционного зондирования (AIRS, TROPOMI).

Достоверность газоаналитических работ определяется современным уровнем применявшегося хроматографического оборудования, методами отбора и дегазации проб, методиками обработки, как результатов исследований, так и используемых стандартов, констант и алгоритмов расчёта. Методики газогеохимических исследований закреплены в Паспорте лаборатории газогеохимии, утвержденном Свидетельством Росстандарта №004В, в патентах и публикациях, отчетах по морским экспедициям и НИР. Все газоаналитические приборы поверялись в соответствии с методическими указаниями и требованиями Госстандарта к метрологическому обеспечению аналитической лаборатории.

Отдельные разделы диссертационной работы были представлены автором и обсуждались на совещаниях, конференциях, симпозиумах различного уровня: Международной научной школе по морской геологии «Геология морей и океанов» (г. Москва, 2017 г., 2019 г., 2021 г.); MARESEDU – 2020 г., 2022 г., 2023 г., 2024 г. (г. Москва); международной конференции «Минералы океана» (г. Санкт-Петербург, MINERALS OF THE OCEAN-9); Международной научно-практической конференции «Новые идеи в геологии нефти и газа – 2019 г., 2021 г.» (г. Москва); Международной конференции «Изменения климата и природные катастрофы» (г. Владивосток, e-ASIA JRP Conference on Climate Change and Natural Disasters, 2019 г.); Всероссийской школе молодых ученых «Экспериментальная минералогия, петрология, геохимия» - 2020 г. (г. Черноголовка); Международной научной конференции

«Изучение водных и наземных экосистем: история и современность» (г. Севастополь, 2021 г., 2022 г.); Международной конференции «Технологии предотвращения стихийных бедствий и снижение риска их возникновения» (г. Ханой, Technology in Natural Disaster Prevention and Risk Reduction, 2022 г.); Международной конференции «Ресурсы, окружающая среда и региональное устойчивое развитие в северо-восточной Азии» (г. Иркутск, 2022 г.); Всероссийской научно-практической конференции с международным участием «Россия в Десятилетии ООН наук об океане» (г. Москва, 2022 г., 2024 г.); Всероссийской научной конференции с международным участием «Геодинамические процессы и природные катастрофы» (г. Южно-Сахалинск, 2024 г.); 2-ой региональной конференции Десятилетия океана ООН и 11-ой Международной морской научной конференции ВЕСТПАК (Бангкок, 2nd UN Ocean Decade Regional Conference & 11th WESTPAC International Marine Science Conference, 2024 г.); Всероссийской научной конференции молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана» – КИМО-2024 (г. Владивосток); Первой Российской газогидратной конференции РГК – 2024 (г. Иркутск, п. Листвянка); Технологической и инновационной конференции: TECHNOLOGY AND INNOVATION CONCLAVE 1.0 (г. Нью Дели, 2024 г.); Пятнадцатой межправительственной сессии Подкомиссии ЮНЕСКО/МОК для Западной части Тихого океана (WESTPAC-XV) (г. Токио, 2025 г.); Мероприятии-спутнике V Конгресса молодых ученых (г. Анапа, 2025 г.); V Конгрессе молодых ученых в рамках пленарного заседания (Сириус, 2025 г.); Морском конгрессе – Дальний Восток 2026 (г. Владивосток, 2026 г.); на Международной научно-практической конференции «Сохраняем Мировой Океан: просвещаем и изучаем» (г. Владивосток, 2026 г.); на Второй Российской газогидратной конференции РГК–II (г. Калининград, 2026 г.).

Автор является лауреатом премии КОЛБА 2026 года в номинации «Геология», а также лауреатом премии Губернатора Приморского края 2026 года за выдающиеся научные достижения, способствующие развитию и росту престижа Приморья.

Публикации

Общее количество опубликованных работ составляет 63 научные статьи в международных и российских изданиях, включённых в перечень ВАК и индексируемых в базах Scopus и Web of Science. Из них 26 статей непосредственно посвящены району исследования, рассматриваемому в диссертации. Кроме того, опубликовано 6 глав (статей) в монографиях, получено 12 результатов интеллектуальной деятельности, а также издано 56 тезисов и материалов конференций.

Благодарности

Автор выражает признательность д.г.-м.н., доценту Шакирову Ренату Белаловичу – за консультирование и поддержку.

Отдельную глубокую признательность автор приносит к.г.-м.н. М.Г. Валитову – за предоставление ценных материалов, полученных в ходе цикла геолого-геофизических и океанографических исследований в северной части Японского моря и Татарского пролива («Комплексные геолого-геофизические, газогеохимические и океанографические исследования в Японском море, Татарском проливе», ТОИ ДВО РАН).

Особую благодарность автор приносит к.г.н. В.Б. Лобанову и А.Ф. Сергееву – под их руководством в морских экспедициях 2023–2025 гг. были получены уникальные пробы воды и гидрологические данные, ставшие основой данной работы.

Значительная часть проб была отобрана в рамках Российско-Японо-Корейского проекта SSGH I–II под руководством профессора, д.г.-м.н. А.И. Обжирова – основателя научного направления газогеохимии на Дальнем Востоке. Работы проводились на о. Сахалин, в Охотском и Японском морях.

Неоценимую помощь в интерпретации океанографических и гидрологических данных оказали сотрудники лаборатории физической океанологии ТОИ ДВО РАН (заведующий – к.г.н. В.Б. Лобанов), за что автор выражает искреннюю благодарность всему коллективу.

За бесценную помощь в отборе проб на о. Сахалин и совместное изучение грязевого вулканизма и термальных источников автор сердечно благодарит к.г.н. Р.В. Жаркова. Глубокую признательность автор выражает: к.г.-м.н. Т.А. Веливецкой (ДВГИ ДВО РАН) – за масс-спектрометрические анализы и консультации по изотопной геохимии и к.г.-м.н. О.В. Веселову (ИМГГ ДВО РАН) – за консультации по тепловому потоку и геологии о. Сахалин и Охотского моря.

Существенный вклад в проведение исследований внесли сотрудники лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН: д.г.-м.н. А.И. Гресов, н.с. А.В. Сорочинская, к.г.-м.н. А.В. Яцук, к.х.н. Н.С. Полоник, вед. инж. Б.А. Буров, к.г.-м.н. Е.В. Мальцева, н.с. О.Ф. Верещагина, к.г.н. Г.И. Мишукова, м.н.с. Т.С. Якимов. Всем им – моя искренняя благодарность за профессионализм и товарищескую поддержку.

Отдельная признательность – коллегам из отдела геологии и геофизики ТОИ ДВО РАН за совместные морские и сухопутные экспедиции, плодотворные дискуссии и консультации: д.г.-м.н. Р.Г. Кулиничу, д.г.-м.н. А.С. Астахову, д.г.-м.н. О.В. Дудареву, к.ф.-м.н. А.Н. Салюку, д.г.-м.н. И.Б. Цой, д.г.-м.н. С.А. Горбаренко, д.г.-м.н. С.П. Плетневу, к.г.-м.н. В.Т. Съедину, к.г.-м.н. М.Г. Валитову, к.г.-м.н. Е.П. Терехову.

Особую благодарность автор приносит д.г.н. В.А. Лучину – за ценные консультации по океанологии и океанографии.

За рецензирование диссертации и принципиальные замечания, способствовавшие повышению качества исследования, автор глубоко признателен д.г.-м.н. Р.Г. Кулиничу и д.г.-м.н. И.Б. Цой.

Автор выражает признательность капитанам и командам научно-исследовательских судов «Академик М.А. Лаврентьев», «Академик Опарин» и «Профессор Гагаринский» за неизменное содействие в проведении морских исследований.

Газохроматографические анализы выполнены при участии к.г.н. А.О. Холмогорова, О.Ф. Верещагиной, к.г.-м.н. Е.В. Мальцевой, к.г.-м.н. Н.Л.

Соколовой, инж. Е.Э. Савельевой и инж. Е.А. Рогожиной (ТОИ ДВО РАН). Благодарю их за высокий профессионализм и аккуратность в работе.

Особая благодарность заведующей музеем ТОИ ДВО РАН Ю.Д. Гатиловой – за информационную поддержку и помощь в популяризации научных результатов среди широкой общественности.

С огромным уважением и теплотой я благодарю весь коллектив моей лаборатории за помощь в выполнении исследований и человеческую поддержку: к.г.-м.н. Е.А. Вах, к.б.н. А.Л. Пономареву, к.б.н. А.И. Еськову, к.х.н. Т.Л. Чижову, А.А. Легкодимова, Н.С. Ли, И.Е. Степочкина, Ю.В. Кудряшову, Е.С. Хазанову и многих других молодых учёных, работающих с нами. За помощь в нормоконтроле текста искренне благодарна к.г.-м.н. Е.В. Мальцевой.

Особо хочу отметить к.г.н. А.О. Холмогорова – его мотивация, вера в меня и важнейший вклад в создание этой работы стали решающими. Благодаря его поддержке этот труд состоялся.

ГЛАВА 1. ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ИЗУЧЕННОСТЬ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ САХАЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Биосфера Земли постоянно пополняется природными газами из различных источников, как на суше, так и в океане. К основным «поставщикам» относятся: активный вулканизм, многолетнемерзлые породы, гидротермальная деятельность, месторождения нефти, газа, угля и газогидратов, а также микробные сообщества [Соколов, 1971; Прасолов, 1990]. Над районами выхода этих газов формируются газогеохимические поля, состав которых служит индикатором глубинных геологических процессов. Мигрируя из недр, газы растворяются в водах, а также поступают в атмосферу, при этом их компонентный и изотопный состав отражает специфику строения земных недр.

Газогеохимические методы широко используются для изучения нефтегазоносности океана. Распределение метана в океане неравномерно из-за его локальных эндогенных, биогенных и антропогенных источников. Очаги его высоких концентраций в морской воде являются косвенными признаками залежей углеводородов. Кроме того, изучение источников и распределения метана в океане важно для оценки его поступления в атмосферу как парникового газа. Российские исследования [Обжиров и др., 1999; Буров и др., 2014; Шакиров, 2018; Poletaev, Poletaeva, 2018; Syrbu et al., 2021] и зарубежные [Judd, Hovland, 2007; Max, 2000; Milkov, 2000; Reeburgh, 2007; Snyder et al., 2021] показали наличие множества подводных очагов выхода углеводородных флюидов, в основном метансодержащих, вдоль склонов океанических впадин и шельфа.

Особый интерес представляет зона перехода от Азиатской части Евразии к Тихому океану. Это область интенсивной современной тектонической и магматической активности, поверхностными проявлениями которой служат высокая сейсмичность, вулканизм и газогидротермальная деятельность. В пределах зон перехода континент – океан происходит

взаимодействие структур континентального и океанического типов [Конюхов, 1987; Злобин и др., 2012]. Это определяет сложное геологическое строение активных континентальных окраин западной части Тихого океана.

Активные и пассивные континентальные окраины служат основными резервуарами углеводородных, а также рудных и нерудных полезных ископаемых. Поэтому изучение зон перехода приобретает важнейшее значение в связи с истощением запасов полезных ископаемых на суше и с учетом возрастающих потребностей человечества. При этом с фундаментальной точки зрения, изучение газогеохимического режима в переходных зонах имеет особую научную притягательность. Это связано с распространением на относительно небольших площадях исключительного многообразия форм дегазации литосферы и концентрированных форм природных газов (выходы метана, грязевые вулканы, геотермальные и гидротермальные системы, газогидраты, углегазоносные площади и др.).

Обнаружение повышенных концентраций метана в водной толще окраинных морей, как правило, обусловлено активными подводными выходами данного газа [Lammers et al., 1995; Heggland, 1998; Hagen, Vogt, 1999; Lorenson et al., 2002]. Генетическая связь подводных выходов метана с залежами нефти и газа, скоплениями газогидратов, глубинными разломами, поверхностными разрывами и складками установлена для многих морей северо-западной части Тихого океана [Обжиров и др., 1985; Кулинич, Обжиров, 1985; Abrams, 1992; Hovland et al., 1994].

Выходы газов, как правило, связаны с крупными и мелкими подвижками земной коры, антиклинальными поднятиями, грязевыми вулканами, гидротермальными источниками. С тектоническими линейными трещинами связаны многочисленные выходы газов, которые в донных отложениях проявляются в виде вытянутых линейных аномальных зон по метану, его гомологам, водороду, а иногда и по CO_2 [Mau et al., 2007; Mau et al., 2012]. Такие аномальные зоны обнаружены во многих морских бассейнах, например, линейный разлом в Японском море, протягивающийся вдоль оси Татарского

пролива [Shakirov et al., 2019; Mishukova et al., 2021; Yatsuk et al., 2019; Snyder et al., 2021].

Охотское и Японское моря вместе с островом Сахалин представляют собой уникальный регион, где наблюдаются разнообразные современные газовые потоки, сопровождающиеся гидротермальной деятельностью, грязевым вулканизмом и холодными сипами (Рисунок 1). Изучение газогеохимического режима здесь имеет фундаментальное значение для понимания связи литосферных, гидросферных и атмосферных процессов, а также для оценки вклада природных газов, особенно метана, в глобальное изменение климата.

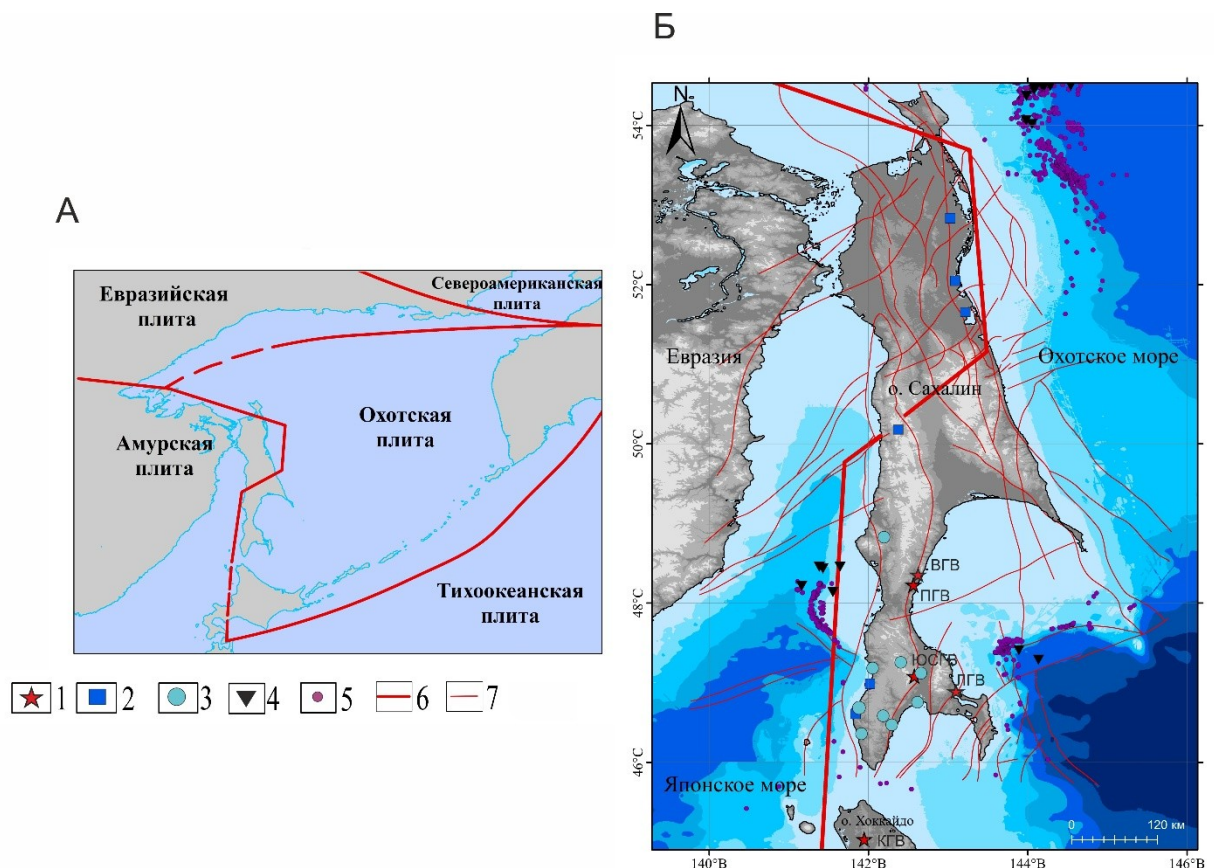


Рисунок 1 – А. Карта-схема положения Охотской плиты [Родников и др., 2014]. Б. Тектоническая схема острова Сахалин с положением основных объектов дегазации на суше и прилегающих акваториях Японского и Охотского морей

1 - Грязевые вулканы: Лесновский грязевой вулкан (ЛГВ), Южно-Сахалинский грязевой вулкан (ЮСГВ), Пугачевский грязевой вулкан (ПГВ), Восточный грязевой вулкан (ВГВ), грязевой вулкан Камихоронобе (КГВ); 2 - термальные источники; 3 – минеральные воды; 4 – газовые гидраты; 5 – газовые «факелы», 6 – границы литосферных плит; 7 – региональные разломы [Харахинов, 2010]

С фундаментальной и поисковой точек зрения крайне важно, что в районах морского дна с выходами природных газов, к которым относятся и акватории, окаймляющие остров Сахалин, формируются специфические геохимические аномалии. В верхнем слое донных осадков образуются характерные ассоциации химических элементов и парагенезисы аутигенных минералов [Астахова и др., 1987; 1993; Леин, Сагалевиц, 2000; Деркачев, Николаева, 2010]. Ярким примером служит Охотское море, в пределах Сахалинской складчатой области, где наиболее интенсивное образование карбонатов приурочено именно к зонам газовых сипов [Обжиров и др., 2000]. Помимо минералообразования, подводные газовые выходы, широко развитые на сахалинском шельфе, оказывают положительное влияние на развитие специфических биологических сообществ и стимулируют биогенное осадкообразование в своих окрестностях [Shao et al., 2014; Мордухович, Адрианов, 2023]. Метан активно выделяется на всех глубинах на шельфе и склоне острова Сахалин, но сложные сообщества, основанные на хемосинтезе, формируются только на глубоководье. Это объясняется тем, что для жизни крупных животных-симбионтов критически важен не столько сам метан, сколько стабильный поток сероводорода, который образуется при его окислении в осадках. На мелководном шельфе этот сероводород быстро потребляется гетеротрофными бактериями, лишая макрофауну энергетической основы, в то время как в условиях глубоководной котловины (например, впадины Дерюгина) его поток устойчив и мощён, что позволяет процветать уникальным хемоавтотрофным экосистемам [Sahling et al., 2003].

Количество обнаруживаемых участков подводных выбросов природного газа ежегодно растёт [Гинсбург, Соловьев, 1994; Обжиров и др., 1999; Hong et al., 2017; Feng et al., 2019], включая новую информацию об условиях залегания газовых гидратов и новые факты о взаимосвязи газовых потоков и сейсмотектонической активности [Обжиров, 1993; Yang et al., 2006; Tsunogai et al., 2010; Kopf et al., 2010; Jiang et al., 2011]. В восточной части

Тихого океана одними из наиболее тщательно изученных являются газовые залежи на континентальном склоне Орегона [Kulm et al., 1986]. Есть и другие хорошо известные участки, например, только в северной части канала Санта-Барбара (Калифорния, США) на дне находится более 1500 концентрированных выходов, из которых выделяются углеводородные газы и нефть. В общей сложности на дне океана в пределах подводной окраины Калифорнии насчитывается около 4000 разнообразных структур (покмаков) [Yun et al., 1997], которые образованы локальными потоками термогенного природного газа.

Подобные проявления дегазации широко распространены в осадочных бассейнах материковых окраин, к которым относится и шельф о. Сахалин [Kvenvolden, 1993; Гинсбург, Соловьев, 1994; Kvenvolden et al., 2001; Sokolov et al., 2022]. Участки выходов газа обычно обнаруживаются в пределах мощных (свыше 2 км) осадочных толщ, аналогичных тем, что слагают Северо-Сахалинский прогиб и другие структуры Сахалинской складчатой области, содержащие различные формы углеводородов: залежи нефти и газа, газогидраты и метанонасыщенные осадки. Необходимым геологическим условием для такой дегазации является наличие разрывных нарушений [Hovland et al., 1994], которые служат проводящими каналами. Для о. Сахалин эта связь фундаментальна: густая сеть региональных разломов (например, Центрально-Сахалинский) контролирует не только тектоническое строение области, но и локализацию грязевых вулканов, сипов и термальных источников. Дополнительными благоприятствующими факторами выступают: интенсивная складчатость и повышенная сейсмическая активность, характерная для всего Сахалинского региона, что напрямую связывает современную дегазацию с активными геодинамическими процессами.

Целью настоящей главы является систематизация и критический анализ накопленных к настоящему времени газогеохимических данных по Сахалинской складчатой области, включая прилегающие акватории

Охотского и Японского морей. Задачи главы: 1) ретроспективный обзор истории исследований; 2) характеристика основных геологических источников эмиссии газов; 3) анализ флюидной активности (грязевой вулканизм, термальные источники, газогидраты); 4) выявление нерешённых проблем и обоснование актуальности собственных исследований.

1.1. История и хронология газогеохимических исследований в регионе

1.1.1. Ранний этап: геологические съёмки и первые описания грязевых вулканов (конец XIX – 1930-е годы)

Систематическое изучение газогеохимических полей Сахалинской складчатой области начинается с первых геологических съёмок острова, выполненных в конце XIX – начале XX века. У истоков этих исследований стоял горный инженер Пётр Игнатьевич Полевой, который более двадцати лет занимался изучением геологии о. Сахалин и уже в этот период выявил здесь несколько месторождений нефти, угля и других полезных ископаемых. Кульминацией его многолетних трудов явилась публикация в 1914 году «Десятивёрстной геологической карты Русского (северного) Сахалина», составленной по материалам съёмок экспедиций Геологического комитета 1907–1910 годов [Полевой, 1914]. Эта карта стала первым фундаментальным картографическим обобщением геологического строения острова и надолго определила направления последующих поисковых работ.

К концу 1920-х годов относится вторая важная веха – выход работы Н.А. Гедройца «Геологические исследования на р. Пильтуне, Сев. Сахалин» [Гедройц, 1928], в которой было детально охарактеризовано геологическое строение и нефтеносность одного из ключевых районов острова. Примерно в это же время, в 1928 году, Ф. Сайто – один из японских геологов, работавших в южной части Сахалина, – опубликовал первые описания грязевых вулканов [Сайто, 1928]. С его работ, как и с публикаций М. Уэда (1938 г.), начинается научное изучение сахалинского грязевого вулканизма. Уэда, в частности, описал Южно-Сахалинский и Главный Пугачёвский вулканы и впервые

выявил их приуроченность к крупному региональному разлому, позже получившему название Центрально-Сахалинский взбросо-надвиг [Уэда, 1938]. Этот вывод, сделанный ещё на основе полевых маршрутов и визуальных наблюдений, положил начало пониманию тектонического контроля газовых и флюидных проявлений на острове.

1.1.2. Советский период: фундаментальные обобщения, геофизика и начало газогеохимических методов (1950–1980-е годы)

После включения южной части о. Сахалин в состав СССР советские геологи продолжили систематическое изучение региона. Важнейшим итогом этого этапа стала монография Е.М. Смехова «Геологическое строение острова Сахалина и его нефтегазоносность» (1953 г.), в которой были обобщены все накопленные к тому времени данные по геологии, стратиграфии, тектонике и, что особенно важно, по углеводородному потенциалу территории [Смехов, 1953]. Смехов одним из первых указал на уникальность грязевого вулканизма для Дальнего Востока и обосновал необходимость его специального изучения в связи с поисками нефти и газа. Важным этапом стало прибытие в 1975 году группы азербайджанских геологов, чьи работы обобщены в фундаментальной монографии по грязевому вулканизму СССР [Шилов и др., 1961].

В 1957 году начинается новый – инструментальный – этап исследований, связанный с программой Международного геофизического года (МГГ, 1957–1958 гг.). В рамках МГГ в СССР была создана Тихоокеанская комплексная геолого-геофизическая экспедиция (ТОКГГЭ) Института физики Земли АН СССР (ИФЗАН). С этого момента в регионе начинают преобладать сейсмические методы (прежде всего сейсморазведка 2D), по результатам которых в 1960–1970-е годы были открыты крупные нефтегазоконденсатные месторождения – Чайво, Лунское, Пильтун-Астохское, Одопту.

Одновременно развивались гидрогеологические и геохимические исследования. В 1963–1968 годах О.В. Равдоникас выполнила первые построения геотемпературной зональности острова, заложив основы

региональной геотермии [Равдоникас, 1986]. В 1972 году вышла фундаментальная сводка «Гидрогеология СССР. Том XXIV. Остров Сахалин» [Гидрогеология СССР..., 1972], в которой был обобщён большой фактический материал по пресным, минеральным, термальным и промышленным водам, а химический состав подземных вод впервые стал рассматриваться в тесной связи с газовой составляющей.

На рубеже 1960–1970-х годов, благодаря трудам В.А. Соколова и его школы, в регионе начинается систематическое использование газогеохимических методов для поиска залежей углеводородов. Предложенная Соколовым классификация природных газов и обоснование возможностей газовых съёмок создали теоретическую базу для последующих прикладных работ [Соколов, 1971]. В конце 1960-х – 1970-е годы особое внимание уделяется геохимии гелия и водорода, как индикаторам глубинных процессов. Работы В.П. Якуцени (1968 г.), В.А. Соколова (1971 г.) и В.П. Савченко (1977 г.) заложили представления о том, что аномальные концентрации этих газов служат маркерами глубинных разломов и восходящих потоков флюидов, что стало основой для их использования в качестве поисковых признаков углеводородных залежей даже в тех случаях, когда разломы перекрыты мощным чехлом осадочных пород. С конца 1960-х годов Сахалинское отделение ВНИГРИ ведёт систематические стратиграфические, тектонические, гидрогеологические и собственно геохимические исследования на территории острова Сахалин.

1.1.3. Детальная история изучения грязевого вулканизма, термальных и минеральных вод

На острове Сахалин обычно выделяют четыре района проявления грязевого вулканизма: на юге – Южно-Сахалинский и Лесновский грязевые вулканы; в центральной части – вулкан Восточный и группа Пугачёвских вулканов; на севере – Дагинские гидротермальные источники (ранее относили к проявлению грязевого вулканизма). Эти районы находятся в различных

геолого-тектонических условиях, однако все они локализуются в пределах осадочных бассейнов вдоль крупных глубинных разломов земной коры. Так, Южно-Сахалинский, Восточный и группа Пугачёвских грязевых вулканов приурочены к Центрально-Сахалинскому разлому типа взбросо-надвига; Лесновский грязевой вулкан контролируется Мерейской разломной зоной; Дагинские газогидротермальные источники – Восточно-Сахалинской системой разломов.

На протяжении десятилетий внимание исследователей было сосредоточено на сильных извержениях крупнейших вулканов. Так, извержение Южно-Сахалинского вулкана в 1979 году детально изучалось полевой группой [Занюков и др., 1982], а в 1986 году был открыт новый участок проявлений грязевого вулканизма у пос. Лесное. Значительным вкладом в детализацию представлений о геологическом строении района стала крупномасштабная геоинформационная карта, составленная О.А. Мельниковым в 2000 году [Мельников, 2002].

С начала 2000-х годов акцент в исследованиях сместился в сторону установления связи между грязевым вулканизмом и сейсмичностью. Обследования Пугачевских вулканов в октябре 2000 года позволили предположить, что Углегорское землетрясение 5 августа того же года вызвало существенные изменения в их деятельности [Иващенко и др., 2001]. В июле 2001 года, перед началом Такойского роя землетрясений, были зафиксированы аномалии температуры и дебита газа в грифонах, а также изменения рельефа грязевого поля [Астахов и др., 2002]. Мониторинговые наблюдения на Южно-Сахалинском вулкане в полевые сезоны 2005-2007 годов статистически подтвердили реакцию его грифонной деятельности на Горнозаводское и Невельское землетрясения [Ершов и др., 2008; Мельников и др., 2008; Ершов и др., 2011]. Интерпретация этих аномалий была дана через модель взаимодействия «вода-порода-газ» в подводящем канале [Ершов и др., 2010].

Параллельно развивалось математическое моделирование процессов. Впервые была разработана модель подготовки извержений, основанная на

уравнениях фильтрации газа и двухфазной среды, решение обратной задачи для которой показало, что источник газа Южно-Сахалинского вулкана залегает на глубине 8-9 км [Доманский и др., 2009]. Также создана модель температурного режима грифонов, связывающая изменения температуры со скоростью движения водогрязевой смеси.

Термальные и минеральные проявления о. Сахалин также слабо изучены, особенно в аспекте связи их газогеохимического режима с сейсмической активностью, углеводородным потенциалом региона и влиянием потока природных газов на окружающую среду. Термальные источники на острове Сахалин довольно широко распространены в пределах Северо-Сахалинского гидрогеологического бассейна напорных вод (Дагинские и Луньские термальные источники). Небольшие термопроявления известны также в долинах рек Паромай, Агнево, Тавда, Амурская и Приточная.

Впервые геотермические условия о. Сахалин рассмотрены в 1963-1968 гг. в работах О.В. Равдоникас [Равдоникас, 1986]. Ею были построены схемы геотемпературной зональности. В работе рассмотрены геотермальные условия применительно к вопросам нефтегазоносности о. Сахалин, исходя из предположения о том, что существенное значение для геологических процессов, протекающих в недрах земли, имеют температурные условия. А именно, по поведению геотермической ступени можно судить об активности и направлении подземных потоков.

Специальные работы по изучению минеральных вод о. Сахалин начались в конце сороковых годов XX века. Большое значение имеют работы И.Б. Райхлина, который исследовал минеральные источники о. Сахалин в течение ряда лет. В 1943-1944 гг. им были обследованы Горомайские углекислые и два сернисто-железистых источника на западном побережье полуострова Шмидта. Эти работы в 1946-1950 гг. он продолжил на Южном Сахалине. Ему принадлежит описание и составление схематической карты Лесогорских, Красногорских, Углегорских, Шахтерских, Холмских и

Крутоярских источников, а также Пугачевских и Южно-Сахалинских сопочных грязей.

Исследованиями гидротерм о. Сахалин занимались В.В. Иванов (1954 г.), Н.Д. Цитенко (1961 г.), М.А. Штейн (1962 г., 1967 г.), Б.Т. Комиссаренко (1964 г.), И.Г. Завадский (1983 г.). С начала 2000-х гг. членами коллективов ТОИ ДВО РАН и ИМГиГ ДВО РАН на современном уровне комплексно исследуются термальные и минеральные воды, проявления грязевого вулканизма [Мельников и др., 2008; Жарков, 2018; Челноков и др., 2015, 2020; Chelnokov et al., 2015; Жарков, Козлов, 2017; Ершов и др., 2017; Жарков и др., 2018, 2019]. Проявления глубинных газов установлены в современных гидротермальных системах Дальневосточного региона [Чудаев, 2003]. В соответствии с этими и другими исследованиями [Галимов, Кодина, 1982; Лаврушин и др., 1996; Поляк и др., 2010], природные газы, проникающие в донные осадки и на дневную поверхность, сохраняют изотопно-геохимические признаки глубинного, метаморфогенного и термогенного генезисов флюида – это один из главных принципов, требующих изучения.

1.1.4. Исследования метана на шельфе и склоне о. Сахалин, международные проекты (1990-е – 2010-е годы)

Систематическое изучение газогеохимических полей на акваториях, окаймляющих остров Сахалин, началось во второй половине XX века, однако, наиболее интенсивные работы развернулись в 1990-е – 2000-е годы. Фундаментальный вклад в становление региональной газогеохимии внесли работы В.А. Соколова и его школы [Соколов, 1971], где впервые была предложена классификация природных газов и обоснована возможность использования газовых съёмок для поисков месторождений углеводородов. Значительный объём газогеохимических исследований был выполнен сотрудниками СахКНИИ ДВО РАН и ВНИГРИ, однако, они носили преимущественно прикладной характер.

Изучением природных газов и оценкой их ресурсного потенциала на шельфе России на протяжении многих лет занимался и продолжает заниматься широкий круг организаций. В разные периоды активные исследования вели академические институты (ИО РАН, ААНИИ, ТОИ ДВО РАН, ИМГиГ ДВО РАН, ГИН РАН, ИВиС ДВО РАН), производственные и геологоразведочные структуры (ВНИИОкеангеология, «Севморгео»), отраслевые институты (СахалинНИПИМорнефть, СургутНИПИнефть, «НГК Славнефть»), научные центры крупных нефтегазовых компаний («Роснефть», «Газпром»), а также институты угольной промышленности. Несмотря на столь значительный объём разноплановых работ, накопленный материал остаётся фрагментарным и слабо интегрированным. В связи с этим существует острая необходимость в комплексных исследованиях, которые объединили бы разрозненные данные в единую модель, связывающую глубинную дегазацию, тектонику, углеводородные системы и экологическое состояние Сахалинского региона.

Качественно новый этап в изучении газогеохимических полей Сахалинского региона наступает в 1990-е годы. В этот период под руководством профессора А.И. Обжирова в Тихоокеанском океанологическом институте им. В.И. Ильичева ДВО РАН (ТОИ ДВО РАН) создаётся лаборатория газогеохимии. Систематические исследования, начатые профессором А.И. Обжировым и сотрудниками его лаборатории, охватили не только сушу, но и акватории Охотского и Японского морей. Причём, впервые был применён комплексный подход, включающий анализ, как углеводородных, так и неуглеводородных компонентов газовой фазы [Обжиров, 1993; Обжиров и др., 1999; Обжиров, Шакиров, 2012]. На сахалинском шельфе и склоне газогидратные проявления были впервые обнаружены в 1988 году в ходе эхолотной съемки, выполненной в рейсе НИС «Морской геофизик» [Обжиров, 1993]. Впоследствии, в 1991 году, во впадине Дерюгина были выявлены новые газовые факелы, а также вскрыты осадочные породы, содержащие газогидраты [Гинсбург, Соловьев, 1994].

Значительный вклад в развитие методологии морских газогеохимических исследований внесли работы Р.Б. Шакирова [Шакиров, 2018], А.И. Гресова [Гресов, 2011; Гресов и др., 2017], Г.И. Мишуковой [Мишукова и др., 2007; Mishukova et al., 2017], А.В. Сорочинской [Сорочинская и др., 2015], где впервые для региона были применены комплексные подходы, включающие анализ не только углеводородных, но и неуглеводородных компонентов, а также приведён расчёт потока метана на границе вода–атмосфера для восточного и юго-западного шельфа острова Сахалин по результатам многочисленных научных экспедиций.

Ключевые результаты этих исследований: 1) В приповерхностном слое морской воды на акваториях шельфа, склона о. Сахалин и впадины Дерюгина выявлено пересыщение метаном относительно равновесных с атмосферой значений в среднем на 250–300 % [Мишукова, Верещагина, 2011]; 2) На восточном шельфе между 51° и 52° с.ш. отмечаются максимальные потоки метана с поверхности моря в атмосферу [Mishukova et al., 2017], что связывается с выходами природного газа, в том числе с мелководным грязевым вулканом в 80 км к северо-северо-востоку от Дагинского газопроявления [Шакиров и др., 2012]; 3) В северной части Японского моря (Татарский пролив) газогидраты и газовые факелы обнаружены на глубинах 100–300 м. Геохимический анализ кернов донных осадков выявил, помимо метана, присутствие этана, пропана и повышенных содержаний водорода, что указывает на сложный газогеохимический режим Южно-Татарского прогиба [Shakirov et al., 2016; Shakirov et al., 2019].

В эти же годы в регионе реализуются масштабные международные проекты, которые позволили накопить обширный массив геофизических и геохимических данных, которые свидетельствуют о широком распространении гидратов метана вдоль восточного склона о. Сахалин [Matveeva et al., 2005; Baranov et al., 2008; Николаева и др., 2009; Обжиров, Шакиров, 2012]. В 1990–1994 годах выполняются комплексные экспедиционные работы в Охотском море под эгидой ВНИРО при участии

учёных ТИНРО и ИО РАН. В 1998–2004 годах проходит российско-германский проект KOMEX, в ходе которого впервые детально изучаются газогидраты, газовые сипы и их связь с тектоническими структурами. В 2003–2006 годах реализуется проект CHAOS, посвящённый, в частности, холодным сипам и связанным с ними хемосинтетическим сообществам. В 2007–2014 годах продолжает эти исследования проект SSGH (Sakhalin Slope Gas Hydrates). В рамках этих проектов широко использовались геофизические методы (акустическое профилирование, сейсморазведка - для выявления зон газогидратообразования и газовых факелов), отбор проб донных осадков с последующим газохроматографическим анализом пузырькового газа и поровых вод, изотопный анализ углерода метана (для определения его генезиса), а также батиметрическая съёмка высокого разрешения и геохимическое опробование водной толщи. Данные этих проектов позволили оценить площадь газогидратоносных осадков на восточном склоне о. Сахалин примерно в 15 000 км² и выявить структуры, перспективные для дальнейшего изучения.

1.1.5. Спутниковые методы и перспективы их применения в регионе

Отдельным направлением являются спутниковые методы дистанционного зондирования атмосферы. Метан обладает фундаментальными свойствами поглощения колебаний в среднем и тепловом инфракрасном диапазонах, что открывает возможности для его детектирования с помощью тепловых инфракрасных датчиков. Наиболее широко для этих целей применяются: атмосферный инфракрасный зонд AIRS (на борту спутника Aqua, с 2002 г.), интерферометр IASI (на метеорологических спутниках Metop, с 2006 г.) и спектрометр TROPOMI (на борту Sentinel-5P, с 2017 г.). Потенциал использования дистанционного зондирования для учёта поступления метана в атмосферу является общепризнанным [Beer et al., 2001; Frankenberg et al., 2005; Leifer et al., 2006].

Для арктических и субарктических районов, включая Охотское море, оценки эмиссии метана с использованием данных IASI выполнялись и опубликованы [Юрганов, Лейфер, 2016]. Однако для южных районов Дальнего Востока, в частности для о. Сахалин с его наземными грязевыми вулканами и термальными источниками, аналогичные комплексные работы с привлечением возможностей TROPOMI, AIRS или IASI практически не проводились. Для самого острова имеются лишь единичные работы, подтверждающие саму возможность такой детекции. Количественные оценки потоков метана из геологических источников с использованием спутниковых методов пока представляют собой область, требующую дальнейшего развития.

1.1.6. Итоги раздела

Таким образом, хронология газогеохимических исследований Сахалинского региона охватывает более чем столетний период – от первых геологических съёмок П.И. Полевого (1914 г.) и японских описаний грязевых вулканов (1928–1938 гг.) через фундаментальные обобщения Е.М. Смехова (1953 г.), инструментальные геофизические работы 1950–1970-х годов, становление собственно газогеохимических методов в 1960–1980-е годы, качественный скачок 1990-х годов (создание лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН, международные проекты KOMEX, CHAOS, SSGH) и до современных исследований эмиссии метана на шельфе и склоне. В последние два десятилетия к традиционным полевым и лабораторным методам добавляются спутниковые технологии дистанционного зондирования (AIRS, IASI, TROPOMI), хотя их применение в регионе остаётся пока ограниченным.

Главным итогом этого длительного периода изучения является накопление огромного массива разрозненных данных, которые, однако, не были до настоящего времени интегрированы в целостную газогеохимическую модель региона, связывающую тектонику, глубинную дегазацию, углеводородный потенциал и экологические последствия. Особенно остро

стоит проблема разобщённости наземных и морских исследований, а также отсутствие количественных спутниковых оценок эмиссии парниковых газов для южной части Дальнего Востока.

1.2. Геологические источники эмиссии природных газов и флюидные системы Сахалинской складчатой области

1.2.1. Роль геологических источников в глобальном и региональном балансе газов

Интерес к газогеохимическим полям обусловлен не только фундаментальными и энергетическими проблемами. Потоки газов из литосферы суши и морских бассейнов участвуют в процессах формирования климатических и экологических условий [Cicerone, Oremland, 1988; Bange et al., 1994; Rehder et al., 1998; Rehder et al., 1999; Dlugokencky et al., 2001; Judd et al., 2002]. Геологические источники являются значимыми поставщиками газов в атмосферу. Вулканы выбрасывают диоксид серы (SO_2), водяной пар (H_2O), и диоксид углерода (CO_2). Гидротермальные системы поставляют водород (H_2), диоксид азота (NO_2), оксид углерода (CO) и CO_2 , а магматические источники – гелий (He) и радон (Rn). Однако наиболее распространенным газом геологического происхождения является метан (CH_4).

Образование метана происходит в осадочных толщах, как на континентах, так и в морских бассейнах в результате преобразования органического вещества. Выделяют два основных пути генерации метана. Микробиологический (биогенный) метан продуцируется метаногенными археями, как конечный продукт консорциума микроорганизмов. Этот процесс начинается вскоре после осаждения органического вещества и протекает на относительно небольших глубинах в бессульфатных зонах, которые формируются благодаря деятельности сульфатредуцирующих бактерий. Когда концентрация метана превышает его растворимость, формируются газовые пузырьки. Их выделение может носить сезонный характер из-за зависимости растворимости метана от температуры [Martens et al., 1998; Wever

et al., 1998], а также вызываться приливами, колебаниями атмосферного давления [McQuaid, Mercer, 1990] или сейсмической активностью [Hasiotis et al., 1996]. В прибрежных зонах адвекция подземных вод также вносит вклад в метаногенез и поступление газа на морское дно [Bussmann, Suess, 1998]. Термогенный метан (наряду с другими углеводородами) образуется при термическом разложении сложных органических молекул на глубинах свыше 2-3 км в условиях высоких температур и давлений [Whiticar, 1990; Floodgate, Judd, 1992]. Образовавшийся метан мигрирует к поверхности суши или морского дна, при этом часть его аккумулируется в виде залежей природного газа или захватывается в газогидраты.

Судьба метана, поступающего из донных источников, критическим образом зависит от глубины его выделения, что определяет долю газа, достигающего атмосферы. В частности, в условиях неглубокого шельфа (глубины до 100 м) лимитирующим фактором для полного окисления метана служит короткое время пребывания пузырькового метана в водной толще (минуты). Это время сопоставимо с характерным временем метанотрофного окисления, поэтому примерно 50 % метана утилизируется микробным сообществом, а остальные 50 % достигают поверхности и поступают в атмосферу вследствие активного турбулентного перемешивания. Напротив, при глубоководной разгрузке (>100 м) многократно возрастает время контакта пузырьков с водой. Вертикальная диффузия растворённого метана в нижних и средних слоях (ниже сезонного термоклина) носит слаботурбулентный характер. Этого времени достаточно для практически полного (>90 %) биологического окисления метана метанотрофными археями, формирующими эффективный биогеохимический барьер. В результате поток метана в атмосферу из глубоководных источников пренебрежимо мал по сравнению с шельфовыми эмиссиями. Как показано в работе [Mau et al., 2012], только четверть метана, выделяемого из углеводородного месторождения, подвергается микробиологическому окислению, тогда как остальная часть

переносится в атмосферу через пузырьки (1/2) и в результате газообмена между морским воздухом и смешанным слоем (1/4).

Метан присутствует в атмосфере в сравнительно небольших концентрациях (1.58–1.68 ppm), однако его содержание ежегодно увеличивается в среднем на 1% из-за дисбаланса между производством и окислением [Reay et al., 2018; Wuebbles et al., 2000; Hayhoe, 2002]. По сравнению с углекислым газом потенциал парникового эффекта метана примерно в 20–40 раз выше (в 100-летнем масштабе) [Shindell et al., 2009]. В связи с проблемой глобального изменения климата оценка выбросов парниковых газов, в том числе метана, является одной из важнейших задач [IPCC, 1996].

Современная глобальная интенсивность всех естественных источников метана составляет, по разным оценкам, от 218 до 347 Тг/год (1 Тг = 10^{12} г) [Kirschke et al., 2013; IPCC, 1996; Rosentreter et al., 2021]. Большинство оценок эмиссии метана наземными и подводными геологическими источниками варьирует в диапазоне от 40 до 64 Тг/год [Etiope, Klusman, 2002; Etiope, 2008; EPA, 2010], при этом на эмиссию CH_4 грязевыми вулканами приходится от 6 до 9 Тг/год [Etiope, Milkov, 2004], на микропросачивания – от 10 до 25 Тг/год [Etiope et al, 2009], на геотермальные источники – от 2.5 до 6.3 Тг/год [Etiope et al., 2002], на подводные сипы – примерно 20 Тг/год [Kvenvolden et al., 2001], а на магматические вулканы – менее 1 Тг CH_4 /год [Etiope et al., 2007] (Таблица 1).

Таблица 1 – Годовые выбросы метана в год (Тг) от различных геологических источников по совокупности литературных данных

Источник выбросов	Годовые выбросы метана, Тг /год	Источники данных
Грязевые вулканы		
наземные	2-10	Etiope et al., 2002
наземные и мелководные	6-9	Etiope, Milkov, 2004

наземные и мелководные	5-10	Dimitrov, 2003
морские	27	Леин, Иванов, 2009
Другие макросипы		
наземные макросипы без учета грязевых вулканов	3-4	Etiope et al., 2008
Микросипы		
наземная диффузия	10-25	Etiope, Klusman, 2009
Подводные сипы		
выделяемые в океан	8-65	Hovland et al., 1994
выделяемые в океан	20	Judd et al., 2002
достигающие атмосферы	18-48	Hornafius et al, 1999
Вулканы, разломы и другие геотермальные источники		
геотермальные и вулканические	1.7-9.4	Lacroix, 1993
вулканические	1	Etiope et al., 2008
подводный вулканизм COX	0.003-0.0115	Леин, Иванов, 2009

Таким образом, вклад геологических источников в глобальную эмиссию метана значителен и составляет в среднем около 20 %, являясь вторым по величине природным источником метана после водно-болотных угодий. До недавнего времени этот вклад часто игнорировался. Немногие расчёты с использованием обратного моделирования содержат оценки эмиссии метана геологическими источниками [Houweling et al., 1999; Ferretti et al., 2005; Harder et al., 2007], однако, в них значительно недооценены масштабы эмиссии из газогидратов, магматических и грязевых вулканов, а также нефтегазоносных областей [EPA, 2010; Rosentreter et al., 2021].

1.2.2. Гелий и водород как индикаторы глубинных процессов

С недавнего времени важным направлением океанологических исследований является распределение гелия и водорода в морской воде

[Conrad, Seiler, 1988]. Гелий и водород представляют собой важные геохимические критерии при изучении глубинных процессов. Исследованиям их геохимии и миграции в природных системах посвящены работы ряда отечественных ученых [Якуцени, 1968; Белоусов, 1968; Нестеров, 1969; Соколов, 1971; Савченко, 1977; Яницкий, 1979; Высоцкий, Высоцкий, 1981], а также зарубежные работы [Poreda et al., 1986; Sano et al., 2008; Prinzhofer, 2013; Ozima, Podeseck, 2002]. В настоящее время исследования гелия и водорода в осадочных бассейнах обретают все большую актуальность [Burnard et al., 2013; Zhang et al., 2019; Wei et al., 2025; Liu et al., 2025].

Будучи индикаторами глубинных флюидов и сейсмически активных структур, эти газы мигрируют по проницаемым зонам и накапливаются в углеводородных системах, циркулирующих в разломных зонах, формируя аномальные газогеохимические поля в поверхностных осадках и водах. Данный механизм работает даже в случаях, когда разломы перекрыты мощным чехлом осадочных пород [Якуцени, 1968; Соколов, 1971]. В поисковой геохимии гелий и водород являются признанными индикаторами полезных ископаемых, глубинных разломов, сейсмической активности и восходящих потоков глубинных флюидов. Аномальные концентрации этих газов служат маркерами метаморфических процессов и применяются для трассирования глубинных разломов земной коры, картирования зон трещиноватости и других проницаемых структур [Нестеров, 1969; Sano, 1986; Mikhail et al., 2019].

Особое значение имеет изотопный состав гелия. Соотношение изотопов $^3\text{He}/^4\text{He}$ (обозначаемое как R), существенно различается в зависимости от источника [Ballentine et al., 2002]: атмосферный 1.38×10^{-6} [Mamyrin et al., 1970], коровый 2×10^{-8} и мантийный 1.1×10^{-5} [Lupton, 1983; Mamyrin and Tolstikhin, 1984; Xu, 1996; Anderson, 2000; Porcelli et al., 2002]. Эти различия обусловлены различными механизмами образования гелия: атмосферный гелий – продукт радиоактивного распада в атмосфере, коровый – результат альфа-распада урана и тория в земной коре, а мантийный – реликтовый гелий,

сохранившийся со времени формирования планеты. Соотношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ обычно выражается как кратное текущему атмосферному соотношению, R_a . Обычно считается, что $R/R_a > 1$ указывает на поступление значительного количества гелия мантийного происхождения, где $R/R_a \leq 0.1$ означает наличие типичного гелия из земной коры [Xu et al., 1998; Li et al., 2017; Chen et al., 2021]. Рассчитанное типичное соотношение R/R_a для гелия земной коры составляет 0.014, а для гелия мантийного происхождения – 7.9 [Wakita and Sano, 1983; Ballentine et al., 2002; Ozima and Podosek, 2002].

Изотопный состав гелия широко использовался для определения летучих веществ мантийного происхождения [Wakita and Sano, 1983; Oxburgh et al., 1986; Poreda et al., 1988; Xu et al., 1997].

В единственном исследовании на острове Сахалин, посвященном изотопам гелия [Лаврушин и др., 1996], указано, что грязевые вулканы, расположенные на юге Сахалина, содержат мантийный гелий ($^3\text{He}/^4\text{He}$ достигает $3.3 R_{\text{air}}$), в то время как горячие источники и минеральные воды, расположенные на северо-восточном побережье острова, показывают некоторое влияние радиогенного гелия ($^3\text{He}/^4\text{He} = \sim 0.6 R_{\text{air}}$). Концентрации корового (радиогенного) гелия в природных системах, как правило, очень низкие ($< 0.05 \text{ ppm}$). Увеличение его концентрации может быть связано со скоплениями природного газа, газоконденсата, наличием зон высокой трещиноватости [Якуцени, 1968].

1.2.3. Сероводород в морских и наземных флюидных системах

Сероводород не является типичным и постоянным компонентом морских вод. Источник сероводорода в море, как правило, имеет биохимическое происхождение. В анаэробных условиях обитающие в большом количестве на дне моря сульфатобактерии разлагают органику и восстанавливают растворенные в воде сульфаты до сульфидов и сероводорода [Trudinger, 1992; Aharon, Fu, 2000]. Повышение содержания сероводорода в придонных слоях может происходить из-за затрудненной аэрации и

перемешивания придонного слоя вод даже на небольших глубинах [Бондаренко и др., 2009].

Именно термохимическое восстановление сульфатов приводит к образованию наибольшего количества сероводорода [Machel et al., 1995; Mougin et al., 2007]. Это явление включает окисление углеводородов и восстановление сульфатов, в результате чего, в качестве побочных продуктов, образуются: сероводород, диоксид углерода и тяжелые сераорганические соединения.

Исследование содержания сероводорода в воде и осадках на шельфе о. Сахалин поможет лучше понять геологические процессы и особенности региона. Сероводород может быть индикатором наличия нефти и газа, а исследование его распределения поможет оптимизировать промышленную деятельность в этом районе и уменьшить негативное воздействие на окружающую среду.

1.2.4. Флюидная активность и эмиссия метана в Сахалинском регионе

Современные гидротермальные системы широко распространены в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Здесь сосредоточены значительные запасы подземных вод с разнообразным химическим составом и температурой, которые выводятся на поверхность вдоль ослабленных зон земной коры. Глубинные разломы, пересекающие земную кору и уходящие в мантию, отличаются значительной протяжённостью и древним заложением. Вдоль них отмечаются линейно расположенные пояса интрузивов, проявления древнего вулканизма, современные грязевые вулканы, нефтегазопрооявления, гидротермальные изменения пород и рудопрооявления. Минерализованные воды Сахалинской складчатой области распространены практически повсеместно, и большая их часть содержит повышенные концентрации минеральных компонентов и газов или обладает специфическими физическими свойствами (в том числе лечебными).

Газогеохимические поля подводных гидротермальных систем характеризуются повышенными концентрациями водорода, гелия и сероводорода [Kawagucci et al., 2015; Yokose, 2016; Taran, Kalacheva, 2023]. Аномальные поля метана и тяжелых углеводородов обнаруживаются в придонной воде акваторий над нефтегазовыми месторождениями и в активных гидротермальных зонах, где также повышается отношение содержания водорода и гелия к метану [Etiope, 2015]. Водород является постоянным компонентом газовой фазы гидротерм и зон активных разломов. Его концентрация находится в прямой зависимости от сейсмотектонической активности района исследований [Wakita et al., 1980; Zgonnik et al., 2015].

В результате исследований флюидной эмиссии в активных зонах планеты получен огромный объём знаний по геохимии и изотопии выносимого вещества в твёрдой и жидкой фазах [Зеленов, 1972; Карпов, 1988; Басков и Суриков, 1989; Чешко, 1991; Reyes, 2000; Чудаева, 2003]. Резко возросло понимание влияния потоков природных газов на аутигенное минералообразование, формирование сообществ микроорганизмов и повышение концентрации парниковых газов. Значительные успехи в изучении рассеяния газовых компонентов достигнуты отечественными учёными [Соколов, 1971; Прасолов, 1990; 97. Основы теории..., 1993]. Были предприняты попытки выявить взаимосвязь сейсмотектонических процессов и изменчивости химического состава потоков углеводородных газов в местах их разгрузки на континентальных окраинах [Астахов и др., 2002; Obzhairov et al., 2004; Mau, 2020; Snyder et al., 2021].

Существуют публикации, рассматривающие связь между грязевым вулканизмом и сейсмотектоническими процессами [Лагунова, Гемп, 1978; Осика, 1981; Войтов, 2001; Гасанов, Керимова, 2005; Собисевич и др., 2005; Martinelli, Dadomo, 2005; Yang et al., 2006; Ershov, 2017]. Однако большинство из них сводится к эмпирическим сопоставлениям состава продуктов грязевых вулканов с сейсмологическими данными. Механизмы связи рассматриваются

гораздо реже, а малый объём эмпирического материала во многих случаях не позволяет сделать обоснованных выводов.

Грязевые вулканы – одна из наиболее характерных форм флюидной разгрузки на острове Сахалин. Крупные проявления сосредоточены, главным образом, в Центрально-Сахалинской разломной зоне. Наиболее изучены: Южно-Сахалинский и Пугачёвский грязевые вулканы, Дагинский газогидротермальный источник. Эти районы находятся в различных геолого-тектонических условиях, но все локализуются в осадочных бассейнах вдоль крупных глубинных разломов. Грязевулканические постройки наблюдаются также в районе Хоронобе (северо-запад о. Хоккайдо, Япония), где сообщается о наличии вулкана Камихоронобе, этот район находится в зоне влияния Западно-Сахалинской системы разломов. Ещё один крупный комплекс – Акан – расположен в южной части о. Хоккайдо. Он приурочен к Восточно-Сахалинской разломной зоне, которая контролирует крупные нефтегазовые залежи Сахалинского региона, протягивается вдоль охотского побережья о. Сахалин и далее поворачивает на юго-запад, к южному побережью о. Хоккайдо.

Термальные и минеральные проявления о. Сахалин изучены слабее, особенно в аспекте связи их газогеохимического режима с сейсмичностью, углеводородным потенциалом и воздействием на окружающую среду. Термальные источники широко распространены в пределах Северо-Сахалинского гидрогеологического бассейна напорных вод (Дагинские, Луньские). Небольшие термопроявления известны в долинах рек Паромай, Агнево, Тавда, Амурская, Приточная.

Изучение газогеохимического режима континентальных окраин невозможно без учёта взаимосвязи морских и наземных геологических структур. По своему генезису шельф Хоккайдо-Сахалинской складчатой области является непосредственным продолжением суши: почти все грядово-горные элементы рельефа суши имеют отчётливые морфологические продолжения в виде подводных поднятий в пределах шельфа, а основные

глубинные разломы шельфа служат прямым продолжением зон тектонических нарушений на суше. В современных тектонических исследованиях структура Восточно-Азиатской континентальной окраины рассматривается, как коллизионно-аккреционная, сформировавшаяся в результате сочетания аккреционных, коллизионных и трансформных процессов [Рождественский, 1997; Ханчук, Голозубов, 2004; Чехович, 1993; Isozaki, 1996; Maruyama et al., 1997]. Доказана взаимосвязь формирования геологической структуры о. Сахалин и прилегающих акваторий с развитием фанерозойских активных тихоокеанских окраин [Ханчук, 1993; Гранник, 2005, 2013; Zharov, 2005]. Хорошо выражена поперечная тектоническая зональность, прослеживающаяся от южных частей о. Хоккайдо до п-ова Шмидта на севере о. Сахалин. Следовательно, недооценка единства материковой и прибрежно-шельфовой частей окраинных морей приводит к неполному пониманию распределения газогеохимических полей. Именно это геолого-тектоническое единство предопределяет масштабную эмиссию метана на шельфе, где главную роль играют газогидраты и связанные с ними газовые факелы.

Сахалинский регион служит ярким примером области, где геологические источники природных газов (прежде всего CH_4 , а также CO_2 , H_2 , H_2S , He) вносят существенный вклад в глобальный баланс. Выходы метана на о. Сахалин и прилегающем шельфе Охотского и Японского морей условно делятся на три вида: 1) локальные выходы (грязевые вулканы, газовые венты, термоминеральные источники); 2) площадное поступление над нефтегазоносными структурами через сеть разломов; 3) площадная эмиссия в зоне размыва складчатых структур.

Важнейшим компонентом эмиссии метана являются газогидраты. Основные скопления морских газогидратов приурочены к зонам континентальных склонов и подножий, где сочетаются благоприятные термобарические условия (низкие температуры, высокие давления), повышенное содержание органического вещества и пути миграции флюидов (разломы, диапиры) [Ginsburg et al., 1999; Luedmann, Wong, 2003]. Проблема

стабильности газогидратных залежей актуальна в связи с их двойственной ролью: с одной стороны, они являются потенциальным источником углеводородов, с другой – фактором риска при глобальном потеплении. Высвобождение метана из гидратов может инициировать положительную обратную связь: потепление дестабилизирует гидраты, усиливая эмиссию метана и дальнейшее потепление [Collett et al., 2009]. При этом прямой переход метана из воды в атмосферу возможен преимущественно на мелководье (глубины менее 100 м), где пузырьки газа не успевают полностью раствориться [Römer et al., 2017; Шакиров, 2018]. Начальные ресурсы метана в Охотоморской газогидратоносной провинции оцениваются в $2 \cdot 10^{12}$ м³ [Веселов и др., 2006]; в отдельных структурах (северо-западный борт впадины Дерюгина) концентрация метана достигает $8 \cdot 10^8$ м³/км² [Luedmann, Wong, 2003]; для всей акватории Охотского моря приводятся оценки до $15 \cdot 10^{13}$ м³ [Luedmann, Wong, 2003]. Для сравнения, запасы крупного месторождения газогидратов на Аляске (Купарук Ривер – Прадхо Бей) составляют около $1.1 \cdot 10^{12}$ м³ [Kvenvolden, Kastner, 1986], а для месторождения Нанкай (Нанкайский прогиб, у восточного побережья Японии) прогнозируемые запасы – от $4.0 \cdot 10^{12}$ м³ до $2.0 \cdot 10^{13}$ м³ [Colwell et al., 2004].

В северной части Японского моря (Татарский пролив) газогидраты обнаружены в 2012 г. в рейсе 59 НИС «Академик М.А. Лаврентьев» на юго-западном склоне о. Сахалин [Operation Report..., 2013]. Последующие исследования (2013–2017 гг.) существенно расширили границы их распространения [Operation Report..., 2014, 2015, 2016]. Газовые факелы здесь приурочены к глубинам 100–300 м (с единичными проявлениями до 600 м), а геохимический анализ кернов донных осадков выявил, помимо метана, этан, пропан и повышенные содержания водорода, что указывает на сложный и активный газогеохимический режим Южно-Татарского прогиба [Shakirov et al., 2016; Shakirov et al., 2019].

1.2.5. Итоги раздела

Флюидная активность Сахалинского региона охватывает широкий спектр проявлений – от наземных грязевых вулканов и термальных источников до шельфовых газогидратов и подводных газовых факелов. Все эти явления объединены общей тектонической структурой (система глубинных разломов, продолжающихся с суши на шельф) и общим источником углеводородных флюидов. Комплексное изучение как наземных, так и морских компонентов необходимо для понимания регионального баланса парниковых газов, оценки ресурсного потенциала и прогноза экологических рисков.

1.3. Заключение к главе

Проведённый анализ отечественной и зарубежной литературы, посвящённой газогеохимическим исследованиям Сахалинской складчатой области и прилегающих акваторий Охотского и Японского морей, позволяет констатировать, что, несмотря на длительную историю изучения (начиная с работ японских геологов 1920–1930-х годов и советских систематических исследований 1950–1980-х годов), накопленный объём знаний остаётся фрагментарным и разобщённым. Большинство работ сосредоточено на отдельных локальных объектах. Ярким примером служит изучение грязевого вулканизма о. Сахалин: накоплен значительный объём данных по наиболее крупным проявлениям (Южно-Сахалинский, Пугачёвский вулканы), разработаны первые теоретические и математические модели, однако ключевой проблемой остаётся локальный характер этих исследований – вулканы изучались преимущественно, как изолированные объекты, без должной увязки в единую региональную систему. Такой подход недостаточен для понимания закономерностей их пространственного распределения, взаимосвязи с тектонической структурой острова и роли в региональном геодинамическом процессе. Аналогичная ситуация характерна для

термальных источников и газовых сипов на шельфе, где целостная региональная модель также отсутствует.

Существенным недостатком является разобщённость наземных и морских работ. Газогеохимические поля суши и шельфа изучались параллельно, тогда как геологическое единство региона (шельф служит прямым продолжением наземных структур) требует целостного подхода «суша–шельф», учитывающего миграцию флюидов через все геосферы. Особенно остро проявляется недостаток современных дистанционных методов. Спутниковые инструменты (AIRS, IASI, TROPOMI), успешно применяемые для мониторинга метана в Арктике, Европе и других регионах, практически не использовались для количественной оценки эмиссии природных газов на акваториях в районе острова Сахалин, и лишь единичные работы не дают надёжных региональных оценок.

Арктические территории, в особенности моря Восточной Сибири, стали объектом пристального изучения в контексте эмиссии метана из тающей субмаринной мерзлоты – спутниковые данные IASI фиксируют масштабные выбросы и позволяют количественно оценивать их вклад в общий бюджет парниковых газов. В то же время южные районы Дальнего Востока остаются в значительной степени неохваченными систематическими исследованиями с использованием дистанционного зондирования. Для таких перспективных с геологической точки зрения регионов, как о. Сахалин с его грязевыми вулканами или п-ов Камчатка с термальными системами, аналогичные комплексные работы с привлечением возможностей TROPOMI, AIRS или IASI практически не проводились [Юрганов, Лейфер, 2016].

На сегодняшний день не создана комплексная модель, интегрирующая тектонику, распространение газогидратов, геохимию флюидов (включая метан, гелий, водород, сероводород) и данные дистанционного зондирования. Это не позволяет выявить глубинные связи между дегазацией литосферы, углеводородным потенциалом и экологическими последствиями. Кроме того, глобальные оценки потоков метана из геологических источников

характеризуются высокой неопределённостью, а региональные количественные оценки для дальневосточных окраинных морей, особенно с учётом механизмов окисления метана в водной толще на разных глубинах, практически отсутствуют.

Для преодоления перечисленных пробелов и создана настоящая работа. Её ключевое отличие и основная научная новизна заключаются в реализации комплексного междисциплинарного подхода, фокусирующегося на динамике газопереноса в системе «суша – шельф» и количественной оценке потоков природных газов. В отличие от предшествующих исследований данная работа впервые для региона объединила:

1. Системное изучение распределения основных природных газов на шельфе с акцентом на роль морских течений в пространственном перераспределении газовых аномалий и формировании фоновых полей.

2. Первый комплексный мониторинг гелия и водорода, как в морской среде (водная толща), так и в разнообразных наземных флюидных системах (грязевые вулканы, термальные и минеральные источники). Эти газы использованы в качестве ключевых глубинных индикаторов для трассирования разломных зон и идентификации источников флюидов.

3. Количественную оценку потоков метана и углекислого газа из основных наземных и мелководных шельфовых газифицирующих систем (грязевулканические поля, зоны разломов, сипы). Оценка выполнена на основе обширного массива экспедиционных данных с последующей верификацией и уточнением с помощью интеграции спутниковых (дистанционных) измерений и метеорологических данных, позволивших учесть факторы переноса и рассеяния.

Таким образом, новизна исследования заключается не только в изучении отдельных локальных объектов, а в создании комплексной газогеохимической модели Сахалинского региона, объединяющей данные о тектоническом строении, разнообразных источниках дегазации (газогидраты, грязевые вулканы, термальные источники, активные разломы) и современных

спутниковых методах мониторинга. Результаты работы позволяют уточнить вклад геологических источников в парниковый баланс атмосферы и создать научную основу для прогноза углеводородных ресурсов и экологических рисков региона.

ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основа работы – уникальный по объёму комплекс полевых материалов, полученных в ходе многочисленных экспедиций как на суше, так и на море (Таблица 2). Было отобрано и проанализировано более 730 проб свободных и растворённых газов из различных структур о. Сахалин, а также более 11000 проб воды и осадка в районе сахалинского шельфа, что обеспечило репрезентативность и статистическую достоверность выводов. Такой комплексный подход, интегрирующий методы морской геохимии, гидрологических данных, наземного газового мониторинга, спутникового зондирования и гидрометеорологического анализа, позволил перейти от констатации локальных аномалий к построению целостной модели флюидного режима и количественной оценке вклада геологической дегазации Сахалинского региона в региональный цикл углерода.

Экспериментальная и аналитическая база работы обеспечена ресурсами Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева ДВО РАН, в первую очередь – новой инновационной лаборатории Комплексных исследований окружающей среды и минеральных ресурсов (заведующая – к.г.-м.н. Сырбу Н.С.), созданной в рамках национального проекта «Наука». К работе привлечены приборные мощности и экспертиза лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН (аккредитована Росстандартом, Заключение № 004В от 17.02.2025), лаборатории спутниковой океанологии, лаборатории лазерного зондирования, лаборатории физической океанологии и лаборатории арктических исследований.

2.1. Фактический материал и район работ

Основой диссертационной работы послужил уникальный по своему объёму и репрезентативности массив данных, полученный в ходе многолетних комплексных исследований Сахалинской складчатой системы и прилегающих акваторий Охотского и Японского морей. Исследования охватывают период с

2007 по 2025 года и выполнены при личном участии автора, в качестве ответственного исполнителя и руководителя полевых, и аналитических работ. Такой длительный временной охват в сочетании с едиными методическими подходами позволил не только зафиксировать газогеохимическое состояние региона, но и впервые выявить тренды его многолетней изменчивости, связанные с геодинамическими и климатическими факторами.

Наземные исследования были сфокусированы на изучении всех основных типов флюидопроявлений острова Сахалин, которые представляют собой ключевое звено Азиатско-Тихоокеанской переходной зоны. В период с 2016 по 2025 года под руководством автора было организовано и проведено 17 береговых экспедиций (поддержанных гостевой ТОИ ДВО РАН, а также грантами РНФ, РФФИ, Президента РФ, программами «Дальний Восток» – руководитель Сырбу Н.С.).

На о. Сахалин выделяются несколько ключевых районов грязевого вулканизма: Южно-Сахалинский, Восточный и Пугачевская группа грязевых вулканов приурочены к Центрально-Сахалинскому взбросо-надвику, где они связаны с дегазацией углеводородов в зоне активного сжатия [Веселов и др., 2012]; Лесновский грязевой вулкан локализован в Мерейской поперечной разломной зоне южного Сахалина [Голозубов и др., 2012; Ершов, Никитенко, 2020]. Эти объекты уникальны для Дальнего Востока РФ и являются прямыми индикаторами глубинной дегазации, связанной с зоной субмеридиональных разломов. Дополнительно привлечены материалы по грязевулканическим районам на о. Хоккайдо (Япония), где также наблюдаются грязевулканические постройки в районе Хоронобе – грязевой вулкан Камихоронобе (КГВ) [Sakai et al., 2010].

Начиная с 2000-х годов Тихоокеанским океанологическим институтом ДВО РАН им. В.И. Ильичева (г. Владивосток, Россия) и Институтом морской геологии и геофизики ДВО РАН (г. Южно-Сахалинск, Россия) проводятся комплексные исследования термальных и минеральных вод. В работе представлены опробованные термальные источники – Дагинская и Луньская

термоминеральные системы, Лесогорские термальные воды, Паромайские термальные источники; холодные минеральные источники – Волчанское месторождение вод, Анивские, Синегорские, Холмские, Невельские, Приточные, Амурские источники и др. (Рисунок 2). Эти объекты представляют интерес не только как бальнеологический ресурс, но и как каналы разгрузки глубинных флюидов на дневную поверхность.

В ходе наземных работ было отобрано и проанализировано более 730 проб свободных и растворенных газов (Таблица 2). Помимо авторских данных (2016–2025 гг.), в работу интегрированы результаты исследований лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН, начиная с 2007 года, а также материалы экспедиции 2001 года (при поддержке РФФИ и Центра «Интеграция»), что позволило создать ретроспективный ряд наблюдений за активностью грязевых вулканов.

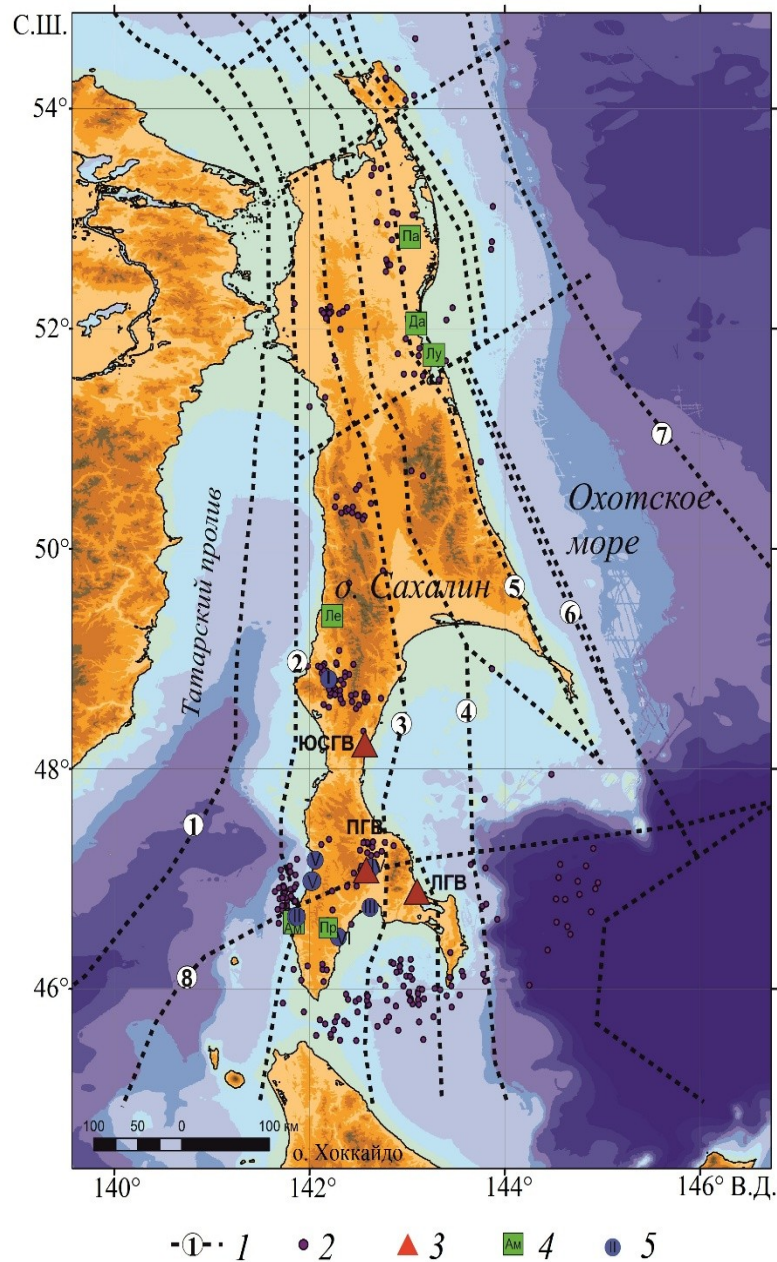


Рисунок 2 – Карта района работ и основных объектов относительно положения основных разломов (по данным [Харахинов, 2010], с изменениями и дополнениями)

1 – региональные разломы (цифры в кружочках): 1 – Восточно-Сихотэ-Алинский, 2 – Западно-Сахалинский, 3 – Центрально-Сахалинский, 4 – Хоккайдо-Сахалинский, 5 – Северо-Сахалинский, 6 – Пограничный, 7 – Восточно-Сахалинский, 8 – Стародубский; 2 – эпицентры землетрясений ($MW \geq 4$); 3 – грязевые вулканы: ЮСГВ - Южно-Сахалинский грязевой вулкан, ПГВ - Пугачевская группа грязевых вулканов, ЛГВ - Лесновский грязевой вулкан; 4 – термальные источники: Ам – Амурские, Да – Дагинские, Лу – Луньские, Ле – Лесогорские, Па – Паромайские, Пр – Приточные; 5 – источники минеральных вод: I – Волчанские, II – Невельские, III – Анивские, IV – Синегорские, V – олмские, VI – метановые выходы на юге о.Сахалин.

Таблица 2 – Фактический материал и методы исследования на о. Сахалин

Объект	Материалы и методы	Фактический материал (авторский + лаборатория)	
		Экспедиции	Станции пробы, шт.
Грязевые вулканы	Газогеохимические исследования отбор проб свободного газа, воды и атмосферного воздуха. Определение метеорологических параметров. Газохроматографический анализ: углеводородные газы, He, H₂, CO₂, N₂, O₂, H₂S) Оборудование: КристалЛюкс 4000 М Газохром-2000 S-Хром Масс-спектрометрический анализ (авторский материал, выполнены в ДВГИ ДВО РАН, Университете Хоккадо, Университете Нагойя, ТОИ ДВО РАН)	17 экспедиций с участием автора, полевые исследования 2016-2025 гг. под руководством автора. Данные лаборатории с 2007 года.	589 (+283 пробы данные лаборатории с 2007 года)
Термальные и минеральные источники	Спутниковые наблюдения: - AIRS (Atmospheric InfraRed Sounder) - TROPOMI (TROPOspheric Monitoring Instrument) - IASI (Infrared Atmospheric Sounding Interferometer – New Generation) на борту спутника Metop - OCO-2 (Orbiting Carbon Observatory-2)	полевые исследования 2016-2025 гг. под руководством автора. Данные лаборатории с 2007 года.	146 (+54 пробы данные лаборатории с 2007 года)

Морские исследования охватили акватории северного, восточного, юго-западного шельфа и склона о. Сахалин, включая залив Терпения, Татарский пролив и Курильскую котловину (Рисунок 3). Фактическая база сформирована при личном участии автора в 7 морских экспедициях на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (2012–2019 гг.), остальные газогеохимические исследования в 6 рейсах НИС «Академик Опарин» (2017–2025 гг.) и 2 рейсах НИС «Профессор Гагаринский» (2022–2024 гг.) прошли под руководством автора и в рамках грантов РНФ, РФФИ и грантов Президента (руководитель – Сырбу Н.С.) (Таблица 3). Ключевую роль сыграло участие автора в международном проекте «САХАЛИН» (SSGH, 2012–2017 гг.), в рамках которого автор

руководила газогеохимическими исследованиями гелия и водорода на восточном склоне острова – зоне активного газогидратообразования.

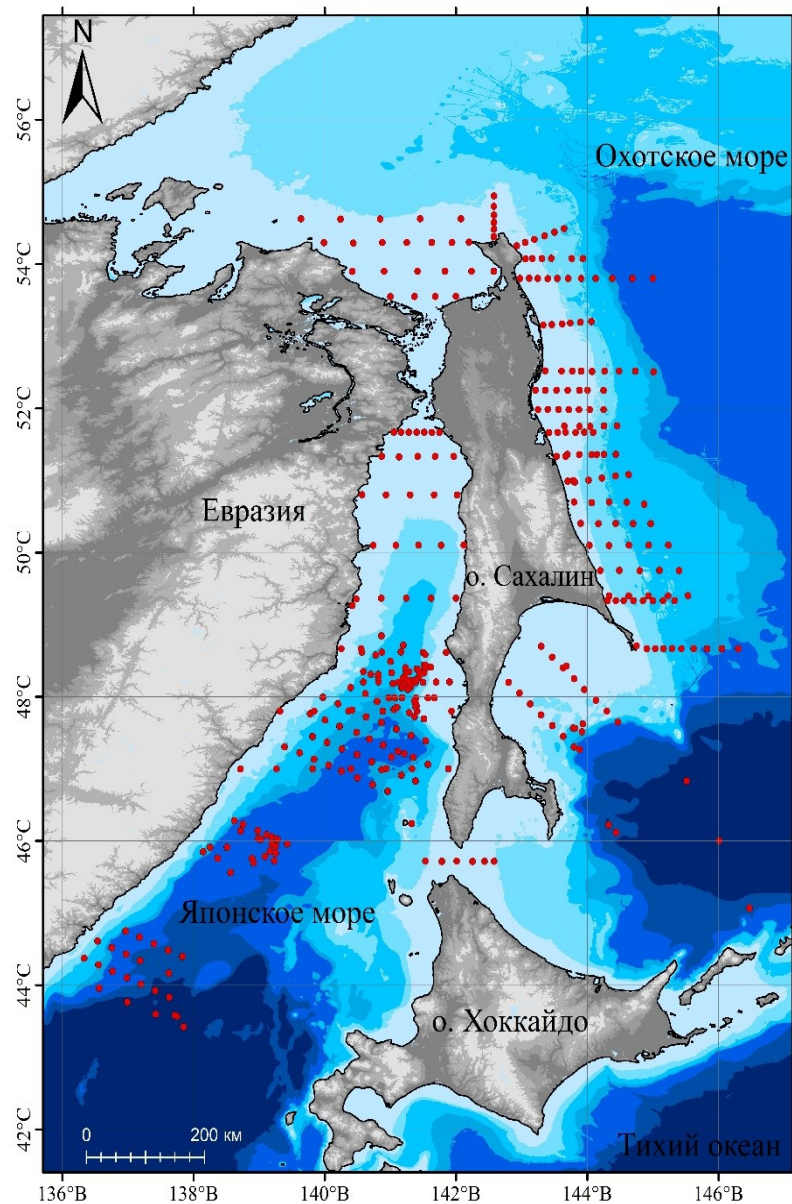


Рисунок 3 – Карта-схема фактического материала, полученного в морских экспедициях 2013-2025 гг. Красные кружки – станции отбора проб

В результате морских экспедиций получен объемный и детальный массив данных: выполнено более 8000 определений газов в пробах морской воды и донных осадков. Лично автором проанализировано свыше 4000 проб морской воды и свободного газа, а также 3000 проб донных осадков на содержание гелия и водорода, что является первым системным опытом этих

исследований для региона. Исследовано распределение метана, его гомологов, углекислого газа, гелия и водорода, сероводорода в придонных и поверхностных водах, а также в кернах донных отложений, включая интервалы с газовыми гидратами и газонасыщенными осадками.

Общий объем проанализированного материала превышает 11 000 газохроматографических определений, усиленных изотопными исследованиями ($\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$, $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$, $^3\text{He}/^4\text{He}$), выполненными в лабораториях ТОИ ДВО РАН, ДВГИ ДВО РАН, университетах Хоккайдо и Нагойя (Япония). Достоверность обеспечена использованием сертифицированных методик (Заключение Росстандарта № 004В) и метрологическим контролем.

Сформированная база данных впервые позволила рассматривать Сахалинскую складчатую систему как единый флюидодинамический комплекс «суша–шельф». Актуальность этого подхода продиктована необходимостью количественной оценки вклада природной дегазации в углеродный цикл окраинных морей в эпоху интенсивных климатических изменений, а также потребностями стратегического прогноза газогидратоносности и углеводородного потенциала региона. Полученные результаты служат научной основой для экологического мониторинга и рационального недропользования Дальнего Востока России.

Таблица 3 – Фактический материал и методы исследования на шельфе о. Сахалин

Район, объект	Материалы и методы	Фактический материал (авторский + лаборатория)	
		Экспедиции	Станции отбора/пробы, шт.
Северный и	Газогеохимические исследования:	ОР 80 (2025)	55/420 (вода)

северо-западный шельф	отбор воды - метод равновесных концентраций; - вакуумная дегазация донные осадки - метод равновесных концентраций; атмосферный воздух Газохроматографический анализ: углеводородные газы, He, H₂, CO₂, N₂, O₂, H₂S) Газовые хроматографы (КристалЛюкс 4000 М; Кристалл 9000; Газохром-2000; S-Хром) Масс-спектрометрический анализ (авторский материал, выполнены в ДВГИ ДВО РАН, Университете Хоккайдо, Университете Нагойя, а также частично в лаборатории арктических исследований ТОИ ДВО РАН) Спутниковые наблюдения: - AIRS (Atmospheric InfraRed Sounder)		
Северо-восточный и восточный шельф		OP 80 (2025) OP 71 (2024) PG 88 (2024) OP 68 (2023)	183/1104 (вода)
Юго-западный шельф и склон		OP 80 (2025) PG 79 (2022) OP 61 (2020) OP 62 (2020) LV 85 (2019) LV 81 (2018) OP 54 (2017) LV 70 (2015) LV 68 (2014) LV 62 (2013)	353/2673 (осадок) 167/1101 (вода)
Курильская котловина		OP 71 (2024) LV 74 (2016) LV 68 (2014) LV 62 (2013)	53/294 (осадок) 31/262 (вода)
Пролив Лаперуза		OP 71 (2024)	7/42 (вода)
Шельф и склон Приморского края		OP 61 (2020) LV 81 (2018)	35/298 (осадок)

2.2. Методы исследования

Основой методологии данной работы является комплексный междисциплинарный подход, реализованный в рамках последовательной научной программы. Исследование включало три ключевых этапа: 1) проведение целевых экспедиционных работ на острове Сахалин и прилегающем шельфе; 2) экспериментально-аналитическую верификацию и обработку полученных материалов; 3) теоретический анализ, систематизацию разнородных данных и интерпретацию результатов.

Основные методы исследования:

Изотопно-газогеохимический метод. Представляет собой комплекс оригинальных методических приёмов, объединяющих полевые, лабораторные и теоретические исследования. Его основу составляет технология

репрезентативного отбора газовых, водных и литологических проб из всех ключевых сред исследуемого региона: из грифонов грязевых вулканов, термальных и минеральных источников, морской воды, донных осадков и атмосферы в зонах разгрузки.

1) Высокоточное определение широкого спектра газов (CH_4 , CO_2 , $\text{C}_2\text{--C}_5$, H_2 , He , H_2S , N_2 , O_2) методом газовой хроматографии на современных приборах («КристалЛюкс 4000М», «Кристалл 9000», портативные хроматографы «Газохром-2000» и «S-Хром»). Это позволило установить молярные соотношения (CH_4/CO_2 , He/H_2), являющиеся индикаторами генезиса и условий миграции флюидов.

2) Метод также включает определение стабильных изотопов углерода в метане ($\delta^{13}\text{C}\text{-CH}_4$) и углекислом газе ($\delta^{13}\text{C}\text{-CO}_2$) для дифференциации биогенного, термогенного и абиогенного происхождения. Особое место занимает изучение изотопного состава гелия ($^3\text{He}/^4\text{He}$), что является уникальным для региона инструментом оценки вклада мантийных, коровых и атмосферных источников в формирование флюидных систем.

Для выявления природы газогеохимических аномалий данные по компонентному и изотопному составу газов интегрируются с геологическими и тектоническими данными, данными по углеводородному потенциалу региона. Такой подход позволяет оценить газогенерационный потенциал пород, выявить источники флюидов и построить генетические модели формирования аномалий.

Геоструктурный метод. Направлен на установление тектонического контроля над процессами генерации, миграции и разгрузки флюидов. Он представляет собой синтез классических геологических подходов с современным анализом пространственных данных.

1) Выявление связи пространственного распределения всех типов флюидных проявлений (газовые аномалии в воде, грязевые вулканы, холодные сипы, термальные источники) с элементами разломно-блоковой структуры Сахалинской складчатой системы. Особое внимание уделяется

узлам пересечения разломов и зонам их динамического влияния, которые часто являются каналами активной эмиссии газов.

2) Сопоставление выявленных поверхностных газогеохимических аномалий и прогнозируемых зон нефтегазонакопления с глубинными геологическими структурами. Анализируется связь с зонами повышенной проницаемости фундамента, линеаментами, поясами современной сейсмичности и аномалиями теплового потока. Это позволяет рассматривать разломы, как единые флюидопроводящие системы, связывающие глубинные резервуары с дневной поверхностью и шельфом.

3) Использование ГИС-технологий (ArcGIS) для наложения многослойной информации (газогеохимические поля, тектонические схемы, батиметрия, сейсмичность) с целью выявления закономерностей и построения прогнозных карт флюидной активности.

Данный метод опирается на оригинальные полевые материалы, накопленные в ходе экспедиций, а также на обширные базы опубликованных и фондовых геолого-геофизических данных по региону. Его применение позволило перейти от описания локальных аномалий к формированию представлений о региональной флюидодинамической модели, в которой тектонические процессы выступают ведущим фактором, контролирующим интенсивность, локализацию и режим процессов дегазации.

Метод дистанционного зондирования и метеорологического анализа. Для оценки пространственно-временной динамики газовых потоков, идентификации источников эмиссии и учёта факторов переноса парниковых газов (метана и диоксида углерода) в работе применён комплексный подход, основанный на интеграции данных спутникового дистанционного зондирования, метеорологических реанализов и наземных наблюдений. Использование данного метода позволило не только уточнить и проверить результаты экспедиционных газогеохимических исследований, но и количественно оценить вклад локальных геологических источников в

региональный бюджет метана и углекислого газа с учётом атмосферного переноса.

Количественный оценочный подход. На основе обширного банка данных экспедиционных измерений проведена количественная оценка потоков метана и углекислого газа из основных газифицирующих систем.

Новизна методологического подхода определяется синергией оригинальных методик, и их адаптацией для решения задач комплексной оценки флюидного режима. Ключевые особенности подхода состоят в следующем: впервые выполнено системное совмещение наземных и морских газогеохимических исследований с приоритетным использованием гелий-водородной съёмки; точечные экспедиционные измерения потоков газов интегрированы с данными спутникового мониторинга, что позволяет построить обобщённую картину эмиссии и переноса; отдельно рассмотрена роль адвективного переноса течениями в формировании газовых полей на шельфе.

Таким образом, применяемая методика обеспечивает получение достоверных количественных данных, необходимых для построения целостной модели дегазации и оценки вклада геологических источников Сахалинского региона в региональный цикл углерода.

2.2.1. Отбор проб

Полевые исследования, составившие фактическую основу диссертационной работы, выполнены в период с 2007 по 2025 гг. в ходе многолетних морских и сухопутных экспедиций Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН при личном участии автора (как руководителя работ и/или основного исполнителя). Объектами опробования выступали все основные типы флюидных систем Сахалинского региона: морская вода и донные отложения на шельфе и склоне о. Сахалин (включая зоны газовых сипов и газогидратообразования), свободные и растворённые газы грязевых вулканов, термальных и минеральных источников, а также

приземный воздух. Отбор проб проводился по унифицированным методикам, обеспечивающим репрезентативность, исключение контакта с атмосферой и сохранность исходного газового состава.

Отбор проб морской воды

Отбор проб морской воды для газогеохимического анализа осуществлялся с борта научно-исследовательских судов в Охотском и Японском морях. Использовалась зондирующая система SBE 19 CTD (США), комбинированная с кассетой поливинилхлоридных батометров NISKIN объёмом 4 л (12 батометров). Конструкция батометров NISKIN, оснащённых герметично закрывающимися крышками, позволяет исключить дегазацию и потери летучих компонентов в процессе подъёма пробы.

Отбор проб выполнялся на 12 горизонтах, выбранных с учётом вертикального распределения температуры, солёности и других гидрологических параметров, регистрируемых в реальном времени при CTD-зондировании. Приоритетное внимание уделялось горизонтам с экстремумами градиентов океанографических характеристик, а также поверхностному и придонному слоям. В настоящем исследовании за придонный слой принимался интервал нижнего горизонта отбора, где первый батометр закрывался на расстоянии 1–1.5 м от дна.

Воду из батометров отбирали в предварительно простерилизованные медицинские стеклянные флаконы объёмом 60 и 100 мл методом «тройного перелива». Затем флаконы герметично закрывали стерильными резиновыми пробками без доступа атмосферного воздуха внутрь флаконов. Для удаления избытка воды использовались медицинские иглы.

Параллельно с дискретным опробованием батометров проводился отбор проб из проточной системы судового водозабора с глубины 5 м. Пробы отбирались методом тройного переполнения в стерильные стеклянные медицинские бутылки объёмом 60 и 100 мл, которые герметично закрывались резиновыми пробками без доступа атмосферного воздуха. Избыток воды также удалялся через медицинскую иглу.

Отбор проб донных отложений

Отбор донных осадков осуществлялся с помощью гидростатического пробоотборника (прямоточной геологической трубки) диаметром 138 мм и длиной 575 см. Для быстрого и качественного извлечения керна внутрь пробоотборника помещались двухсекционные (распиленные вдоль на две половины и плотно зафиксированные) пластиковые трубы диаметром 125 мм. После подъёма пробоотборника на борт пластиковая труба с ненарушенным керном переносилась в судовую лабораторию, где колонка разрезалась на две половины для последующей обработки по стандартной схеме: фотодокументирование, литологическое описание и отбор проб на различные виды анализов.

Отбор проб осадка для газогеохимического анализа производился с шагом в среднем 20 см (для метана) и 40 см (для гелия и водорода) по длине керна. Шприцами объёмом 10 мл с обрезанными носицами отбиралась навеска осадка, которая помещалась в стеклянные склянки объёмом 68 мл, предварительно заполненные доверху насыщенным раствором NaCl. Флакон герметично закрывался резиновой пробкой. Для удаления остаточного воздуха использовалась инъекционная игла. В качестве консерванта добавлялось 0.5 мл 0.05% раствора хлоргексидина биглюконата. Применение насыщенного солевого раствора подавляет микробиологическую активность и минимизирует растворение газов. Параллельно отбирались и анализировались холостые пробы.

Ввиду высокой летучести гелия, водорода и сероводорода анализ этих компонентов проводился в течение 1 часа после отбора пробы. Пробы, предназначенные для анализа в береговых условиях, обрабатывали хлоргексидином и хранили при температуре +4 °C в защищённом от света месте.

Отбор проб свободного газа

Пробы свободного (спонтанно выделяющегося) газа отбирались на грязевых вулканах (Южно-Сахалинский, Пугачевский, Лесновский,

Восточный), а также на Дагинском газогидротермальном месторождении и других термальных и минеральных источниках острова Сахалин.

Отбор производился методом вытеснения насыщенного раствора NaCl с предварительным вакуумированием системы. Над газовыделяющим грифом или источником устанавливалась специальная воронка с газоотводной трубкой, обеспечивающая герметичное перекрытие зоны дегазации. Ручным вакуумным насосом из системы откачивался воздух, после чего выдерживалось свободное барботирование природного газа через слой насыщенного солевого раствора в течение 20 минут. Данная процедура позволяла вытеснить остаточный воздух и стабилизировать газовый поток.

По завершении продувки проба газа без контакта с атмосферой переводилась в перевёрнутый стеклянный флакон, заполненный солевым раствором. Максимальный срок хранения проб до анализа в стационарных условиях составлял 72 часа (для удалённого Дагинского месторождения). Пробы с Южно-Сахалинского грязевого вулкана отбирались в течение 5 часов и доставлялись в лабораторию в течение 48 часов.

Отбор проб воды из термальных и минеральных источников

Пробы воды из термальных и минеральных источников отбирались в стеклянные бутылки объёмом 100 мл и 0.5 л с полным заполнением, исключаящим наличие пузырьков воздуха в горловом пространстве. Там, где источники активно бурлили, отбор производился с помощью воронки методом водного вытеснения непосредственно в 125-мл стеклянные флаконы, которые погружались в воду источника. Во флаконы наливали немного воды (не менее $\frac{1}{4}$ общего объема флакона), после чего флаконы герметично укупоривались резиновыми мембранами, обматывались изоляционной лентой и хранились в перевёрнутом положении.

Параллельно проводились измерения физико-химических параметров: температуры (портативные термометры), pH (портативный pH-метр), общей минерализации (портативный влагозащищённый измеритель Hanna), а также метеорологических параметров (многофункциональный прибор Testo 435).

Для количественной оценки интенсивности эмиссии природного газа из наземных флюидопроявлений (грифонов грязевых вулканов, термальных источников с активным пробулькиванием газов) применялся метод, основанный на измерении времени вытеснения жидкости фиксированным объёмом газа [Etiope et al., 2002]. Измерения выполнялись непосредственно в полевых условиях. Над газовыделяющим грифоном или источником герметично устанавливалась воронка, соединённая газоотводной трубкой со стеклянным флаконом известного объёма. Флакон предварительно заполнялся водой (в ряде случаев – насыщенным раствором NaCl для минимизации растворения газа). При поступлении газа во флакон происходило вытеснение жидкости. Объём поступившего газа фиксировался по градуированной шкале или принимался равным полному объёму флакона.

Для источников с неравномерным пузырьковым режимом время замеров увеличивалось до 5–10 минут для получения статистически значимого среднего значения. Параллельно фиксировались температура газа и воды, атмосферное давление, а также визуальные характеристики пузырьковой фазы (размер, частота).

Отбор проб атмосферного воздуха

В ходе морских и сухопутных экспедиций проводился отбор проб приземного воздуха для определения фоновых и аномальных концентраций метана, углекислого газа и других газовых компонентов. Пробы отбирались в вакуумированные флаконы с соблюдением мер, исключающих загрязнение выдыхаемым воздухом и выхлопными газами. Анализ проб воздуха выполнялся непосредственно после отбора либо в течение короткого времени хранения.

2.2.2. Анализ газа

Аналитическая часть работы выполнена на базе лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН (аттестована Росстандартом, Заключение № 004В), лаборатории комплексных исследований окружающей среды и

минеральных ресурсов, лаборатории спутниковой океанологии ТОИ ДВО РАН, а также в сотрудничестве с лабораторией геохимии стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН, Университетом Хоккайдо (Япония).

Извлечение газов из донных осадков и воды

Извлечение газов из донных осадков и воды выполнялось методом равновесных концентраций [Wiesenburg, Guinasso, 1979; Capasso, Inguaggiato, 1998; Vereshchagina et al., 2013].

В зависимости от целевых компонентов применялись различные газы для создания в пробе газовой фазы:

При определении метана, тяжёлых углеводородов (C_2 – C_5), углекислого газа и азота в качестве равновесной газовой фазы использовался гелий. Гелий напускался в склянки из газового мешка «Tedlar Bag Dual Valve» (США) (предварительно газ из мешка анализировался на газовом хроматографе), оснащённого двумя клапанами. Через один клапан, снабжённый иглой, производился напуск гелия, одновременно через другой клапан шприцем отбиралось 12 мл пробы из флакона. После герметизации склянки подвергались интенсивному встряхиванию на перемешивающем устройстве LS 110 (Россия) (не менее 4 часов).

При определении гелия, водорода и сероводорода в качестве равновесной газовой фазы использовался синтетический воздух (также 12 мл), поскольку применение гелия в данном случае создало бы недопустимо высокий фоновый сигнал. Методика основана на классическом подходе равновесных концентраций, описанном в работах [Wiesenburg, Guinasso, 1979].

После достижения равновесия между жидкой и газовой фазами (интенсивное встряхивание не менее 4 часов), 5 мл газа вводилось шприцем в хроматограф.

Газохроматографический анализ углеводородных и неуглеводородных газов

Количественный и качественный анализ состава углеводородных газов (CH_4 , C_2H_6 , C_3H_8 , $\text{C}_4\text{--C}_5$), а также CO_2 , N_2 , O_2 выполнялся методом газовой хроматографии [Synar, Yayanos, 1992; Lammers, Suess, 1995] на двухканальном газовом хроматографе «КристалЛюкс 4000М» (ООО «НПФ «Мета-хром», Россия) или «Кристалл 9000» (ЗАО СКБ «Хроматэк», Россия).

Прибор оснащён пламенно-ионизационным детектором (ПИД) и двумя детекторами по теплопроводности (ДТП), а также двумя металлическими набивными колонками с сорбентами HayeSep D и NaX. Газ-носитель - гелий (марка 6.0). Проба вводилась в кран-дозатор с помощью шприца. Чувствительность детекторов по метану и его гомологам составляет 10^{-5} %. Максимальная погрешность измерений с учётом ошибок пробоотбора не превышает 5%.

Для анализа содержания сероводорода (H_2S) использовался газовый хроматограф «S-Хром» (НТФ «БАКС», Россия) с электрохимическим детектором, обеспечивающим определение массовой доли сероводорода в диапазоне от 0.01 до 200 ppm.

Определение концентраций гелия и водорода в морской воде, донных осадках и пробах свободного газа проводилось методом газовой хроматографии на портативном газовом хроматографе «Хроматэк-Газохром 2000» (ЗАО СКБ «Хроматэк», Россия). Прибор укомплектован детектором по теплопроводности повышенной чувствительности (предел обнаружения 1–2 ppm для гелия и водорода). Газ-носитель – аргон. Длительность одного анализа составляет 5 минут. Метод основан на высокой чувствительности детектора теплопроводности к гелию и водороду [Царев и др., 2000]. Ошибка определения гелия составляла 0.05 ppm, водорода – 0.03 ppm.

Изотопный анализ углерода метана и углекислого газа

Изотопный состав углерода метана ($\delta^{13}\text{C-CH}_4$) и углекислого газа ($\delta^{13}\text{C-CO}_2$) определялся в лаборатории геохимии стабильных изотопов Дальневосточного геологического института ДВО РАН на масс-спектрометре Finnigan MAT 252, а также в Университете Хоккайдо (Япония).

Подготовка проб к масс-спектрометрическому анализу проводилась по методике [Velivetskaya et al., 2015]. Углерод метана конвертировали в диоксид углерода на окислительной колонке с CuO и платиновым катализатором в кварцевых реакторах, в вакуумных условиях при температуре 1000 °C. Продукты реакции вымораживались в криогенной ловушке при температуре – 196 °C с последующей криогенной очисткой CO₂. Измерение изотопных отношений ¹³C/¹²C выполнялось на изотопном масс-спектрометре MAT 253 (ThermoQuest, Bremen, Germany) в режиме двойной системы напуска. Результаты выражались в δ-нотации (промилле) относительно международного стандарта V-PDB. Калибровка осуществлялась по международным стандартам NBS-18, NBS-19 и IAEA-CO-8.

Изотопный анализ благородных газов

Изотопный состав гелия (³He/⁴He), неона (²⁰Ne, ²¹Ne, ²²Ne) и аргона (³⁶Ar, ³⁸Ar, ⁴⁰Ar) изучался в лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН на масс-спектрометре высокого разрешения Helix SFT (Thermo Scientific, США). Методика анализа благородных газов соответствует подходам, изложенным в работах [Sano, Nakajima, 2008; Park et al., 2006].

Для отделения гелия и неона от мешающих компонентов (активные газы: O₂, H₂, CO₂, H₂O, частично CH₄ и др.) и азота применялась двухступенчатая система очистки. Поглощение активных газов осуществлялось двумя неиспаряемыми геттерами (NEG – non-evaporable getter) типа SAES NP10, работающими при комнатной температуре и при 500 °C в течение 5 минут. После понижения давления в системе напуска до 5×10^{–3} мбар подключалась криогенная ловушка Janis, заполненная активированным углём, для дополнительного поглощения высококипящих газов при температуре 85 K в течение 10 минут.

Перед напуском очищенной He-Ne фракции в анализатор криогенная ловушка закрывалась для минимизации влияния ионного тока ⁴⁰Ar⁺. Вклад дважды заряженных ионов ⁴⁰Ar⁺⁺ в пик ²⁰Ne⁺ был незначителен и поддавался корректировке. Ионные токи изотопов ³He, ⁴He, ²⁰Ne, ²¹Ne, ²²Ne измерялись

трёхкратно (при достаточном уровне сигнала) как детектором Фарадея, так и электронным умножителем. После измерения He-Ne компоненты система напуска откачивалась в течение 5 минут, затем напускалась вторая аликвота пробы из стандартной пипетки масс-спектрометра.

Аргоновая фракция очищалась от активных газов двумя неиспаряемыми геттерами. После завершения измерения He-Ne компоненты и откачки масс-анализатора очищенная аргоновая фракция вводилась в анализатор, где измерялись ионные токи изотопов ^{40}Ar , ^{38}Ar , ^{36}Ar (также трёхкратно детектором Фарадея и электронным умножителем).

Измерение физических параметров осадков и воды

Температура донных осадков измерялась непосредственно после подъёма керна с помощью многофункционального прибора Testo 435 (Германия). Погрешность измерения составляла ± 0.1 °C. В исследованных осадках температура варьировала от 0 до +4 °C; в интервалах с газогидратами она составляла 0 – +1 °C, в безгидратных осадках – на 2–4 °C выше.

При полевых работах на термальных и минеральных источниках проводились измерения температуры воды (портативные термометры), pH (портативный pH-метр), общей минерализации (портативный влагозащищённый измеритель Hanna), а также метеорологических параметров (многофункциональный прибор Testo 435, Германия).

Определение фоновых концентраций и статистическая обработка

Ключевым этапом интерпретации газогеохимических данных является обоснованное выделение фоновых и аномальных концентраций газов в исследуемых средах (донные отложения, морская вода, атмосферный воздух, свободные газы). В настоящей работе при установлении фоновых показателей применялся комплексный подход, сочетающий требования действующих нормативно-методических документов и классические вероятностно-статистические методы [Смирнов, Большев, 1983; Дэвис, 1990; Нормативно-методическое..., 1995; Поротов, 1977].

В основу исследования положено определение геохимического поля, сформулированное И.С. Старобинцем и соавторами: «геохимическое поле — это соответственное пространственное распределение концентраций ингредиентов твердой, жидкой и газовой фаз и физико-химических параметров среды в пределах некоторой части геологического пространства» [Основы теории..., 1993]. Следуя данному определению, под газогеохимическим полем в работе понимается взаимосвязанное пространственное распределение газовых компонентов и их химических соединений в определенном объеме геологического пространства (водная толща, осадки, зона аэрации). Изучались пространственное распределение и временная изменчивость концентраций углеводородных газов (CH_4 , $\text{C}_2\text{--C}_5$), гелия, водорода, сероводорода, углекислого газа, азота. При этом фоновые содержания, преобладающие в общем массиве данных, несут важную информацию о происхождении природных газов и условиях их генерации. Согласно нормативным документам, фоновая концентрация вещества (газа) может устанавливаться либо в виде единого регионального фонового показателя, либо, при выявлении существенной пространственной изменчивости, дифференцированно – в виде локальных фоновых показателей для отдельных частей территории (акватории) региона. Данный подход был успешно апробирован и реализован при проведении региональных газогеохимических съёмок 2006–2009 гг. в рамках государственных проектов по изучению глубинного строения Охотского моря (совместно с ФГУНПП «Севморгео»).

Для определения регионального фонового содержания метана и других газов в донных отложениях и воде использована статистическая модель изменчивости их распределения, разработанная и применённая в ходе 42-го рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (экспедиция «Магадан — Южные Курилы», 2007 г.). Методика расчёта основана на анализе выборок, репрезентативно характеризующих обширные акватории и территории с минимальным влиянием локальных аномалий. Необходимость привлечения

региональных данных обусловлена тем, что детальные газогеохимические съёмки, как правило, проводятся в пределах перспективных площадей с заведомо повышенными средними содержаниями углеводородных газов. В таких условиях адекватная оценка фоновых значений и, соответственно, корректное выделение аномалий без опоры на региональный фон становится затруднительным. Предложенный метод расчёта получил положительную оценку специалистов ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского» (ВСЕГЕИ).

Обработка хроматографических и масс-спектрометрических данных выполнялась с использованием штатного программного обеспечения аналитических приборов и стандартных методов математической статистики. Для оценки воспроизводимости результатов не менее 10 % проб анализировалось повторно. Коэффициент вариации для основных определяемых компонентов в диапазоне фоновых концентраций не превышал 10 %.

Таким образом, применённая методология определения фоновых концентраций и статистической обработки данных обеспечила объективное, метрологически обоснованное разделение фоновых и аномальных газогеохимических полей, что является необходимой основой для достоверной интерпретации природы газовых аномалий и последующего газогеохимического районирования Сахалинского региона и прилегающего шельфа.

2.2.3. Расчет потока метана и углекислого газа от геологических источников на о. Сахалин

Для Дагинской газогидротермальной системы был рассчитан поток метана в атмосферу с поверхности источника для каждой точки отбора проб. Для расчета использовались данные, полученные в экспедиции на о. Сахалин в марте 2024 г. Были измерены концентрации растворенного метана в воде с учетом температуры и солености источника, содержание метана

непосредственно над водной поверхностью в атмосфере и скорость ветра на момент отбора проб. Также были оценены такие параметры как: количество и диаметр пузырей, выбулькивающих в единицу времени с одного источника, площадь распространения пузырей, количество выходов газа приходящихся на все поле Дагинских источников.

Расчет концентраций газов проводился по методу, описанному в работах [Mishukova et al., 2015; Mishukova et al., 2017; Vereshchagina et al., 2013].

Для расчета потока метана (F) в районе Дагинской газогидротермальной системы была использована формула с числом Шмидта.

$$F = 0.31 * V^2 * (Sc / (660))^{(-1/2)} * \Delta C \quad (1)$$

$$Sc = 2039.2 - 120.31t + 3.4209t^2 - 0.040437t^3 \quad (2)$$

Где V – скорость ветра, Sc – число Шмидта, ΔC – разность между фактической концентрацией метана, измеренной в воде, и его равновесной концентрацией с атмосферой при данной температуре и солёности, t – температура воды.

Степень пересыщения N (%) рассчитывалась для каждой пробы по формуле:

$$N = (\Delta C / C_{\text{равн}}) \times 100. \quad (3)$$

Где $C_{\text{равн}}$ – равновесная концентрация метана в воде при данных температуре и солёности, соответствующая его содержанию в атмосфере.

Степень насыщения (S) показывает, насколько близка концентрация газа в воде к равновесной концентрации в воздухе. Рассчитывается она как отношение фактической концентрации в воде (C_w) к равновесной концентрации (C_{eq}):

$$S = C_w / C_{eq} \quad (4)$$

Оценка потоков углекислого газа и метана с Южно-Сахалинского грязевого вулкана выполнена при учете двух основных составляющих

эмиссии: 1) точечная дегазация через активные грифоны и 2) фоновая диффузная дегазация через площадь грязевого поля. Расчёт учитывает два режима активности: пассивного периода и фазы повышенной активности (извержения). Исходные параметры определены на основе данных натурных и спутниковых наблюдений, данных предшествующих работ [Ершов и др., 2010; Ершов, Никитенко, 2017; Syrbu et al., 2023] и консервативных оценок, принятых в подобных исследованиях [Etiope, 2005; EPA, 2010].

За основу взяты данные натурных наблюдений за наиболее характерными активными грифонами. Исходными параметрами являются: количество активных грифонов ($N=4$), объёмный дебит свободного газа через один грифон и его компонентный состав. Дебит задан для двух сценариев: пассивный период (10 мл/с) и период повышенной активности, условно принимаемый за фазу извержения (среднее значение 35 мл/с в диапазоне 30–40 мл/с) [Ершов и др., 2010]. Состав газа для пассивного периода принят постоянным: 65 об.% CO_2 и 25 об.% CH_4 [Ershov et al., 2011; Syrbu et al., 2022]. Учтено изменения химического состава свободного газа в период, предшествующий активизации (извержению). В соответствии с данными мониторинга, в эту фазу доля CO_2 возрастает, а доля CH_4 снижается: $\text{CO}_2 = 80$ об.%, $\text{CH}_4 = 20$ об.% [Ershov et al., 2011]. Расчёт позволяет оценить не только изменение абсолютных потоков из-за роста дебита, но и влияние динамики состава газа на структуру эмиссии.

Суточный и годовой объём эмиссии каждого компонента рассчитывался исходя из суммарного дебита всех грифонов. Для перевода объёма в массу использованы значения плотности газов при стандартных условиях (0°C , 101.325 кПа): 1.977 кг/м³ для CO_2 и 0.716 кг/м³ для CH_4 .

Ввиду отсутствия прямых измерений микропросачивания, оценка диффузной дегазации с площади грязевого вулкана выполнена на основе удельных потоков, установленных для аналогичных грязевулканических полей мира. В соответствии с литературными данными [Etiope, 2005; Hong, Yang, 2007; EPA, 2010], для консервативной (средне-минимальной) оценки

приняты следующие значения: 0.5 кг углекислого газа с м² в сутки и 0.05 кг метана с м² в сутки. Общая площадь проявления грязевого вулканизма, участвующая в диффузной дегазации, оценивается в 1 000 м² (0.001 км²). Интегральный поток для каждого газа рассчитан умножением удельного потока на общую площадь и на количество дней в году. Объёмный эквивалент диффузного потока получен делением массового потока на плотность соответствующего газа.

Суммарный поток каждого газа определён как сумма точечной дегазации из каждого грифона и диффузной с площади грязевого вулкана. В модели заложены следующие основные допущения: 1) удельные потоки диффузной дегазации однородны по всей площади, что является сильным упрощением; 2) плотность газов приведена к стандартным условиям.

2.2.4. Метрологическое обеспечение и стандартизация

Достоверность и надёжность представленных в работе газогеохимических данных обеспечивается строгим соблюдением унифицированной системы контроля качества на всех этапах исследования – от полевого отбора проб до расчёта концентраций и интерпретации результатов.

1) Стандартизованная и аттестованная методика

Все газоаналитические работы выполнялись в соответствии с сертифицированной методикой, закреплённой в Паспорте лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН и утверждённой Заключением Росстандарта № 004В от 17.02.2025. Данная методология, включающая процедуры отбора проб (метод вытеснения, вакуумная дегазация, метод равновесных концентраций – «headspace»), пробоподготовку, хроматографический анализ и расчёт концентраций, прошла многолетнюю апробацию в ходе морских и сухопутных экспедиций и является стандартной для исследований природных газов в дальневосточном регионе. Методические разработки защищены патентами, опубликованы в рецензируемых изданиях и отчетах по НИР

[Обжиров и др., 1999; Vereshchagina et al., 2013; Shakirov, Syrbu, 2013; Shakirov et al., 2019].

2) Метрологическое обеспечение и калибровка аналитического оборудования

Использованное газохроматографическое оборудование – «КристалЛюкс 4000М», «Хроматэк-Кристалл 9000», «Хроматэк-Газохром–2000», «S-Хром» – проходило регулярные метрологические поверки в соответствии с требованиями Госстандарта РФ. Калибровка приборов выполнялась перед каждым циклом измерений с применением стандартных газовых смесей (ПГС) с аттестованными значениями концентраций метана, углекислого газа, гелия, водорода, сероводорода и других компонентов. Предел обнаружения метана и углеводородных газов составлял 10^{-5} %, гелия и водорода - 1 ppm. Относительная погрешность измерений не превышала 3-5 % в зависимости от компонента и диапазона концентраций.

Для изотопного анализа ($\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$, $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$, $^3\text{He}/^4\text{He}$) использовалось высокоточное масс-спектрометрическое оборудование, калиброванное по международным стандартам (V-PDB, атмосферный гелий). Контроль качества изотопных измерений осуществлялся путём регулярного анализа лабораторных стандартов и холостых проб.

3) Контроль качества на всех этапах анализа

Отбор проб морской воды, донных осадков и свободного газа производился строго по унифицированному протоколу, исключающему контакт с атмосферой и минимизирующему потери летучих компонентов:

- стеклянные флаконы предварительно освобождали от содержимого, ополаскивали кипятком, высушивали и герметично укупоривали резиновыми пробками, закреплёнными металлическими обжимными колпачками;

- при создании равновесной газовой фазы строго контролировались объём инжектируемого газа-носителя (гелий или атмосферный воздух), время

и скорость встряхивания (не менее 4 часов на перемешивающем устройстве LS 110 для осадка);

- расчёт концентраций растворённых газов выполнялся по алгоритмам, учитывающим температуру, солёность и давление в момент отбора, с использованием констант растворимости [Yamamoto et al., 1976; Wiesenburg, Guinasso, 1979].

Каждая партия проб сопровождалась анализом холостых и контрольных образцов. Для оценки воспроизводимости не менее 10 % проб анализировались повторно. Коэффициент вариации для метана в диапазоне фоновых концентраций не превышал 10 %.

4) Сопоставимость результатов и региональная верификация

Полученные в работе значения фоновых и аномальных концентраций метана, гелия, водорода, сероводорода, а также изотопные характеристики углерода и гелия хорошо согласуются с данными многолетних исследований ТОИ ДВО РАН для акваторий Охотского и Японского морей, шельфа и склона о. Сахалин [Обжиров, 1993; Шакиров, 2018; Mishukova et al., 2017; Shakirov et al., 2019; Syrbu et al., 2022], а также с результатами независимых международных проектов (KOMEX, CHAOS, SSGH). Это служит дополнительным подтверждением корректности применённых методик и надёжности сформированной базы данных.

Таким образом, в ходе выполнения работы сформирован репрезентативный, метрологически обеспеченный массив газогеохимических данных, охватывающий все основные типы флюидных систем Сахалинского региона и прилегающих акваторий. Применение стандартизированных и аттестованных методик, регулярный приборный контроль, строгое соблюдение протоколов пробоотбора и анализа, а также сопоставимость результатов с обширным региональным и общемировым материалом предшественников обеспечивают высокую достоверность и обоснованность представленных в диссертации защищаемых научных положений.

2.2.5. Спутниковые данные по газовому составу атмосферы

В работе использовались данные пассивных спутниковых сканеров и спектрометров, обеспечивающих глобальный мониторинг концентраций парниковых газов в атмосферном столбе и на различных высотных уровнях (Таблица 4). Применение нескольких независимых спутниковых платформ позволило повысить достоверность оценок и охватить различные масштабы явлений – от регионального фона до локальных аномалий.

AIRS (Atmospheric Infrared Sounder) (<https://airs.jpl.nasa.gov/>) – инфракрасный зонд на борту спутника AQUA (NASA, США), предназначенный для глобального зондирования земной атмосферы. Предоставляет ежедневные данные уровня L2 о вертикальных профилях температуры, водяного пара, метана, а также аэрозольных фракциях. Пространственное разрешение составляет 50 км, профиль разделён на 28 уровней от 1100 до 0.1 гПа. Наибольшая чувствительность к метану заявлена в диапазоне 300-400 гПа. Данные AIRS использовались для анализа полей CH_4 и CO_2 над акваторией Охотского моря, территорией о. Сахалин, а также для детального изучения районов Южно-Сахалинского и Пугачевского грязевых вулканов, залива Терпения, Дагинских и Луньских геотермальных источников.

TROPOMI (TROPOspheric Monitoring Instrument) (<https://sentinel.esa.int/web/sentinel/technical-guides/sentinel-5p/products-algorithms>) – спектрометр, установленный на спутнике Copernicus Sentinel-5 Precursor (ESA, Нидерланды). Обеспечивает глобальное зондирование атмосферы с высоким пространственным разрешением: размер пикселя составляет 7×3.5 км. Предоставляет интегральные по атмосферному столбу значения концентраций метана, озона, угарного газа, диоксида азота, формальдегида, а также параметры облачности. Данные TROPOMI применены для детектирования локальных метановых аномалий и построения карт распределения приземных концентраций CH_4 в районе Южно-Сахалинского грязевого вулкана и других точечных источников.

IASI (Infrared Atmospheric Sounding Interferometer – New Generation) (<https://www.eumetsat.int/iasi>) – инфракрасный интерферометр на борту спутников Metop (EUMETSAT, Германия). Предназначен для измерения вертикальных профилей парниковых газов и мониторинга качества воздуха. Пространственное разрешение прибора составляет 12 км, профиль разделён на 100 уровней. IASI обладает высокой чувствительностью к содержанию метана в свободной тропосфере, что позволяет оценивать фоновые и аномальные уровни газа над исследуемыми районами. Данные IASI использованы для верификации результатов, полученных по AIRS и TROPOMI, и для анализа вертикальной структуры газовых аномалий.

OCO-2 (Orbiting Carbon Observatory-2) (<https://ocov2.jpl.nasa.gov/>) – спутниковый спектрометр NASA, предназначенный для измерения столбцовых концентраций диоксида углерода (XCO_2). Характеризуется высоким пространственным разрешением: ~2.25 км вдоль трека и 0.1-1.3 км поперёк, ширина полосы ~10 км. Использован для оценки эмиссии CO_2 в районе Южно-Сахалинского грязевого вулкана.

2.2.6. Метеорологические и реанализовые данные

Для учёта адвективного переноса газовых примесей и оценки условий распространения шлейфов использовались следующие источники:

CCMP (Cross-Calibrated Multi-Platform) (<https://www.remss.com/measurements/ccmp/>) – глобальный метеорологический реанализ, предоставляющий ежедневные данные уровня L4 о скорости и направлении приповерхностного ветра (на высоте 10 м) на регулярной сетке с шагом 0.25° (~27.5 км). Использован для оценки переноса метана от наземных и шельфовых источников (районы Дагинских и Луньских источников, Южно-Сахалинского и Пугачевского вулканов, залив Терпения).

ERA5 (<https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview>) – глобальный атмосферный реанализ Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF), содержащий почасовые

данные о скорости и направлении ветра на высоте 10 м с пространственным разрешением 0.25° . Данные ERA5 применялись для анализа дисперсии CO_2 в районе Южно-Сахалинского грязевого вулкана.

Наземные метеорологические наблюдения

Для детализации ветрового режима в районах Дагинских (52.0° с.ш., 143.0° в.д.) и Луньских (51.3° с.ш., 143.3° в.д.) геотермальных источников использованы данные метеостанции «Ноглики» (51.9° с.ш., 143.1° в.д.), полученные из ВНИИГМИ-МЦД (meteo.ru). Анализировались среднемесячные и ежедневные значения направления и скорости ветра за февраль-март 2019–2024 гг. Для получения метеорологических данных в районе Южно-Сахалинского грязевого вулкана взяты данные станции «Южно-Сахалинск», расположенной на западной окраине города Южно-Сахалинск в Сусунайской долине. Высота метеоплощадки: 22 м над средним уровнем моря. Также для работы были использованы метеорологические данные, взятые из ООО «Расписание Погоды», 2004-2026 [Weather archive RP5, б.г.] за период с 2020 до 2025 гг.

2.2.7. Методика обработки и анализа спутниковых данных

Обработка спутниковых данных осуществлялась в несколько этапов:

Предварительная фильтрация. Для исключения резких выбросов, связанных с инструментальными погрешностями или аномальными атмосферными условиями, применялся метод z-оценки (стандартизованной оценки). Для каждой выборки концентраций рассчитывались глобальное среднее значение и стандартное отклонение по всему доступному массиву данных за исследуемый период. Из дальнейшего анализа исключались значения, для которых модуль z-оценки превышал 2.

Привязка и интерполяция. Данные спутниковых измерений (OCO-2) интерполировались на регулярную географическую сетку реанализа ERA5 для обеспечения пространственного совмещения газовых и метеорологических полей. Данные AIRS, TROPOMI и IASI использовались в исходной

координатной привязке вдоль треков орбит с последующим построением карт распределения методом обратных взвешенных расстояний.

Отбор условий для оценки эмиссии. Для минимизации влияния адвективного переноса и оценки интенсивности источников в условиях, близких к штилевым, производился отбор точек (или моментов времени), в которых скорость ветра не превышала 1.5 м/с. Соответствующие этим условиям значения концентраций газов усреднялись за исследуемый период, что позволило получить характеристику собственной эмиссионной активности источника.

Таблица 4 – Районы и периоды спутниковых наблюдений на о. Сахалин и прилегающих акваториях

Район / Объект	Газ	Спутниковые данные	Метеоданные	Период наблюдений
Южно-Сахалинский грязевой вулкан	CH ₄	AIRS, TROPOMI, IASI	CCMP	2018-2021 гг., 8-12.09.2021 г. (период землетрясения)
	CO ₂	OCO-2	ERA5	2020-2025 гг.
Пугачевский грязевой вулкан	CH ₄	AIRS	CCMP	01.07-10.07 с 2019 г. по 2024 год
Дагинские геотермальные источники	CH ₄	AIRS	CCMP, метеостанция «Ноглики»	15-16.08.2023 г. и февраль-март 2019-2024 гг.
Луньские геотермальные источники	CH ₄	AIRS	CCMP, метеостанция «Ноглики»	15-16.08.2023 г.
Залив Терпения	CH ₄	AIRS	CCMP	01.07-10.07 с 2019 г. по 2024 год
Северо-восточный шельф о. Сахалин	CH ₄	AIRS	CCMP	15-16.08.2023 г. и февраль-март 2019-2024 гг.

Таким образом, комплексное применение спутниковых, метеорологических и реанализовых данных, подкреплённое статистической фильтрацией и учётом ветрового режима, позволило впервые для Сахалинского региона дать количественную оценку эмиссии парниковых

газов от геологических объектов, определить их источники и основные направления атмосферного переноса. Использование нескольких независимых спутниковых приборов с различными принципами измерений и пространственным разрешением обеспечило высокую надёжность выявленных закономерностей. Спутниковые измерения сопоставлялись с результатами натурных экспедиций.

Предложенный комплексный подход реализован в полном объёме (включая спутниковые данные) для Южно-Сахалинского грязевого вулкана и Дагинской термоминеральной системы. Для шельфовых районов использованы полевые газогеохимические, гидрологические и микробиологические методы. Спутниковые данные AIRS применены для верификации региональных аномалий метана, однако детальный анализ локальных подводных источников ограничен пространственным разрешением приборов.

ГЛАВА 3. ТИПИЗАЦИЯ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ О. САХАЛИН ПО ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИМ И ИЗОТОПНЫМ КРИТЕРИЯМ

Сахалинская складчатая система, являясь частью активной переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану, представляет собой уникальный полигон для изучения процессов глубинной дегазации Земли. Эта территория характеризуется высокой сейсмотектонической активностью, сочленением крупных литосферных плит (Амурской и Охотоморской) и наличием мощного осадочного чехла, насыщенного углеводородами [Харахинов, 2010; Glorie et al., 2017]. Интенсивная флюидодинамика региона проявляется в широком спектре наземных и подводных газопроявлений: от грязевых вулканов на юге острова до термальных и холодных минеральных источников на севере, а также гидратоносных структур и газовых факелов на прилегающем шельфе [Shakirov et al., 2004; Syrbu et al., 2022].

Несмотря на многолетнюю историю исследований, многие вопросы генезиса природных газов и их связи с глубинным геологическим строением оставались дискуссионными. В частности, требовалось уточнить источники углекислого газа и метана, роль мантийных флюидов и коровых процессов, а также создать единую классификацию газопроявлений, основанную на геохимических маркерах. Понимание этих процессов важно не только для реконструкции эволюции Сахалинского региона, но и для оценки роли природной дегазации в глобальном балансе парниковых газов и связи флюидных аномалий с сейсмичностью [Ershov et al., 2011].

Большинство окраинных бассейнов, примыкающих к континенту, заложены на материковом основании. В связи с этим недооценка материковой части окраинных морей, зоны перехода континент – океан, приводит к неполному пониманию процессов распределения газогеохимических полей, напрямую связанных с основными геологическими структурами, тектоникой и углеводородным потенциалом территории. В настоящее время проблема изменчивости газогеохимических параметров в транзитных зонах становится одной из самых актуальных и наиболее сложных.

Активная вертикальная разгрузка флюидов в пределах региона обнаруживается в виде грязевых вулканов, термальных и минеральных источников, скоплений углеводородов (нефтяные и газовые, газоконденсатные, газовые гидраты). Скопления углеводородов приурочены к разломным зонам различной проницаемости, что свидетельствует о вертикальной миграции флюидов по флюидопроводящим системам. Основными путями миграции служат проницаемые зоны разрывных нарушений и узлы пересечений разрывов (Рисунок 4). Флюидные системы, находясь в непрерывном движении, участвуют в перераспределении напряженно-деформированного состояния земной коры. Они определяют современную активность разломов, расположенных в сейсмоактивных и платформенных областях [Осика, 1981]. Среди современных методов исследования флюидодинамических процессов земной коры наиболее эффективным и доступным является газогеохимический мониторинг.

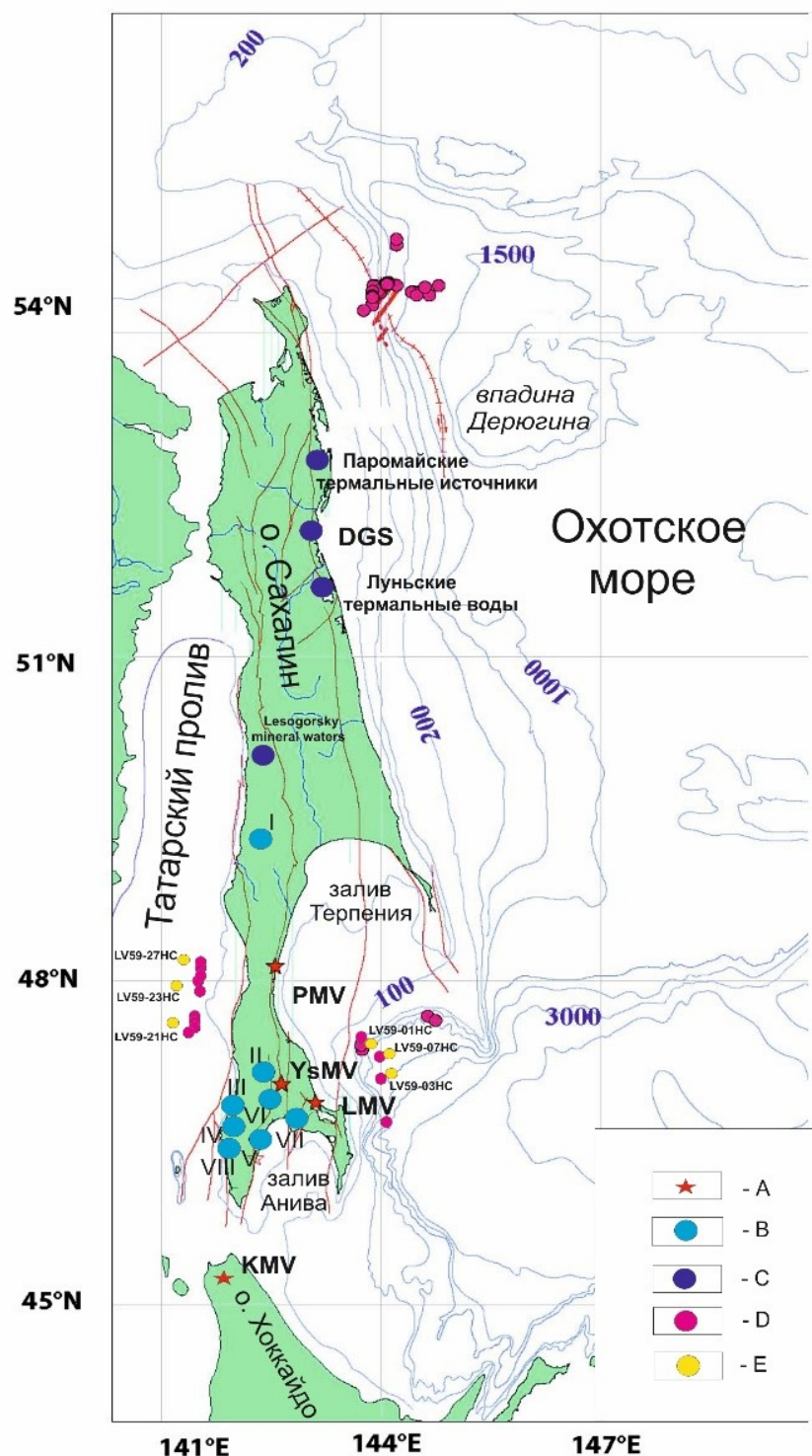


Рисунок 4 – Карта-схема района работ и мест отбора проб [Syrbu et al., 2022]

А – грязевые вулканы: Лесновский грязевой вулкан (LMV), Южно-Сахалинский грязевой вулкан (YsMV), Пугачевский грязевой вулкан (PMV), грязевой вулкан Камехоронобе (KMV); В – низкотемпературные минеральные воды: I – Волчанские, II – Синегорские, III – Холмская группа серных источников, IV – Невельская группа источников, V – Приточные, VI – Безымянный ручей, VII – Анивские; VIII – Амурские; С – термальные воды типа: Дагинская газогидротермальная система (DGS), Луньские термальные

источники, Лесогорские термальные воды, Паромайские термальные источники; D – газовые гидраты; E – станции отбора поровых вод из донных отложений, рейс 54 НИС «Академик М.А. Лаврентьев», 2017 г.

Главным структурным элементом о. Сахалин являются субмеридиональные разломы, связанные с коллизией Охотоморской плиты и Евразийской континентальной окраины. Эти разломы, по данным исследований [Равдоникас, 1986], контролируют пространственное распределение интрузивных поясов, сложенных преимущественно меловыми гранитоидами и габброидами. В узлах пересечения разломов формируются зоны повышенной проницаемости, где концентрируются современные геодинамические процессы: активизация грязевого вулканизма, гидротермальная деятельность и повышенная сейсмичность.

Флюидодинамический режим Сахалинской складчатой системы сформировался в результате длительной геологической эволюции региона, сочетающей островодужный магматизм и современную дегазацию осадочных бассейнов. Проявления палеовулканизма, датированные мелом-палеогеном, выражены андезит-базальтовыми лавами и туфами, ассоциирующими с островодужными системами, что указывает на высокую тектоно-магматическую активность на ранних этапах развития региона [Геология СССР..., 1970].

В отличие от древнего магматизма, современные газопроявления представлены преимущественно грязевым вулканизмом и гидротермальной деятельностью. На острове известно несколько грязевулканических районов (Южно-Сахалинский, Пугачевский и Восточный, Лесогорский), приуроченных к зонам активных разломов. Их извержения связаны не с магматизмом, а с дегазацией мощных осадочных толщ, сопровождающейся выбросами метана, углекислого газа, пластовых вод и глинистого материала [Мельников, Ильев, 1989; Shakirov et al., 2004; Ershov et al., 2011].

Важно подчеркнуть, что осадочные бассейны региона являются не только резервуарами для подземных вод, но и мощными генерационными

системами. Нефтегазоносные бассейны о. Сахалин (например, Северо-Сахалинский) приурочены к кайнозойским рифтогенным прогибам, заполненным терригенными толщами мощностью до 8–10 км. Накопление органического материала в палео-дельтовых комплексах, сочетающееся с высоким геотермическим градиентом (до 30–35°C/км), создало условия для генерации углеводородов. Миграция нефти и газа по разломным зонам привела к формированию, как промышленных залежей (месторождения на северо-восточном шельфе о. Сахалин), так и поверхностных нефтегазопроявлений [Харахинов, 2010].

Дополнительным источником углеводородов, особенно на юге острова, служат угленосные толщи. Они приурочены к двум стратиграфическим уровням: палеогеновому (найбутинская свита) и нижнемиоценовому (верхнедуйская свита), формирование которых происходило в условиях заболоченных речных пойм, приозерных и прибрежных болот, а также лагун. В разрезах свит выделяются пласты и прослои углей и углистых аргиллитов мощностью от 0.3 до 5 м (с отдельными линзами до 30 см). Накопление угленосных отложений происходило в эпохи климатических оптимумов при относительно низком уровне моря. Состав углей варьирует от гумитов до липойдолитов и сапрогумолитов, при этом последние характеризуются повышенным содержанием водорода (до 7.5%) и высоким выходом летучих веществ, что свидетельствует о значительном генерационном потенциале жидких углеводородов [Грецкая, Дахнова, 2010].

Циркуляция глубинных флюидов по тектонически ослабленным зонам обусловила формирование обширной сети гидротермальных систем на острове Сахалин. Минеральные и термальные источники (более 40 выходов) расположены по всему острову [Chelnokov et al., 2015]. В частности, термальные источники широко распространены в пределах Северо-Сахалинского гидрогеологического бассейна (Дагинские, Луньские и Паромайские термальные источники). Небольшие проявления термальных вод также известны в долинах рек Паромай, Агнево, Тавда, Амурская и Приточная

[Жарков, Козлов, 2017; Жарков, 2018; Жарков и др., 2018, 2019; Chelnokov et al., 2015, 2018].

Минеральные воды Сахалинской области характеризуются значительным разнообразием химического и газового состава, что отражает сложные геологические и тектонические условия региона. На острове распространены, как холодные, так и термальные источники. Температура вод варьирует от холодных (7–10°C) до термальных проявлений на севере острова (источники Дагинские, Лесогорский, Паромайский), где температуры достигают 45–50°C [Chelnokov et al., 2018].

Их макрокомпонентный и газовый состав отражает взаимодействие флюидов с породами фундамента (силикатный обмен, выщелачивание карбонатов), смешения с глубинными рассолами и морскими водами, а также поступления мантийных флюидов (CO₂, He) по активным разломам [Лаврушин и др., 1996; Chelnokov et al., 2018; Syrbu et al., 2022]. Глубинные скважины, пробуренные на 140 площадях, вскрыли водоносные горизонты с минерализацией до 35 г/л, обогащенные бромом, йодом и редкими щелочными элементами [Завадский, 1983; Харахинов, 2010].

Важным индикатором флюидной активности являются гидротермальные изменения пород (окварцевание, карбонатизация, пиритизация), фиксируемые вдоль активных разломов. Например, в зоне Центрально-Сахалинского глубинного разлома отмечаются прожилки кварца с сульфидами, что указывает на рудогенерирующий потенциал этих структур и длительную историю флюидопотоков [Геология СССР..., 1970; Мельников, Ильев, 1989].

Несмотря на достаточно хорошую изученность термальных и минеральных проявлений вод на острове Сахалин, ряд вопросов все еще остается малоизученным. Это особенно касается аспектов взаимосвязи их газогеохимического режима с сейсмической активностью, углеводородным потенциалом региона и воздействием потока природного газа на окружающую среду, что и определяет актуальность настоящего исследования.

3.1. Типизация газопроявлений по газогеохимическому составу

Эмпирическую базу исследования составили результаты многолетних экспедиционных работ, выполненных при непосредственном участии автора. Наземные исследования на о. Сахалин проводились в период с 2007 по 2025 гг. совместно с сотрудниками ИМГиГ ДВО РАН в рамках ряда научных проектов и грантов. Морские исследования осуществлялись в ходе международных проектов, включая российско-корейско-японский проект «САХАЛИН» (SSGH – Sakhalin Slope Gas Hydrates, начальник экспедиций д.г.-м.н. А.И. Обжиров), российско-китайские экспедиции на НИС «Академик М.А. Лаврентьев», а также российско-японские экспедиции 2017-2018 гг. В период 2013-2017 гг. автор принимала непосредственное участие в перечисленных экспедициях в качестве научного сотрудника газогеохимического отряда и ученого секретаря.

На основе анализа представительной выборки проб (более 150 образцов), включающей как авторские данные за 2007-2025 гг., так и опубликованные материалы [Лаврушин и др., 1996; Nachikubo et al., 2009; Miyakawa et al., 2013; Chelnokov et al., 2015, 2018], была разработана классификация газопроявлений о. Сахалин и прилегающего шельфа. Концентрации газов и изотопный состав углерода приведены в таблицах 5 и 6. Основные данные о составе газа выражены в молярных процентах, а остаточные газы - в миллионных долях (Таблица 5). Поскольку для ряда уравнений геотермометрии требуются соотношения газ/вода, они были рассчитаны (согласно Taran, 2005) и выражены в ммоль/кг или мкмоль/кг (Таблица 6).

Таблица 5 – Температура во время отбора проб и концентрация газа (мол. % и ppm)

#	Год	Объект	Тип	Ссылка	Аббре- виату- ра	T	CO ₂	CH ₄	N ₂	O ₂	He	H ₂
						(°C)	(%)	(%)	(%)	(%)	(ppm)	(ppm)
1	1970	Пугачевский грязевой вулкан	A	Лаврушин и др., 1996; Chelnokov et al., 2018	ПГВ	9.1	37.70	51.90	3.40	0.50	55.0	н.о.
2	2007	Южно-Сахалинский грязевой вулкан	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	71.60	25.78	2.27	0.12	35.0	12.7
3	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	63.80	33.06	2.71	0.22	40.9	8.1
4	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	71.70	25.46	2.49	0.16	11.8	6.3
5	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	77.72	19.74	2.01	0.37	29.1	10.4
6	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	69.00	28.44	2.21	0.13	34.7	13.8
7	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	63.20	33.93	2.44	н.о.	32.0	10.9
8	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	73.50	24.00	2.16	н.о.	15.2	15.1
9	2007	”	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	68.70	28.54	2.38	н.о.	25.4	9.0
10	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	62.70	34.44	2.43	н.о.	31.8	12.9
11	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	74.20	23.44	2.07	н.о.	26.8	7.5
12	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	62.20	34.90	2.78	н.о.	28.8	8.4
13	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	68.80	28.47	2.45	н.о.	24.2	9.6
14	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	73.90	23.33	2.37	н.о.	н.о.	н.о.
15	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	67.70	29.41	2.45	н.о.	н.о.	н.о.
16	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	63.10	34.06	2.42	0.17	32.9	8.7
17	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	73.70	23.78	2.50	0.16	29.7	10.7
18	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	70.60	26.84	2.42	0.15	33.3	14.0
19	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	62.20	34.88	2.21	0.14	28.4	5.8
20	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	72.10	25.38	2.22	0.10	21.3	6.9
21	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	70.40	27.14	2.55	0.16	27.8	6.9
22	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	62.30	35.13	2.16	0.12	23.2	4.1
23	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	71.10	26.60	2.16	0.12	28.7	8.0
24	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	61.50	35.82	2.26	0.09	25.0	12.8
25	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	70.10	27.19	2.53	0.17	н.о.	н.о.
26	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	61.80	35.38	2.02	0.09	32.8	11.7
27	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	70.30	27.13	2.34	0.10	29.1	8.8
28	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	75.00	22.61	2.37	0.14	29.0	10.6
29	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	70.60	26.81	2.21	0.09	23.5	9.3
30	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	71.50	26.04	2.41	0.11	23.8	7.0
31	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	71.00	26.80	2.52	0.21	24.9	7.5
32	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	69.70	27.18	2.23	0.11	н.о.	н.о.
33	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	65.10	31.83	2.53	0.14	н.о.	н.о.
34	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	76.00	21.23	2.06	0.14	29.2	7.8
35	2007	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	н.о.	н.о.	2.27	0.14	н.о.	н.о.
36	2012	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	28.6	0.3
37	2012	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	26.7	1.6
38	2012	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	32.4	0.8
39	2012	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	43.7	1.0
40	2012	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	29.4	0.7

41	2012	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	16.8	0.3
42	2012	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	20.9	0.2
43	2012	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	75.40	21.80	н.о.	н.о.	32.7	2.3
44	2014	“	A	Chelnokov et al., 2015	ЮСГВ	н.о.	81.12	16.10	2.32	0.28	н.о.	н.о.
45	1970	“	A	Лаврушин и др., 1996; Chelnokov et al., 2018	ЮСГВ	9.2	81.10	16.10	2.30	0.28	40.0	0.8
46	2012	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	74.10	22.60	н.о.	н.о.	29.4	1.0
47	2013	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	82.70	15.20	2.29	0.34	21.3	1.6
48	2013	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	87.10	10.90	2.64	0.36	12.0	2.0
49	2013	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	81.20	16.60	1.67	0.24	22.5	0.4
50	2013	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	79.20	17.50	1.51	0.35	27.1	0.9
51	2013	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	81.50	16.10	1.68	0.25	15.1	1.0
52	2013	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	74.70	22.60	2.62	0.46	25.0	1.8
53	2013	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	86.00	12.30	2.00	0.23	16.3	2.2
54	2013	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	75.90	21.50	2.18	0.26	25.2	1.9
55	2013	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	75.80	21.70	1.42	0.14	31.7	1.5
56	2013	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	82.80	14.60	2.11	0.19	18.6	0.4
57	2013	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	79.20	18.30	2.12	0.15	28.9	0.7
58	2013	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	73.80	23.50	1.94	0.39	25.6	1.1
59	2013	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	67.40	10.10	2.07	0.22	14.5	2.2
60	2013	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	77.90	19.60	2.17	0.25	29.1	0.9
61	2013	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	76.70	24.20	2.90	0.34	30.2	2.6
62	2013	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	73.90	19.70	2.84	0.48	24.2	1.9
63	2013	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	81.10	15.60	2.62	0.46	17.7	3.2
64	2013	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	77.40	20.30	1.86	0.15	29.4	6.5
65	2013	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	76.40	21.00	2.62	0.46	24.8	24.6
66	2013	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	78.20	15.10	2.00	0.23	18.5	5.7
67	2014	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	65.30	24.50	4.60	1.04	23.0	0.2
68	2014	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	51.70	39.10	4.85	1.01	40.4	1.2
69	2014	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	62.80	29.70	3.03	0.51	23.5	1.1
70	2014	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	74.70	16.90	3.04	0.67	15.3	0.9
71	2014	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	64.20	27.80	3.25	0.63	22.2	0.5
72	2014	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	64.80	27.50	3.68	0.75	27.7	0.9
73	2014	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	68.90	22.50	3.19	0.64	22.0	н.о.
74	2014	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	79.00	13.80	1.88	0.37	10.6	1.4
75	2014	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	60.20	31.60	3.54	0.66	35.4	1.0
76	2014	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	67.00	24.20	3.45	0.07	23.1	н.о.
77	2014	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	66.20	25.20	3.51	0.65	25.4	0.8
78	2014	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	64.40	27.70	2.97	0.55	22.5	н.о.
79	2014	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	93.10	1.80	7.52	0.63	10.9	н.о.
80	2015	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	87.41	10.20	1.73	0.53	20.4	1.1
81	2015	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	89.09	8.80	1.55	0.40	12.7	0.3
82	2015	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	86.60	10.20	2.30	0.70	10.6	1.8
83	2015	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	86.36	9.70	2.92	0.84	8.9	2.3

84	2015	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	89.35	6.00	3.55	0.99	8.1	0.8
85	2015	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	91.08	7.80	0.79	0.17	7.9	0.8
86	2015	“	A	авторские данные	ЮСГВ	н.о.	86.02	10.40	2.74	0.72	10.0	2.0
87	2020	“	A	авторские данные	ЮСГВ	12	54.92	47.12	2.75	0.13	50.1	0.0
88	2020	“	A	авторские данные	ЮСГВ	11.5	66.76	35.05	2.17	0.11	38.8	0.0
89	2012	Грязевой вулкан Хоронобе. Хоккайдо	A	Miyakawa et al., 2013	КГВ	11.6	3.40	90.70	4.50	0.01	39.0	31.0
90	2011	Южно-Сахалинский источник	B	авторские данные	I	н.о.	60.59	31.87	н.о.	н.о.	93.7	9.0
91	2014	“	B	авторские данные	I	н.о.	0.30	83.40	7.55	0.35	23.7	1.5
92	2014	“	B	авторские данные	I	н.о.	0.60	92.60	7.55	0.35	6.0	0.3
93	2014	“	B	авторские данные	I	н.о.	0.90	90.90	6.05	0.53	17.9	1.9
94	2014	“	B	авторские данные	I	н.о.	0.60	91.30	н.о.	н.о.	7.9	1.6
95	2014	“	B	авторские данные	I	н.о.	0.60	91.30	15.75	0.56	6.2	0.6
96	2014	“	B	авторские данные	I	н.о.	0.60	92.80	6.31	0.53	9.0	46.5
97	2014	“	B	авторские данные	I	н.о.	0.40	95.60	7.52	0.63	19.1	1.9
98	1982	скв. Волчанская	B	Лаврушин и др., 1996; Chelnokov et al., 2018	#12#80	10	50.90	27.80	17.00	0.60	10.0	6.8
99	2014	скв. Волчанская No.92	B	Chelnokov et al., 2015	II	10	60.60	31.90	6.90	0.50	94.0	н.о.
100	2011	Волчанские минеральные воды	B	авторские данные		н.о.	60.59	31.87	6.91	0.52	93.7	9.0
101	2011	Синегорские минеральные воды	B	авторские данные	II	н.о.	0.24	88.83	3.22	0.46	104.0	н.о.
102	1971	скв.Синегорская	B	Лаврушин и др., 1996; Chelnokov et al., 2018; Chelnokov et al., 2015; Ginsburg et al., 1993	#18#74	9.2	0.10	87.20	10.80	0.90	240.0	371.0
103	2012	скв. Синегорская	B	Chelnokov et al., 2018, авторские данные	#11	9.1	81.60	13.00	5.60	0.30	33.2	0.4
104	2015	Приточные источники	B	авторские данные	V	18.5	0.10	95.01	2.10	0.02	23.9	0.7
105	2017	“	B	авторские данные	V	19	0.08	97.14	1.96	0.14	20.3	н.о.
106	2017	“	B	авторские данные	V	19.2	0.13	97.04	2.03	0.13	21.3	2.3
107	2012	скв. Анивская	B	Лаврушин и др., 1996	#19	7	0.26	85.20	10.60	0.10	342.0	4.1
108	2015	Метановые выходы на юге (Анивские)	B	авторские данные	VII	н.о.	0.27	95.42	3.70	0.60	35.8	27.7
109	2017	Холмская группа сероводородных источников	B	авторские данные	III	6	4.06	н.о.	н.о.	н.о.	6.8	0.9
110	2017	“	B	авторские данные	III	5	2.48	н.о.	н.о.	н.о.	4.4	0.9
111	2017	“	B	авторские данные	III	8	1.43	н.о.	н.о.	н.о.	9.8	11.4
112	2020	“	B	авторские данные	III	6	0.14	92.23	н.о.	н.о.	25.9	15.5
113	2020	“	B	авторские данные	III	5	0.01	35.80	н.о.	н.о.	229.0	1.1
114	2014	Невельские источники	B	авторские данные	IV	н.о.	79.40	н.о.	19.83	0.78	12.0	0.9
115	2014	“	B	авторские данные	IV	н.о.	1.90	0.05	21.48	0.37	4.6	3.9
116	1971	Дагинская газогидротермальная система	B	Лаврушин и др., 1996, авторские данные	ДГС	13	0.61	69.00	22.10	1.05	13.0	н.о.
117	2017	Амурские термальные источники	C	авторские данные, Taran, 2005	VIII	26	0.01	87.05	5.00	0.41	9.9	н.о.
118	2017	“	C	авторские данные, Taran, 2005	VIII	26.5	0.49	84.61	6.92	0.45	6.7	н.о.
119	2012	скв. Амурская	C	Chelnokov et al., 2018, авторские данные	#20	21	0.15	94.20	4.10	0.10	14.8	178.0
120	2012	Дагинская газогидротермальная	C	Chelnokov et al., 2018, авторские	ДГС	21.5	0.40	84.80	6.88	0.50	22.9	н.о.

		система		данные								
121	2020	“	C	авторские данные		23.5	0.60	89.10	7.08	0.17	4.3	17.5
122	2020	“	C	авторские данные		20.1	0.20	83.00	14.83	0.18	11.6	13.6
123	1971	“	C	Лаврушин и др., 1996; Chelnokov et al., 2018	#20#77	45.2	0.43	84.80	7.08	0.17	20.0	н.о.
124	1982	Лесогорские термальные источники	C	Лаврушин и др., 1996; Chelnokov et al., 2018	#13#79	31.2	0.10	88.20	8.50	0.50	32.0	45.8
125	2015	Паромайские термальные источники	C	Zharkov et al., 2019		32	0.11	31.63	61.45	0.44	30.0	1.6
126	2002	LV32-09GC167	D	Mazurenko et al., 2009; Hachikubo et al., 2009	GH	н.о.	0.50	99.44	н.о.	0.44	0.0	н.о.
127	2002	LV32-13GC160	D	Mazurenko et al., 2009; Hachikubo et al., 2009	GH	н.о.	0.65	99.34	н.о.	0.00	0.0	н.о.
128	2002	LV32-16GC490	D	Mazurenko et al., 2009; Hachikubo et al., 2009	GH	н.о.	0.95	99.04	н.о.	0.00	0.0	н.о.
129	2002	LV31-34GC160	D	Mazurenko et al., 2009; Hachikubo et al., 2009	GH	н.о.	0.70	99.29	н.о.	0.00	0.0	н.о.
130	1991	91-02-40	D	Ginsburg et al., 1993	GH	н.о.	0.49	97.10	2.41	0.00	0.0	н.о.
131	2012	LV59-27HC. Татарский пролив. GH	E	авторские данные	PW	0	0.19	4.54	6.64	0.88	4.0	2.0
132	2012	LV59-05HC. Залив Терпения. GH	E	авторские данные	PW	1.8	0.37	8.87	5.82	0.87	53.3	8.6
133	2012	LV59-31HC. Татарский пролив. GH	E	авторские данные	PW	1.9	0.35	6.72	6.06	0.83	2.9	0.3
134	2012	LV59-43HC. Татарский пролив. GH	E	авторские данные	PW	1.9	0.53	8.65	4.56	0.60	13.7	0.3

Примечание: н.о. – не определялось.

Таблица 6 – Изотопный состав и концентрация растворенных газов (ммоль/кг и мкмоль/кг)*

#	Объект	Тип	Ссылка	CH ₄ δ ¹³ Cp _{db} (‰)	CO ₂ δ ¹³ Cp _{db} (‰)	CO ₂ ммоль/ кг	CH ₄ ммоль/кг	N ₂ ммоль/ кг	O ₂ ммоль/кг	He мкмоль/ кг	H ₂ мкмоль/кг
1	Пугачевский грязевой вулкан	A	Лаврушин и др., 1996; Chelnokov et al., 2018	-59.4	-15.3	318.0	10.3	0.632	0.085	1.079	н.о.
2	Южно-Сахалинский грязевой вулкан	A	авторские данные	-29.5	-5.9	609.9	7.2	0.608	0.030	0.974	0.353
3	“	A	авторские данные	-29.8	-7.1	540.9	8.0	0.617	0.047	0.974	0.193
4	“	A	авторские данные	-29.3	-6.7	609.2	6.6	0.613	0.037	0.303	0.162
5	“	A	авторские данные	н.о.	н.о.	664.5	6.2	0.603	0.105	0.902	0.323
6	“	A	авторские данные	-28.7	-5.5	588.2	8.2	0.607	0.034	0.989	0.393
7	“	A	авторские данные	-28.9	-6.8	537.2	8.9	0.612	н.о.	0.835	0.285
8	“	A	авторские данные	-28.9	-6.6	627.0	7.0	0.606	н.о.	0.442	0.439
9	”	A	авторские данные	-29.6	-6.1	584.4	7.7	0.610	н.о.	0.678	0.240
10	“	A	авторские данные	-29.2	-7.5	533.0	9.1	0.611	н.о.	0.833	0.338
11	“	A	авторские данные	-29.1	-6.3	633.8	7.1	0.604	н.о.	0.809	0.227
12	“	A	авторские данные	-28.3	-6.2	527.0	8.2	0.619	н.о.	0.671	0.196
13	“	A	авторские данные	-29.2	-6.1	584.8	7.5	0.612	н.о.	0.629	0.250
14	“	A	авторские данные	-29.3	-6.8	628.7	6.3	0.610	н.о.	н.о.	н.о.
15	“	A	авторские данные	-28.9	-6.9	575.4	7.7	0.612	н.о.	н.о.	н.о.
16	“	A	авторские данные	-29.8	-7.1	536.5	9.0	0.611	0.040	0.865	0.229
17	“	A	авторские данные	-29.2	-6.6	626.1	6.1	0.613	0.037	0.759	0.274

18	“	A	авторские данные	-29.6	-6.0	600.3	7.1	0.611	0.036	0.875	0.368
19	“	A	авторские данные	-29.2	-7.2	530.2	10.0	0.607	0.036	0.809	0.165
20	“	A	авторские данные	-29.8	-6.9	614.5	7.3	0.607	0.026	0.604	0.196
21	“	A	авторские данные	н.о.	н.о.	597.7	6.9	0.614	0.036	0.698	0.173
22	“	A	авторские данные	н.о.	н.о.	531.4	10.3	0.606	0.032	0.675	0.119
23	“	A	авторские данные	н.о.	н.о.	606.5	7.8	0.606	0.032	0.834	0.233
24	“	A	авторские данные	-28.6	-6.2	523.9	10.1	0.608	0.023	0.698	0.358
25	“	A	авторские данные	-27.2	-8.0	595.3	6.9	0.614	0.039	н.о.	н.о.
26	“	A	авторские данные	н.о.	н.о.	528.3	11.0	0.603	0.026	1.013	0.361
27	“	A	авторские данные	-29.0	-6.0	598.3	7.4	0.610	0.025	0.788	0.238
28	“	A	авторские данные	-29.2	-6.1	638.0	6.1	0.610	0.034	0.777	0.284
29	“	A	авторские данные	н.о.	н.о.	601.8	7.7	0.607	0.023	0.670	0.265
30	“	A	авторские данные	-27.9	-5.9	608.0	6.9	0.611	0.026	0.628	0.185
31	“	A	авторские данные	-29.1	-5.9	603.0	6.9	0.613	0.048	0.632	0.190
32	“	A	авторские данные	-29.7	-6.2	594.0	7.8	0.607	0.028	н.о.	н.о.
33	“	A	авторские данные	-29.4	-6.8	552.9	8.1	0.614	0.032	н.о.	н.о.
34	“	A	авторские данные	-29.3	-6.2	649.3	6.5	0.604	0.039	0.886	0.237
35	“	A	авторские данные	-28.8	-6.4	н.о.	н.о.	0.608	0.035	н.о.	н.о.
36	“	A	авторские данные	-28.9	-5.5	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
37	“	A	авторские данные	-28.8	-5.7	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
38	“	A	авторские данные	-28.2	-5.8	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
39	“	A	авторские данные	-30.3	-6.7	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
40	“	A	авторские данные	-28.9	-5.3	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
41	“	A	авторские данные	-28.0	-4.7	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
42	“	A	авторские данные	-27.6	-5.4	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
43	“	A	авторские данные	-29.7	-7.1	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
44	“	A	Chelnokov et al., 2015	-28.1	-3.3	690.5	4.4	0.609	0.069	н.о.	н.о.
45	“	A	Лаврушин и др., 1996; Chelnokov et al., 2018	-24.2	-3.8	690.5	4.5	0.609	0.070	1.100	0.022
46	“	A	авторские данные	-29.7	-8.1	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
47	“	A	авторские данные	-29.1	-6.6	704.2	4.2	0.608	0.085	0.588	0.044
48	“	A	авторские данные	-29.0	-6.2	738.9	2.7	0.616	0.079	0.292	0.049
49	“	A	авторские данные	-28.8	-6.5	698.8	6.1	0.595	0.082	0.825	0.015
50	“	A	авторские данные	-28.5	-8.2	684.4	7.1	0.592	0.132	1.090	0.036
51	“	A	авторские данные	-29.1	-6.6	701.3	5.9	0.596	0.085	0.551	0.036
52	“	A	авторские данные	-29.3	-7.1	633.8	5.6	0.615	0.101	0.613	0.044
53	“	A	авторские данные	-28.5	-6.8	735.4	3.9	0.602	0.066	0.508	0.069
54	“	A	авторские данные	-28.9	-5.8	647.3	6.3	0.606	0.068	0.727	0.055
55	“	A	авторские данные	-29.4	-7.9	656.8	9.3	0.590	0.056	1.350	0.064
56	“	A	авторские данные	н.о.	н.о.	706.8	4.4	0.605	0.052	0.552	0.012
57	“	A	авторские данные	-29.6	-7.4	676.0	5.5	0.605	0.041	0.854	0.021
58	“	A	авторские данные	-29.7	-6.9	631.7	7.6	0.601	0.115	0.820	0.035
59	“	A	авторские данные	н.о.	н.о.	575.7	3.1	0.604	0.061	0.438	0.066
60	“	A	авторские данные	-29.4	-6.7	664.4	5.7	0.606	0.066	0.843	0.026

61	“	A	авторские данные	-30.9	-6.4	649.2	5.5	0.621	0.068	0.678	0.058
62	“	A	авторские данные	-28.8	-6.4	625.8	4.6	0.620	0.098	0.553	0.043
63	“	A	авторские данные	-25.4	-6.0	688.1	3.9	0.615	0.101	0.434	0.079
64	“	A	авторские данные	н.о.	н.о.	663.5	6.8	0.599	0.046	0.978	0.216
65	“	A	авторские данные	-29.7	-7.3	648.2	5.2	0.615	0.101	0.608	0.604
66	“	A	авторские данные	-27.6	-7.0	668.7	4.7	0.602	0.066	0.576	0.178
67	“	A	авторские данные	-28.7	-6.4	548.0	3.8	0.657	0.133	0.352	0.003
68	“	A	авторские данные	-29.8	-6.6	433.6	5.9	0.663	0.123	0.594	0.018
69	“	A	авторские данные	-27.5	-8.7	531.0	6.5	0.624	0.097	0.508	0.024
70	“	A	авторские данные	-24.9	-6.1	631.6	3.7	0.624	0.128	0.330	0.019
71	“	A	авторские данные	-27.1	-7.1	542.1	5.7	0.629	0.112	0.452	0.010
72	“	A	авторские данные	-28.8	-5.6	545.8	5.1	0.638	0.119	0.509	0.017
73	“	A	авторские данные	-28.6	-6.0	582.0	4.7	0.628	0.116	0.456	н.о.
74	“	A	авторские данные	-27.6	-6.2	676.9	4.6	0.600	0.113	0.349	0.046
75	“	A	авторские данные	-28.6	-6.4	507.4	6.1	0.635	0.108	0.672	0.019
76	“	A	авторские данные	-28.8	-7.3	565.0	4.8	0.633	0.012	0.448	н.о.
77	“	A	авторские данные	-29.6	-7.2	558.1	4.9	0.634	0.108	0.485	0.015
78	“	A	авторские данные	-29.4	-6.4	544.8	6.2	0.623	0.107	0.495	н.о.
79	“	A	авторские данные	н.о.	н.о.	777.0	0.2	0.719	0.051	0.116	н.о.
80	“	A	авторские данные	-26.9	-5.5	751.3	3.7	0.597	0.175	0.725	0.039
81	“	A	авторские данные	-26.3	-6.1	769.1	3.5	0.593	0.147	0.499	0.012
82	“	A	авторские данные	-25.7	-6.9	737.4	2.8	0.609	0.175	0.291	0.050
83	“	A	авторские данные	-27.7	-7.4	730.8	2.2	0.622	0.166	0.199	0.051
84	“	A	авторские данные	-26.0	-5.2	753.1	1.2	0.635	0.162	0.153	0.015
85	“	A	авторские данные	-27.1	-5.6	817.9	5.8	0.577	0.122	0.585	0.059
86	“	A	авторские данные	-26.2	-5.9	729.1	2.5	0.618	0.152	0.236	0.047
87	“	A	авторские данные	н.о.	н.о.	465.4	11.2	0.618	0.027	1.178	0.000
88	“	A	авторские данные	н.о.	н.о.	569.4	10.2	0.606	0.029	1.124	0.000
89	Грязевой вулкан Хоронобе. Хоккайдо	A	Taran, 2005	-41.0	7.6	28.5	14.4	0.655	0.001	0.608	0.484
90	Южно-Сахалинский источник	B	авторские данные	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
91	“	B	авторские данные	н.о.	н.о.	2.5	9.0	0.720	0.028	0.250	0.016
92	“	B	авторские данные	н.о.	н.о.	5.0	10.0	0.720	0.028	0.063	0.003
93	“	B	авторские данные	н.о.	н.о.	7.5	11.5	0.688	0.052	0.222	0.024
94	“	B	авторские данные	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
95	“	B	авторские данные	н.о.	н.о.	5.0	6.4	0.894	0.023	0.042	0.004
96	“	B	авторские данные	н.о.	н.о.	5.0	11.4	0.694	0.050	0.108	0.560
97	“	B	авторские данные	н.о.	н.о.	3.3	10.4	0.719	0.051	0.202	0.020
98	скв. Волчанская	B	Лаврушин и др., 1996; Chelnokov et al., 2018	н.о.	н.о.	422.7	1.9	0.920	0.023	0.064	0.044
99	скв. Волчанская No.92	B	Chelnokov et al., 2015	н.о.	н.о.	506.1	3.7	0.706	0.044	1.059	н.о.
100	Волчанские минеральные воды	B	авторские данные	-33.1	-10.4	506.1	3.7	0.706	0.045	1.055	0.101
101	Синегорские минеральные воды	B	авторские данные	-36.7	-30.6	2.0	18.5	0.628	0.083	2.136	н.о.
102	скв. Синегорская	B	Лаврушин и др., 1996; Chelnokov et al., 2018; Chelnokov et al.,	-27.5	-30.0	0.8	7.5	0.789	0.052	2.000	3.097

			2015; Ginsburg et al., 1993								
103	скв. Синегорская	B	Chelnokov et al., 2018, авторские данные	-30.7	-6.0	683.1	1.7	0.679	0.032	0.437	0.005
104	Приточные источники	B	авторские данные	н.о.	н.о.	0.9	28.6	0.604	0.005	0.713	0.021
105	“	B	авторские данные	н.о.	н.о.	0.7	31.1	0.602	0.041	0.644	н.о.
106	“	B	авторские данные	н.о.	н.о.	1.1	30.1	0.603	0.037	0.655	0.071
107	скв. Анивская	B	Chelnokov et al., 2018, авторские данные	н.о.	н.о.	2.2	7.4	0.784	0.006	2.884	0.035
108	Метановые выходы на юге (Анивские)	B	авторские данные	н.о.	н.о.	2.3	17.7	0.638	0.095	0.655	0.507
109	Холмская группа сероводородных источников	B	авторские данные	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
110	“	B	авторские данные	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
111	“	B	авторские данные	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
112	“	B	авторские данные	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
113	“	B	авторские данные	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
114	Невельские источники	B	авторские данные	н.о.	н.о.	659.0	н.о.	0.980	0.027	0.072	0.005
115	“	B	авторские данные	н.о.	н.о.	15.8	0.003014	1.015	0.012	0.026	0.023
116	Дагинская газогидротермальная система	B	Chelnokov et al., 2018, авторские данные	-66.1	-10.6	10.1	6.9	1.617	0.045	0.122	н.о.
117	Амурские термальные источники	C	авторские данные, Taran, 2005	н.о.	н.о.	0.1	12.7	0.666	0.048	0.142	н.о.
118	“	C	авторские данные, Taran, 2005	н.о.	н.о.	4.1	9.7	0.707	0.039	0.075	н.о.
119	скв. Амурская	C	Chelnokov et al., 2018, авторские данные	н.о.	н.о.	1.3	16.1	0.647	0.014	0.249	2.994
120	Дагинская газогидротермальная система	C	Chelnokov et al., 2018, авторские данные	-61.8	н.о.	3.3	9.8	0.706	0.044	0.259	н.о.
121	“	C	авторские данные	н.о.	н.о.	5.0	10.1	0.710	0.014	0.047	0.194
122	“	C	авторские данные	н.о.	н.о.	1.7	6.0	0.874	0.008	0.080	0.094
123	“	C	Лаврушин и др., 1996; Chelnokov et al., 2018	-61.8	н.о.	3.6	9.6	0.710	0.014	0.221	н.о.
124	Лесогорские термальные источники	C	Лаврушин и др., 1996; Chelnokov et al., 2018	-45.9	-15.6	0.8	8.8	0.740	0.036	0.312	0.447
125	Паромайские термальные источники	C	Zharkov et al., 2019	н.о.	н.о.	0.9	1.4	1.861	0.007	0.122	0.007
126	LV32-09GC167	D	Mazurenko et al., 2009; Hachikubo et al., 2009	-65.0	-15.4	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
127	LV32-13GC160	D	Mazurenko et al., 2009; Hachikubo et al., 2009	-64.6	-18.4	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
128	LV32-16GC490	D	Mazurenko et al., 2009; Hachikubo et al., 2009	-64.4	-4.8	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
129	LV31-34GC160	D	Mazurenko et al., 2009; Hachikubo et al., 2009	-64.0	-8.7	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
130	91-02-40	D	Ginsburg et al., 1993	-64.3	-24.9	4.2	25.9	0.611	0.000	0.000	н.о.
131	LV59-27HC. Татарский пролив. GH	E	авторские данные	-47.4	н.о.	1.6	0.5	0.701	0.080	0.046	0.023
132	LV59-05HC. Залив Терпения. GH	E	авторские данные	-65.2	н.о.	3.1	1.2	0.683	0.089	0.681	0.110
133	LV59-31HC. Татарский пролив. GH	E	авторские данные	-42.6	н.о.	2.9	0.9	0.688	0.082	0.036	0.004
134	LV59-43HC. Татарский пролив. GH	E	авторские данные	-44.4	н.о.	4.4	1.4	0.657	0.077	0.211	0.005

Примечание: н.о. – не определялось; * Концентрации газов в воде рассчитаны в соответствии с Taran (2005).

Классификация базируется на соотношении основных газовых компонентов (CO_2 , CH_4 , N_2) и газов-индикаторов (He , H_2), что позволило выделить пять основных типов [Syrbu et al., 2022]. Рисунок 4 иллюстрирует пространственное распределение этих типов, а рисунок 5 – их положение на тройных диаграммах. Тройные диаграммы были построены на основе молярных соотношений для основных групп, и показывают, что группы проб занимают обособленные, а в некоторых случаях и перекрывающиеся поля (Рисунок 5).

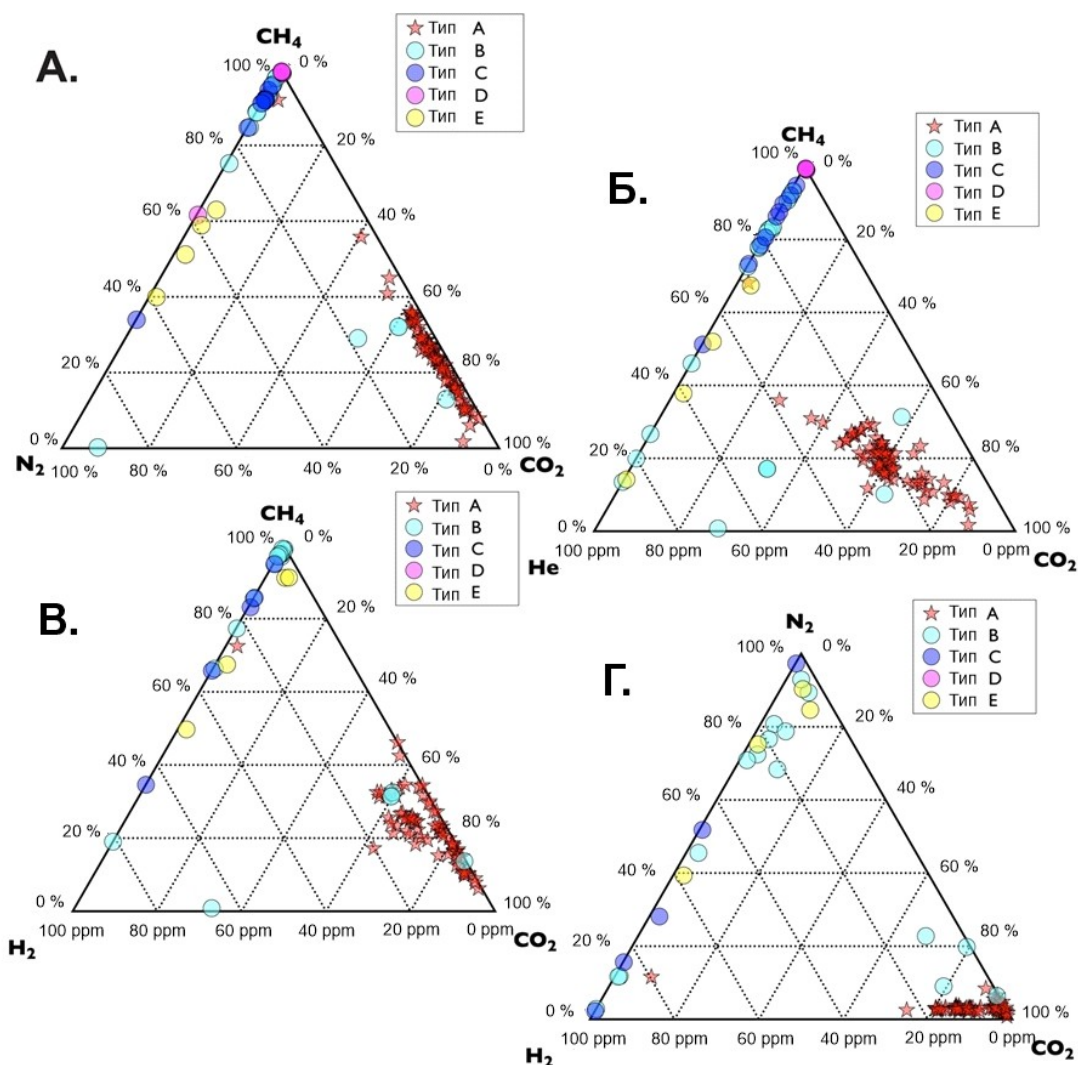


Рисунок 5 – Тройные диаграммы, основанные на измеренной мольной доле изучаемых газов (Таблица 5). Основные концентрации газов (CH_4 , CO_2 , N_2) указаны в молярных процентах, тогда как малые концентрации газов (He , H_2) указаны в частях на миллион (моль/моль $\times 10^6$) [Syrbu et al., 2022]

Тип А (Южно-Сахалинские грязевые вулканы, температура ~10-15 °С). Эта группа объединяет газопроявления Южно-Сахалинского, Пугачевского и других грязевых вулканов юга острова, приуроченные к зоне Центрально-Сахалинского глубинного разлома. Все они расположены в поле распространения газоносной верхнемеловой алевролитно-аргиллитовой формации мощностью 4–5 км и контролируются единой взбросо-надвиговой структурой. Общими чертами являются наличие тяжёлых углеводородов до пентана–гексана включительно, повышенные концентрации гелия (до 60 ppm) и водорода (до 15 ppm), что указывает на глубинную природу флюидов и их связь с нефтегазогенерационными толщами. Вместе с тем, внутри типа наблюдается дифференциация газового состава: для Южно-Сахалинского вулкана характерно устойчивое доминирование CO_2 (60–95 об.%) при подчинённом содержании CH_4 (менее 40 об.%) и крайне низких концентрациях N_2 ($\text{CO}_2 > \text{CH}_4 \gg \text{N}_2$), тогда как в газах Пугачевского вулкана метан преобладает (до 70 об.%) при содержании CO_2 около 25 %, что сближает его по компонентному составу с газами нефтяных месторождений Северного Сахалина. Такие вариации, вероятно, обусловлены различиями в глубине питающих резервуаров и степени участия мантийных флюидов. По данным изотопного анализа, в газах Южно-Сахалинского вулкана фиксируется мантийная компонента гелия ($^3\text{He}/^4\text{He} = 1.9\text{--}2.1 \text{ Ra}$), доля мантийного He до 24.6 %, тогда как для Пугачевского вулкана подобные свидетельства менее выражены ($^3\text{He}/^4\text{He} = 0.5\text{--}0.7 \text{ Ra}$). Интересно, что грязевой вулкан Камихоронобе на о. Хоккайдо по составу газов тяготеет скорее к термальным водам, что подчёркивает локальные вариации источников даже в пределах единой тектонической системы [Miyakawa et al., 2013]. Таким образом, несмотря на общность тектонического контроля и глубинную природу флюидов, грязевые вулканы юга Сахалина демонстрируют дифференцированный газогеохимический облик, что требует учёта их индивидуальных особенностей при типизации.

Тип В (холодные минеральные источники, температура $<20\text{ }^{\circ}\text{C}$). Наиболее гетерогенная группа, распространенная в центральной и западной частях острова. Для большинства источников характерно преобладание CH_4 ($>60\text{ об.}\%$) и N_2 над CO_2 и соотношение $\text{CH}_4 > \text{N}_2 \gg \text{CO}_2$. Однако часть источников (например, Антоновский) демонстрирует состав, близкий к грязевым вулканам ($\text{CO}_2 >60\text{ об.}\%$), что указывает на существование смешанных типов или подток глубинного CO_2 по системам разломов [Chelnokov et al., 2020].

Тип С (термальные воды северо-востока, температура ($>20\text{ }^{\circ}\text{C}$)). Включает Дагинские, Луньские и Паромайские термальные источники. Состав газов характеризуется доминированием метана ($>80\text{ об.}\%$) с «легким» изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ от -49.4 до -66‰), что свидетельствует о преимущественно биогенной природе газа с примесью термогенной компоненты [Syrbu et al., 2022; Жарков и др., 2019]. Для термальных вод (Тип С) характерно $\text{CH}_4 > \text{N}_2 \gg \text{CO}_2$, за одним исключением, где $\text{N}_2 > \text{CH}_4 \gg \text{CO}_2$.

Тип D (морские газогидраты, температура $0\text{ }^{\circ}\text{C} - 1.8\text{ }^{\circ}\text{C}$). Пробы газогидратов из Татарского пролива и залива Терпения практически полностью состоят из метана ($\text{CH}_4 \gg \text{N}_2 > \text{CO}_2$). Изотопный состав ($\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ от -64‰ до -65‰) указывает на их смешанную биогенно-термогенную природу [Nachikubo et al., 2009; Ginsburg et al., 1993].

Тип Е (поровые воды газовых сипов, температура $1.9\text{ }^{\circ}\text{C}$). Газы из донных осадков в районах активной разгрузки флюидов на шельфе. По составу ($\text{CH}_4 \approx \text{N}_2 \gg \text{CO}_2$) они близки к термальным водам, но часто обогащены азотом и демонстрируют признаки вторичных изменений, таких как анаэробное окисление метана [Syrbu et al., 2025].

Исследования источников активной дегазации Сахалинской складчатой системы показали, что их газогеохимический облик типичен для подобных морфологических структур: несмотря на довольно низкие температуры источников (редко превышающие $20\text{--}30\text{ }^{\circ}\text{C}$), газы демонстрируют сложный

химический и изотопный состав, свидетельствующий о сочетании биогенных, термогенных и абиогенных процессов.

Доминирующий компонент на острове – метан. Этот газ имеет смешанное происхождение: изотопные данные углерода метана (-60‰ до -35‰) указывают на вклад, как микробного разложения органического вещества в приповерхностных слоях, так и термокаталитической деградации керогена в глубоких нефтегазоносных резервуарах [Chelnokov et al., 2015; 2018; 2020; Лаврушин и др., 1996]. Присутствие высших углеводородов ($\text{C}_2\text{--C}_5$) подтверждает термогенную природу части газов, связанную с процессами созревания органического вещества в осадочных бассейнах.

Углекислый газ, концентрация которого достигает 10–15% и более в газах грязевых вулканов, формируется через множественные механизмы. Анаэробное окисление метана (АОМ) в присутствии сульфатредуцирующих бактерий [Head et al., 2003], термическая декарбонизация карбонатных пород при температурах выше 200°C [Etiope et al., 2009] и радиогенное окисление нефтяных фракций вносят вклад в его образование. Изотопный состав углерода CO_2 ($\delta^{13}\text{C}$ от -25‰ до $+5\text{‰}$) служит ключевым индикатором: положительные значения ($> -10\text{‰}$) характерны для неорганических процессов (например, декарбонизации доломитов), тогда как отрицательные (-25‰ до -15‰) отражают биогенные или нефтедеградационные источники.

Присутствие гелия в пробах сахалинских источников может быть обусловлено либо радиогенным коровым источником (например, угленосные осадочные толщи), либо дегазацией мантии [Лаврушин и др., 1996; Shakirov et al., 2016; Ershov, 2017; Snyder et al., 2020]. Согласно изотопно-гелиевому исследованию на острове, грязевые вулканы демонстрируют мантийный газ с отношением $^3\text{He}/^4\text{He}$ от 2 до 3.3 Ra, тогда как горячие источники и минеральные воды, расположенные севернее, несут следы радиогенного гелия с отношением $\sim 0.6\text{--}0.96$ Ra [Лаврушин и др., 1996; Syrbu et al., 2025]. Анализ концентраций газов в пробах показывает, что для грязевых вулканов характерен широкий диапазон составов: от умеренных содержаний He

(~60 ppm), CO₂ (~60 об.%) и низких CH₄ (~40 об.%) до очень низких He (~10 ppm), высоких CO₂ (>90 об.%) и низких CH₄ (<10 об.%) (Рисунок 5Б).

Таким образом, несмотря на изотопное свидетельство присутствия мантийной компоненты и рассчитанную долю [Лаврушин и др., 1996; Sytby et al., 2025], абсолютные концентрации гелия в грязевулканических газах остаются невысокими.

В низкотемпературных минеральных водах при содержании CO₂ более 60 % наблюдается сходство с грязевыми вулканами по содержанию He и CH₄. В остальных случаях пробы минеральных вод приближаются к более гелиеносным источникам – термальных вод и газовых гидратов, где CH₄ преобладает над CO₂. Изотопные отношения гелия в пробах минеральных и термальных вод [Лаврушин и др., 1996] позволяют предполагать, что повышенные концентрации гелия здесь связаны с радиогенной генерацией в древних коровых породах. В шельфовой зоне содержание гелия в газогидратах и в газе поровых вод морских осадков близко к значениям, характерным для континентальных источников минеральных и термальных вод. Некоторое отличие проб газа газовых гидратов заключается в пониженном содержании CH₄ и повышенном CO₂, что, вероятно, связано с окислением метана.

Присутствие водорода может указывать на процессы биodeградации длинноцепочечных углеводородов [Charlou et al., 2002]. При этом образующийся водород способен также расходоваться при продукции вторичного метана. Эта реакция ($\text{CO}_2 + 4\text{H}_2 \leftrightarrow \text{CH}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$) может протекать в прямом направлении благодаря микробной деятельности в мелководных аноксичных (при недостатке кислорода) обстановках [Whiticar et al., 1986; Whiticar, 1999], либо как обратимая высокотемпературная реакция, буферизуемая взаимодействиями в системе вода–порода [Giggenbach, 1997; Hulston, 2004]. При высоких температурах, однако, равновесие сдвинуто в сторону образования лишь следовых количеств абиогенного метана, а главными компонентами остаются CO₂ и H₂. Например, в ряде высокотемпературных гидротермальных систем мира зафиксированы

концентрации H_2 , достигающие нескольких процентов от общего состава газа [Nehring, D'Amore, 1984; Solomon, 2017]. Если бы абиогенный метан и присутствовал, его сигнал был бы полностью затушеван термогенным газом, образующимся из органического вещества осадочных толщ, с которыми контактируют гидротермальные флюиды [Taran, Giggenbach, 2003].

В случае с о. Сахалин свободный водород обнаруживается лишь в следовых количествах, на 3-4 порядка ниже содержания основных газовых компонентов (Таблицы 5 и 6). Столь низкие концентрации H_2 в мелководных водах могут быть следствием либо микробной редукции CO_2 , либо окисления водорода до воды. На тройной диаграмме с участием H_2 (Рисунок 5В) пробы грязевых вулканов образуют поле, отчасти подобное распределению гелия (Рисунок 5Б): часть проб с умеренными количествами He и CH_4 содержит также некоторое количество H_2 , что указывает на сохранность части глубинного водорода при подъёме флюидов. Однако корреляция здесь менее четкая, чем для гелия: имеются пробы с умеренным CH_4 , но низким H_2 . Как и в случае с другими газами, проба с грязевого вулкана на о. Хоккайдо стоит особняком и показывает более высокие содержания CH_4 и H_2 , сближаясь с полями минеральных и термальных источников. Часть минеральных источников по соотношению газов близка к грязевым вулканам, однако большинство из них тяготеют к области с высокими H_2 и долей CH_4 . Концентрации H_2 для морских газогидратов не определялись. Газ из поровых вод осадков показывает лишь незначительно более низкую долю H_2 по сравнению с термальными водами суши.

Таким образом, газы грязевых вулканов обеднены азотом относительно всех остальных типов (за исключением небольшой части минеральных вод) и одновременно обеднены водородом (Рисунки 5А, 5В). Это наглядно иллюстрирует Рисунок 5Г, где все пробы сахалинских грязевых вулканов концентрируются в углу, отвечающем высоким содержаниям CO_2 , тогда как проба с вулкана Хоккайдо попадает на противоположную сторону, будучи

обогащенной H_2 , но также обедненной N_2 , и в этом отношении не отличается от холодных минеральных вод и термальных вод острова Сахалин.

Распределение газовых аномалий тесно связано с тектонической обстановкой острова. Глубинные разломы, такие как Центральнo-Сахалинский, функционируют как каналы для вертикальной миграции флюидов из нефтегазоносных горизонтов, кристаллического фундамента и даже мантийных источников. Например, грязевые вулканы восточного побережья приурочены к зонам дегидратации погружающейся Тихоокеанской плиты (сопровождается проявлениями вулканизма и повышенной сейсмичности), что объясняет присутствие мантийного гелия в пробах газа.

3.2. Генетические индикаторы: изотопный состав стабильного углерода в CO_2 и CH_4

Метан термальных источников с $\delta^{13}C-CH_4$ легче -60 ‰ и высоким содержанием CH_4 уверенно диагностируется, как продукт микробной метаногенерации, протекающей в осадочной толще на глубинах 2-3 км при температурах до 100 °C [Whiticar, 1999; Ershov et al., 2023].

Метан грязевых вулканов имеет более тяжелый изотопный состав ($\delta^{13}C-CH_4$ от -24 до -31 ‰). Такие значения характерны для термогенного газа, генерируемого при катагенезе органического вещества в глубоких частях осадочного разреза (более 3-4 км) [Stolper et al., 2014]. Однако ключевой особенностью является изотопный состав углекислого газа. Значения $\delta^{13}C-CO_2$ (в среднем -4.3 ‰) значительно тяжелее, чем у CO_2 , образующегося при разложении органики, и близки к мантийным или метаморфогенным значениям [Giggenbach, 1997]. Это позволяет предположить, что доминирующий CO_2 в грязевых вулканах юга Сахалина имеет глубинное происхождение, вероятно, связанное с дегазацией мантии или термометаморфизмом карбонатных пород под воздействием интрузий, наличие которых предполагается в регионе [Гранник, 2013]. Расчеты по изотопному геотермометру CO_2-CH_4 [Horita, 2001; Hulston, 2004] указывают

на температуры формирования газовой ассоциации 300-400 °С, что соответствует глубинам 7-9 км и подтверждает гипотезу о глубинном источнике флюидов [Syrbu et al., 2022; Syrbu et al., 2025].

Для оценки температуры глубинных резервуаров по составу природных газов разработано множество геотермометрических уравнений, успешно применяемых в геотермальных системах мира. В данном исследовании использованы эти подходы для определения температуры и глубины генерации газов, разгружающихся в сипах, источниках и грязевых вулканах о. Сахалин.

Применение газовой геотермометрии основано на ряде ключевых допущений:

- 1) Высокотемпературное равновесие в системе «вода–минерал» или «вода–газ» устанавливается быстро, и при последующем подъеме флюида к холодной поверхности это равновесие не нарушается (высокотемпературные характеристики «замораживаются»).
- 2) Время пребывания флюида в глубинном резервуаре достаточно для достижения полного химического или изотопного равновесия.
- 3) Газовая и жидкая фазы мигрируют из глубинного резервуара к поверхности совместно, без фракционирования.
- 4) Вклад приповерхностных процессов (бактериальное окисление, микробная генерация газов) пренебрежимо мал.
- 5) Химический и изотопный состав глубинных газов не маскируется примешиванием атмосферных газов или метеорных вод.

Несмотря на то, что все перечисленные допущения вносят определенную погрешность, газовая геотермометрия позволяет получить надежные оценки первого порядка для определения глубин залегания питающих резервуаров.

Геотемпературы были рассчитаны на основе количественного и компонентного состава газов. Полученные оценки были впоследствии проанализированы с целью выявления возможных искажений, обусловленных

вторичными процессами – примешиванием мелководного биогенного метана, генерацией вторичного метана при биodeградации нефтей либо окислением метана в приповерхностных резервуарах. Подобный подход ранее успешно применялся для геотермальных объектов с известными пластовыми температурами [Solomon, 2017; Garcia-Lopez et al., 2014]. В настоящей работе использовано пять геотермометров, базирующихся на соотношении газовых компонентов, и один – на стабильном изотопном составе углерода в метане и диоксиде углерода (Таблица 7).

Таблица 7 – Газовые геотермометры [по материалам Solomon, 2017; García-Lopez et al., 2014], использованные в исследовании. Температура в градусах Цельсия, если не указано иное.

#	Геотермометры	Формула	Ед. изм.
1	CO ₂ [Arnórsson et al., 1998]	$T = 4.724 \left[\log(CO_2) \right]^3 - 11.068 \left[\log(CO_2) \right]^2 + 72.012 \left[\log(CO_2) \right] + 121.8$	ммоль/кг
2	CH ₄ – CO ₂ [Giggenbach 1991]	$T = \frac{4625}{10.4 + \log\left(\frac{CH_4}{CO_2}\right)} - 273.15$	ммоль/моль
3	CO ₂ -N ₂ [Ping, Ármannsson, 1996]	$T = -1.832 \left[\log\left(\frac{CO_2}{N_2}\right) \right]^3 + 5.239 \left[\log\left(\frac{CO_2}{N_2}\right) \right]^2 + 64.35 \left[\log\left(\frac{CO_2}{N_2}\right) \right]$	ммоль/кг
4	H ₂ [Arnórsson and Gunnlaugsson 1985]	$T = 212.2 + 38.59 \log(H_2)$	ммоль/кг
5	H ₂ -N ₂ [Brombach et al., 2003]	$T = \frac{\log\left(\frac{H_2}{N_2}\right) + 4.08}{0.014}$	ммоль/кг
6	$\Delta^{13}C_{CO_2-CH_4}$ [Hulston, 2004]	$\Delta^{13}C_{CO_2-CH_4} = 26.70 - \frac{49.137 \times 10^3}{T} + \frac{40.828 \times 10^6}{T^2} - \frac{7.512 \times 10^9}{T^3}$ (Т температура в Кельвинах)	‰

Температуры, рассчитанные по трем различным геотермометрическим уравнениям – только по CO₂ [Arnórsson et al., 1998], по соотношению CH₄-CO₂ [Giggenbach, 1991] и по CO₂/N₂ [Ping, Ármannsson, 1996], – в целом демонстрируют хорошую сходимость (Рисунки 6А, Б). Для грязевых вулканов (Тип А) оценки по CO₂-термометру [Arnórsson et al., 1998] варьируют от 200 до 350 °С, при этом основная масса значений концентрируется в интервале

325-350 °C. Термальные воды (Тип C) и морские поровые воды (Тип D) характеризуются более низким диапазоном – от 100 до 200 °C, без перекрытия с Типом A. Минеральные воды (Тип B) перекрываются со всеми выделенными типами, демонстрируя широкий разброс температур.

При использовании метанового геотермометра [Giggenbach, 1991] выявляются систематические различия: при температурах выше 200 °C его оценки в среднем на 100 °C ниже значений, полученных по CO_2/N_2 [Ping, Ármannsson, 1996]. Обращают на себя внимание аномально повышенные температуры для одной пробы минеральных источников (тип B) и всех проб морских поровых вод (Тип E), рассчитанные по Giggenbach (1991). Вероятной причиной является анаэробное окисление метана, которое снижает отношение CH_4/CO_2 и, соответственно, завышает кажущуюся температуру равновесия. В связи с этим применение геотермометра $\text{CH}_4\text{-CO}_2$ в обстановках с потенциально активным окислением метана требует осторожной интерпретации.

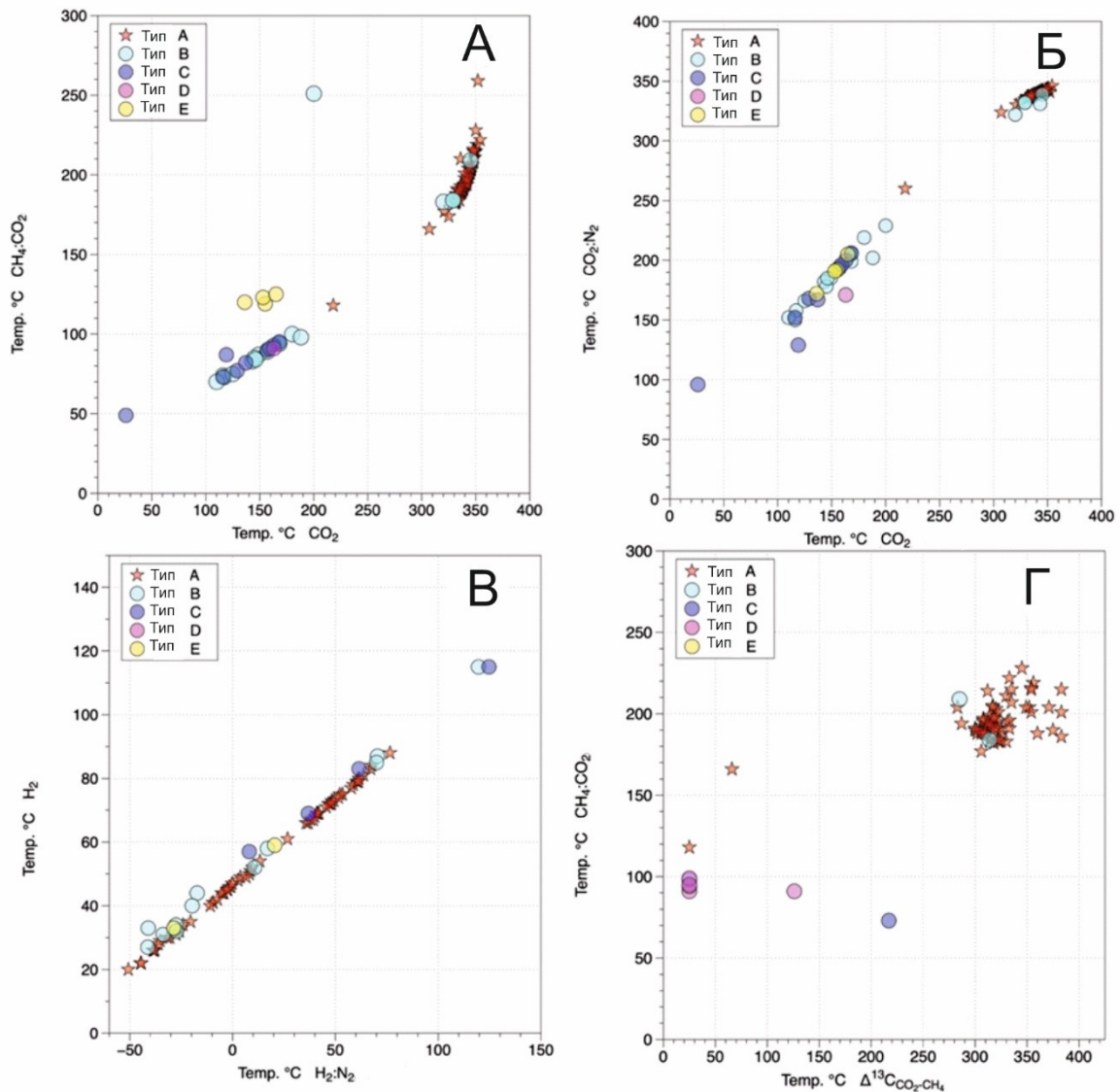


Рисунок 6 – Геотемпературы, рассчитанные по формулам, приведенным в таблице 5. А, В - значения геотемператур, основанные на CO₂, показывают высокие температуры (до 350°C) в образцах грязевых вулканов, что, вероятно, обусловлено притоком магматического CO₂. С - температуры, рассчитанные по H₂ и N₂ намного ниже, в большей степени указывают на температуру пласта. В таком случае грязевые вулканы сопоставимы с минеральными и термальными водами. D - температуры, рассчитанные на основе изотопного состава CH₄ и CO₂, показывают высокие температуры грязевых вулканов, связанные с притоком магматического CO₂ в более мелкий резервуар [Syrbu et al., 2022]

Предполагается, что азот в пробах имеет атмосферное происхождение и поступает с инфильтрационными водами. В таком случае отношение CO₂/N₂, зависящее от исходных концентраций и растворимости компонентов, также может служить индикатором температуры резервуара. Рассчитанные по этому соотношению геотемпературы [Ping, Ármannsson, 1996] хорошо коррелируют

с CO₂-термометром [Arnórsson et al., 1998], демонстрируя лишь небольшой сдвиг (Рисунок 6Б). В нижнем диапазоне значения по Ping, Ármannsson (1996) примерно на 50°C превышают оценки Arnórsson et al. (1998), тогда как в высокотемпературной области они практически совпадают. Важно отметить, что аномалия, связанная с пробами газовых гидратов (Тип Е) на Рисунке 6А, при использовании азотного геотермометра не проявляется (Рисунок 6Б).

Поскольку все геотемпературы, полученные по CO₂, значительно превышают фактические температуры отбора проб, дополнительно были применены уравнения, основанные на соотношениях водорода и азота (Рисунок 6В). Оба геотермометра [Brombach et al., 2003; Arnórsson, Gunnlaugsson, 1985] демонстрируют линейную зависимость при сопоставлении друг с другом. Однако для Brombach et al. (2003) наблюдается смещение в область отрицательных значений, что, вероятно, связано с крайне низкими концентрациями H₂ в пробах и, как следствие, очень низкими отношениями H₂/N₂, особенно в нижнем температурном диапазоне. Водородный геотермометр Arnórsson and Gunnlaugsson (1985) показывает значения, наиболее соответствующие современным температурам резервуаров. Пробы грязевых вулканов (Тип А) перекрываются с другими группами: максимальные температуры (до 120 °C) фиксируются в минеральных и термальных водах (Тип В и Тип С), тогда как минимальные (около 20 °C) характерны для проб из грязевых вулканов.

Дополнительно были оценены температуры резервуаров на основе изотопного равновесия между $\delta^{13}\text{C-CH}_4$ и $\delta^{13}\text{C-CO}_2$, первоначально предложенного Horita (2001) и впоследствии модифицированного для геотермальных флюидов Hulston (2004). Согласно уравнению Hulston (2004), температуры для грязевых вулканов (Тип А) достигают 400 °C, что несколько выше оценок, полученных по CO₂-термометру [Arnórsson et al., 1998]. Отсутствие данных по стабильным изотопам для поровых вод морских осадков (Тип Е) не позволяет оценить влияние окисления метана на изотопные температуры. Теоретически окисление метана может сдвигать $\delta^{13}\text{C-CO}_2$ в

сторону более отрицательных значений, уменьшая величину $\Delta^{13}\text{C-CO}_2\text{-CH}_4$ и, следовательно, завышая кажущуюся изотопную температуру [Hulston, 2004]. Этот же процесс, снижая отношение CH_4/CO_2 , должен приводить к завышению температур, рассчитанных по газовым концентрациям [Giggenbach, 1991]. Верхний диапазон температур, полученных по концентрациям газов [Giggenbach, 1991], значительно ниже изотопных геотемператур [Hulston, 2004], при этом в нижнем диапазоне корреляция между ними отсутствует.

Современные достижения в области кламп-изотопной геотермометрии, в частности определение относительного содержания кламп-изотопологов метана CH_3D и CH_2D_2 [Stolper et al., 2014; Zhang et al., 2021; Beaudry et al., 2021], открывают новые перспективы для уточнения температур образования метана и устранения существующих неопределенностей. Аналогичные исследования изотопологов диоксида углерода и карбонатов, связанных с сипами, могут способствовать идентификации источника CO_2 [Prokhorov et al., 2019; Zhang et al., 2019; Lu et al., 2017].

Несмотря на отмеченные ограничения применяемых геотермометрических уравнений, полученные результаты позволяют сделать ряд важных обобщений. Практически для всех проб грязевых вулканов (Тип А) и части холодных минеральных источников (Тип В) с содержанием CO_2 более 50 % (Рисунок 5) фиксируется устойчивый избыток CO_2 относительно равновесных значений, что закономерно приводит к аномально высоким расчетным геотемпературам (Рисунки 6А, Б).

Для газов из поровых вод морских осадков (Тип Е) повышенные температуры, вероятно, обусловлены анаэробным окислением метана (АОМ), которое снижает содержание CH_4 и увеличивает долю CO_2 , тем самым завышая расчетный температурный диапазон (Рисунок 6А). Однако для грязевых вулканов (Тип А) наблюдаются принципиально иные закономерности. Значительно более высокие концентрации CO_2 в их газах не могут быть объяснены только лишь процессами окисления и, скорее всего, связаны либо с поступлением магматического CO_2 , либо с контактовым

метаморфизмом глубокозалегающих карбонатных пород под воздействием магматических интрузий.

Важно подчеркнуть, что современные температуры вод грязевых вулканов существенно ниже, чем у термальных источников. Это неизбежно предполагает миграцию обогащенных CO_2 флюидов от более глубинного и горячего источника к поверхности. В ходе этой миграции, при попадании в более холодные условия, CO_2 , по-видимому, не достигает повторного равновесия с сопутствующим метаном, сохраняя «память» о высокотемпературных условиях генерации.

Принципиально иную картину демонстрируют температуры, рассчитанные по водородному геотермометру [Arnórsson, Gunnlaugsson, 1985]. Эти значения (Рисунок 6В) вполне обоснованно отражают современные условия в резервуарах. В данном случае газы грязевых вулканов (Тип А) не обнаруживают значимых отличий от других типов, большинство из которых характеризуются температурами ниже точки кипения. Что касается геотермометра $\text{H}_2\text{-N}_2$ [Brombach et al., 2003], его применение в нижнем температурном диапазоне дает систематическую погрешность около -70°C , что, вероятно, связано с крайне низкими концентрациями H_2 в водах грязевых вулканов.

3.3. Гелий и водород как индикаторы глубинных флюидных систем

Благородные газы, в частности гелий, — наиболее информативные индикаторы связи газопроявлений с глубинными структурами. Химическая инертность и высокая подвижность гелия позволяют использовать его изотопный состав (соотношение изотопов $^3\text{He}/^4\text{He}$ обозначаемое как R) для прослеживания путей миграции и происхождения флюидов: атмосферный — 1.38×10^{-6} , коровый — 2×10^{-8} , мантийный — 1.1×10^{-5} [Ballentine, Burnard, 2002; Mamyrin et al., 1970; Lupton, 1983; Xu, 1996; Anderson, 2000; Porcelli et al., 2002; Mamyrin, Tolstikhin, 1984]. Отношение R/Ra (Ra — атмосферное) однозначно

указывает на источник: атмосферный $R/Ra = 1$, коровый 0.01–0.1, мантийный 6–9.

Из-за высокой подвижности гелия его содержание в породах малоинформативно. Вместо этого используют отношение $^3He/^4He$, нормированное на атмосферное (Ra) и выражаемое как R/Ra : атмосферный гелий – 1, коровый – 0.01–0.1, мантийный – 6–9 [Mamygin, Tolstikhin, 1984; Ozima, Podosek, 2002]. Типичные значения R/Ra : 0.014 для коры и 7.9 для мантии [Ozima, Podosek, 2004; Wakita, Sano, 1983; Ballentine, Burnard, 2002].

Таким образом, любые отклонения R/Ra от чисто коровых значений (>0.1) свидетельствуют о присутствии мантийной компоненты, а количественная оценка её доли возможна в рамках двухкомпонентной модели смешения при учёте коррекции на атмосферное загрязнение по отношению $^4He/^20Ne$ [Sano, 1986].

Для юга Сахалина, где активные грязевулканические проявления приурочены к зоне Центрально-Сахалинского разлома, изотопный анализ гелия приобретает особое значение, как индикатор связи флюидных систем с глубинными очагами дегазации. На рисунке 7 приведены результаты измерений R/Ra и $^4He/^20Ne$ для свободных газов, отобранных из трёх крупнейших грязевых вулканов региона – Южно-Сахалинского (ЮСГВ), Пугачевского (ПГВ) и Восточного (ВГВ). Полученные данные демонстрируют, что все пробы уверенно ложатся вдоль линии смешения между двумя конечными членами – радиогенным коровым гелием ($R/Ra \approx 0.02$, $^4He/^20Ne \approx 1000$) и мантийным гелием ($R/Ra = 6–8$, и более высокие $^4He/^20Ne$). В выборку включены три грязевулканические системы, что позволяет говорить о региональном характере наблюдаемой закономерности, а не о локальной аномалии. Для ЮСГВ значения R/Ra устойчиво находятся в интервале 1.9–2.1, что, согласно расчётам по двухкомпонентной модели, соответствует мантийной доле $\sim 23.7\%$ (при принятых экстремумах смешения). Пробы Пугачевского и Восточного вулканов также группируются

в пределах области смешения, хотя их позиции несколько смещены в сторону более низких R/R_a (для ПГВ 0.5–0.7 и для ВГВ 0.78).

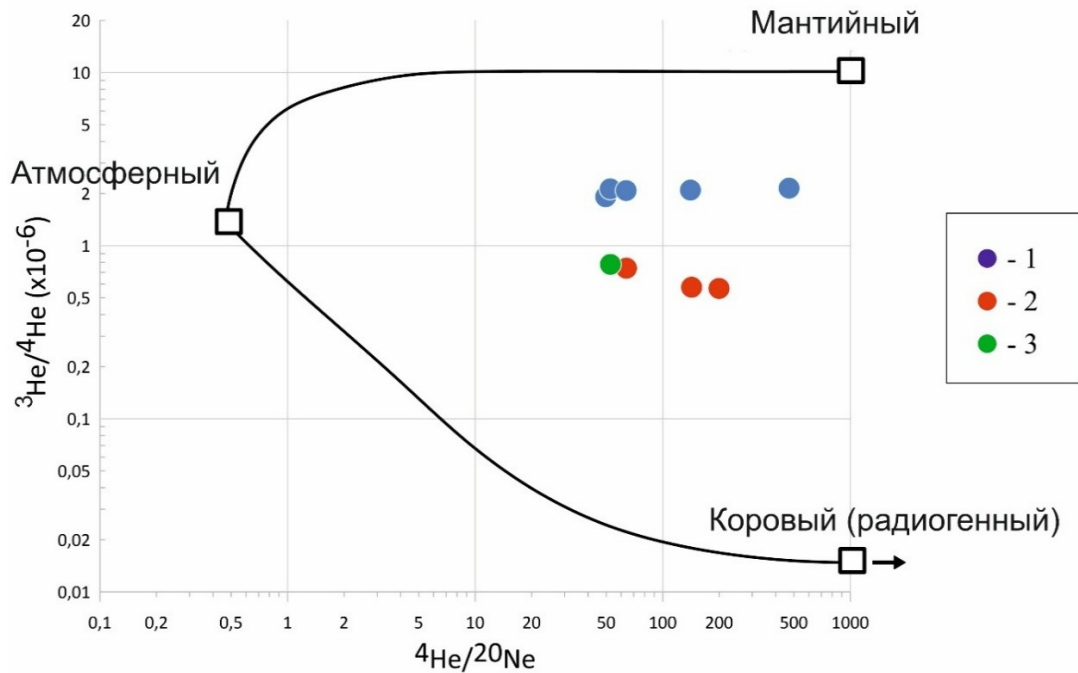


Рисунок 7— График зависимости $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R/R_a) от $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ для свободных газов грязевых вулканов юга Сахалина (данные исследования, 2023-2025 гг.). Для сравнения показаны референтные конечные члены: атмосферный воздух ($R/R_a = 1$, $^4\text{He}/^{20}\text{Ne} = 0.318$), радиогенный коровый гелий ($R/R_a = 0.02$, $^4\text{He}/^{20}\text{Ne} = 1000$) и мантийный гелий ($R/R_a = 6-8$, более высокие $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$) [Sano, 1986; Mamyrin, Tolstikhin, 1984]

1 – Южно-Сахалинский грязевой вулкан; 2 – Пугачевский грязевой вулкан; 3 – Восточный грязевой вулкан

Полученные изотопные отношения хорошо согласуются с данными по другим активным грязевым вулканам Тихоокеанского пояса [Chen et al., 2021; Xu et al., 1997] и указывают на то, что флюидные системы юга Сахалина питаются глубинным источником, вероятно, связанным с зоной субдукции, а тектонические нарушения играют роль проводящих каналов, обеспечивающих быстрый подъём мантийных газов.

Существенным дополнением к этой картине служат данные по термальным источникам северо-восточной части острова (Дагинская площадь), где изотопный состав гелия заметно более радиогенный. Как показано в таблице 8, для свободных газов из пяти точек Дагинского месторождения значения R/R_a варьируют от 0.205 до 0.270, что на порядок

ниже, чем на юге. В воде пробы «Мечта» зафиксировано высокое значение 0.959, что, вероятно, связано с растворённым атмосферным гелием или обогащением воды мантийным гелием. Рассчитанная мантийная составляющая для газовых проб здесь составляет от 2.39 % до 3.21 %, что на порядок ниже, чем на юге и свидетельствует о преобладании корового радиогенного источника, связанного с мощными угленосными толщами неоген-палеогенового возраста, широко развитыми на северо-востоке Сахалина [Ershov, 2017; Shakirov et al., 2016]. В то же время даже эти малые добавки мантийного гелия указывают на то, что глубинная дегазация не ограничена южной разломной зоной, а проявлена в той или иной степени на всей территории острова, контролируясь системой региональных тектонических нарушений.

Самая высокая концентрация гелия мантийного происхождения наблюдалась в южной части месторождения (11.87 %), которая также имела самый тяжелый изотопный состав стабильного углерода $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -48.4 -53.7 ‰ (Таблица 8). Это позволяет предположить, что эта часть может быть особенно обогащена мантийным гелием. Такое сочетание не может быть объяснено только атмосферным загрязнением или простым изотопным фракционированием при растворении. Наиболее вероятно, что в водный резервуар поступает небольшое количество глубинного флюида, несущего мантийную гелиевую метку и метан с более тяжёлым $\delta^{13}\text{C}$.

Таблица 8 – Изотопный состав природных газов Дагинской газогидротермальной системы (северо-восток острова Сахалин)

№	Источник	Тип пробы	вода T, C	R/Ra ($\pm 1\sigma$)	Мантийная составляющая, %	CH ₄ , %	CH ₄ - $\delta^{13}\text{C}$ db (‰)	C ₂ H ₆ , %	C ₃ H ₈ , %	i-C ₄ H ₁₀ , %	C ₄ H ₁₀ , %	нео-C ₅ H ₁₂ , %
Центральный участок												
1	Александровский	свободный газ	42.5	0.254 $\pm$ 0.0097	3.01	70.49	-56.8	0.1268	0.00029	0.000012	0.000007	н.о.
2	Скв. №4	свободный газ	39.1	0.205 $\pm$ 0.0025	2.39	75.27	-60.1	0.0182	0.00033	0.00005	0.00019	н.о.
3	Бочка	свободный газ	37	0.230 $\pm$ 0.004	2.7	75.77	-60.2	0.0143	0.00027	0.000023	0.000009	н.о.
Южный участок												
4	Мечта	свободн	34.3	0.270 $\pm$ 0.022	3.21	84.25	-53.7	0.1775	0.000	0.000	0.000	0.000

		ый газ							32	071	017	08
		вода	34.2	0.959±0.016	11.87	6.76	-48.4	0.0003 3	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
5	Здоровье	свободн ый газ	23.1	н.о.	н.о.	83.76	-49.1	0.0164	0.000 06	0.000 011	н.о.	0.000 12

Примечание: н.о - не определено

Сопоставление изотопных данных юга и северо-востока позволяет построить региональную модель. В южной части острова тектонические нарушения (в первую очередь Центрально-Сахалинский разлом) имеют глубокое заложение и высокую проницаемость, что обеспечивает эффективную миграцию мантийного гелия к поверхности и его смешение с коровыми газами – здесь доля мантийной компоненты достигает ~24 %. На северо-востоке, напротив, глубинные разломы перекрыты мощным осадочным чехлом (неоген-палеогеновые толщи мощностью до нескольких километров), который существенно затрудняет восходящую фильтрацию флюидов. В результате мантийный сигнал сильно ослабляется, и изотопный состав гелия становится преимущественно радиогенным. Однако даже в этих условиях наблюдаются локальные аномалии, свидетельствующие, что осадочный чехол не является абсолютным барьером: отдельные тектонические нарушения, пересекающие его, обеспечивают ограниченную по масштабам, но устойчивую разгрузку глубинных флюидов.

Таким образом, региональный контроль над распространением мантийного гелия определяется не столько мощностью коры, сколько степенью тектонической проницаемости и наличием сквозных разломных зон, перекрытых осадками различной мощности.

Водород, хотя и присутствует во всех типах газопроявлений в небольших концентрациях, также может служить дополнительным генетическим маркером. В термальных водах повышенные содержания H_2 часто связывают с реакциями серпентинизации ультраосновных пород или с термокаталитической трансформацией органического вещества при температурах выше 150 °C [Giggenbach, 1997]. В грязевулканических газах Сахалина концентрации водорода, напротив,

невысоки (обычно <0.1 об.%), что, вероятно, обусловлено его активным потреблением в реакциях гидрогенизации и сульфатредукции при восходящей миграции флюида через осадочный чехол.

Таким образом, интеграция изотопных отношений гелия и водородных аномалий позволяет уверенно дифференцировать флюидные системы Сахалина по степени их глубинной связи. Полученные результаты свидетельствуют о том, что южная часть острова испытывает более интенсивное мантийное воздействие, что подтверждается, как геохимическими, так и структурно-тектоническими данными.

3.4. Геотермометрия и связь с тектоникой

Глубинная природа газовых флюидов Южно-Сахалинского грязевого вулкана, а также термальных и минеральных источников острова, определяется их приуроченностью к тектонически ослабленным зонам – областям пересечения разнонаправленных разломов. В частности, положение Южно-Сахалинского грязевого вулкана контролируется именно такими структурами [Shakirov et al., 2004]. Результаты геоплотностного моделирования [Веселов и др., 2012] также показали, что основной резервуар газа, периодически питающий Пугачевский грязевой вулкан, совпадает с тектонически ослабленной зоной в районе Центрально-Сахалинского разлома на глубинах от 5000 до 6000 м. Таким образом, независимые оценки, выполненные разными методами для двух грязевых вулканов, связанных с Центрально-Сахалинским разломом, указывают на значительную глубину корневого источника газов и наличие сейсмотектонического контроля их активности. Косейсмический характер этой связи прослеживается и далее на юг – от структурных элементов о. Сахалин [Гранник, 2005] к грязевым вулканам о. Хоккайдо.

Принимая региональный геотермический градиент $4.1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ [Ershov et al., 2011] и среднюю температуру грунтовых вод $19\text{ }^{\circ}\text{C}$ [Веселов и др., 2012], можно оценить глубину питающего резервуара. Для грязевых вулканов

температуры флюида, рассчитанные по CO_2 -геотермометру [300-350 °C, Arnórsson et al., 1998], соответствуют глубинам от 7400 до 8000 м, что превышает предыдущие оценки Веселова и др. (2012). В то же время, температуры по водородному геотермометру [20–120 °C, Arnórsson, Gunnlaugsson, 1985] указывают на существенно меньшие глубины – от 20 до 2500 м.

Поскольку все пробы содержат метан, важно сопоставить эти оценки с условиями генерации углеводородов. Биогенный метан образуется при температурах 35-48 °C [Stolper et al., 2014], что при данном геотермическом градиенте соответствует глубинам 390-710 м. Вторичный метан, генерируемый при микробной деградации нефтей, требует температур около 80 °C [Head et al., 2003], т.е. глубин примерно 1500 м. Термогенный метан, образующийся при деструкции керогена, формируется в интервале 157-221 °C [Stolper et al., 2014], что соответствует глубинам 3400-4500 м.

Альтернативой рассмотрению строго равновесных изотопных температур может служить модель смешения газов из различных источников с характерными для них изотопными метками [Yatsuk et al., 2022]. Как показано на рисунке 8, газы грязевых вулканов (Тип А) имеют значения $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$, близкие к магматическим [Giggenbach, 1997], хотя не исключено и их вторично-биогенное происхождение [Head et al., 2003; Milkov, 2011]. Однако значения $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ в этих пробах значительно тяжелее типичных для вторичного метана, что скорее указывает на смесь магматического CO_2 с метаном, образовавшимся из остаточного керогена. Исключением является проба с грязевого вулкана Камихоронобэ (о. Хоккайдо), где зафиксировано положительное значение $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ (+7.6 ‰) при $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4 = -41$ ‰, что характерно для вторичного метана с температурой образования <100 °C и резко отличает его от сахалинских грязевых вулканов.

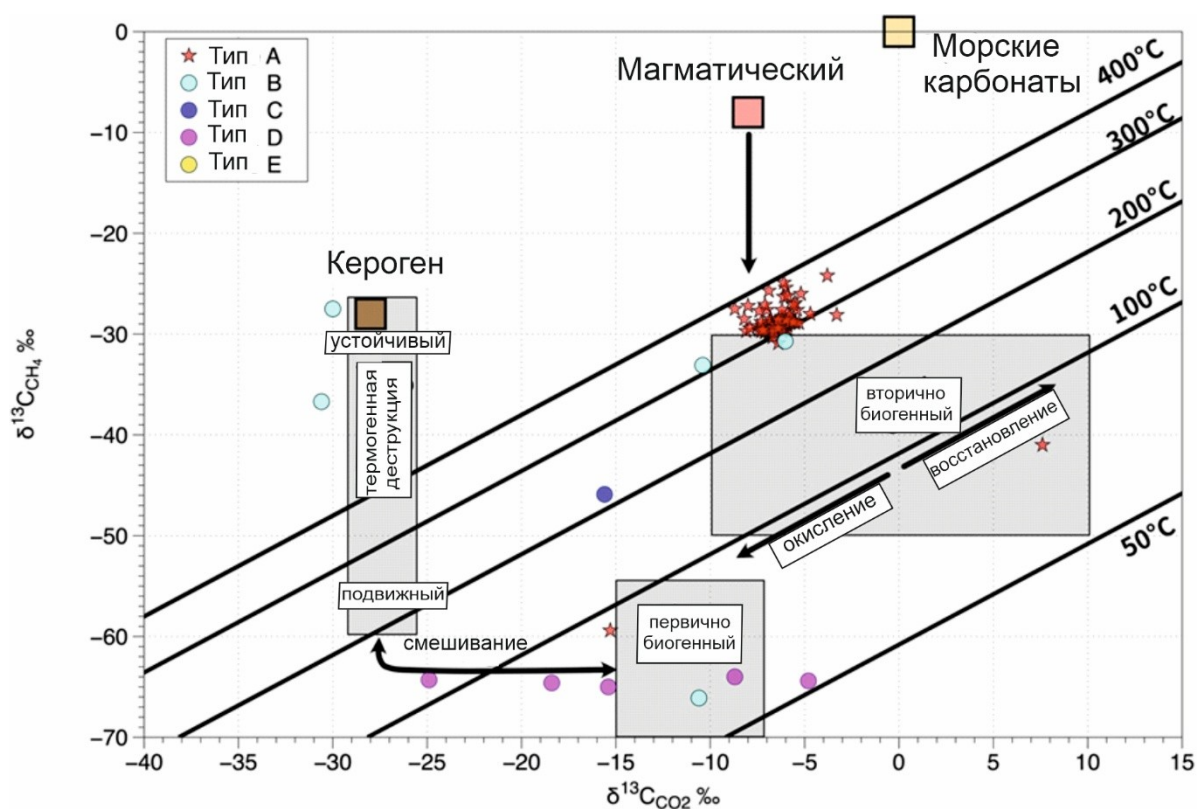


Рисунок 8 – Изотопный состав CO_2 и CH_4 , показывающий влияние магматического CO_2 в образцах грязевого вулкана [Syrbu et al., 2022]

Минеральные воды (Тип В) демонстрируют широкий спектр изотопных характеристик, указывающих на различные источники – термогенные, биогенные, а в некоторых случаях, вероятно, и на присутствие магматической CO_2 , подобно грязевым вулканам Типа А. В противоположность этому, газы морских газогидратов (Тип D) представляют собой результат низкотемпературного смешения термогенного и первично-биогенного метана [Nashikubo et al., 2009]. Данные по $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ для газа из поровых вод морских осадков (Тип E) отсутствуют, как и для большинства проб термальных вод.

Морские газовые сипы и скопления газогидратов, как и грязевые вулканы юга о. Сахалин, также приурочены к ослабленным зонам земной коры. Однако сами по себе региональные структуры не являются надежным предвестником состава или источника газов. Как видно из Рисунков 5 и 6, газогидратные ассоциации (Тип D) и газ из поровых вод осадков (Тип E) по своему газогеохимическому составу ближе к термальным (Тип C) и

обедненным CO_2 минеральным водам (Тип В), чем к грязевым вулканам (Тип А). Температуры сипов, измеренные при отборе (Таблица 5), также не коррелируют однозначно с составом или источником флюидов. Некоторые холодные минеральные воды (Тип В) по составу сходны с термальными, и единственным различием может быть контакт последних с более горячими интрузивными телами. Другие холодные воды (Тип В) близки к глубинным, богатым CO_2 флюидам грязевых вулканов (Тип А), тогда как третьи не обнаруживают такого сходства.

Применение различных газовых геотермометров выявило дискретность температурных оценок [Syrbu et al., 2022]. Температуры по CO_2 и изотопной паре $\text{CO}_2\text{-CH}_4$ для грязевых вулканов (Тип А) дают значения 300-350 °С, в то время как водородный геотермометр показывает всего 20-120 °С (Рисунок 8). Это свидетельствует о том, что глубинный CO_2 , захваченный флюидом в высокотемпературной зоне (>300 °С), не успевает переравновеситься при быстром подъеме по разломам и сохраняет «память» о глубинных условиях. В то же время H_2 , как более реакционноспособный газ, достигает равновесия в приповерхностных условиях, отражая современную температуру резервуара. Это наблюдение является важным геохимическим маркером кинетики флюидных систем.

Пространственный анализ показал, что все выделенные типы газопроявлений приурочены к узлам пересечения крупных разломных зон: субмеридионального Центрально-Сахалинского разлома и более молодых северо-восточных нарушений [Рождественский, 2008; Vasilenko, Prytkov, 2019]. Грязевые вулканы тяготеют к зонам сжатия, где высокая сейсмичность и тектонические напряжения способствуют «запечатыванию» и последующему эпизодическому сбросу флюидов. Термальные источники (Тип С) контролируются Гаромайским сегментом разлома, где повышенная проницаемость обеспечивает устойчивый во времени поток подземных вод и газов.

3.5. Заключение к главе

Аккреционные террейны острова Сахалин и прилегающего шельфа представляют уникальную возможность для изучения различных типов газопроявлений и взаимосвязи между строением фундамента и составом газов. Настоящее исследование, хотя и ограничено анализом основных газовых компонентов и стабильных изотопов углерода, может послужить основой для будущих работ, включая исследования благородных газов и кламп-изотопов, с целью более детального понимания гидрологических систем, связанных с каждым типом газопроявлений. В масштабной работе были объединены авторские данные за последнее десятилетие с данными других опубликованных исследований в этом районе. На основе полученных результатов можно сделать следующие обобщения:

1) Воды грязевых вулканов южной части о. Сахалин, обогащенные CO_2 , связаны с высоким содержанием CO_2 глубинного происхождения, на что указывают геотемпературы $>300^\circ\text{C}$, рассчитанные по $\Delta^{13}\text{CCO}_2\text{-CH}_4$ и соотношениям CH_4/CO_2 . Грязевой вулкан Камихоронобэ на о. Хоккайдо отличается от сахалинских грязевых вулканов тем, что, вероятно, содержит вторичный метан, связанный с микробной деградацией нефтей, как было показано в других работах [Head, 2003; Milkov, 2011]. Это может быть обусловлено присутствием глубокозалегающих углей на шельфе о. Хоккайдо, в газах которых также фиксируются слабоотрицательные или даже положительные значения $\delta^{13}\text{C-CO}_2$ [Inagaki et al., 2015]. Подобные угленосные толщи встречаются и на о. Сахалин [Shakirov et al., 2016; Лаврушин и др., 1996], однако значения $\delta^{13}\text{C-CH}_4$ для сахалинских грязевых вулканов значительно менее отрицательны, чем это характерно для газов, генерируемых углями и другими формами твердых битумов [Yatsuk et al., 2022]. Столь необычный изотопный состав может быть обусловлен либо добавлением магматического или мантийного CO_2 , либо поступлением метана из остаточного керогена, либо декарбонатизацией, связанной с магматическими интрузиями. Газы грязевых вулканов также относительно обогащены He и H_2

по сравнению с другими типами. Несмотря на высокое содержание CO_2 , температуры резервуара, рассчитанные по H_2 [Arnórsson, Gunnlaugsson, 1985], в целом низки и неотличимы от значений других групп.

2) Некоторые минеральные воды сходны с грязевыми вулканами. Эта группа, однако, отличается наибольшей вариабельностью состава, перекрываясь с большинством других групп, как по газовому составу, так и по расчетной температуре резервуара.

3) Термальные воды, приуроченные к источникам и скважинам северо-западной части острова, не обнаруживают значимой термогенной компоненты $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ и имеют преимущественно биогенное происхождение. Основываясь на соотношениях CH_4/CO_2 , температура источника этих вод стабильно ниже $150\text{ }^\circ\text{C}$ [Arnórsson et al., 1998]. Средняя фактическая температура термальных вод составляет всего $26\text{ }^\circ\text{C}$, по сравнению с $10\text{ }^\circ\text{C}$ для минеральных вод (Таблица 5). Даже если принять оптимальную температуру для биогенной генерации газа $<50\text{ }^\circ\text{C}$, она все равно остается благоприятной для этого процесса, возможно, даже более, чем в минеральных водах. Геотемпературы в данном случае, особенно основанные на гидротермальном равновесии между CH_4 и CO_2 , ненадежны, поскольку температуры резервуара недостаточны для образования гидротермального метана [Taran, Giggenbach, 2003].

4) Морские газогидраты, по-видимому, представляют собой смесь термогенного газа, сходного с грязевыми вулканами, и биогенного газа, близкого к термальным водам. Значения $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ варьируют от -64 ‰ до -65 ‰ . Значения $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ более отрицательны, чем у грязевых вулканов, но не столь легкие, как у термальных вод, и находятся в диапазоне от -4.8 ‰ до -24.9 ‰ . Ожидается, что селективное фракционирование CO_2 или CH_4 при образовании газогидратов может ограничивать применимость соотношений CH_4/CO_2 для определения температуры источника формирования этих газов, однако полученные температуры не являются полностью противоречивыми. Температуры по $\Delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2-\text{CH}_4$ [Hulston, 2004] варьируют от $25\text{ }^\circ\text{C}$ до $151\text{ }^\circ\text{C}$ (в среднем $82\pm55\text{ }^\circ\text{C}$) по сравнению с температурами по CH_4/CO_2 [Giggenbach,

1991], которые находятся в диапазоне 143-152 °С, что близко к нижнему пределу генерации термогенного метана [157-221 °С по Stolper et al., 2014].

5) В настоящее время данные по поровым водам мелководных осадков из районов газовых сипов в заливе Терпения и южной части Татарского пролива остаются ограниченными. Температуры, рассчитанные по соотношениям CH_4/CO_2 , предполагают значения от 175 °С до 200 °С [Giggenbach, 1991], однако это соотношение, вероятно, значительно искажено анаэробным окислением метана или, возможно, аутигенным карбонатообразованием. Как и в случае с газогидратами, эти температуры попадают в вероятный диапазон генерации термогенного метана [Stolper et al., 2014]. Значения $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ для этих проб варьируют от -42 ‰ до -48 ‰, указывая на смешанное биогенно-термогенное происхождение.

Проведенный комплекс геохимических исследований позволил расшифровать природу дегазации Сахалинской складчатой системы и выделить ключевые генетические типы газопроявлений:

Мантийно-коровый (грязевые вулканы). Формируется при участии восходящих потоков мантийных флюидов ($^4\text{He}/^3\text{He}$, тяжелый CO_2) по глубинным разломам. Высокотемпературный CO_2 смешивается с термогенным метаном, генерируемым в осадочном чехле. Высокое содержание CO_2 и изотопный состав гелия являются прямыми маркерами зон современной геодинамической активности и проницаемости коры.

Коровый (термальные воды северо-востока). Формируется исключительно в осадочном чехле. Метан имеет преимущественно биогенную природу, гелий — радиогенную. Эти проявления маркируют зоны разгрузки глубоких артезианских бассейнов, связанные с нефтегазоносными структурами.

Смешанные типы (холодные минеральные воды). Отражают сложную историю миграции и смешения флюидов из разных источников (корового и, реже, глубинного) в приповерхностных условиях.

Полученные данные позволяют использовать геохимические поля (He , CO_2) для картирования глубинных разломов и оценки степени их проницаемости. Выявленная связь изотопного состава гелия с сейсмотектоникой открывает перспективы для использования гелиевого мониторинга при оценке геодинамической активности региона.

ГЛАВА 4. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ВЫБРОСЫ МЕТАНА И УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ И ЮГЕ ОСТРОВА САХАЛИН

Одной из актуальных проблем современной геохимии и климатологии является количественная оценка вклада природных геологических источников в глобальный и региональный бюджеты парниковых газов, прежде всего метана и углекислого газа. Традиционно основное внимание уделялось антропогенным эмиссиям, однако роль природных источников, таких как активные тектонические зоны, зоны нефтегазонакопления и грязевого вулканизма, может быть существенно недооценена [Etiope et al., 2008; ЕРА, 2010; Rosentreter et al., 2021].

Изучение переходной зоны между Азиатской частью Евразийского континента и Тихим океаном представляет огромный интерес, поскольку в настоящее время там происходят интенсивные геологические процессы. Эти процессы проявляются на поверхности в виде высокой сейсмической активности, современного вулканизма и газогидротермальной активности. Газогидротермальная активность, особенно в районах, содержащих залежи нефти и газа, является мощным проявлением естественной эмиссии углеводородных флюидов на земную поверхность. Состав и интенсивность этих флюидов изменяются во времени и тесно связаны с сейсмотектоническими процессами в земной коре.

Наличие мощных толщ осадочных пород с запасами нефти и газа на острове Сахалин и в Охотском море, а также продолжающаяся тектоническая активность на востоке о. Сахалин создали сложную систему складчатых и раздробленных толщ, как на суше, так и в океане. Эта тектонически активная среда делает данный район идеальным местом для изучения эмиссии метана из геологических источников.

До недавнего времени роль геологических источников в глобальном бюджете метана, поступающего из различных проницаемых зон и разломов земной коры, в значительной степени игнорировалась. Немногие учёные

[Houweling et al., 1999; Ferretti et al., 2005; Harder et al., 2007], которые проводили исследования с использованием обратного моделирования, пытались оценить эмиссию метана из этих геологических источников. Однако объем выбросов из таких источников, как газогидраты, вулканические извержения и нефтегазоносные районы, был значительно недооценен [EPA, 2010; Rosentreter et al., 2021].

Одной из малоизученных проблем является влияние эмиссии метана из дальневосточных окраинных морей на глобальный климат. Эти выбросы обусловлены геологическими процессами, связанными с богатыми углеводородами осадочными бассейнами региона. Современные гидротермальные системы широко распространены в переходной зоне между Азиатским континентом и Тихим океаном, где существуют значительные скопления подземных вод разнообразного химического состава и температуры. Эти воды выводятся на поверхность через ослабленные зоны земной коры и циркулируют вдоль глубинных разломов, уходящих в мантию. Эти разломы характеризуются значительными размерами и древним возрастом, и они часто сопровождаются линейными зонами интрузивных пород, вулканической активностью, грязевыми вулканами, а иногда и залежами нефти и газа. Гидротермальное изменение пород и минерализация, также обычны вдоль этих глубинных разломов.

На рост содержания метана в атмосфере дальневосточного региона существенное влияние оказывает добыча нефти и газа в окраинных морях Тихого океана [Bange et al., 1994; Mishukova et al., 2017]. Остров Сахалин и его северо-восточный шельф являются важным звеном этой переходной зоны, с многочисленными и разнообразными скоплениями углеводородов, включая газогидраты, а также районами активной дегазации метана и термальными водами (Дагинские, Луньские, Паромайские). Термальные проявления в этой части острова Сахалин характеризуются метаном с высоким содержанием (свыше 80 %) и «легким» изотопным составом $\delta^{13}\text{C-CH}_4$ до -66 ‰, что предполагает биогенное происхождение этих газов [Shakirov et al., 2004; Syrbu

et al., 2022]. Источником метана являются нефтегазоносные породы, простирающиеся от шельфа до побережья, где и расположены очаги генерации метана [Харахинов, 2010]. В этой части острова и прилегающего шельфа эмиссия метана контролируется субмеридиональной зоной Хоккайдо-Сахалинского разлома и связанными с ним нарушениями. Эти разломы обеспечивают активную флюидодинамику в недрах. В этом районе прибрежные микропросачивания выделяют в основном CH_4 из почв, который мигрирует из подземных газовых резервуаров на глубинах от 2 до 5 км [Ershov et al., 2023]. Этот тип эмиссии метана можно наблюдать на северо-восточном побережье острова Сахалин, на Дагинском газогидротермальном месторождении.

Потоки газа из наземных микропросачиваний, связанных с миграцией газа из подземных нефтегазовых резервуаров, были непосредственно измерены лишь в отдельных регионах Европы [Etiope et al., 2004; Etiope, 2006; Etiope et al., 2007], Америки [Hornafius et al., 1999; Klusman et al., 2000], Азии [Chuang et al., 2010] и России [Mishukova et al., 2015; Obzhirov et al., 2016; Shakirov et al., 2019].

Современные систематические наблюдения показали, что эмиссия метана из нефтегазоносных осадочных бассейнов значительна в глобальном масштабе (Таблица 1), однако глобальные оценки эмиссии метана из геологических источников остаются весьма неопределёнными и, вероятно, заниженными, что указывает на большой потенциал их увеличения.

В данной главе рассматриваются результаты комплексных газогеохимических исследований двух репрезентативных объектов, расположенных в различных тектонических условиях: Дагинской газогидротермальной системы (ДГС) на северо-востоке острова и Южно-Сахалинского грязевого вулкана (ЮСГВ) на юге. Цель – на основе полевых данных 2023-2025 гг. и спутниковой информации охарактеризовать состав, происхождение и количественные потоки CH_4 и CO_2 от этих объектов, а также оценить их роль в региональном балансе углерода.

4.1. Геологические предпосылки природной дегазации в районе Дагинской газогидротермальной системы

Дагинские газогидротермальные источники (ДГС) расположены на северо-восточном побережье острова Сахалин, примерно в 35 км от поселка Ноглики, в селе Горячие Ключи (Рисунок 9). Они находятся в зоне нефтегазоносных пород, простирающихся от шельфа до побережья [Харахинов, 2010]. Дагинское месторождение термоминеральных вод расположено на побережье Ныйского залива в Охотском море.

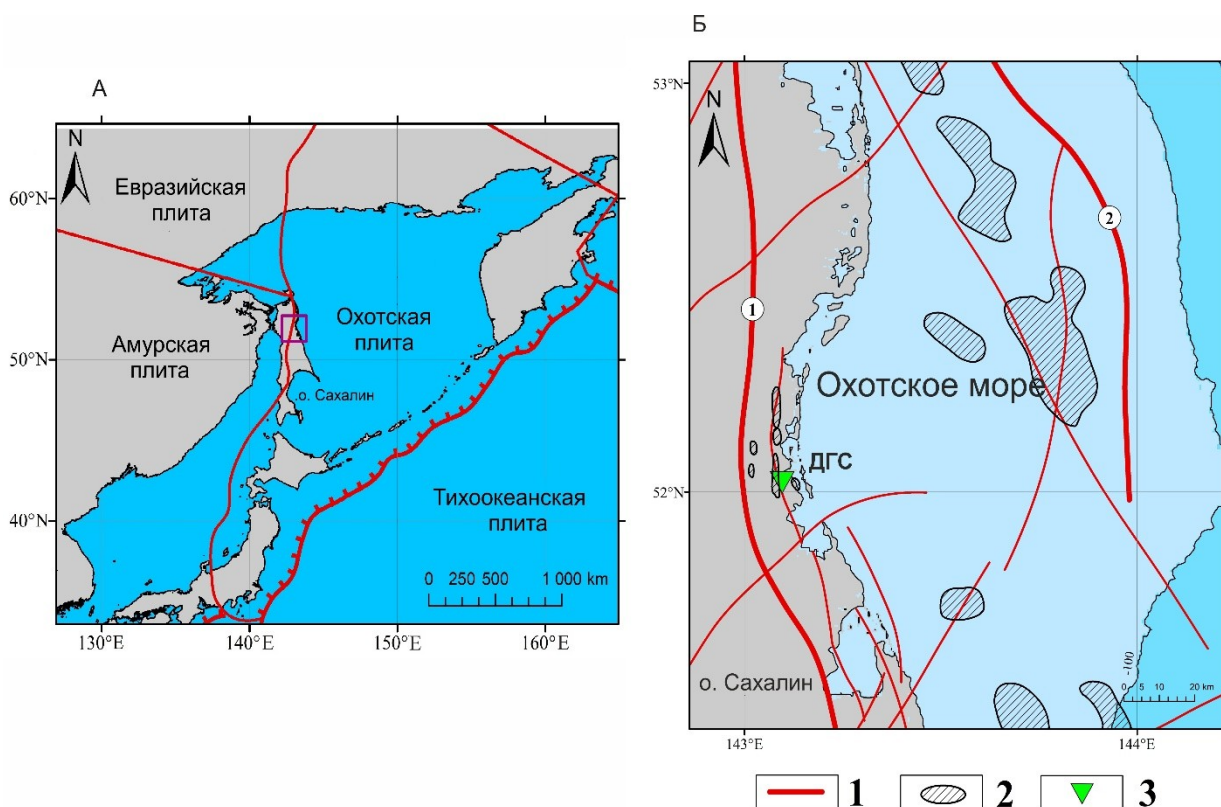


Рисунок 9 – А. Конфигурация тектонических плит и местоположение острова Сахалин. Б. Тектоническая схема северо-восточного Сахалина [по Харахинов, 2010; Геология..., 1970; Гладенков и др., 2002]

1 – региональные разломы (1 – Хоккайдо-Сахалинский, 2 – Восточно-Сахалинский); 2 – нефтегазоносные структуры; 3 – термальные источники (ДГС – Дагинская газогидротермальная система)

Геологическое строение района ДГС сложено неогеновыми и четвертичными отложениями. Мощность неогеновых отложений составляет приблизительно 3500-3900 м, четвертичных – 3-4 м. Район находится в

пределах Восточно-Сахалинского антиклинория и имеет брахиантиклинальную структуру с северо-северо-восточным простиранием. Складка имеет широкий пологий свод, а на всей территории развиты многочисленные дизъюнктивные нарушения. Дагинское месторождение приурочено к водоносным горизонтам нутовской свиты миоценового возраста, которая состоит из прослоев водоупорных глин и водоносных песков. Эти высокопластичные неогеновые глинистые толщи (алевролиты и аргиллиты) поставляют мелкозернистый материал в месторождение. Водосодержащие породы представлены слоистой толщей, состоящей из песка с высокими фильтрационными свойствами и проницаемых глинистых отложений. Неогеновые отложения перекрываются четвертичными образованиями, включающими современные пойменные, биогенные, лагунные и элювиально-делювиальные отложения. Торфяники, пески и гравий, редко встречающиеся среди слабопроницаемых глинистых пород, являются водоносными. Однако только на глубинах более 1000 м встречаются литифицированные отложения с трещинными и трещинно-жильными коллекторами – песчаники, алевролиты и аргиллиты, вскрытые поисково-разведочным бурением [Геология СССР..., 1970; Завадский, 1983; Pavlova, Zharkov, 2018; Pavlova et al., 2019] (Рисунок 10).

Район Дагинских газогидротермальных источников также характеризуется наличием многочисленных горячих источников, образование которых, по всей вероятности, связано с зоной глубинных тектонических нарушений (Рисунок 11). Эти разломы служат каналами, по которым термальные воды и углеводородные газы поступают из недр на поверхность. Дагинское месторождение, судя по всему, является сателлитом расположенных поблизости нефтегазовых залежей (ближайшие – Монги и Усть-Томи, см. рисунок 11), а его газопроявления обусловлены миграцией углеводородов по многочисленным трещинам в зонах тектонических нарушений. Подъем газов по разрезу осуществляется не только за счет диффузии, но и вследствие струйной миграции нефти и газа, а также вместе с

восходящими потоками подземных вод. При струйной миграции углеводороды способны перемещаться на значительные расстояния по латерали. Наличие проницаемых трещин и различных типов ловушек может приводить либо к аккумуляции флюидов в приповерхностных горизонтах, либо к их непосредственной разгрузке на дневную поверхность.

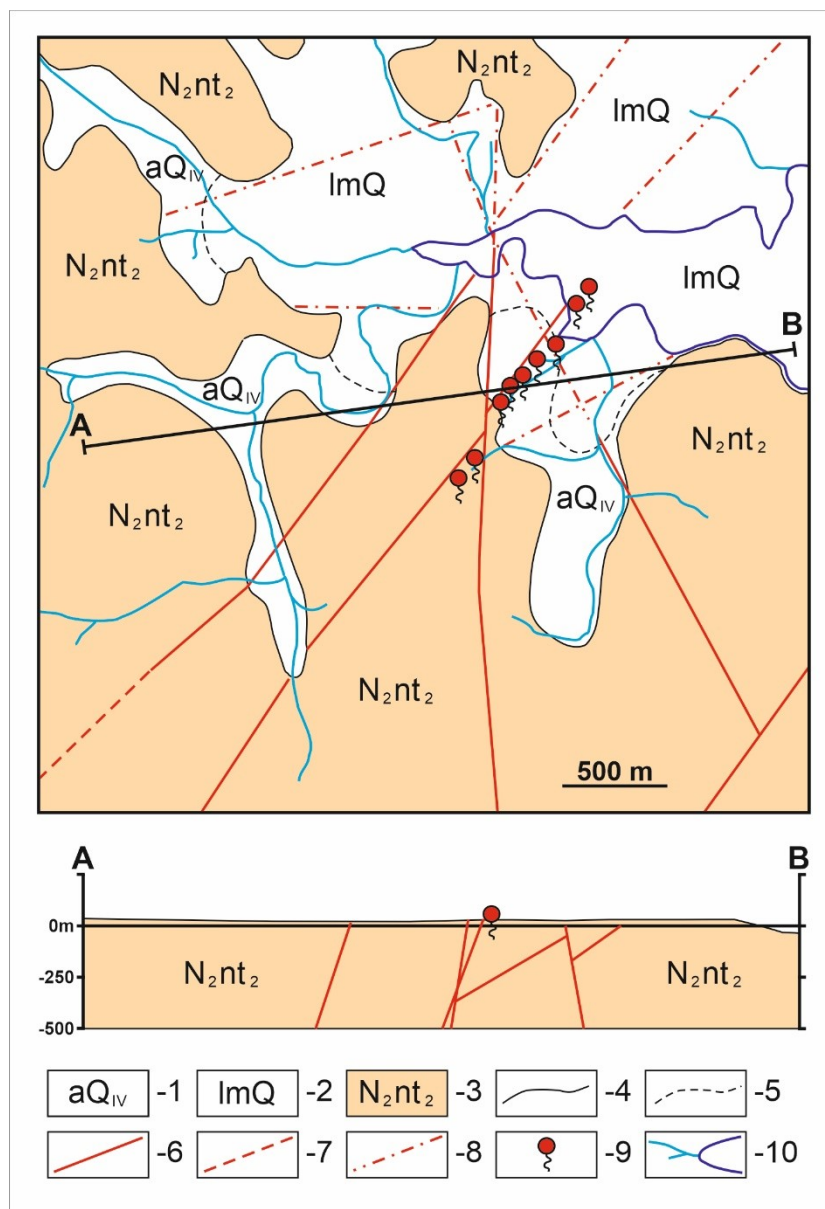


Рисунок 10 – Схематическая геологическая карта района Дагинских газогидротермальных источников [Завадский, 1983; Syrбу et al., 2025]

- 1 – Аллювиальные четвертичные отложения (разнозернистые пески, алевролиты, глины);
 2 - лагунно–морские четвертичные отложения (пески от мелкозернистых до крупнозернистых); 3 - средне-верхненутовская подсвита. Нижний-средний плиоцен (разнозернистые пески с прослоями алевролитов); 4 - геологические границы; 5 – фациальные переходы; 6 – достоверные разломы, 7 – предполагаемые разломы, 8 –

разломы, скрытые под более молодыми образованиями; 9 – Дагинские газогидротермальные источники; 10 – реки и морское побережье.

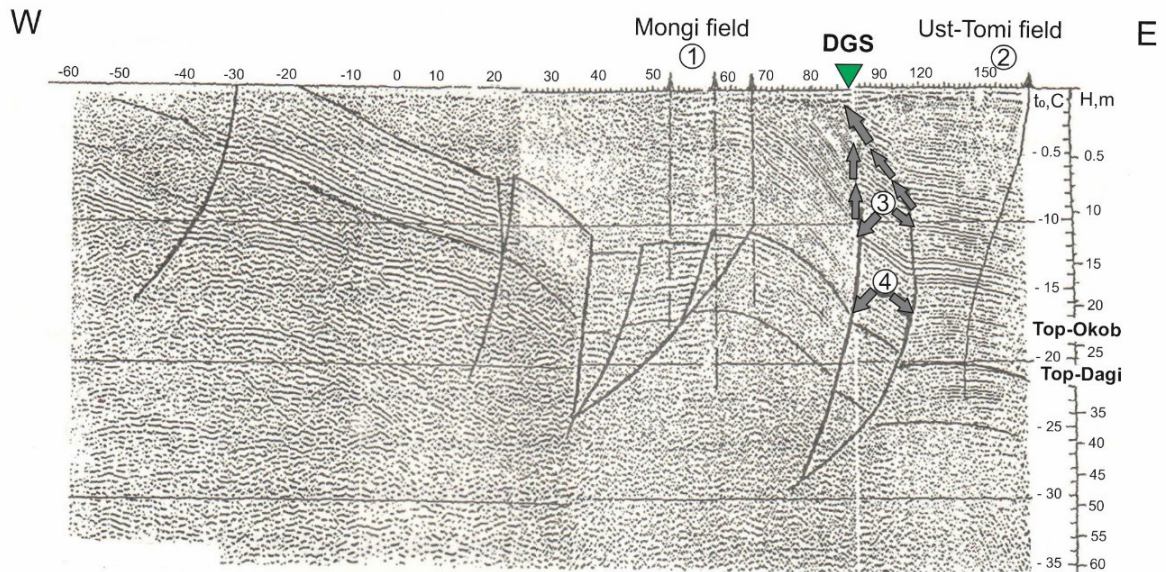


Рисунок 11 – Временной разрез ОГТ в районе Дагинской газогидротермальной системы [Жильцов, 2000; с изменениями и дополнениями Sytbu et al., 2022]

ДГС - Дагинские источники; 1 – месторождение Монги; 2 – месторождение Усть-Томи; 3 – пути миграции термальных вод; 4 – тектонические нарушения

С гидрогеологической точки зрения рассматриваемое месторождение соответствует восточной части Северо-Сахалинского артезианского бассейна. В глубоких частях гидрогеологического разреза распространены высоконапорные минерализованные подземные воды, в то время, как в приповерхностной зоне существуют слабонапорные пресные воды. Интенсивная тектоническая деятельность, характеризующаяся разрывными нарушениями, привела к образованию ослабленных зон, по которым напорные минерализованные термальные воды поднимаются к поверхности, создавая локальные очаги разгрузки (Дагинские, Луньские и Паромайские источники). Геохимические характеристики отложений Дагинского газогидротермального месторождения типичны для большинства континентальных терригенных формаций [Sorochinskaya et al., 2015]. На концентрации мышьяка (As) и серебра (Ag) в осадках влияет близость активного Гаромайского разлома, а пирит является основным аутигенным минералом [Sorochinskaya et al., 2015].

Тектоническое строение района определяется глубинными активными разломами мелового-палеоценового возраста [Воейкова, 2007]. Термальные источники тяготеют к северо-восточной зоне разломов и опережающим их мелким трещинам восточных и юго-восточных нарушений. Месторождение имеет сложное тектоническое строение из-за нескольких систем разрывных нарушений и контролируется Хоккайдо-Сахалинской разломной системой, одним из сегментов которой является Гаромайский разлом [Геология СССР..., 1970; Мельников, Ильев, 1989; Vasilenko, Prytkov, 2019]. Этот разлом характеризуется повышенной фоновой сейсмичностью [Bulgakov et al., 2002] (Рисунок 9). Сильные землетрясения вызывают горизонтальные и вертикальные подвижки крыльев разлома, достигающие нескольких метров, а современные движения земной поверхности – до нескольких сантиметров в год [Vasilenko, Prytkov, 2019]. Многократные сейсмические подвижки на протяжении четвертичного периода определяют активность Дагинских газогидротермальных источников, пространственно связанных с нефтегазоносными структурами и проводящих потоки метана в атмосферу [Vasilenko, Prytkov, 2019].

4.2. Газогеохимическая и изотопная характеристика Дагинской газогидротермальной системы (северо-восток о. Сахалин)

Дагинское месторождение вод интересно тем, что находится на побережье вблизи нефтегазовых месторождений, а газовые гидротермы на севере заливаются морской водой только во время приливов. Все основные термальные источники представляют собой открытые котловины, газифицирующие преимущественно метаном. На наиболее активном участке зафиксировано более 60 выходов на 100 м². Воды относятся к хлоридному натриевому типу с минерализацией 1.4-23.7 г/л, pH 6.6-7.9 и температурой на поверхности 20-50 °С [Завадский, 1983; Жарков, 2018; Chelnokov et al., 2018; Ershov et al., 2023].

Площадь разгрузки протяженностью около 1 км простирается в северо-восточном направлении к Ныйскому заливу (Рисунок 12). В пределах поля расположено более 60 термальных источников, которые разделены на три участка: Южный, Центральный и Северный. Источники Северного участка находятся в приливно-отливной зоне и периодически заливаются морской водой, тогда как Южный и Центральный участки удалены от залива, и влияние морских вод там менее выражено. По мере приближения к побережью наблюдаются вариации газогеохимического состава [Завадский, 1983; Жарков, 2018; Ershov et al., 2023].

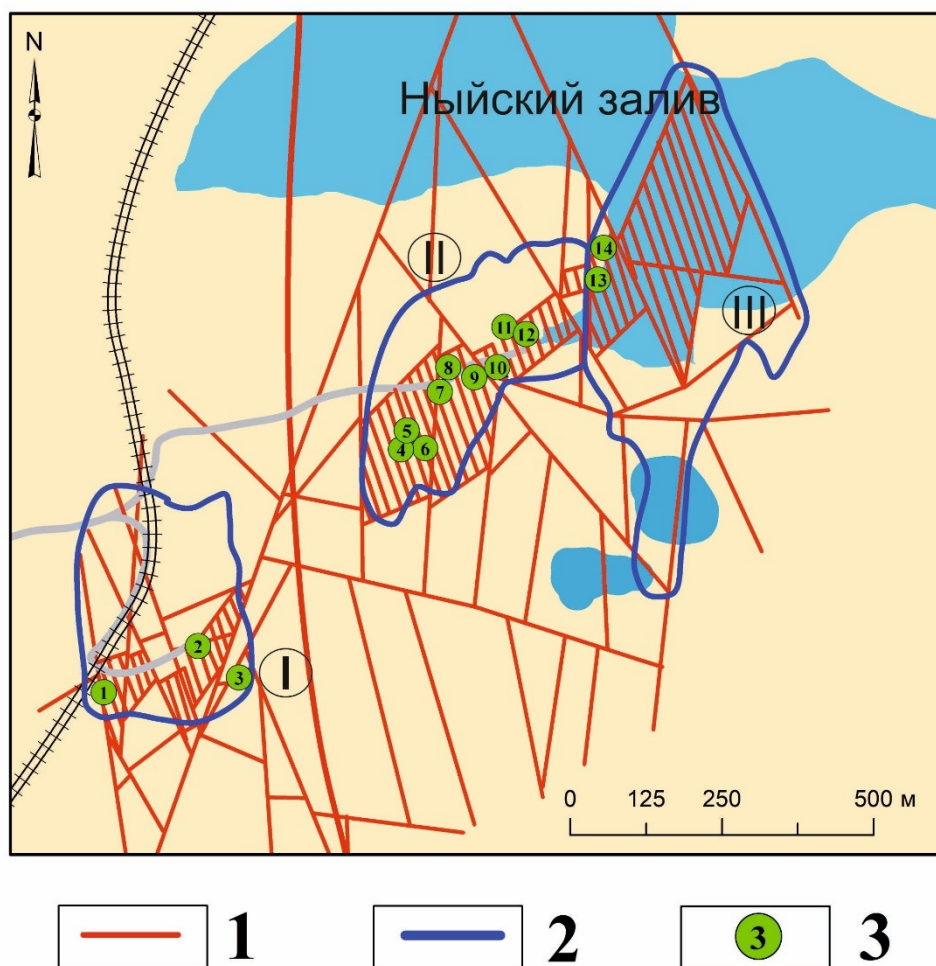


Рисунок 12 – Расположение Дагинских источников и точки отбора проб (I - Южный разрез, II – Центральный разрез, III – Северный разрез):

1 – разломы; 2 – границы разрезов; 3 – точки отбора проб (1– Молодость; 2 – Мечта; 3 – Здоровье; 4 – Источник 3; 5 – Родник 2; 6 – Родник 1; 7 - Александровский; 8 – Скважина №4; 9 – Пионер; 10 – Партизан; 11 – Патриот; 12 – бочка; 13 – морской-1; 14 – морской-2)

Южный участок расположен в долине небольшого заболоченного ручья и включает три источника: «Молодость», «Мечта» и «Здоровье». Температура воды здесь составляет 23-35 °С. Два источника оборудованы надстройками. Со дна в нескольких местах поднимается газ, содержащий 71-85 % метана; общий дебит – около 3 м³/ч [Жарков, 2018]. В свободных газах идентифицированы гомологи метана до пентана, а также H₂S (0.0144-0.0489 ppm), H₂ (2.12-6.12 ppm), He (0.9-4.18 ppm), CO₂ (0.431-0.547 %). В растворенных газах концентрация CH₄ достигает 2.06-4.32 мл/л, He – 4.48-208.9 ppm, H₂ – 0.57-13.7 ppm (Таблица 9).

Центральный участок вытянут на 250 м к северу и находится в заболоченной низине. Здесь расположены четыре основных источника – «Патриот», «Партизан», «Пионер» и «Александровский», а также множество мелких газопроявлений. Температура воды варьирует от 30 до 47 °С, общий дебит – около 5.5 м³/ч. Содержание метана в свободном газе составляет 67-76 %. В пробах обнаружены гомологи метана до пентана, H₂S (0.0139-0.0618 ppm), H₂ (16-39.8 ppm), He (6.24-18.1 ppm), CO₂ (0.314-0.666 %). В растворенных газах CH₄ – 1.14-2.86 мл/л, He – 0.2-9.43 ppm, H₂ – 0.1-2.14 ppm.

Северный участок расположен в литоральной зоне, источники заливаются во время приливов, сильно заилены. Отмечены небольшие грязевые конусы высотой 10-20 см [Жарков, 2018]. Газ содержит до 93 % метана, общий дебит – около 0.3 м³/ч, температура воды 20-23.5 °С. В составе растворенных газов CH₄ доминирует (до 89 %), присутствуют H₂ (13.6-17.5 ppm), He (4.3-11.6 ppm), CO₂ (0.2-0.6 %), C₂H₆ (0.0003-0.16 %); сероводород не обнаружен.

Ранее термальные проявления острова Сахалин описывались как метановые с концентрацией >80 % и легким изотопным составом $\delta^{13}\text{C-CH}_4$ от -61.8 до -66 ‰, что указывало на их биогенное происхождение [Shakirov et al., 2004; Syrbu et al., 2022]. Однако настоящие исследования зафиксировали более тяжелые значения $\delta^{13}\text{C-CH}_4$ – от -49.4 до -60.2 ‰, что подтверждает

присутствие термогенной компоненты и сложный генезис газов. Биогенный метан, вероятно, образуется в богатых органикой осадочных породах на глубинах 2-3 км в результате анаэробного разложения [Aitken et al., 2004; Старос, 2017; Ershov, 2017], тогда как термогенный метан генерируется при температурах 100-150 °C на тех же глубинах [Stolper et al., 2014]. Присутствие тяжелых углеводородов (до пентана), повышенные концентрации гелия и водорода, также указывают на глубинные процессы ниже 2 км, что согласуется с оценками гидрохимических геотермометров [Ershov et al., 2023].

Смесь биогенного и термогенного метана отражает сложное взаимодействие факторов: глубины, температуры, давления, литологии и состава органического вещества. Соотношение этих компонентов варьирует, как по глубине, так и по площади, что свидетельствует о неоднородности геологического строения. В более глубоких зонах с повышенными температурами и давлениями преобладает термогенный метан. Изотопные отношения гелия также подтверждают присутствие мантийной компоненты (см. таблицу 8). В Дагинских источниках, вероятно, происходит смешение обоих типов источников газа, причем глубинный гелий мигрирует вместе с метаном по зонам разломов.

4.3. Эмиссия метана Дагинской газогидротермальной системой (северо-восток о. Сахалин)

Тектонические нарушения разделяют Дагинское месторождение на три участка. Здесь наблюдаются многочисленные выходы природного газа в виде пузырьков. Эти пузырьки (диаметром до 5-30 мм) активно поднимаются на площади примерно 50 м² (0.00005 км²). Поднимающийся газ состоит в основном из метана, что согласуется с существованием стабильных, устойчивых аномальных полей концентрации метана в водной толще северо-восточного шельфа острова Сахалин. Исследования [Mishukova et al., 2017; Syrbu et al., 2024 a, b] указывают на существование флюидопроницаемой области с повышенными концентрациями метана за пределами Дагинского

месторождения. Это подчеркивает его значимость, как модели для изучения региональных потоков метана.

Детальные измерения для каждой точки отбора проб позволили с высокой точностью рассчитать объем эмиссии метана. Расчеты показали, что суммарный поток метана с Дагинского месторождения составляет 963 757.5 моль/(км²·сутки), что эквивалентно 15.4 т/(км²·сутки). В абсолютных значениях суммарный поток метана с поверхности 14 активных газифицирующих источников на данном участке интенсивной газоразгрузки достигает 0.00077 т/сут, или 0.28 т/год.

Для расчета полного потока метана с участка площадью 50 м², на котором расположено около 60 газовых выходов использовалась информация, что остальные выходы газа имеют схожую среднюю интенсивность или ниже. Значение эмиссии метана только от точечных выходов при допущении, что в момент измерения выходы на самом деле имеют сопоставимый дебит – 0.77 т/сут или 281.4 т/год. Помимо явных выходов, происходит диффузная эмиссия метана через почву на всей площади. Её величина может быть значительной. Для приблизительной оценки можно использовать следующие значения, что диффузный поток часто составляет от 10 % до 50 % от потока явных выходов [Etiope, Klusman, 2002]. Для метана, из-за его более низкой подвижности в пористых средах и окисления в приповерхностных слоях, диффузная компонента может быть ниже – порядка 10-20 % от точечных источников. Поэтому диффузное просачивание принимается, как 15 % от явного потока и составляет 42.2 т/год. Итого общий поток метана с участка 50 м² Дагинского газогидротремального месторождения (явный и диффузный) составляет 323.6 т/год.

Полученное значение эмиссии метана для Дагинского участка (323.6 т/год) представляет собой весьма показательную величину при рассмотрении в мировом контексте природных источников метана. Для сравнения, для грязевых вулканов Азербайджана, являющихся одними из

наиболее мощных источников геологического метана в мире, потоки метана достигают тысяч тонн в год от отдельных вулканических структур. Как отмечают Etiope et al. (2004) в своем фундаментальном исследовании грязевых вулканов Восточного Азербайджана, эмиссия метана только с исследованных участков составила не менее 1400 тонн в год, а суммарная оценка для всех наземных грязевых вулканов Азербайджана достигает $0.3\text{--}0.9 \times 10^6$ тонн метана ежегодно. На этом фоне дагинский показатель выглядит скромно, однако он существенно превосходит величины, характерные для малых грязевулканических систем. Исследования на Тайване показали [Hong, Yang, 2007], что эмиссия метана от микропросачивания на малых грязевых вулканах составляет лишь около 110 т/год.

Особую значимость дагинскому участку придает не столько абсолютная величина потока, сколько его локальная концентрация. Площадь участка составляет всего 50 м², где зафиксировано около 60 активно «булькающих» источников. Такая плотность газопроявлений является экстремально высокой и указывает на уникальные геологические условия: сочетание высокой насыщенности недр метаном и аномальной проницаемости пород, обеспечивающей свободную миграцию газа к поверхности. Мировые аналоги подобной концентрации выходов известны, например, в грязевулканических полях Азербайджана, описанных Etiope et al. (2004), однако там отдельные грифоны обычно разнесены на значительно большие расстояния, формируя обширные поля площадью в квадратные километры.

Таким образом, Дагинский участок может быть охарактеризован, как локальная метановая аномалия высокой интенсивности. По удельной плотности потока (тонн в год с квадратного метра) он сопоставим с наиболее активными зонами разгрузки крупных геотермальных систем и грязевых вулканов, хотя и уступает им по абсолютной мощности.

В контексте глобальных оценок эмиссии метана от геологических источников полученное значение составляет 3.236×10^{-4} Тг/год, что соответствует примерно 0.0008 % от суммарной ежегодной эмиссии метана из термальных и геотермальных систем мира. Эта цифра подтверждает вывод, сделанный Etiope и Milkov (2004), о том, что множественные мелкомасштабные газопроявления, объединенные в статистически значимом количестве, могут вносить существенный вклад в глобальный бюджет метана, даже если каждый отдельный источник кажется незначительным. Величина потока на этой ограниченной площади многократно превышает типовые фоновые значения для большинства геологических источников метана, что подчеркивает потенциальную значимость учета множества подобных мелкомасштабных аномалий при построении региональных и глобальных балансов парниковых газов.

Стоит также отметить, что именно в этом районе на восточном шельфе острова Сахалин между 51° и 52° с.ш. наблюдаются максимальные потоки метана [Mishukova et al., 2017]. Это позволяет предположить, что метановые аномалии на прилегающем нефтегазоносном шельфе могут быть вызваны естественными выделениями газа, что подтверждается наличием неглубокого грязевого вулкана, расположенного в 80 километрах к северо-северо-востоку от Дагинского газового месторождения [Shakirov et al., 2012], и указывает на значительную геологическую активность в регионе. Эта активность, вероятно, является причиной больших количеств метана, хотя зарегистрированные значения эмиссии могут составлять лишь небольшую часть от общего объема.

Фактический объем эмиссии метана может быть значительно выше современных оценок, если учесть все факторы, включая обширную площадь термального поля, прилегающий шельф, простирающийся за пределы непосредственной зоны наблюдения, а также сложные геологические процессы, ответственные за образование и накопление метана. Кроме того, необходимо учитывать динамику эмиссии метана. Она может изменяться во времени под влиянием различных факторов, таких как сезонные колебания,

активизация сейсмической активности, образование и разложение газогидратов, хозяйственная деятельность, связанная с освоением шельфа, и другие природные явления.

Следует отметить, что полученные значения потоков для Дагинских термоминеральных источников относятся лишь к небольшой области пузырьковых газовыделений и не охватывают всю потенциальную площадь эмиссии из-за ее обширности и труднодоступности.

Оценка метановой активности, характерной для периода февраль-март, была проведена на основе спутниковых данных за 2019-2024 гг. Для каждого дня выбирались точки со скоростью ветра, не превышающей 1 м/с, чтобы исключить перенос метана и оценить интенсивность источника в состоянии покоя. Эти выбранные точки затем сравнивались с соответствующими ежедневными значениями концентрации газа, и вся выборка впоследствии усреднялась за исследуемый период, как показано на рисунке 13.

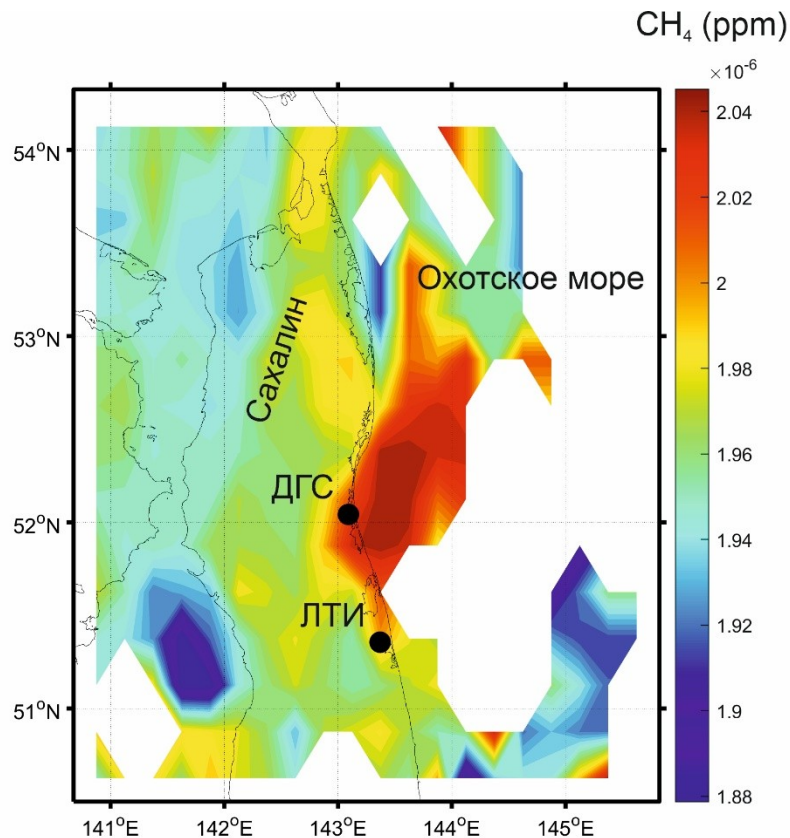


Рисунок 13 – Пространственное распределение концентраций метана на северо-востоке о. Сахалин по данным инфракрасного зонда AIRS над поверхностью в периоды с февраля по март 2019 - 2024 годов и скорости ветра 1 м/с [Syrbu et al., 2025]:

ДГС – Дагинская газогетермическая система, ЛТИ – Луньский термальный источник

Как видно, «эффективная» площадь Дагинского месторождения в период февраль-март составляет примерно 9000 км² в год при средней концентрации метана 2.03 ppm. Также проведены исследования, чтобы лучше понять потенциальный перенос метана из области источника с учетом скорости ветра.

На рисунках 14А и 14Б представлены результаты анализа, выполненного для двух диапазонов скорости ветра в феврале-марте: < 2 м/с и < 3 м/с. Установлено, что аномально высокие концентрации метана, вероятно, переносятся преимущественно в восточном и юго-восточном направлениях, что может указывать на их распространение в акваторию северо-восточного шельфа о. Сахалин. Этот вывод подтверждается анализом розы ветров для данного региона.

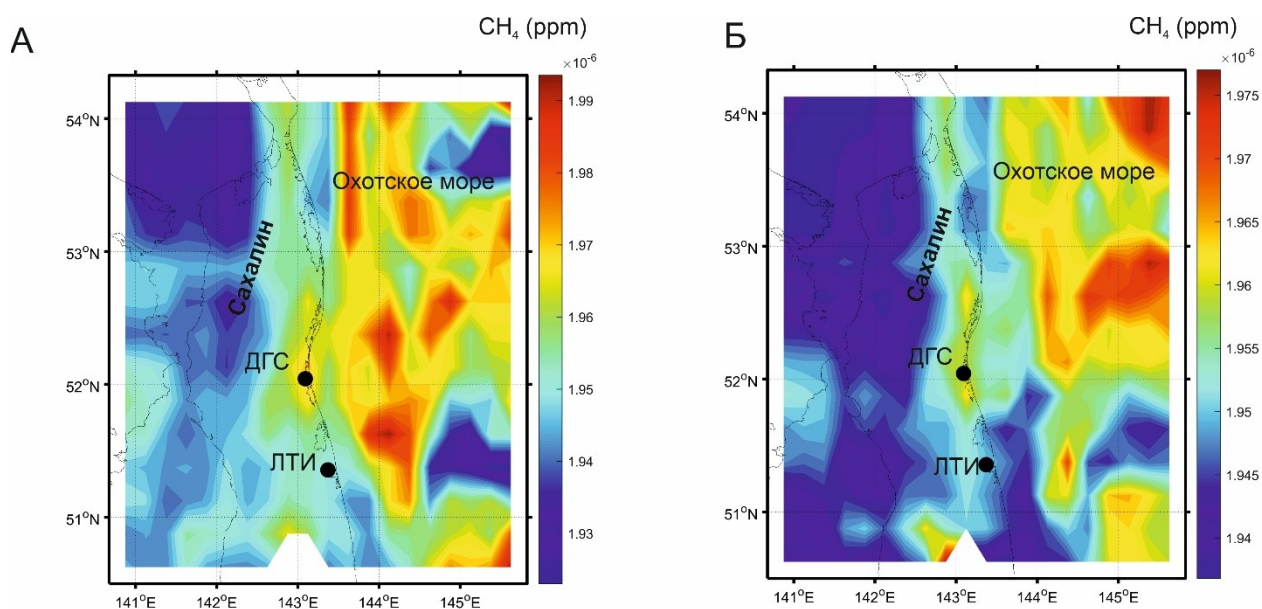


Рисунок 14 – Пространственное распределение концентраций метана на северо-востоке острова Сахалин по данным инфракрасного зонда AIRS над поверхностью в периоды с февраля по март 2019 - 2024 годов и скорости ветра 2 м/с (А) и 3 м/с (Б) [Syrbu et al., 2025]

ДГС - Дагинская газогетермальная система, ЛТИ – Луньский термальный источник

Более детальный анализ ветрового режима в районе Дагинских газогидротермальных источников с 2019 по 2024 года показал, что в феврале преобладающим направлением ветра было юго-западное, составляющее 38 % времени, со средней скоростью ветра 2 м/с и максимальной скоростью ветра до 6 м/с (Рисунок 15А). Эта картина сохраняется и в марте: юго-западные ветры преобладают 42 % времени, также со средней скоростью 2 м/с и максимальной скоростью до 5 м/с (Рисунок 15Б).

А

Б

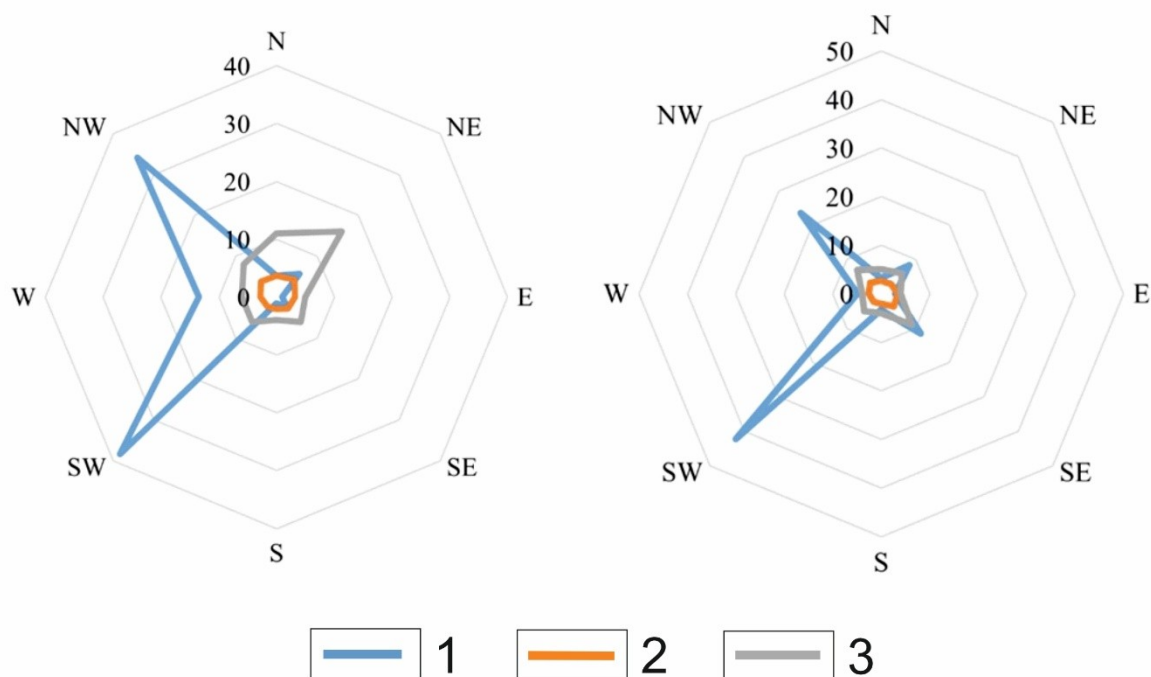


Рисунок 15 – Повторяемость и скорость направлений ветра в районе Дагинской термоминеральной системы (п. Ноглики): А - за февраль 2019-2024 гг. Б - март 2019-2024 гг. [Syrbu et al., 2025]

1 – повторяемость направления ветра, %; 2 – средняя скорость ветра; 3 – максимальная скорость ветра, м/с

Важно подчеркнуть, что перенос аномальных концентраций метана наблюдается даже при минимальной скорости ветра (≤ 2 м/с). Поскольку средняя скорость ветра над Охотским морем зимой достигает 7-8 м/с [Yoshida et al., 2004], а в районе Дагинского месторождения преобладают юго-западные ветры, можно сделать вывод о высокой вероятности выноса метана с территории месторождения в акваторию Охотского моря в зимний период.

Таблица 9 – Координаты, температура во время отбора проб и концентрация газа (мл/л, моль % и ppm) в Дагинской газогидротермальной системе (северо-восток острова Сахалин)

Долгота	Широта	Источник	Тип пробы	Дата	Темп. воды, С	H ₂ S, ppm	He, ppm	H ₂ , ppm	CO ₂ , %	CH ₄ , %	CH ₄ , мл/л	C ₂ H ₆ , %	C ₃ H ₈ , %	i-C ₄ H ₁₀ , %	C ₄ H ₁₀ , %	neo- C ₅ H ₁₂ , %	O ₂ , %	N ₂ %
Центральный участок																		
143.091	52.04369	Источник 3	газ	29.03.2024	32.9	0.0233	18.1	39.8	0.445	67.39	н.о.	0.1320	0.0003	-	-	-	1.02	19.5
			вода	29.03.2024	32.9	0.0329	0.89	0.84	0.305	5.75	1.79	0.00145	-	-	-	-	1.04	5.31
			газ	30.03.2024	38	0.0681	15	23.27	0.419	70.49	н.о.	0.1268	0.00029	0.000012	0.000007	-	1.03	21.0
			вода	30.03.2024	38	0.0498	7.07	0.1	0.315	4.71	1.43	0.00055	-	-	-	-	1.01	7.74
143.0908	52.04374	Источник 2	вода	29.03.2024	23.2	0.0406	8.04	0.45	0.503	3.89	1.21	0.00083	-	-	-	-	0.94	6.91
			вода	30.03.2024	21.4	н.о.	н.о.	н.о.	0.525	3.75	1.14	0.00097	-	-	-	-	0.94	6.36
143.0908	52.04395	Источник 1	вода	29.03.2024	38.7	0.0404	4.17	2.14	0.248	5.92	1.80	0.00128	-	-	-	-	1.03	7.71
			вода	30.03.2024	37.5	0.0559	3.11	0.27	0.270	6.12	1.90	0.00083	-	-	-	-	1.03	6.11
143.09128	52.04456	Александр овский	вода	29.03.2024	42.5	0.0389	6.05	0.25	0.443	7.46	2.27	0.00148	-	-	-	-	1.02	5.59
			газ	30.03.2024	42.5	0.0537	8.56	16	0.666	66.99	н.о.	0.0174	0.00069	0.000057	0.000018	0.000017	1.04	24.5
			вода	30.03.2024	42.1	н.о.	н.о.	н.о.	0.423	7.49	2.28	0.00092	-	-	-	-	1.02	5.58
143.0913	52.04456	Болото	вода	30.03.2024	47	н.о.	н.о.	н.о.	0.236	5.91	1.84	0.00089	-	-	-	-	1.01	5.97
143.0918	52.04475	Пионер	газ	29.03.2024	39.7	0.025	12.5	37.17	0.322	76.22	н.о.	0.0153	0.0004	-	0.00002	-	1.04	24.70
			вода	29.03.2024	39.7	0.0255	8.04	0.8	0.193	6.85	2.13	0.00121	-	-	-	-	1.03	6.81
			вода	30.03.2024	40.1	0.0549	6.6	1.77	0.212	6.84	2.08	0.00129	-	-	-	-	0.85	5.37
143.0923	52.04551	Патриот	вода	29.03.2024	33	0.0251	5.01	0.53	0.255	6.83	2.12	0.00073	-	-	-	-	1.02	5.93
			вода	30.03.2024	30	0.0512	9.04	0.88	0.294	7.01	2.14	0.00066	-	-	-	-	1.03	6.47
143.0921	52.04491	Партизан	газ	29.03.2024	39.5	0.0412	6.24	24.37	0.245	67.87	н.о.	0.0167	0.00027	0.000038	0.000016	-	3.01	21.6
			вода	29.03.2024	39.5	0.0238	9.25	0.69	0.282	6.64	2.06	0.00148	-	-	-	-	1.04	6.75
			газ	30.03.2024	33.2	0.0139	6.89	27.82	0.265	75.27	н.о.	0.0182	0.00033	0.00005	0.00019	-	1.03	17.0
			вода	30.03.2024	33.2	0.0408	9.43	0.41	0.196	6.12	1.90	0.00153	-	-	-	-	0.94	4.69
143.0914	52.04489	Скважина №4	газ	29.03.2024	39.1	0.0501	10.3	24.1	0.199	70.13	н.о.	0.14080	0.00049	0.00018	0.00002	0.00028	2.01	17
143.0926	52.0454	Бочка	газ	29.03.2024	37.4	0.0259	9.07	18.5	0.240	75.77	н.о.	0.0143	0.00027	0.000023	0.000009	-	1.03	16.45
			вода	29.03.2024	37	0.0277	0.2	1.2	0.189	9.39	2.86	0.00144	-	-	-	-	1.00	5.27
			вода	30.03.2024	37.4	0.0552	9.27	0.64	0.187	9.19	2.80	0.00077	-	-	-	-	0.91	4.80
Южный участок																		
143.0863	52.04007	Молодость	газ	29.03.2024	35.7	0.0476	0.92	6.12	0.161	73.38	н.о.	0.06327	0.00008	0.00001			2.37	14
			вода	29.03.2024	35.7	0.0452	8.09	0.57	0.299	8.46	2.63	0.00103	-	-	-	-	0.89	5.59
			газ	30.03.2024	35.3	0.0489	0.9	2.12	0.431	82.96	н.о.	0.1129	0.00014	0.00002	0.000005	-	1.02	9.87
			вода	30.03.2024	35.3	-	2.58	9.06	0.314	8.64	2.69	0.00118	-	-	-	-	0.92	4.41
143.0877	52.04077	Мечта	газ	29.03.2024	34.2	0.0305	4.18	3.69	0.504	85.06	н.о.	0.1595	0.00031	0.000097	0.00002	-	0.78	7.94

			вода	29.03.2024	34.2	0.0381	208.9	13.71	0.318	6.76	2.06	0.00016	-	-	0.00001	-	0.89	4.82
			газ	30.03.2024	34.3	0.0144	2.21	3.38	0.522	84.25	н.о.	0.1775	0.00032	0.000071	0.000017	0.00008	1.04	8.22
			вода	30.03.2024	34.3	0.0483	4.65	0.87	0.329	6.93	2.11	0.00011	-	-	-	-	0.90	4.72
143.0883	52.04029	Здоровье	газ	29.03.2024	23.1	0.0452	2.9	4.89	0.547	83.76	н.о.	0.0164	0.00006	0.000011	-	0.00012	1.04	7.85
			вода	29.03.2024	23.1	0.0402	4.48	1.33	0.421	12.40	3.85	0.00173	-	-	-	-	1.03	4.63
			газ	30.03.2024	25	0.0468	3.89	2.63	0.498	71.35	н.о.	0.0157	0.00004	-	-	0.000126	1.04	18.5
			вода	30.03.2024	25	0.0327	10.33	1.01	0.436	13.62	4.32	0.00174	-	-	-	-	1.02	5.15
Северный участок																		
143.09486	52.046889	Морской-1	газ	07.10.2019	23.5	н.о.	4.3	17.5	0.6	89.1	н.о.	0.0523	-	-	-	-	0.17	7.08
143.09519	52.047250	Морской-2	газ	07.10.2019	20.1	н.о.	11.6	13.6	0.2	83	н.о.	0.0636	-	-	-	-	0.18	14.8

Примечание: названия источников указаны на рисунке 9. н.о. - не определялось. “-“ = ниже пределов обнаружения.

4.4. Геологические предпосылки природной дегазации Южно-Сахалинского грязевого вулкана (юг о. Сахалин)

Южно-Сахалинский грязевой вулкан расположен в южной части Западно-Сахалинских гор, в 20 км к северо-западу от г. Южно-Сахалинск. Центру нынешней активности вулкана соответствует северная пологая вершина сдвоенного холма, вытянутого в субмеридиональном направлении, ограниченного с запада и востока небольшими долинами [Мельников, Ильев, 1989]. Вулканическая постройка сложена сравнительно однородной глинистой массой серого цвета, одинаковой консистенции, с обломками разных пород и минералов – продуктами наложившихся друг на друга и наращивающих постройку грязевых выбросов вулкана. Геохимические характеристики газов Южно-Сахалинского грязевого вулкана достаточно подробно описаны в ряде работ [Лаврушин и др., 1996; Ershov, 2017; Shakirov et al., 2012; Syrbu et al., 2022]. Южно-Сахалинский грязевой вулкан имеет четко выраженную тектоническую приуроченность. Он расположен в зоне крупного Центрально-Сахалинского разлома, который представляет собой важную региональную структуру. Этот разлом служит границей сочленения двух основных тектонических элементов о. Сахалин: Западно-Сахалинского антиклинория и Центрально-Сахалинского синклинория [Геология СССР..., 1970].

Грязевые вулканы юга о. Сахалин приурочены к главному полю выхода на дневную поверхность меловых пород. В пределах этого поля разрез меловой толщи расчленяется на несколько свит: красноярковскую, быковскую, найбинскую и айскую [Мельников, Ильев, 1989]. Ключевую роль в формировании грязевого вулканизма играет быковская свита (более 2000 м,) рассматриваемая в качестве материнской. Она сложена преимущественно однородными тонкодисперсными породами – аргиллитами и глинистыми алевролитами [Мельников, Ильев, 1989]. Накопление этих осадков происходило в морских условиях в течение мелового периода. Именно эти

насыщенные органикой и пластовыми водами глинистые толщи, будучи перегружены вышележащими отложениями и подвержены тектоническому сжатию в зоне разлома, становятся источником грязевулканического материала.

Слабые извержения происходят с периодичностью раз в несколько лет. Температура грязевых выбросов не превышает 16 °С и повышается до 28-32 °С лишь в краткие периоды бурных извержений [Ершов и др., 2011]. Периоды активности чередуются с продолжительными периодами покоя, когда активность проявляется лишь в слабом истечении разжиженной глинистой массы из грифонов. За последние 25 лет Южно-Сахалинский грязевой вулкан проявлял активность несколько раз. В периоды между извержениями в центральной части постройки грязевого вулкана действуют грифоны, большая часть из которых имеет стационарное положение. Самое мощное извержение произошло в конце декабря 2001 г. Извергнутая грязевая масса покрыла всю привершинную часть постройки вулкана и тремя мощными потоками стекала по склонам. Выброшенная на дневную поверхность водо-грязевая масса в значительной мере перекрыла грязевые поля былых извержений [Мельников и др., 2005]. Объем выброшенного материала во время эрупции 2001 г. составил 150-200 тыс. м³ и покрыл площадь около 60 тыс. м², это сравнимо с выбросами крупнейшего извержения 1959 г. [Шилов, Захарова, 1961].

Современный этап активности вулкана характеризуется значительной изменчивостью его поверхности. Новый цикл активности начался в 2011 году извержением, которое сформировало обширное грязевое поле в центральной части постройки размером 120×85 м и площадью около 7500 м². Далее последовала серия событий: в 2013 году произошло небольшое извержение с локальным растеканием грязи, а в 2017 году в центре поля начал формироваться холм вспучивания диаметром свыше 30 м и высотой около 2 м. Этот процесс нарастал, и к концу 2019 года диаметр холма достиг 50 м, что предшествовало мощному извержению в середине января 2020 года. Именно

это извержение сформировало современный морфологический облик вулканической постройки.

После кульминационной фазы 2020 года активность перешла в стационарную грифонную стадию. В ходе полевых исследований 2023-2025 годов проводился отбор проб газов именно из этих наиболее активных грифонов (Рисунок 16), что позволяет отслеживать пост-изверженные геохимические изменения и характеристики устойчивой дегазации. Большинство грифонов представляют собой воронки диаметром 50-100 см на поверхности, заполненные жидкой грязевой массой, через которую идет интенсивное выделение газов (Рисунок 17).

Результаты исследований 2023-2025 годов подтверждают установленную ранее характерную особенность газов Южно-Сахалинского грязевого вулкана. Как и ожидалось на основе предыдущих работ, их состав является преимущественно углекислым. Согласно данным, приведенным в Таблицах 5 и 10, концентрация углекислого газа в пробах свободного газа стабильно превышает 60 об.%, что типично для пост-изверженной стадии дегазации данного объекта. Помимо доминирующего CO_2 , в составе также присутствуют метан и углеводороды до гексана включительно. Наиболее вероятными материнскими породами являются обогащённые органическим веществом аргиллиты быковской свиты, которые на глубинах 1.5-2 км вблизи Центрально-Сахалинского разлома достигают температур $\sim 70-140^\circ\text{C}$ [Веселов и др., 2012]. Вышележащие найбинская и айская свиты менее обогащены органическим веществом и в этом регионе не рассматриваются, как значимые материнские породы [Мельников, Ильев, 1989]. Азот, который иногда присутствует в термогенных газах в результате распада органического вещества [Jenden et al., 1988; Snyder et al., 2020] не установлен в значительных количествах.



Рисунок 16 – спутниковый снимок (31 мая 2024 года, Google Earth Pro) территории Южно-Сахалинского грязевого вулкана и точек отбора проб газа из бурлящих грифонов (№ 1-4).

Менее активные грифоны, из которых не проводился отбор проб, отмечены красным

1 – точки отбора проб из наиболее активных грифонов (№ 1-4); 2 – менее активные грифоны; 3 – направление распространения грязевой брекчии; 4 – «двойной холм»

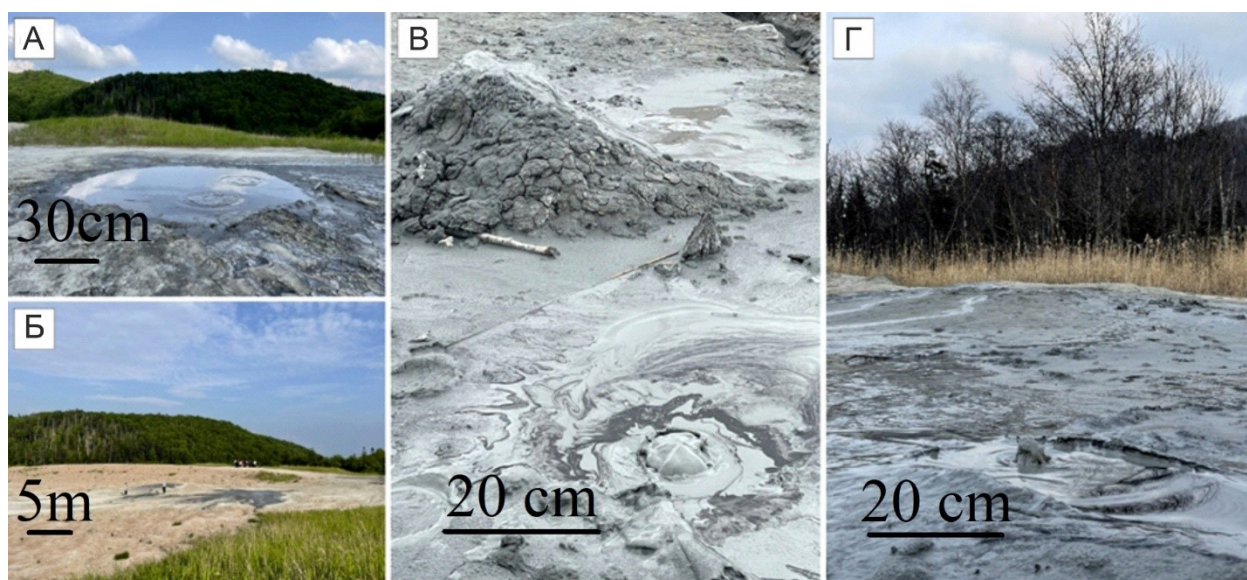


Рисунок 17 – Фотографии бурлящих грифонов Южно-Сахалинского грязевого вулкана, из которых были взяты образцы газа (см. рис. 13): А – «Грифон-1», 11 июля 2024 года; Б – центральная часть грязевого поля с «Грифоном-2», 11 июля 2024 года; В – «Грифон-3», 22 октября 2025 года; Г – «Грифон-4», 16 ноября 2024 года.

Таблица 10 – Концентрация основных газов и изотопный состав природных газов Южно-Сахалинского грязевого вулкана

Год отбора	Место отбора	CO ₂ , %	O ₂ , %	N ₂ , %	CH ₄ , %	C ₂ H ₆ , %	C ₃ H ₈ , %	i-C ₄ H ₁₀ , %	C ₄ H ₁₀ , %	i-C ₅ H ₁₂ , %	neo-C ₅ H ₁₂ , %	C ₅ H ₁₂ , %	C ₆ H ₁₄ , %	He, ppm	H ₂ , ppm	R/Ra	Мантийный гелий, %
14.08.2023	1 грифон	69.8	0.15	2.92	21.7	0.154	0.03	0.005	0.0052	0.0009	–	0.0003	–	21.3	0.4	н.о.	н.о.
14.08.2023	2 грифон	66.6	0.42	3.2	28.5	0.21	0.041	0.0007	0.0085	0.0072	0.00034	0.00106	–	28.8	6.3	н.о.	н.о.
18.07.2024	3 грифон	69.1	2.36	12.3	32	0.177	0.418	0.0065	0.0062	0.0015	0.0017	–	0.0001	29.2	0.5	2.080	23.8
18.07.2024	1 грифон	64.2	1.03	5.89	23.7	0.238	0.038	0.0063	0.0071	0.0014	0.0001	0.0009	0.0001	42.7	2.1	2.149	24.58
18.07.2024	3 грифон	66.2	0.77	4.44	25.1	0.249	0.044	0.0080	0.0081	0.0022	0.0002	0.0012	0.0001	20.2	0.6	2.091	23.9
18.07.2024	2 грифон	60.52	0.58	4.01	30.5	0.315	0.057	0.0092	0.0082	0.0019	0.0002	0.0009	–	27.6	0.23	н.о.	н.о.
03.10.2024	1 грифон	67.5	0.59	4.01	20.1	0.062	0.027	0.0035	0.0024	0.00048	0.00012	0.00011	–	21.1	2.4	1.917	21.9
03.10.2024	4 грифон	60.7	0.50	4.03	29.7	0.147	0.052	0.0085	0.0074	0.00151	0.00015	0.0006	0.000173	32.8	0.88	2.129	24.34
22.10.2025	1 грифон	69.4	0.47	2.66	15.8	0.154	0.026	0.004	0.0053	0.0014	0.000099	0.00078	0.00001	14.1	1.33	н.о.	н.о.
22.10.2025	3 грифон	64.4	0.5	3.34	20.5	0.097	0.024	0.0018	0.0013	0.00008	0.0001	0.00001	0,000003	25.26	1	н.о.	н.о.

Примечание: названия источников указаны на рисунке 13; н.о. - не определялось; “–” = ниже пределов обнаружения.

Геохимический облик флюидов Южно-Сахалинского грязевого вулкана формируется под определяющим влиянием его глубинной геологической структуры и тектонической позиции, что находит прямое отражение в изотопном составе газов. Как уже отмечалось, вулкан приурочен к зоне Центрально-Сахалинского разлома – глубинной структуры, секущей всю земную кору и обеспечивающей связь между осадочным чехлом и более глубокими горизонтами литосферы. Именно эта структурная позиция предопределяет сложную, многокомпонентную природу разгружающихся флюидов, в формировании которых участвуют, как коровые, так и мантийные источники.

По данным 2023-2025 гг., в свободном газе зафиксировано высокое содержание гелия – до 42.7 ppm. Сочетание высоких содержаний He и CO₂ с относительно низкими концентрациями CH₄ позволяет выделить газы ЮСГВ среди прочих источников дегазации острова Сахалин, таких как грязевые вулканы и термальные источники. Согласно нашим исследованиям, в пробах свободного газа, отобранных из активных грифонов в 2023-2025 гг. (№ 1-4, рисунок 16), зафиксированы повышенные отношения ³He/⁴He в диапазоне 1.9-2.1 Ra (Таблица 10, см. Рисунок 7). Это однозначно указывает на присутствие мантийной компоненты в дегазирующих флюидах.

Для количественной оценки вклада мантийного источника использован бинарный модельный расчёт на основе уравнений смешения [Xu, 1996; Qin et al., 2022]. Анализ проб из четырёх наиболее активных грифонов показал, что доля мантийного He варьирует от 21.9 до 24.6 %, составляя в среднем 23.7 %. Этот результат согласуется с более ранними исследованиями, которые фиксировали значения до 3.3 Ra для сахалинских грязевых вулканов (Пугачёвский грязевой вулкан, Южно-Сахалинский грязевой вулкан и Дагинская газогидротермальная система) [Лаврушин и др., 1996].

Предыдущие исследования детально установили геохимический и изотопный состав газов ЮСГВ [Лаврушин и др., 1996; Ershov et al., 2011; Shakirov et al., 2012; Syrbu et al., 2022]. Стабильно высокое содержание CO₂

(60-80 об.%) сопровождается значениями $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ около -4.3 ‰, что указывает на мантийный источник углерода. CH_4 , хотя и подчинённый по содержанию, показывает $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ от -24.2 до -30.9 ‰ (в среднем -29 ‰), что типично для термогенного CH_4 в гидротермальных системах [Shakirov et al., 2004; Ershov et al., 2011; Шакиров и др., 2012; Syrbu et al., 2022]. Однако следует отметить, что эти изотопные характеристики могут быть изменены вторичными физико-химическими процессами, такими как растворение CO_2 в воде, осаждение карбонатов и дегазация при подъёме флюида [Zhang et al., 1995]. Хотя эти эффекты не моделируются в настоящем исследовании, признаются как потенциальные факторы, которые могут влиять на измеренные значения. Необычный изотопный состав может быть обусловлен поступлением магматической или мантийной CO_2 , генерацией метана из остаточного керогена (т.е. органического вещества, оставшегося в материнских породах после основной фазы генерации углеводородов и выделившего метан на поздних стадиях термического созревания), либо декарбонацией, связанной с магматическими интрузиями. Глубина газового источника вулкана, оценённая по изотопным геотермометрам, составляет около 8 км [Ershov et al., 2011; Syrbu et al., 2022].

Высокие концентрации углекислого газа ($\text{CO}_2 > 60$ об.%) в совокупности с зафиксированным мантийным изотопным значением гелия указывают на глубинное происхождение основной массы CO_2 . Это согласуется с геологической моделью, согласно которой углекислый газ во флюидах ЮСГВ имеет преимущественно мантийно-метаморфогенный генезис. Его прямым источником может быть дегазация верхней мантии, активизированная в зоне кайнозойского тектогенеза, либо метаморфизм карбонатных пород в нижних слоях коры под воздействием повышенного теплового потока и глубинных флюидов. В пользу последнего механизма свидетельствует наличие в разрезе фундамента о. Сахалин метаморфизованных карбонатно-терригенных толщ палеозойского возраста [Рождественский, 1981; Лободенко, 2010]. При этом дополнительный вклад в общий пул CO_2 могут вносить и внутрикоровые

процессы, такие как термokatалитическое разложение органического вещества в глубокопогруженных горизонтах осадочного чехла (прежде всего в аргиллитах быковской свиты), а также, вероятно, бактериальная активность в приповерхностных условиях, хотя их роль, судя по изотопным данным, является подчиненной [Charatwala et al., 1996; Goraj et al., 2023]. Таким образом, изотопно-геохимические данные не только подтверждают глубинную природу дегазации, но и позволяют реконструировать многоэтапную историю формирования флюидов, в которой мантийная составляющая накладывается на коровые процессы, создавая уникальный геохимический облик Южно-Сахалинского грязевого вулкана.

4.5. Эмиссия метана и углекислого газа с территории Южно-Сахалинского грязевого вулкана (юг о. Сахалин)

Для количественной оценки вклада Южно-Сахалинского грязевого вулкана в эмиссию парниковых газов были проведены полевые измерения, учитывающие, как точечные выбросы из активных грифонов ($N=4$), так и фоновую диффузную дегазацию с поверхности грязевого поля. В периоды пассивной (фоновой) активности суммарный поток метана в атмосферу оценивается в 18.5 т/год, а углекислого газа – в 184.1 т/год (Таблица 11). В период извержения, характеризующийся повышенным общим дебитом флюидов, потоки газов возрастают: эмиссия CH_4 увеличивается приблизительно на 2.2 %, а CO_2 – на 2.9 %.

Масштаб эмиссии метана с Южно-Сахалинского грязевого вулкана, оцениваемый примерно в 18.5 т/год, является умеренным в мировом контексте. Значительно более мощные потоки характерны для крупных грязевулканических провинций, таких как район Берка в Румынии, где суммарные выбросы с полей Пыклеле Мари и Пыклеле Мичи достигают 383 и 730 т/год метана соответственно, а для компактного поля Берка – до 190 т/год (Таблица 12) [Etiope et al., 2004; Nicolae, 2012].

Показатели ЮСГВ сопоставимы с эмиссией от других относительно небольших регионов проявления грязевого вулканизма. Например, общий выброс метана от основных жерл грязевых вулканов на Тайване оценивается минимум в 29 т/год в периоды затишья [Etiope, 2015; Yang et al., 2004], а для вулканов Токамати (Япония) этот показатель составляет около 23.7 т/год [Yoshida et al., 2004] (Таблица 11). Таким образом, поток CH_4 от ЮСГВ соответствует нижней части типичного для одиночных малых наземных вулканов диапазона, который обычно составляет от единиц до первых сотен тонн в год [Etiope, Milkov, 2004; Etiope, 2015].

Таблица 11 – Геологическая эмиссия метана и углекислого газа из Южно-Сахалинского грязевого вулкана

Эмиссия газа	Пассивный период			Активный период (эруптивный)			Изменение, %
	Локальное выделение из активных грифонов	Диффузная эмиссия в районе грязевого вулкана – 1000 м ²	Общая эмиссия	Локальное выделение из активных грифонов	Диффузная эмиссия в районе грязевого вулкана – 1000 м ²	Общая эмиссия	
CO_2 , м ³ /сут.	2.25	252.9	255.2	9.68	292.9	262.6	+2.9
CO_2 , тонн/год	1.62	182.5	184.1	6.98	182.5	189.5	+2.9
CH_4 , м ³ /сут.	0.86	69.8	71.1	2.42	69.8	72.3	+1.7
CH_4 , тонн/год	0.28	18.2	18.48	0.68	18.2	18.88	+2.2

В глобальном масштабе, где общая эмиссия метана от всех наземных грязевых вулканов оценивается в 6-9 миллионов тонн (Тг) в год [Etiope, Milkov, 2004; Etiope, 2015], вклад ЮСГВ незначителен. Для сравнения, только румынские грязевые вулканы ежегодно выбрасывают метана в сумме не менее 1200 т/год [Etiope et al., 2004]. Важно подчеркнуть, что структура

эмиссии ЮСГВ резко контрастирует с таковой для "классических" метановых грязевых вулканов. Если для румынских вулканов Берка, где суммарные выбросы CH_4 достигают сотен тонн в год, потоки CO_2 обычно на порядок ниже и редко превышают 10-20 % от углеводородной составляющей [Etiope et al., 2004; Nicolae, 2012], то на ЮСГВ соотношение обратное: CO_2 доминирует над CH_4 .

С точки зрения регионального баланса парниковых газов на юге о. Сахалин, эмиссия в сотни тонн CO_2 представляет собой устойчивый природный фактор, требующий учёта при оценке локальной атмосферной среды. Для сравнения, это сопоставимо с годовым выхлопом нескольких десятков автомобилей (по усреднённым данным, уровень эмиссии углекислого газа от одного автомобиля составляет 2 т/год) или с углеродным следом небольшого населенного пункта. Учитывая, что подобная дегазация происходит непрерывно на протяжении многих лет, совокупный объем поступившего в атмосферу глубинного CO_2 исчисляется десятками тысяч тонн, что необходимо учитывать при оценке локального и регионального углеродного баланса.

Таблица 12 – Сравнение выбросов CH_4 и CO_2 от ЮСГВ и отдельных грязевых вулканов по всему миру.

Объект	Поток CH_4 т/год	Поток CO_2 т/год	Основной газ	Источник
ЮСГВ, Россия	18.5	184.1	CO_2	авторские данные
<i>Грязевые вулканы с преобладанием CO_2</i>				
Грязевой вулкан Шраб, Аляска, США	н.о.	~7.300-14.600	CO_2 (>98 об.%)	Motyka et al., 1989; Sorey et al., 2000
Джунгарский бассейн, Китай	147.83	604	CO_2	Chen et al., 2021
<i>Грязевые вулканы с преобладанием CH_4</i>				
ЛУСИ, Индонезия	2.300	30.000	CH_4 / CO_2	Vanderkluyssen et al., 2014
Месторождение	≥ 1.200	н.о.	CH_4 (>95%)	Etiope et al., 2004

Берка, Румыния (4 грязевых вулкана)				
Грязевой вулкан Бечиу, Румыния	190	35	CH ₄	Frunzeti et al., 2012
Азербайджан (наземные грязевые вулканы)	≥1.400 (общее)	н.о.	CH ₄	Etiope et al., 2004
Грязевой вулкан Муроно, Япония	20	н.о.	CH ₄	Etiope et al., 2011
Грязевой вулкан Камоу, Япония	3.7	н.о.	CH ₄	Etiope et al., 2011
Тайвань (наземные грязевые вулканы)	29	н.о.	CH ₄	Yang et al., 2004

Примечание: н.о.=не определено.

Полученная величина эмиссии CO₂ в 184.1 т/год требует рассмотрения в контексте мировых данных по дегазации грязевых вулканов и геотермальных систем. В глобальном масштабе публикации, посвященные эмиссии CO₂ из грязевых вулканов, встречаются значительно реже, чем для метана, что связано с доминированием углеводородной составляющей в большинстве грязевулканических провинций мира [Mazzini, Etiope, 2017]. Тем не менее, имеющиеся данные позволяют провести содержательное сравнение и выявить уникальную позицию ЮСГВ.

В Японии, для грязевых вулканов Муроно и Камоу (Токамати, бассейн Ниигата), где, как и на ЮСГВ, установлены термогенные газы, эмиссия CO₂ из грифонов прямо пропорциональна потокам метана [Etiope et al., 2011]. Однако абсолютные значения потоков CO₂ там существенно ниже, чем на ЮСГВ: суммарная эмиссия метана для Муроно и Камоу оценивается лишь в 20 и 3.7 т/год соответственно [Etiope et al., 2011], что отражает принципиальное различие в составе флюидов. Японские вулканы демонстрируют типичное для осадочных бассейнов преобладание метана, тогда как наш сахалинский объект характеризуется уникальным доминированием CO₂.

Ближайшие аналоги ЮСГВ по составу газов следует искать среди принципиально иного класса геологических объектов – осадочных

геотермальных систем, где взаимодействуют вулканические (или магматические) и осадочные комплексы, продуцируя смеси неорганических и органических газов [Procesi et al., 2019]. Согласно фундаментальному обобщению [Procesi et al., 2019], для таких систем характерно преобладание мантийного или метаморфогенного CO_2 (>50 об.%) при значительном содержании углеводородов (от 1.5 до 30–40 об.%), а сами системы приурочены к тектонически активным областям с аномальным тепловым потоком (>50 мВт/м²) и мощностью осадков более 1000 метров [Procesi et al., 2019; Etiope, 2015]. Диапазон концентраций CO_2 , установленный Procesi и соавторами (2019) для осадочных геотермальных систем Италии, США, Японии и Тайваня (66–98 об.%), полностью охватывает значения, характерные для ЮСГВ (60–80 об.%). Следовательно, по составу газов Южно-Сахалинский вулкан демонстрирует полное соответствие данному классу объектов, а его эмиссия CO_2 (184.1 т/год) находится в нижней части диапазона, свойственного активным гидротермально-вулканическим областям мира.

Наиболее впечатляющий пример экстремальной невулканической дегазации демонстрирует Мефите д'Ансанто в южных Апеннинах (Италия). Этот объект представляет собой уникальное проявление глубинной флюидной разгрузки, где эмиссия CO_2 достигает около 2000 тонн в сутки, что соответствует 730 000 тонн в год, и происходит с площади всего 4000 м² [Giustini, Brilli, 2020]. Приведённые значения представляют собой абсолютный мировой максимум для невулканических обстановок и служат эталонным показателем интенсивности дегазации, контролируемой глубинными процессами. Аномальные характеристики Мефите д'Ансанто обусловлены термометаморфизмом мощных карбонатных толщ на глубине и их последующим тектоническим перекрытием, которое обеспечивает условия для фокусированной разгрузки флюидов [Chiodini et al., 2010].

В контексте настоящего исследования важно подчеркнуть, что подобные итальянские объекты представляют собой экстремальные проявления, находящиеся на верхнем пределе возможных значений.

Индивидуальные же проявления, сопоставимые по площади с Южно-Сахалинским грязевым вулканом (порядка тысяч квадратных метров), даже в Италии – регионе с наиболее интенсивной природной дегазацией в мире – часто демонстрируют эмиссию того же порядка, что и ЮСГВ, а именно от первых десятков до нескольких сотен тонн CO_2 в год. Это служит важным подтверждением репрезентативности и достоверности полученных оценок для объектов данного класса. Таким образом, величина эмиссии CO_2 установленная для Южно-Сахалинского грязевого вулкана, является вполне типичной для невулканических геотермальных проявлений умеренной активности и хорошо согласуется с мировыми данными для аналогичных по площади и геологическому строению объектов.

Дополнительным подтверждением результатов наземных измерений и веским аргументом в пользу значимости Южно-Сахалинского грязевого вулкана, как локального источника CO_2 служат данные спутникового мониторинга. Был проведен анализ выборки спутниковых данных спектрорадиометра AIRS (Atmospheric Infrared Sounder) за период 2020-2025 гг., отфильтрованной по условиям штилевой погоды (скорость ветра не более 1.5 м/с). Такой подход позволяет минимизировать эффекты турбулентного рассеивания и адвективного переноса газов, благодаря чему локальные источники эмиссии проявляются на спутниковых снимках наиболее контрастно.

Полученное изображение распределения концентраций CO_2 в атмосфере в южной части острова Сахалин демонстрирует отчетливую пространственную неоднородность поля углекислого газа (Рисунок 18). На общем фоне значений, характерных для фоновых районов (406-410 ppm), фиксируется устойчивая локальная аномалия с повышенными концентрациями CO_2 , достигающими 418 ppm и более. Пространственное положение этой аномалии совпадает с координатами Южно-Сахалинского грязевого вулкана. Выбранные условия штилевой погоды исключают вероятность привноса повышенных концентраций CO_2 из удаленных

источников, таких как промышленные зоны города Южно-Сахалинска. При скорости ветра менее 1.5 м/с доминирующим фактором, формирующим локальное газовое поле, является именно дегазация непосредственно в районе съемки.

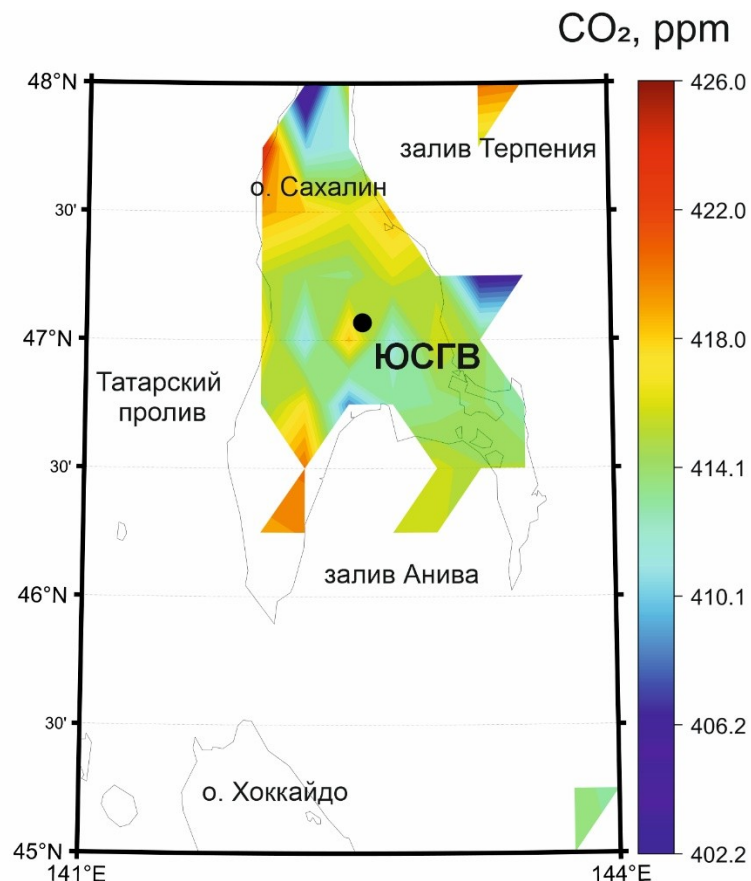


Рисунок 18 – Пространственное распределение концентраций углекислого газа на юге о. Сахалин по данным инфракрасного зонда AIRS над поверхностью в период с 2020 по 2025 гг. при скорости ветра 1.5 м/с

ЮСГВ – Южно-Сахалинский грязевой вулкан

Совпадение пространственных координат аномалии с положением Южно-Сахалинского грязевого вулкана, а также количественное соответствие выявленного превышения над фоном (порядка 8-12 ppm) по отношению к ожидаемому вкладу от наземного источника мощностью ~180 тонн CO₂ в год, позволяет с высокой степенью уверенности интерпретировать зафиксированную спутниковую аномалию, как прямое проявление дегазации грязевого вулкана. Полученные спутниковые данные, таким образом, не

только визуализируют эмиссию ЮСГВ, но и служат независимым методом верификации наземных количественных оценок, подтверждая их достоверность.

Связь вариаций концентраций метана в атмосфере с сейсмической активностью (на примере Южно-Сахалинского грязевого вулкана)

Одним из ключевых аспектов изучения природной дегазации в активных тектонических зонах является выявление связи между флюидодинамическими процессами и сейсмической активностью. Глубинные разломы, служащие основными каналами миграции флюидов, в периоды тектонических напряжений и сейсмических событий могут менять свою проницаемость, что отражается на интенсивности и составе газов, поступающих в приповерхностные горизонты и атмосферу. В этом контексте Южно-Сахалинский грязевой вулкан, расположенный в зоне влияния Центрально-Сахалинского разлома, представляет собой идеальный природный полигон для изучения подобных взаимосвязей благодаря своей высокой активности и многолетней истории мониторинга.

Для выявления связи сейсмических событий и изменения уровня концентрации метана в атмосферном воздухе было выполнено сопоставление данных дистанционного зондирования с результатами экспедиционных исследований в районе Южно-Сахалинского грязевого вулкана.

В полевой экспедиции в сентябре 2021 г. были отобраны пробы свободного газа из грифонов ЮСГВ, а также пробы воздуха над грифонами на высоте 1 м. Измеренное атмосферное давление составило 940 гПа. Концентрация метана в приземном воздухе в районе вулкана варьировала от 2.1 до 4.5 ppm, что значительно превышает фоновые значения для атмосферы (~1.8 ppm). При этом зафиксировано небольшое снижение концентрации метана при увеличении высоты наблюдения, а также резкое падение концентрации выше горизонта 400 гПа (Рисунок 19Г).

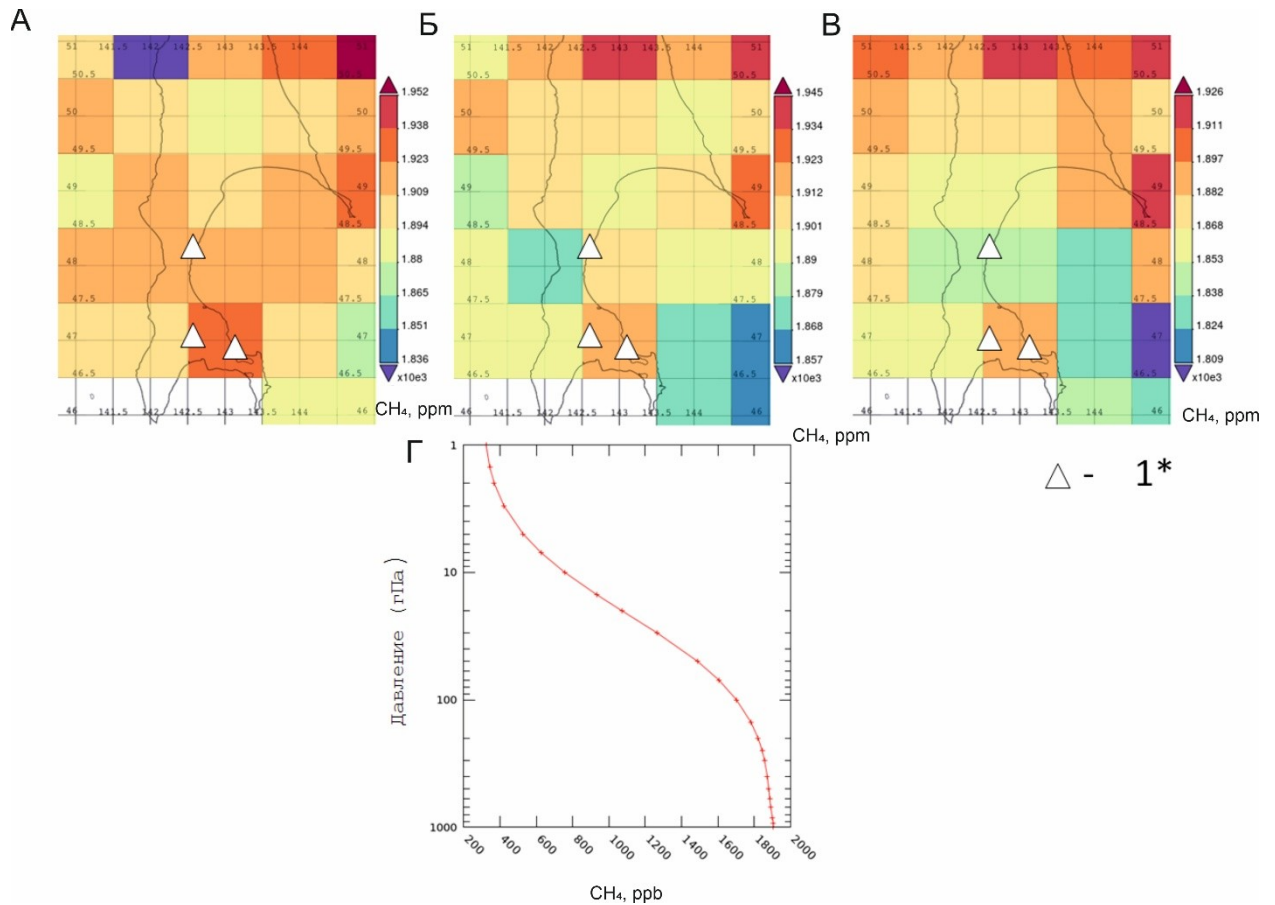


Рисунок 19 – Концентрация метана на горизонтах А - 1000 гПа, Б - 850 гПа, В - 400 гПа, Г - вертикальный профиль от 08.09.2021 г.

1 – грязевые вулканы

Хоккайдо-Сахалинская складчатая область характеризуется высокой интенсивностью сейсмических событий. В период с 22.08.2021 г. по 08.09.2021 г. на шельфе и склонах о. Сахалин землетрясений не регистрировалось. Однако 12.09.2021 г. произошло землетрясение в районе Курильской котловины магнитудой $M = 5.3$ и глубиной эпицентра 358 км [USGS Earthquake Hazards Program, б.г.]. Этот случай предоставил уникальную возможность оценить реакцию газового поля в районе ЮСГВ на удалённое сейсмическое событие.

Анализ спутниковых данных, полученных с инфракрасного зонда AIRS, показал изменение уровня концентрации метана на различных атмосферных горизонтах (Рисунок 20). После землетрясения 12 сентября 2021 г. концентрация метана возросла на всех исследуемых горизонтах. Для даты 8

сентября 2021 г. (до землетрясения) концентрация метана на каждом из трёх рассмотренных горизонтов была ниже, чем в день землетрясения. При этом сохранялась общая тенденция к снижению концентрации с увеличением высоты горизонта.

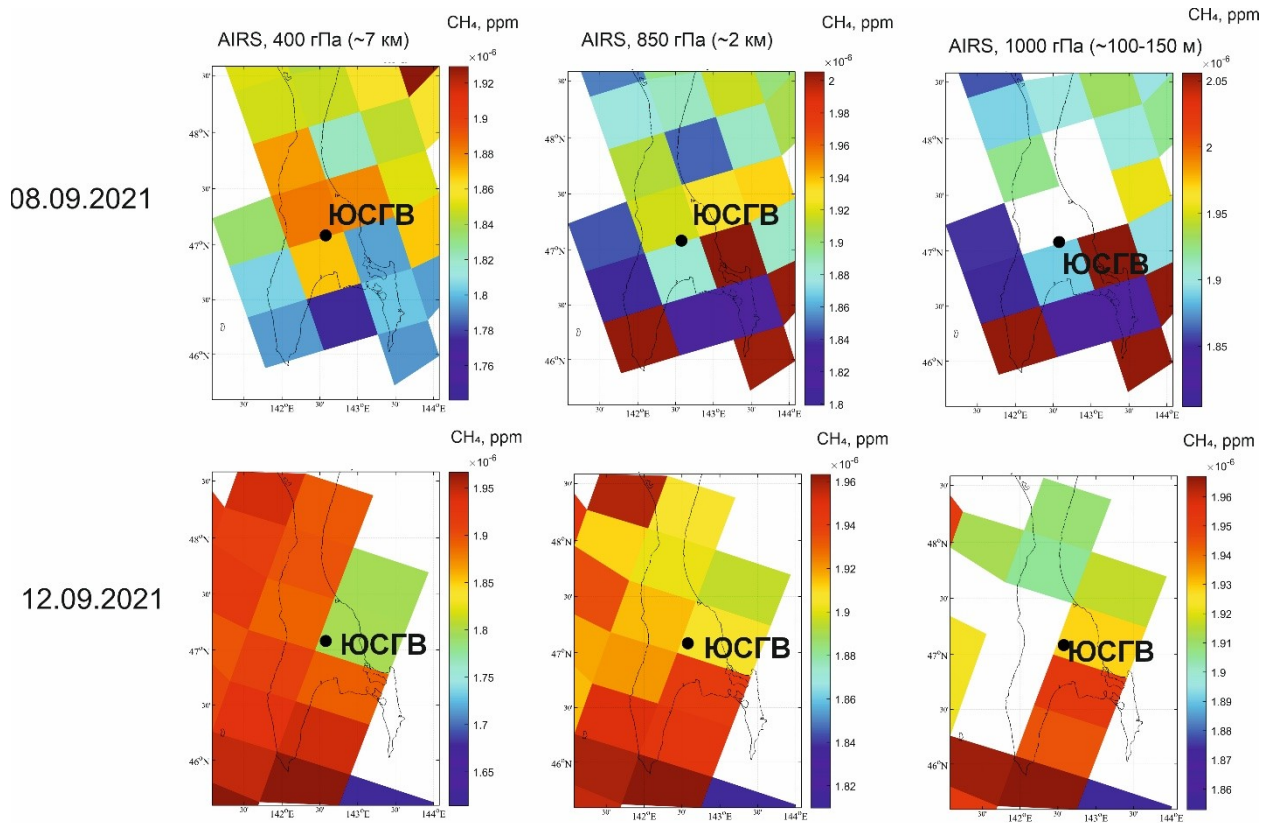


Рисунок 20 – Пространственные распределения концентраций на уровнях 400, 850, 1000 гПа за 08.09.2021 г. и 12.09.2021г. по данным AIRS

Южно-Сахалинский грязевой вулкан (кружок черным); контур о.Сахалин (линия черным)

Детальный анализ временного хода концентрации метана по данным AIRS представлен на графике (Рисунок 21). В течение августа 2021 г. на уровне максимальной чувствительности сканера (300-400 гПа) отмечались флуктуации концентрации метана в диапазоне 1.75–2.15 ppm. После землетрясения 12 сентября 2021 г. показатель возрос и сохранял относительную стабильность (1.9-2 ppm) на протяжении 7 дней. В приземных слоях атмосферы этот рост был выражен ещё более отчётливо, причём повышенные концентрации метана также фиксировались в течение недели после сейсмического события.

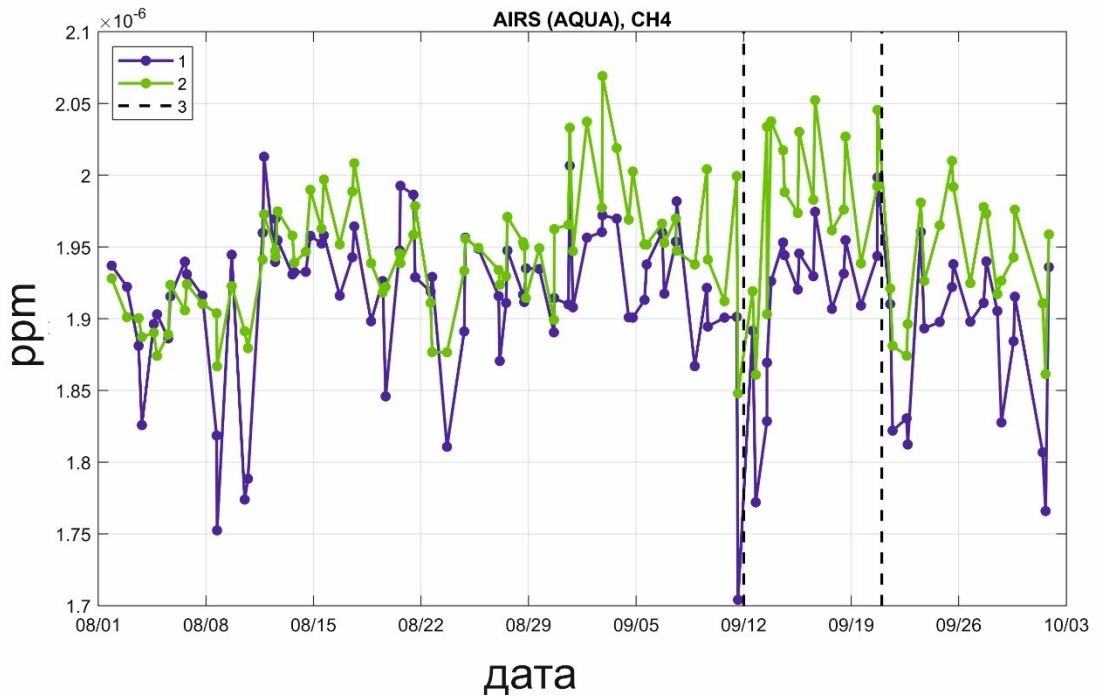


Рисунок 21 – График изменения концентрации метана за 01.08-03.10.2021 г. по данным сканера AIRS

1 – значения на уровне максимальной чувствительности, 300–400 гПа; 2 – значения концентраций метана в приземных слоях атмосферы, 900 гПа; 3 – сейсмическое событие

Мониторинг того же района при помощи сканера TROPOMI с более высоким пространственным разрешением подтвердил полученные закономерности (Рисунок 22). В августе 2021 г., в период отсутствия сейсмических событий вблизи исследуемой области, концентрация метана колебалась около средних значений. Однако, после землетрясения 12 сентября концентрация метана в атмосфере выросла и в течение последующих 7 дней сохраняла относительную стабильность в диапазоне 1825-1895 ppbv.

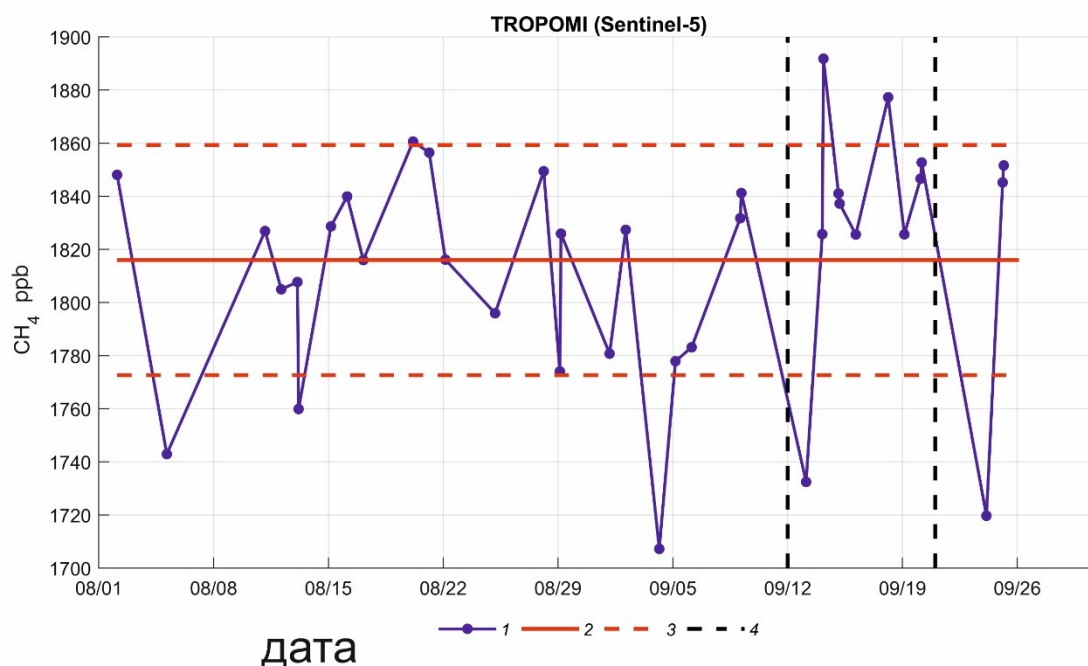


Рисунок 22 – График изменения концентрации метана за 01.08-26.09.2021г. по данным сканера TROPOMI

1 – концентрации CH_4 (ppb); 2 – средняя концентрация за рассматриваемый период; 3 – границы стандартного отклонения концентраций; 4 – сейсмическое событие

Наблюдения за изменениями концентрации метана и углекислого газа в атмосфере, выполненные при помощи сканера IASI (MetOp), также зафиксировали постсейсмический эффект (Рисунок 23). Таким образом, мониторинг района Южно-Сахалинского грязевого вулкана посредством трёх независимых спутниковых систем AIRS, TROPOMI и IASI показал схожие результаты. Дистанционные методы зондирования атмосферы зафиксировали рост концентрации метана после землетрясения, а также сохранение относительно стабильного, повышенного уровня концентрации в течение семи дней после сейсмического события. Кроме того, анализ данных со всех используемых сканеров подтвердил снижение концентрации метана с увеличением высоты рассматриваемого слоя атмосферы.

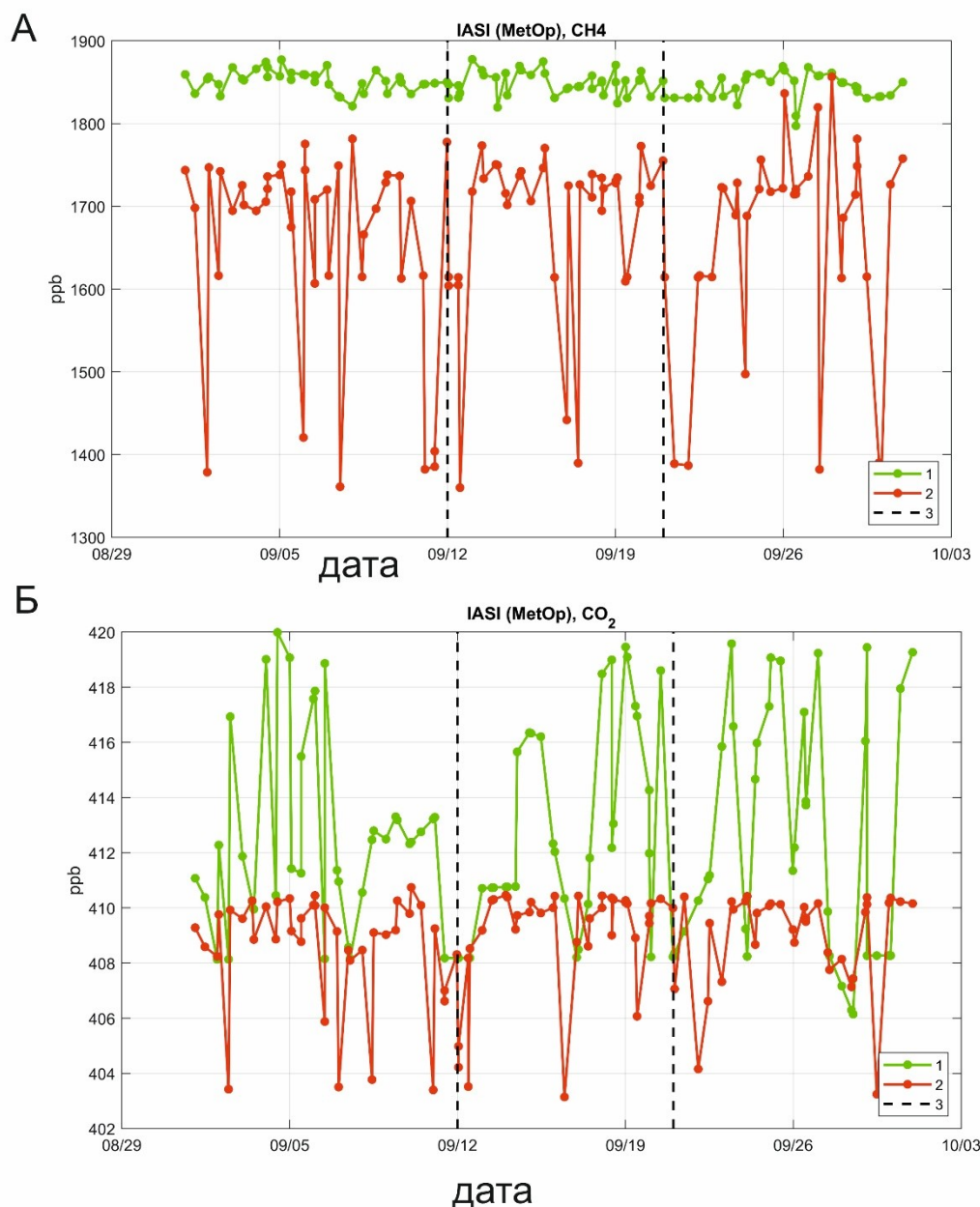


Рисунок 23 – Графики изменения концентрации: А - метана и Б - углекислого газа за период 01.08.2021–03.10.2021г. по данным сканера IASI (MetOp)

1 – концентрация CH₄ (ppb) в приземных слоях атмосферы (900 гПа); 2 – средние значения концентраций CH₄ по профилю; 3 – концентрация CO₂ (ppb) в приземных слоях атмосферы (900 гПа); 4 – средние значения концентраций CO₂ по профилю; 5 – сейсмическое событие

Полученные спутниковые данные хорошо согласуются с результатами многолетних наземных наблюдений, которые также подтверждают взаимосвязь изменчивости состава природных газов с сейсмичностью [Ершов и др., 2011; Kholmogorov et al., 2022].

Таким образом, по результатам проведённого анализа выявлена сложная, но отчётливая связь между глубинными потоками газов (в том числе метана) и сейсмическими событиями. Установленная реакция газового поля Южно-Сахалинского грязевого вулкана на землетрясения различной магнитуды и удалённости подтверждает высокую чувствительность флюидных систем к изменениям напряжённо-деформированного состояния земной коры. Это открывает перспективы для использования газогеохимического мониторинга (в том числе спутникового) в качестве дополнительного метода при оценке сейсмической опасности и изучении геодинамических процессов в Сахалинском регионе.

4.6. Заключение к главе

Проведённые комплексные исследования двух репрезентативных объектов природной дегазации Сахалина – Дагинской термоминеральной системы (северо-восток) и Южно-Сахалинского грязевого вулкана (юг) – позволяют сформулировать ряд принципиальных выводов, касающихся, как их локальных характеристик, так и региональных закономерностей эмиссии парниковых газов.

1) Контрастность газогеохимических режимов. Исследованные объекты демонстрируют принципиально различные типы флюидных систем, что обусловлено их тектонической позицией и глубиной источников. Для Южно-Сахалинского грязевого вулкана, приуроченного к зоне глубинного Центрально-Сахалинского разлома, характерно устойчивое доминирование CO_2 (60-80 об.%) с тяжёлым изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ в среднем -4.3 ‰). В совокупности с мантийным сигналом гелия ($^3\text{He}/^4\text{He} = 1.9-2.1 \text{ Ra}$; доля мантийного He до 24.6 %) это свидетельствует о глубинном, мантийно-метаморфогенном происхождении основной массы флюидов. Напротив, газы Дагинской системы, расположенной в зоне влияния Хоккайдо-Сахалинского разлома, характеризуются резким преобладанием метана (до 93 %) с более лёгким изотопным составом ($\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ от -49.4 до -66 ‰), что указывает на

смешанное биогенно-термогенное происхождение при доминировании коровых источников. Таким образом, в пределах Сахалинской складчатой системы реализуются два контрастных механизма дегазации: коровый (термальные воды северо-востока) и мантийно-коровый (грязевые вулканы юга).

2) Количественная оценка эмиссии. Впервые для данных объектов выполнены прямые количественные расчёты потоков парниковых газов, основанные на натурных измерениях. Установлено, что суммарная эмиссия с Южно-Сахалинского грязевого вулкана в пассивный период составляет для метана 18.5 т/год и для углекислого газа 184.1 т/год. Эмиссия метана с активных газопроявлений Дагинской системы на участке площадью всего 50 м² достигает 323.6 т/год, что при экстраполяции на всю площадь термального поля и с учётом диффузной составляющей позволяет рассматривать этот район как значимый локальный источник. Полученные значения, будучи умеренными в глобальном масштабе, являются весьма существенными для регионального бюджета углерода юга и северо-востока о. Сахалин.

3) Репрезентативность полученных оценок в мировом контексте. Сравнение с мировыми данными показало, что поток метана с ЮСГВ (18.5 т/год) сопоставим с эмиссией от грязевых вулканов Тайваня (не менее 29 т/год) и Японии (до 23.7 т/год), уступая лишь гигантским провинциям типа румынских. Что касается эмиссии CO₂ (184.1 т/год), то она находится в нижней части диапазона, типичного для осадочных геотермальных систем мира (по классификации Procesi et al., 2019), и хорошо согласуется с показателями аналогичных по площади объектов в Италии – регионе наиболее интенсивной природной дегазации. Это подтверждает достоверность и репрезентативность наших оценок, а также правомерность отнесения ЮСГВ к классу гибридных осадочно-геотермальных систем.

4) Верификация спутниковыми данными и связь с сейсмичностью. Независимым подтверждением результатов наземных измерений стали данные спутникового мониторинга AIRS. В условиях штилевой погоды над

Южно-Сахалинским грязевым вулканом зафиксирована устойчивая локальная аномалия CO_2 с превышением фоновых концентраций на 8–12 ppm, пространственно совпадающая с положением вулкана. Это не только визуализирует эмиссию, но и служит надёжной верификацией выполненных наземных количественных оценок. Для Дагинской системы спутниковые данные позволили проследить перенос метановой аномалии в акваторию Охотского моря, что указывает на связь наземных и шельфовых источников.

Ключевым результатом стало выявление чёткой реакции газового поля на сейсмическую активность. Сопоставление спутниковых данных (AIRS, TROPOMI, IASI) с сейсмическим событием 12 сентября 2021 г. (землетрясение $M=5.3$ в районе Курильской котловины) показало рост концентрации метана на всех исследуемых атмосферных горизонтах после землетрясения и сохранение повышенных значений в течение 7 дней. Эти наблюдения подтверждаются наземными мониторинговыми данными на ЮСГВ, где во время Невельского землетрясения 2007 г. зафиксировано увеличение концентрации CH_4 в грифонных газах на 71.9 % при одновременном снижении доли CO_2 . Установленная связь свидетельствует о том, что сейсмические события активизируют флюидопроводящие каналы в зонах глубинных разломов, приводя к усилению дегазации.

5. Региональная значимость. Выполненные исследования доказали, что геологические источники о. Сахалин вносят измеримый вклад в региональный баланс парниковых газов. Если эмиссия метана от отдельных объектов невелика в глобальном масштабе, то совокупный поток CO_2 от грязевых вулканов юга (сотни тонн в год) представляет собой устойчивый природный фактор, формирующий локальные газогеохимические аномалии и требующий учёта при оценке углеродного баланса территории и интерпретации спутниковых данных. Полученные количественные параметры могут служить основой для организации долгосрочного мониторинга с целью оценки воздействия природной дегазации на окружающую среду.

Таким образом, полученные результаты не только детально характеризуют два ключевых типа флюидных систем о. Сахалин, но и вносят существенный вклад в понимание региональных закономерностей дегазации активных континентальных окраин, подтверждая тесную связь геохимических полей с тектоническим строением и глубинными геодинамическими процессами.

ГЛАВА 5. ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ВОСТОЧНОГО И ЗАПАДНОГО ШЕЛЬФА ОСТРОВА САХАЛИН

Центральным объектом настоящего диссертационного исследования является Сахалинская складчатая система, характеризующаяся контрастной современной геодинамикой и, как следствие, высокой интенсивностью процессов дегазации. Эти процессы находят свое отражение в формировании специфических флюидных аномалий, состав которых несет уникальную информацию о глубинном строении, термическом режиме и взаимодействии коровых и мантийных источников. Расшифровка этой информации возможна благодаря анализу изотопных отношений и молекулярного состава газов, которые выступают индикаторами происхождения флюидов и условий их генерации.

В предыдущих главах был выполнен анализ геохимических полей и флюидодинамических параметров для наземной части о. Сахалин. Логическим продолжением исследования является переход в акваториальную зону, где шельфовые области выступают как конечные звенья латеральной миграции флюидов или как самостоятельные очаги генерации, разгрузка которых происходит непосредственно в морскую среду.

Глава посвящена выявлению и интерпретации геохимических признаков дегазации в пределах восточного и западного шельфа о. Сахалин, которые представляют собой два различных типа флюидодинамических систем. Восточный шельф, приуроченный к активной окраине, испытывает воздействие глубинных (мантийных) флюидов, что фиксируется аномалиями тяжёлого углерода в CO_2 и CH_4 и изотопными соотношениями благородных газов. Западный шельф, находящийся в более стабильных тектонических условиях, является областью преимущественно коровой генерации углеводородов. Целью главы является построение сравнительных геолого-геохимических моделей дегазации для двух разнотипных шельфовых акваторий и установление связи между геодинамическим режимом и набором

диагностических геохимических параметров, что вносит вклад в решение фундаментальной проблемы диссертации – расшифровку механизмов дегазации Сахалинской складчатой системы в целом.

5.1. Формирование и пространственное распределение газогеохимических полей на восточном шельфе о. Сахалин под влиянием геологических и гидрологических факторов

Континентальные окраины представляют собой обширные и высокодинамичные геологические структуры, выполняющие функцию переходных зон между континентальной и океанической корой [Moore, Vrolijk, 1992; Konyukhov, 2009; Казанин и др., 2017]. Данные области характеризуются интенсивным проявлением эндогенных процессов, обусловленных взаимодействием литосферных плит, что выражается в сейсмической активности, вулканизме, грязевулканических явлениях и орогенезе [Orange et al., 1999]. Помимо фундаментального геодинамического значения, континентальные окраины относятся к числу высокоперспективных регионов для поисков и разработки углеводородного сырья. Поровые пространства осадочных пород в пределах шельфа и континентального склона служат эффективными коллекторами и ловушками для нефти и газа. Детальное исследование этих зон имеет прикладное значение, позволяя оценить потенциальные экологические риски, сопутствующие добыче углеводородов.

Охотское море – одна из наиболее активных зон разгрузки подводного метана в высоких широтах [Обжиров, 1993; Шакиров, 2018]. Повышенные концентрации метана здесь обусловлены его эмиссией, генетически связанной с залежами углеводородов, газогидратами и разломными структурами [Обжиров и др., 1985; Abrams, 1992]. Изучение нефтегазоносного северо-восточного шельфа острова Сахалин позволяет расширить понимание процессов эмиссии метана в дальневосточных окраинных морях.

Степень поступления метана из морской среды в атмосферу существенно зависит от глубины эмиссии. На мелководье (до 100 м) микробное окисление захватывает лишь около половины выделяющегося метана, тогда как остальное свободно поступает в атмосферу. На глубоководных выходах, напротив, окисляется большая часть метана. Это определяется длительным временем подъёма пузырьков и растворённого газа. Важную роль играет вертикальная диффузия (молекулярная и турбулентная), которая способствует перераспределению метана в водной толще, увеличивая время его контакта с микроорганизмами и полноту окисления. Тем самым диффузия опосредованно снижает поток метана через верхний перемешанный слой в атмосферу. Однако, как показано в работе [Mau et al., 2012] для района Коул-Ойл-Пойнт (Калифорния), даже на глубоководных сипах лишь четверть CH_4 окисляется; остальная часть поступает в атмосферу – половина в виде пузырьков, половина через газообмен на границе море-воздух.

Распределение метана в водной толще определяется не только геологическими источниками, но и гидрологическими факторами. Циркуляция вод способна переносить метан на значительные расстояния от зон эмиссии. Так, метан, выносимый реками в воды Северного моря, далее транспортируется течениями [Rehder et al., 1998]. В восточной части Тихого океана повышенное содержание CH_4 в районах, удалённых от побережья Калифорнии, также обусловлено влиянием Калифорнийского течения [Cunha, Yauanos, 1992]. Следовательно, интерпретация газогеохимических полей на восточном шельфе о. Сахалин требует комплексного междисциплинарного подхода, объединяющего данные геологии, океанологии и геохимии.

5.1.1. Геолого-гидрологические особенности района исследований

Остров Сахалин и присахалинский шельф являются частью Охотоморского региона, который находится в составе Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода от континента к океану и представляет собой гигантскую межблоковую структуру глобального уровня и область

интенсивной разрядки глубинной энергии, активной позднемезозойско-кайнозойской и современной геодинамики [Харахинов, 2010].

Согласно ряду последних представлений, Охотоморская плита, сдавливаемая Евроазиатской, Амурской, Североамериканской и Тихоокеанской плитами [Родников и др., 2005; Тимофеев и др., 2013], вращается против часовой стрелки. Анализ особенностей строения осадочных бассейнов Охотоморского региона показывает, что подавляющее их большинство контролируется тектоническими прогибами, развивавшимися в условиях деструктивного тектогенеза. Рифты, как наиболее эффективные проводники глубинного тепла Земли, служат проводниками восходящих флюидных потоков [Харахинов, 2010].

Весь Сахалинский регион расположен в сейсмически активной зоне и относится к Тихоокеанскому подвижному поясу. Эпицентры большинства землетрясений приурочены к зонам глубинных разломов [Сим и др., 2020]. Данные по сейсмичности говорят о важной роли глубинных разломов в формировании геологической структуры острова (Рисунок 24).

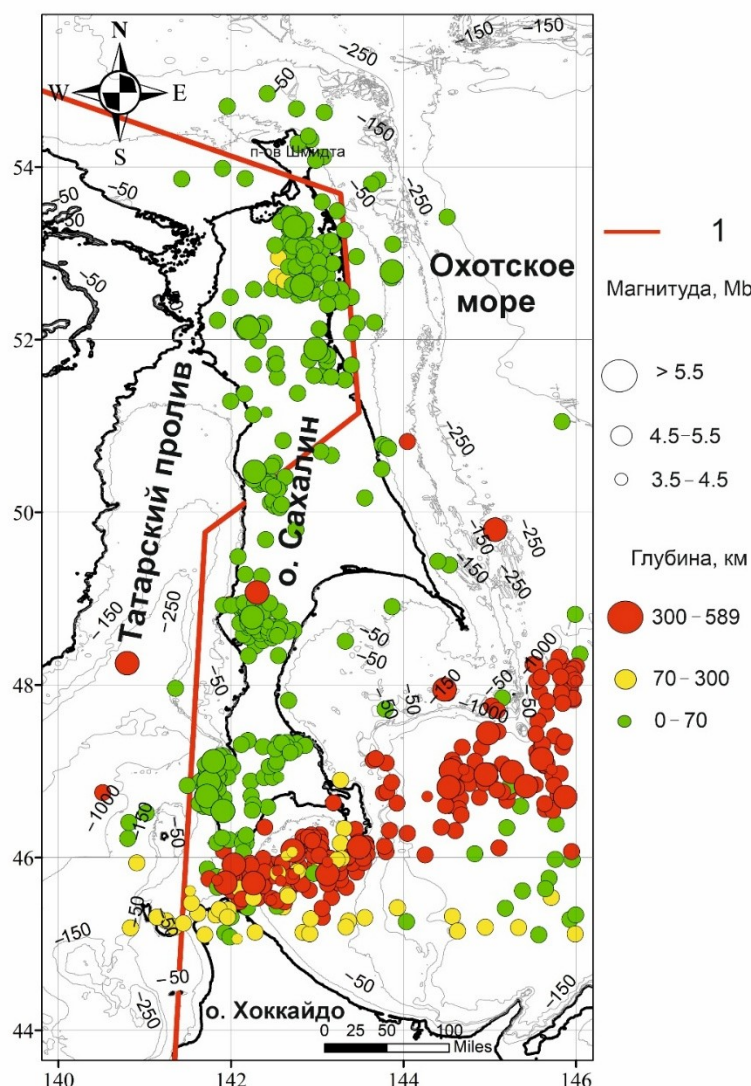


Рисунок 24 – Схема расположения границы литосферных плит в районе Сахалинского сегмента Хоккайдо-Сахалинской складчатой области (согласно [Харахинов, 2010]) и распределение сейсмичности за 1992-2023 гг. [USGS Earthquake Hazards Program, б.г.]:

1 – западная граница Охотоморской плиты [по Злобин и др., 2012]

В исследуемых районах ключевую роль играют две крупные разломные системы (Рисунок 25):

- северо-восточный шельф: Хоккайдо-Сахалинский глубинный сдвиг, в зоне влияния которого расположены Луньское, Кириновское и другие месторождения [Харахинов, 2010, 57];
- юго-восточный шельф: Пограничный разлом, представляющий собой сложную систему надвигов и сбросов, контролирующую нефтегазоносные

структуры Пограничного бассейна (Южно-Окружное, Восточно-Окружное, Венинская, Луньская, Набильская структуры и др.) [Харахинов, 2010].

Обе разломные зоны характеризуются высокой проницаемостью, обусловленной трещиноватостью пород, и служат магистральными каналами для миграции глубинных флюидов.

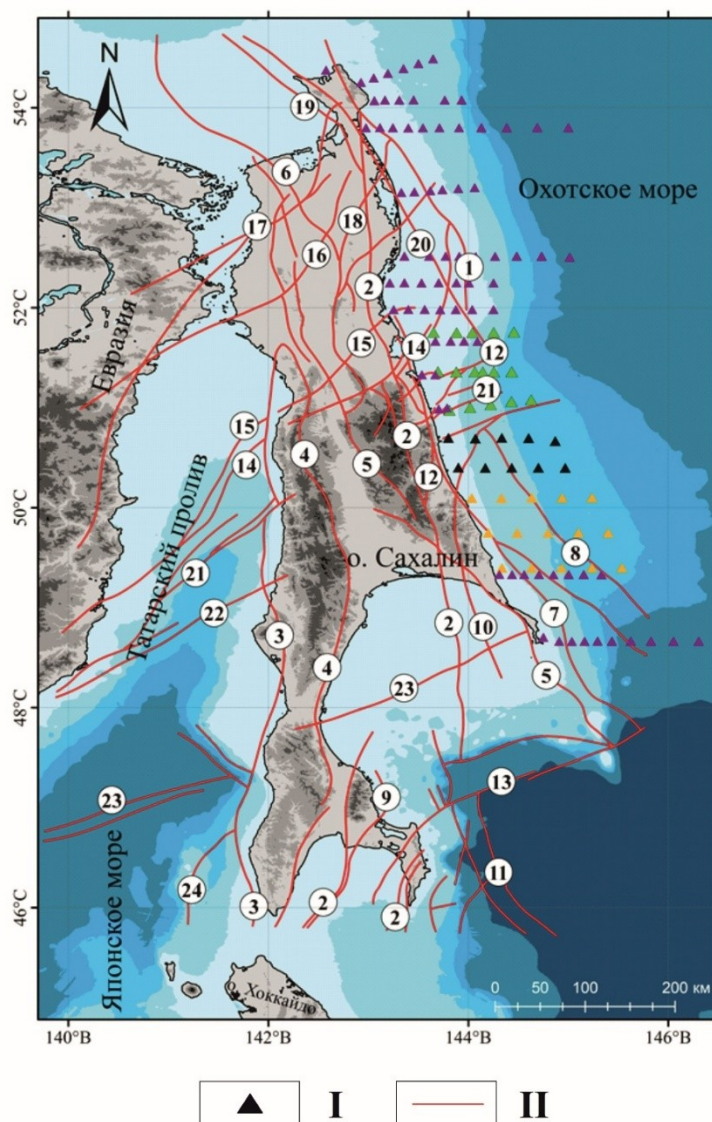


Рисунок 25 – Карта района исследований

I – станции отбора проб воды в рейсах: черный – рейс 88 НИС «Профессор Гагаринский» (Ga 88, 2024 год), зеленый – рейс 68 НИС «Академик Опарин» (OP68, 2023 год), оранжевый – рейс 71 НИС «Академик Опарин» (OP71, 2024 год), фиолетовый – рейс 80 НИС «Академик Опарин» (OP80, 2025 год), II – региональные разломы [Харахинов, 2010]:

1 – Восточно-Сахалинский; 2 – Хоккайдо-Сахалинский, 3 – Западно-Сахалинский, 4 – Центрально-Сахалинский, 5 – Срединно-Сахалинский, 6 – Западно-Байкальский, 7 – Пограничный, 8 – Тюлений, 9 – Сусунайский, 10 – Лиманский, 11 – Владимировский, 12 –

Прибрежный, 13 – Мордвиновский, 14 – Аукан-Лунский, 15 – Тымский, 16 – Гыргыланьинский, 17 – Восточно-Байкальский, 18 – Верхне-Пильтунский, 19 – Западно-Шмидский, 20 – Западно-Одоптинский, 21 – Совгаванский, 22 – Бошняковский, 23 – Слепиковский, 24 – Монеронский.

Восточно-Сахалинское течение (ВСТ) является важным компонентом циркуляции вод Охотского моря, представляя собой западную часть обширного циклонического круговорота (Рисунок 26) [Леонов, 1960; Власова и др., 2008; Лучин, 1998; Ohshima et al., 2002]. Течение переносит холодные и распресненные воды вдоль восточного шельфа и склона о. Сахалин в южном направлении.

Средняя скорость течения составляет 10-12 см/с, увеличиваясь до 20-40 см/с в фазу прилива [Лучин, 1998]. Структура течения характеризуется сильной сезонной изменчивостью и наличием двух ветвей: прибрежной (глубины 50-150 м) и склоновой (глубины 300-900 м) [Shimada et al., 2005; Simizu, Ohshima, 2006; Ebuchi, 2006; Ohshima, Simizu, 2008]. В летний период, под воздействием преобладающих южных ветров, вдоль побережья развивается зона сезонного апвеллинга [Власова и др., 2008; Файман и др., 2021], а на восточном фланге шельфа может формироваться Восточно-Сахалинское противотечение (ВСПТ) [Пищальник и др., 2014].

Сильное приливное движение является важным компонентом гидродинамического режима восточного шельфа о. Сахалин [Лучин, 1998; Власова и др., 2008; Ohshima et al., 2002]. Суточные приливы генерируют шельфовые волны, которые распространяются вдоль изобат и наибольшие скорости приливного потока в зоне северо-восточного шельфа могут достигать 1 м/с [Власова и др., 2008]. Это приводит к формированию мезомасштабных вариаций потоков и, как следствие, к пространственно-неоднородному распределению газогеохимических полей в воде и донных осадках.

В работе [Prants et al., 2016] также показано наличие особенностей мезомасштабной циркуляции в Восточно-Сахалинском течении. Авторы

связывают образование мезомасштабных вихрей с прибрежным апвеллингом. Согласно данным [Полупанов, 2007; Жабин, Дмитриева, 2016], наибольшая интенсивность апвеллинга на восточном шельфе наблюдается в июле–августе. В этот период здесь преобладают южные ветры (с юга на север). Формирующиеся мезомасштабные циклоны и антициклоны обеспечивают водообмен между шельфом и глубоководной частью Охотского моря.

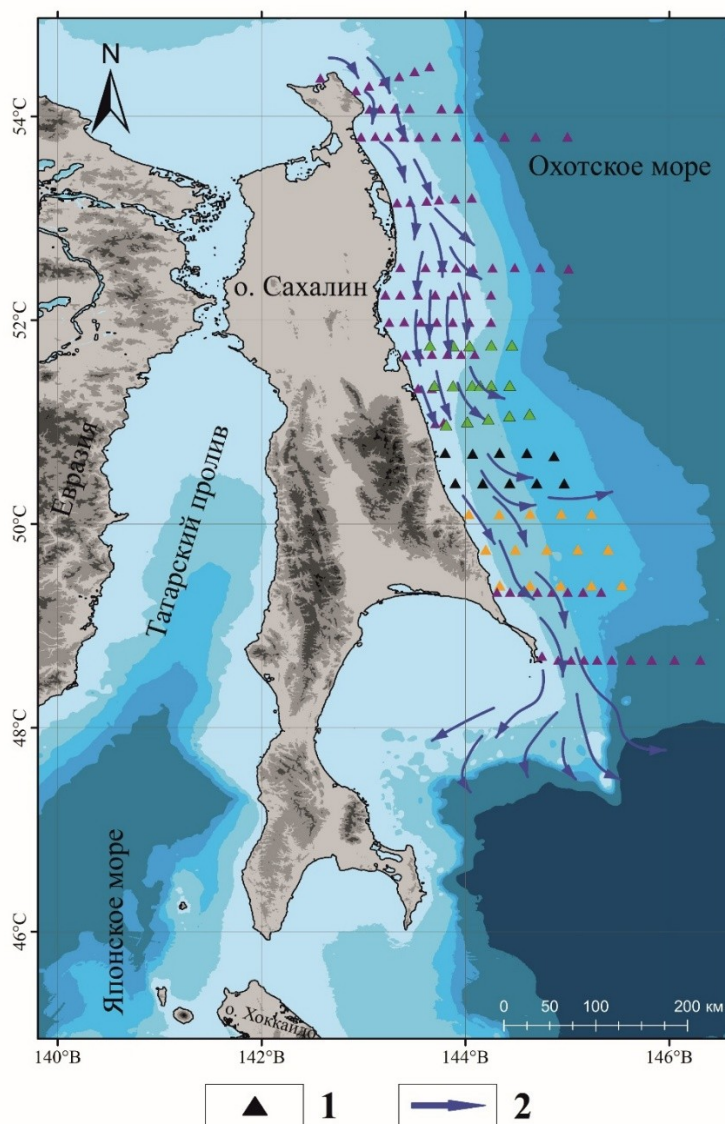


Рисунок 26 – Схема течений в районе исследований на 9 сентября 2024 г. [Earth: global map of winds, weather, and ocean currents, б.г.].

1 – станции отбора проб воды в рейсах: (обозначения на рисунке 25); 2 – схематическое направление Восточно-Сахалинского течения.

5.1.2. Газогеохимические поля северо-восточного шельфа

Исследования газогеохимических полей в северо-восточной части шельфа о. Сахалин были проведены в ходе 68-го рейса НИС «Академик Опарин» (ОР68) в период 12-18 августа 2023 г. Район работ охватывал центральную часть северо-восточного шельфа в интервале глубин от 4 до 300 м. Было выполнено три зональных океанологических разреза (16 станций) с шагом между станциями 10-15 км и расстоянием между разрезами около 30 км (Рисунок 27).

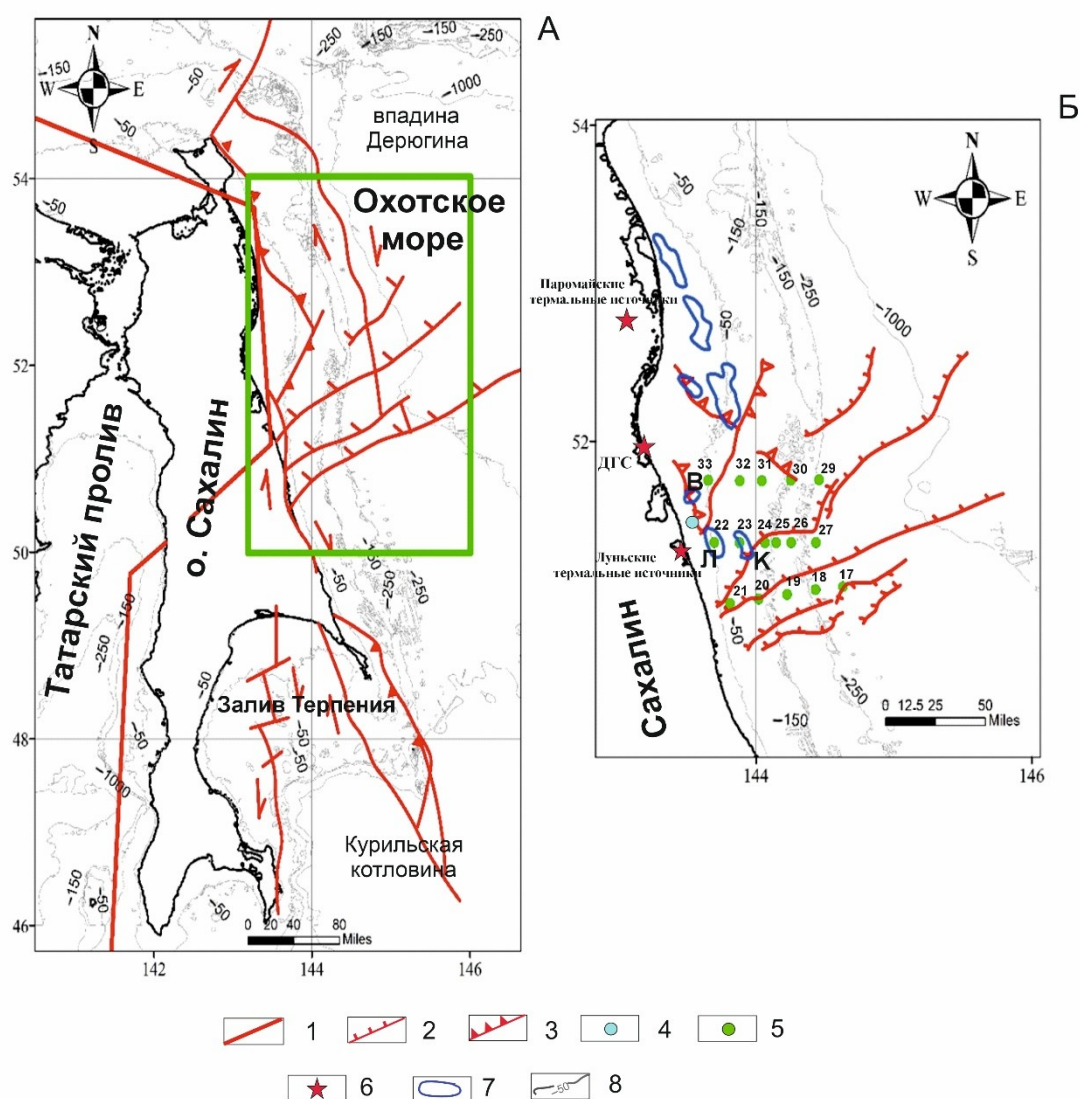


Рисунок 27 – Схема основных разломов восточного шельфа и склона острова Сахалин (А) и тектоническая схема центральной части восточного шельфа, район исследований (Б) [из работы Syrbu et al., 2024b согласно Харахинов, 2010; Воейкова и др., 2007; Varanov et al., 2013]:

1 – граница литосферных плит (глубинный сдвиг); 2 – обратные разломы; 3 – надвиговые разломы; 4 – газовый факел «Николь»; 5 – станции отбора проб воды в рейсе 68 НИС «Академик Опарин» (ОР68, 2023 г.); 6 – термальные источники (ДГС - Дагинская газогидротермальная система, Луньский термальный источник, Паромайский термальный источник); 7 – газоконденсатные месторождения (Л – Луньское, К – Киринское, В – Венинское); 8 – изобаты.

Район исследований расположен в пределах шельфа и верхней части склона (до глубины 300 м) и охватывает нефтегазоносные структуры Луньского и Киринского газоконденсатных месторождений (Рисунок 27). Луньское месторождение находится в 12-15 км от берега при глубинах моря 45-50 м и представляет собой нарушенную антиклиналь, разбитую на шесть основных тектонических блоков. Киринское месторождение расположено в 29 км от берега, в 15 км к востоку от Луньского, при глубинах 85-95 м. Помимо этого, на северо-восточном побережье о. Сахалин известны многочисленные проявления термальных вод: Дагинские, Луньские и Паромайские источники [Жарков, 2018; Жарков и др., 2019; Syrbu et al., 2022].

В период исследований вдоль побережья наблюдалась зона холодных вод (5-6 °C) шириной 30-50 км (Рисунок 28А). Происхождение этой зоны, вероятно, связано с интенсивным приливным перемешиванием, характерным для сахалинского шельфа [Леонов, 1960; Власова и др., 2008], а также с развитием прибрежного апвеллинга, вызванного преобладающими в летний сезон южными ветрами [Rybalko, Shevchenko, 2003; Власова и др., 2008]. Шельфовый фронт, расположенный вдоль изобат 100-150 м, служил границей между этими холодными шельфовыми водами и значительно более теплыми (9-13 °C) водами открытого моря над бровкой шельфа и склоном. Распределение солёности демонстрировало пониженные значения в северной части прибрежной зоны (31.4-31.7 PSU), что может быть связано как с влиянием стока р. Амур, распространяющегося вдоль северо-западного шельфа до 51-53° с.ш. [Власова и др., 2008, Пищальник и др., 2014], так и с водообменом с местными лагунами. Холодные прибрежные воды характеризовались повышенной мутностью и максимальными

концентрациями хлорофилла-а (Рисунок 28А, Г), что указывает на высокую биологическую продуктивность этой зоны, стимулированную апвеллингом.

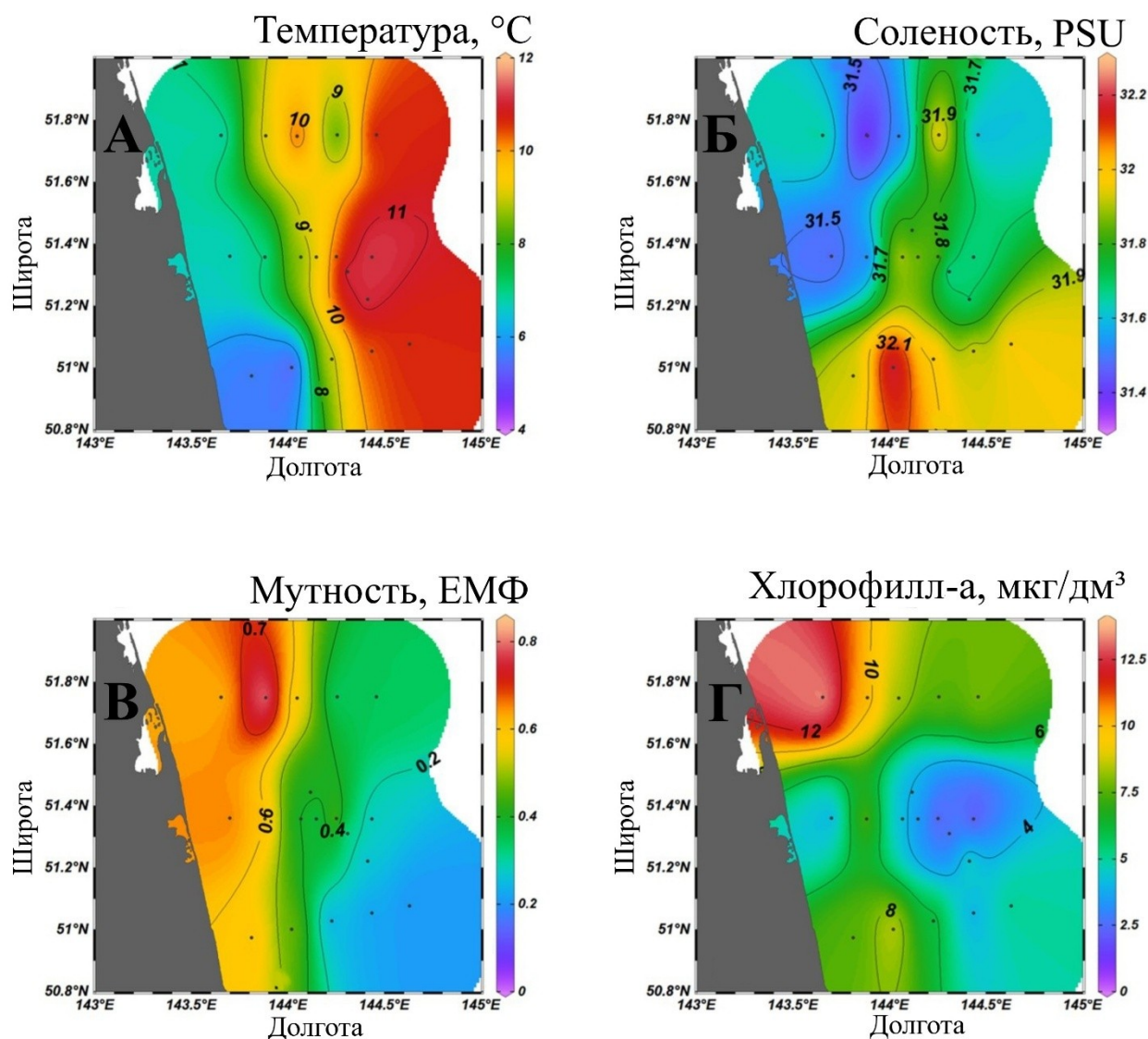


Рисунок 28 – Распределение (А) температуры воды, (Б) солёности, (В) мутности и (Г) содержания хлорофилла-а в поверхностном слое 15-16 августа 2023 г. по данным наблюдений STD (НИС "Академик Опарин", рейс 68)

Отбор проб для определения содержания растворенных газов (метана, гелия, водорода и углекислого газа) был выполнен на 16 станциях вдоль трех разрезов (см. рисунок 27). Полученные результаты наглядно представлены на рисунках 29-31, где жирными тёмными линиями показаны изобаты, оконтуривающие области повышенных значений.

Северный разрез (станции 29–33). На западных, наиболее мелководных станциях этого разреза (ст. 32 и 33, глубина 45 м) в придонном слое была зафиксирована газовая аномалия с локальным максимумом метана 230 нМ/л (Рисунок 29А). Эта аномалия, вероятно, связана с локальным выходом газа. Распространение метана происходило под нижней границей сезонного пикноклина (10 м) в восточном направлении, при этом концентрации закономерно снижались до 10 нМ/л по мере удаления от источника и увеличения глубины моря. Здесь же были обнаружены повышенные концентрации гелия (до 11 ppm, Рисунок 29Б), что при фоновых значениях для Охотского моря (4 ppm) [Shakirov et al., 2016] является убедительным свидетельством глубинной природы флюида. Содержание углекислого газа в придонной воде не превышало 1 % (Рисунок 29В). Отсутствие мантийного притока CO₂ [Лаврушин и др., 1996; Shakirov et al., 2016] позволяет предположить, что его повышенные концентрации связаны с микробным окислением метана или процессами биodeградации углеводородов [Head et al., 2003; Etiope et al., 2009]. Высокие концентрации водорода (до 40 ppm) были зафиксированы на ст. 29 на глубине 30 м (Рисунок 29Г). При фоновых значениях для Охотского моря 2.1 ppm [Shakirov et al., 2016], такая аномалия, вероятно, связана с активной микробной продукцией свободного водорода в фотическом слое [Tishchenko, 2023], стимулированной апвеллингом и высокой биомассой фитопланктона, хотя не исключена и связь с процессами биodeградации углеводородов [Charlou et al., 2002; Hassanpouryouzband et al., 2024].

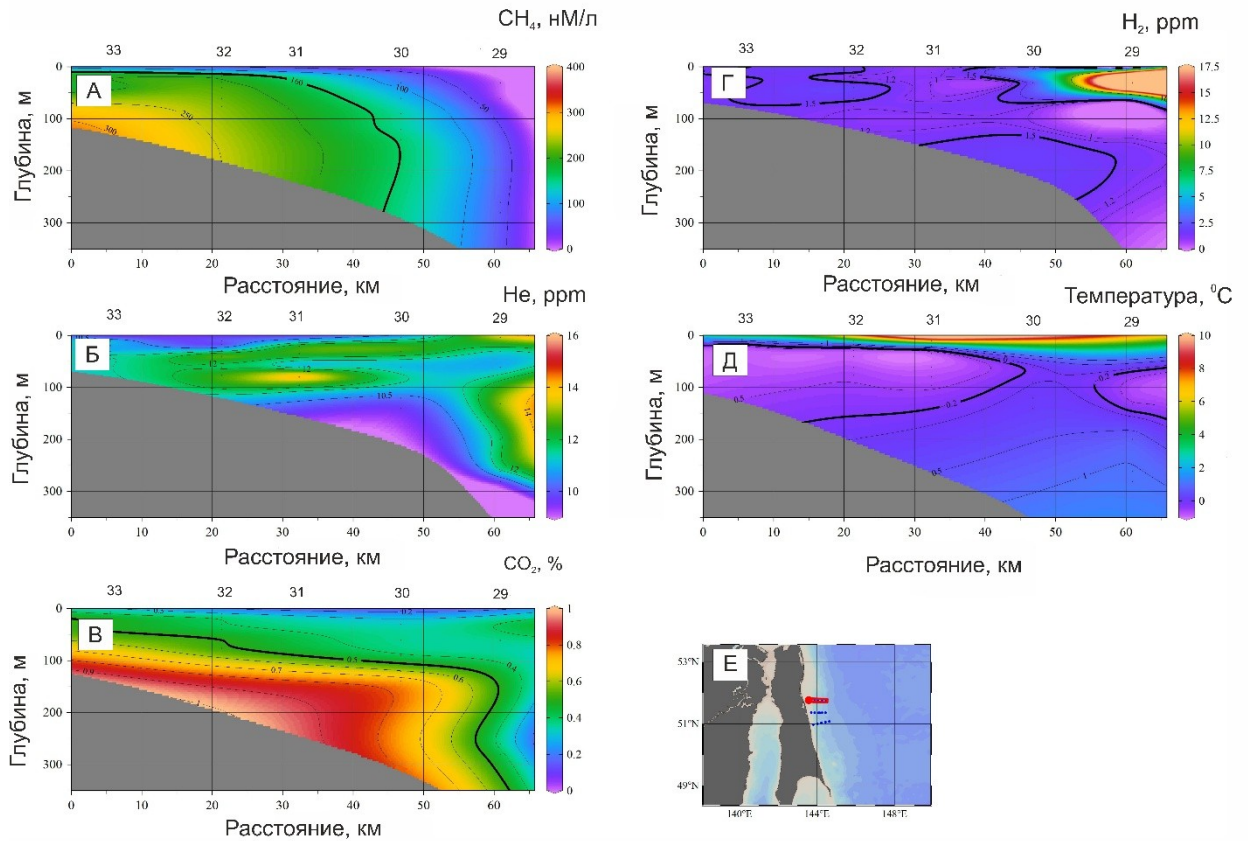


Рисунок 29 – Распределение метана (А), гелия (Б), углекислого газа (В), водорода (Г) и температуры (Д) на северном разрезе (Е) [Syrbu et al., 2023].

Центральный разрез (станции 20-28). На западных станциях этого разреза (ст. 22 и 23) в придонном слое (горизонты 30 м и 84 м соответственно) также была обнаружена газовая аномалия с максимумами метана 295 нМ/л и гелия 16 ppm (Рисунок 30А, Б). Повышенное содержание углекислого газа коррелировало с аномалиями растворенного метана (Рисунок 30В). Распространение метана, как и на северном разрезе, происходило под нижней границей сезонного пикноклина (10-40 м), причем его заглубление в центральной части разреза, вероятно, связано с нисходящими движениями вод в пределах локального антициклонического круговорота на границе Восточно-Сахалинского течения. Повышенные концентрации гелия были зафиксированы также в центральной (локальный максимум 13.5 ppm) и восточной (абсолютный максимум 17.2 ppm) частях этого разреза у дна. Локальные участки с повышенным содержанием водорода (до 15 ppm)

располагались в поверхностном слое 20-30 м (Рисунок 30Г), что вновь указывает на связь с высокой биологической продуктивностью вод восточного шельфа.

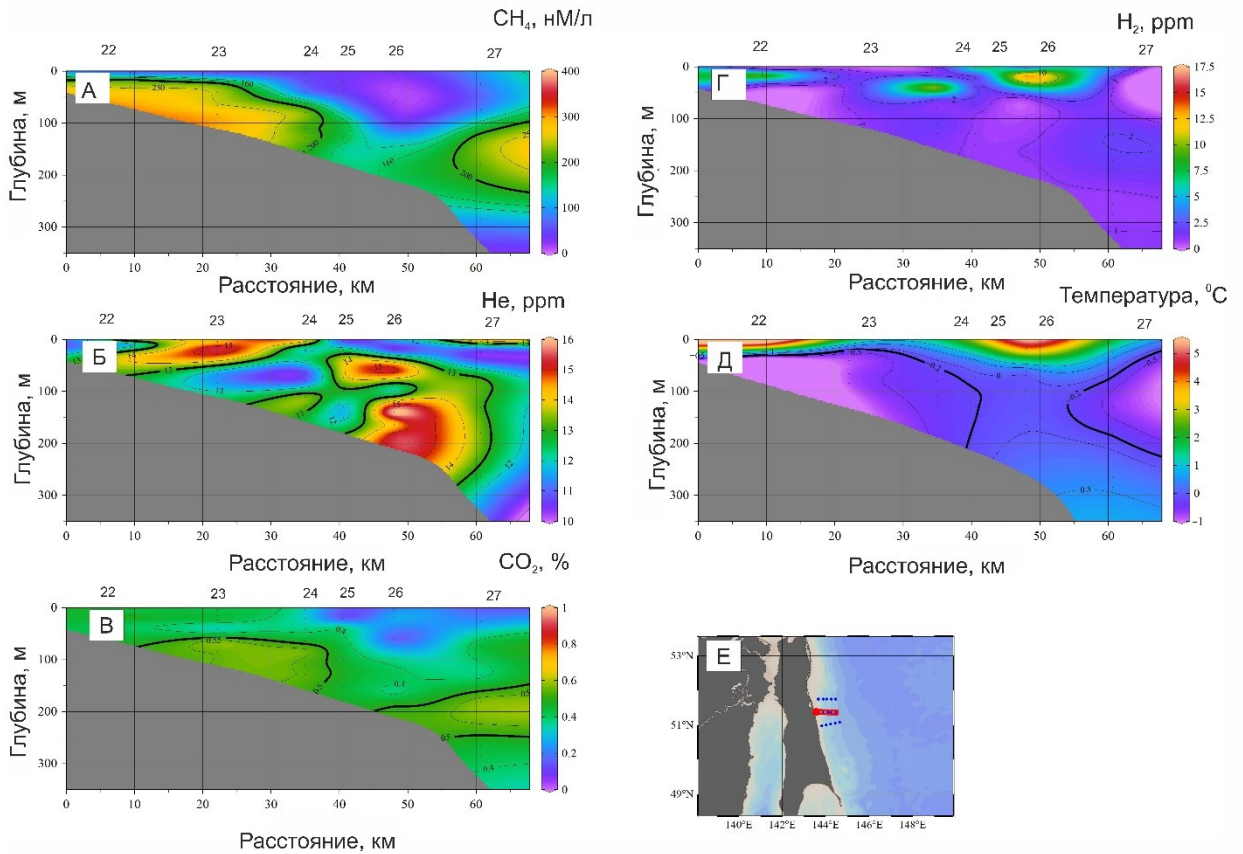


Рисунок 30 – Распределение метана (А), гелия (Б), углекислого газа (В), водорода (Г) и температуры (Д) на центральном разрезе (Е) [Syrbu et al., 2023].

Южный разрез (станции 17-23). В западной части южного разреза (ст. 19, 20 и 21) в придонном слое (на горизонтах 161 м, 126 м и 67 м соответственно) были выявлены аномалии с локальными максимумами метана (225 нМ/л) и гелия (11.3 ppm) (Рисунок 31А, Б). Растворенный метан, как и на других разрезах, распространялся под нижней границей сезонного пикноклина (15-60 м), а повышенное содержание CO_2 коррелировало с метановыми аномалиями (Рисунок 31В). Эти локальные участки повышенных концентраций метана и гелия объясняются высокой тектонической деструкцией и, как следствие, площадным выходом метана над нефтегазоносными структурами через сеть разломов.

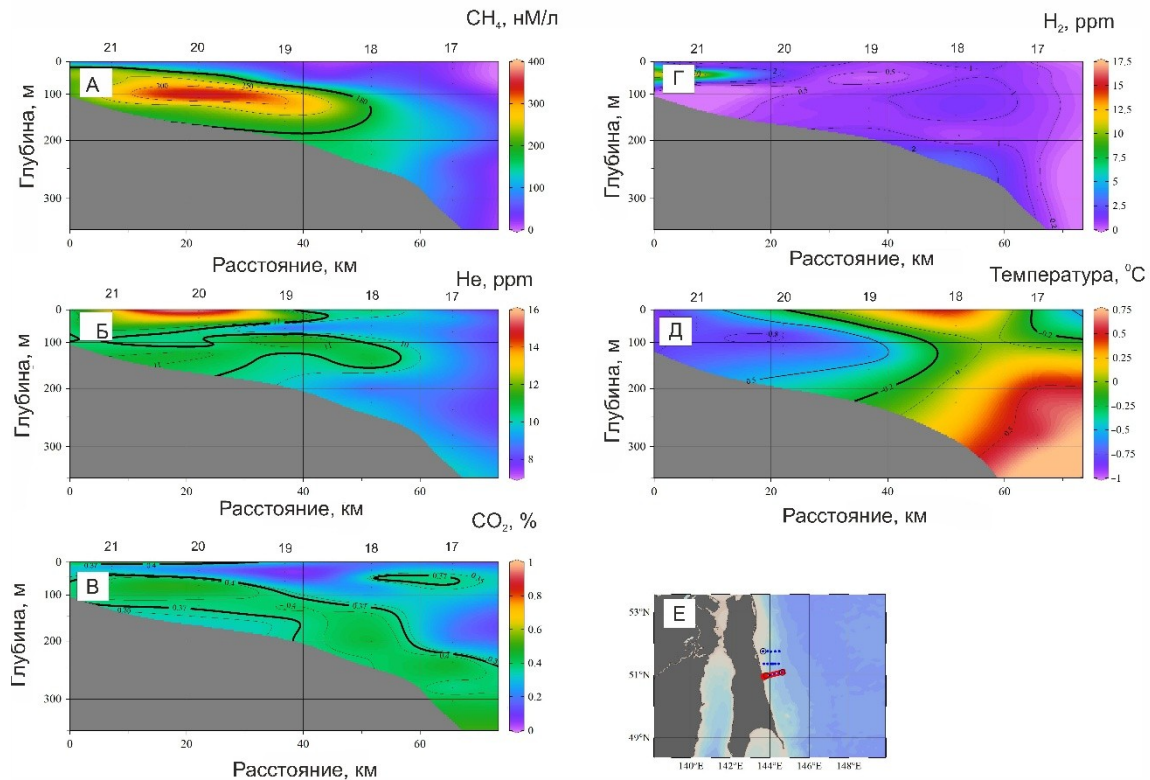


Рисунок 31 – Распределение метана (А), гелия (Б), углекислого газа (В), водорода (Г) и температуры (Д) на южном разрезе (Е) [Syrbu et al., 2023].

Полученные данные хорошо согласуются с результатами предшествующих исследований в этом районе. Ранее в придонном слое на Луньской площади фиксировались концентрации метана до 10900 нл/л (487 нМ/л), что на два порядка превышает фоновые значения (90-100 нл/л или 4-4.5 нМ/л) [Обжиров, 1993]. Высокие концентрации метана (2000-3000 нл/л или 89-140 нМ/л) отмечались и в районах разрабатываемых месторождений – Одоптинском, Пилтун-Охотском и других [Обжиров, 1993]. В наших более ранних исследованиях на Киринской структуре концентрации метана в придонном слое достигали 74000 нл/л (3300 нМ/л), что в 10-100 раз превышает фон.

Совпадение аномалий метана и гелия на всех трех разрезах является ключевым индикатором, подтверждающим поступление газов из глубинных источников (углеводородных залежей), по зонам разломов и трещин [McCroory

et al., 2016; Baumberger et al., 2018]. Северо-восточный шельф о. Сахалин приурочен к трансформной границе [Харахинов, 2010]. Современная высокая сейсмическая активность и наличие активных разломов, секущих морское дно [Baranov et al., 2013; Сим и др., 2020], создают идеальные условия для газопроницаемости. Сейсмотектоническая активность может инициировать интенсивную восходящую миграцию метана, гелия и водорода из залежей, генерируя вторичные аномалии в водной толще. Гелий, концентрируясь в углеводородных флюидах, циркулирующих в разломных зонах, служит надежным маркером тектонических нарушений, особенно в зонах их пересечения.

Гидрологический режим выступает в роли второго ведущего фактора, определяющего пространственное перераспределение газов. С одной стороны, низкие температуры воды в районе исследований обеспечивают высокий уровень растворимости газов, поступающих из донных источников. С другой стороны, сложная система течений, включающая Восточно-Сахалинское течение с направлением на юг, противотечения и мезомасштабные вихри, обеспечивающая адвективный перенос растворенных газов. Как видно на всех разрезах (Рисунки 29-31), метан, поступивший из придонных источников в западной, прибрежной части, распространяется в восточном направлении под нижней границей сезонного пикноклина. Вероятно, растворенные газы мигрируют с шельфа в сторону склона под влиянием Восточно-Сахалинского течения и мезомасштабных вихрей. Этот водообмен между шельфом и глубоководной котловиной Охотского моря является также одной из причин повышения биологической продуктивности на северо-восточном шельфе о. Сахалин в летний период, что, в свою очередь, влияет на распределение водорода биогенного происхождения.

Сравнение экспедиционных данных с результатами спутникового мониторинга (AIRS) показывает, что район исследований в целом характеризуется повышенными концентрациями метана в приводном слое атмосферы (Рисунок 32). Распределение метана над акваторией носит

гетерогенный характер, что обусловлено, как локализацией подводных источников и прибрежных терм, так и сложной структурой течений, и сезонной изменчивостью гидрологического режима.

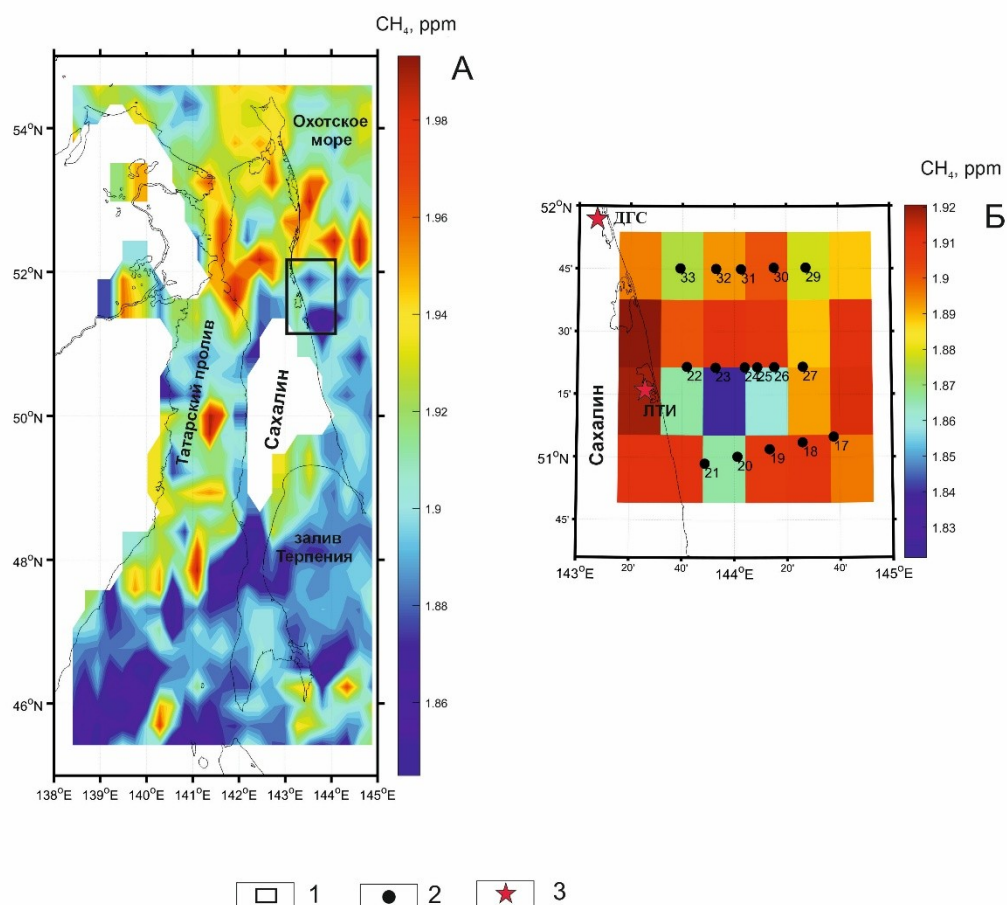


Рисунок 32 – Пространственное распределение концентраций метана по данным наземного сканера AIRS за период с 15 по 16 августа 2023 г. [Syrbu et al., 2023].

А - распределение концентраций метана над поверхностью о. Сахалин и его шельфа; Б - распределение концентраций метана над поверхностью в районе исследований

1 – район исследований; 2 – станции отбора проб воды в рейсе ОР68; 3 – термальные источники (ДГС - Дагинская газогидротермальная система, ЛТИ - Луньский термальный источник)

Таким образом, глубоководная эмиссия газов из нефтегазоносных структур, затронутых разломной тектоникой, приводит к формированию устойчивых аномалий метана и гелия в водной толще над северо-восточным шельфом Северо-Сахалинского прогиба. Сочетание тектонических условий, распределения нефтегазоносных структур и специфического

гидрологического режима, включая мезомасштабную вихревую динамику, является определяющим фактором формирования и пространственного распределения метана, гелия и водорода в этом районе. Дальнейший перенос газов в восточном направлении под пикноклином вовлекает их в общую циркуляцию Охотского моря, что подчеркивает необходимость изучения нефтегазоносных шельфов для понимания масштабов эмиссии метана в атмосферу и роли природных источников в современных климатических изменениях.

5.1.3. Комплексный анализ газогеохимических, гидрологических и биооптических параметров в воде северо-восточного шельфа

Неотъемлемой частью современных мониторинговых исследований являются дистанционно получаемые данные в видимом спектральном диапазоне вне зоны солнечного блика, позволяющие проводить исследования на больших акваториях со спутников, летательных аппаратов или судов. В таких данных разные типы вод различаются за счет вариаций биооптических характеристик морской воды [Mobley, 1994] (содержания фитопланктона, окрашенного растворенного органического вещества (ОРОВ), взвешенных органических и минеральных веществ) либо за счет изменчивости стратификации перечисленных компонентов морской воды в поверхностном слое [Липинская, Салюк, 2021; Lipinskaya et al., 2023].

Выявление признаков повышенного содержания растворенных газов в воде на основе распределения биооптических параметров может быть использовано для предварительного выделения районов, в которых требуются дополнительные исследования с помощью прямых определений концентрации метана и других газов. При междисциплинарном подходе можно оценить роль основных оптически-активных компонентов морской воды в формировании аномальных газогеохимических полей и потоков газа, что оказывает значимое влияние на глобальный биогеохимический баланс в целом и эмиссию метана с акватории окраинных морей.

Распределение биооптических параметров и газов в воде является сложным и взаимозависимым процессом, который оказывает значительное влияние на функционирование водных экосистем. Исследование биооптических параметров основано на прямой связи с оптическими свойствами воды, а также с характером и поведением важных биогеохимических компонентов [Morel, Maritorena, 2001].

В ходе морских исследований на восточном шельфе острова Сахалин (рейс 68 НИС «Академик Опарин», 2023 г.) был собран ряд качественных судовых биооптических данных, синхронных с газогеохимическими измерениями. Зондирование было выполнено гидрооптическим профилографом Turner C6P на станциях от поверхности до глубины.

На северном разрезе I (см. рисунок 29 и 33) по данным биооптических измерений наблюдалась следующая картина: в приповерхностном слое, на станциях №№ 32–33 явно выделялись очаги повышенных значений концентрации хлорофилла-*a* (до 5 мг/м³), а также данные концентрации ОРОВ более 5 QSU, что может быть обусловлено стоком реки Амур и выносом терригенных веществ [Пищальник и др., 2014]. В мористой части разреза на станциях №№ 29–31 влияние материкового стока ослабевает, концентрации хлорофилла-*a* – 2–3 мг/м³, ОРОВ менее 1.5 QSU. Примечательно, что в данной области также наблюдается и минимум концентрации растворенного метана в воде (Рисунок 29а). На станции № 33 выявлен локальный очаг небольшого увеличения мутности в придонном слое (до 0.5 FTU) относительно аналогичных вод на остальных станциях.

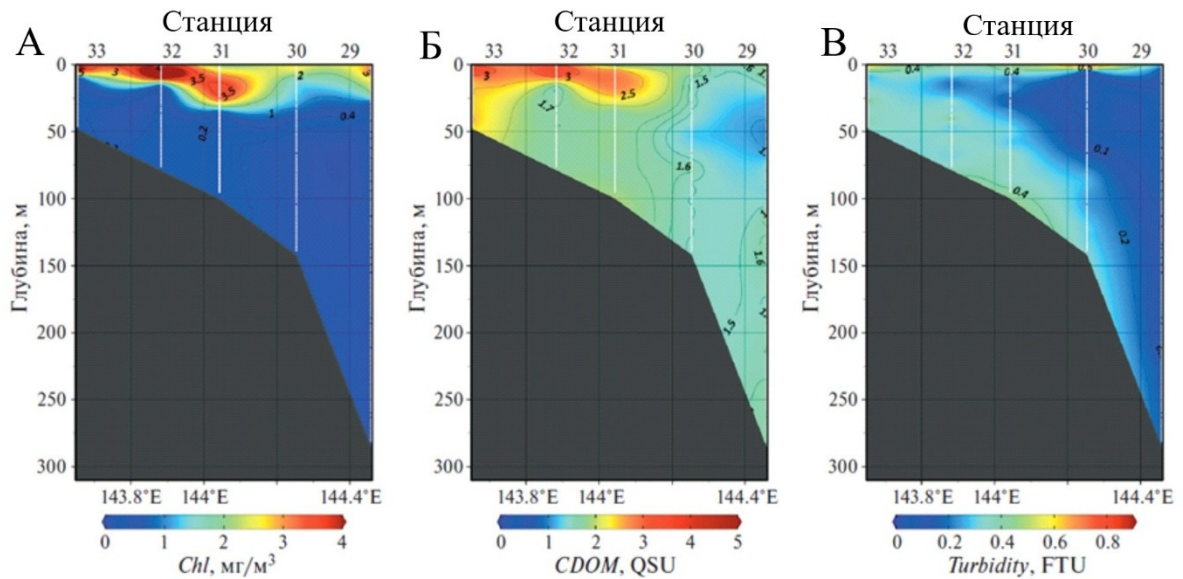


Рисунок 33 – Глубинные профили биооптических параметров на северном разрезе I: А - концентрации хлорофилла-а, Б - ОРОВ, В - показателя мутности [Lipinskaya et al., 2023].

На центральном разрезе II (см. рисунок 30 и 34) распределение основных биооптических характеристик однородно. Слой максимума концентрации хлорофилла-а на 20 м локализован. В районе станции № 23 присутствует увеличение концентрации ОРОВ свыше 5 QSU на поверхности и порядка 3 QSU в придонном слое. В придонном слое, как и на разрезе I, в районе станции № 31, на станции № 23 наблюдается увеличение мутности относительно окружающих вод до 0.6 FTU и концентрации ОРОВ до 1 QSU. Значительное увеличение концентрации ОРОВ и мутности в придонном слое может свидетельствовать о дополнительном источнике ОРОВ, не связанном со стоком реки.

Биооптические характеристики, такие как концентрация хл-а и мутность, могут отражать процессы биологической активности в водном столбе, в том числе влияние веществ, выходящих из подводных источников. Увеличение концентрации органического вещества и мутности может свидетельствовать о повышенной активности микроорганизмов, реагирующих на поступление газов.

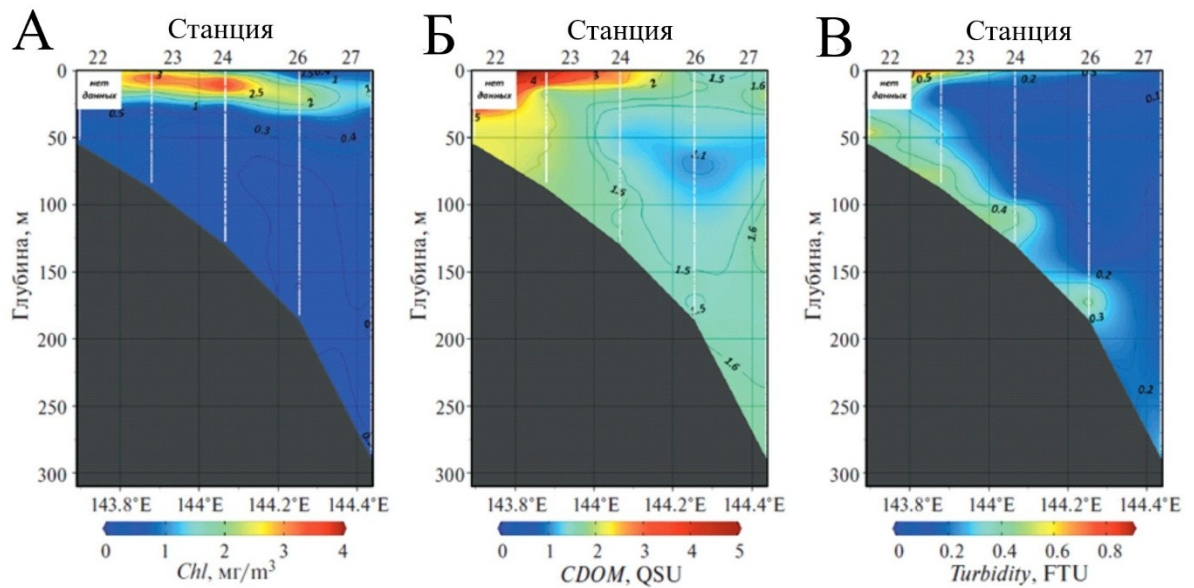


Рисунок 34 – Глубинные профили биооптических параметров на центральном разрезе II:
 А - концентрации хлорофилла-а, Б - ОРОВ, В - показателя мутности [Lipinskaya et al., 2023].

На южном разрезе III (см. рисунок 31 и 35) также наблюдается однородное распределение основных биооптических параметров в поверхностном слое, однако на станции № 21 ярко выражено влияние материкового стока: так, концентрации ОРОВ здесь выше 5 QSU (Рисунок 35Б). На станциях №№ 19-21 в придонном слое наблюдается увеличение показателя мутности до 1 FTU, что может быть вызвано различными факторами, включая как динамические процессы (придонные течения, мезомасштабные вихри, прибрежный апвеллинг) [Шевченко и др., 2012; Prants et al., 2016; Salyuk et al., 2022], так и придонные процессы, такие как интенсивные выходы газов и других веществ из придонных источников к поверхности [Shakirov et al., 2016]. Важно проводить дополнительные исследования для точного определения причин.

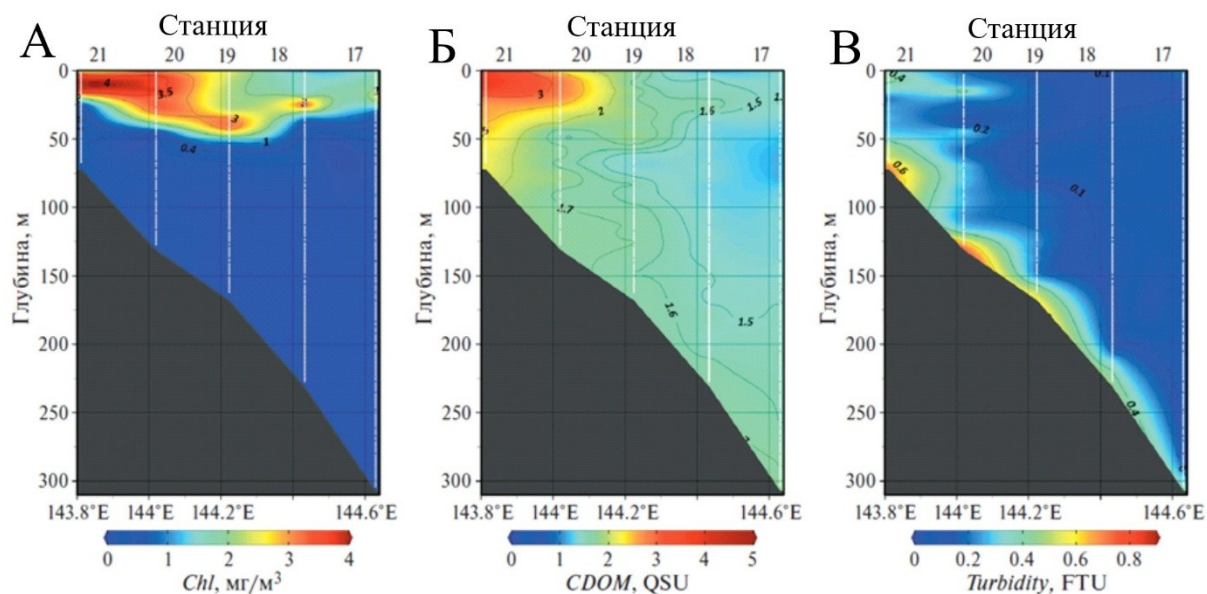


Рисунок 35 – Глубинные профили биооптических параметров на южном разрезе III: А - концентрации хлорофилла-а, Б - ОРОВ, В - показателя мутности [Lipinskaya et al., 2023].

Полученные в ходе исследований данные, позволили также выделить различные классы водных масс на изучаемом участке акватории, на основании анализа Θ, S - (потенциальная температура–соленость) диаграммы (Рисунок 36), биооптических маркеров (Рисунок 37) и газогеохимических параметров (Рисунок 37А).

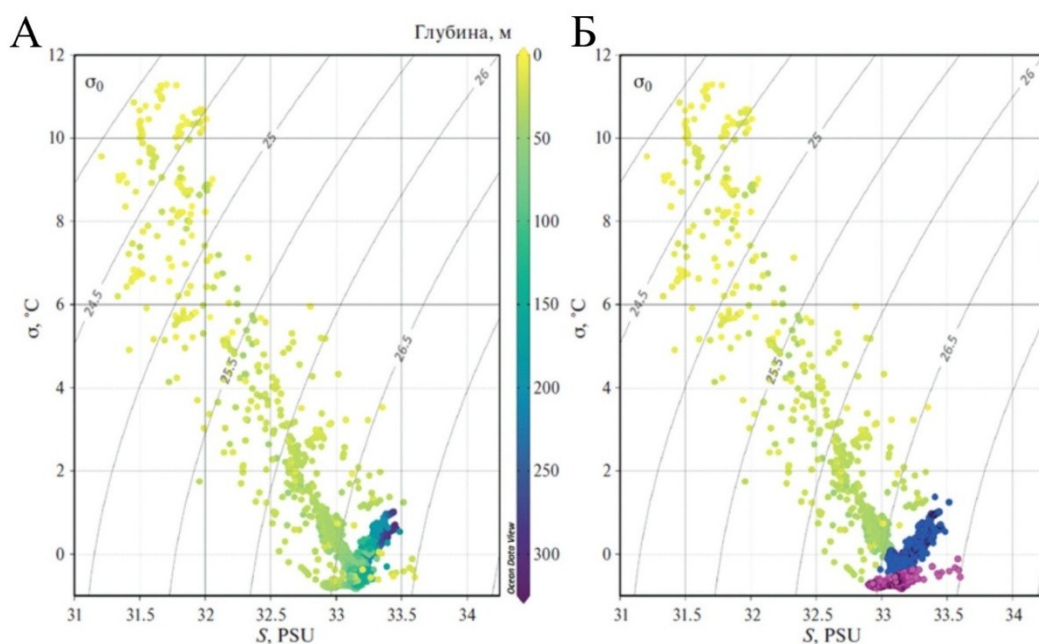


Рисунок 36 – (А) Θ, S -диаграмма по данным CTD-зондирований на всех станциях в исследуемой акватории; (Б) Θ, S -диаграмма, где разными цветами выделены классы вод:

первый класс - поверхностные водные массы (отмечены серым цветом); второй класс - фиолетовый цвет; третий класс - синий цвет [Lipinskaya et al., 2023].

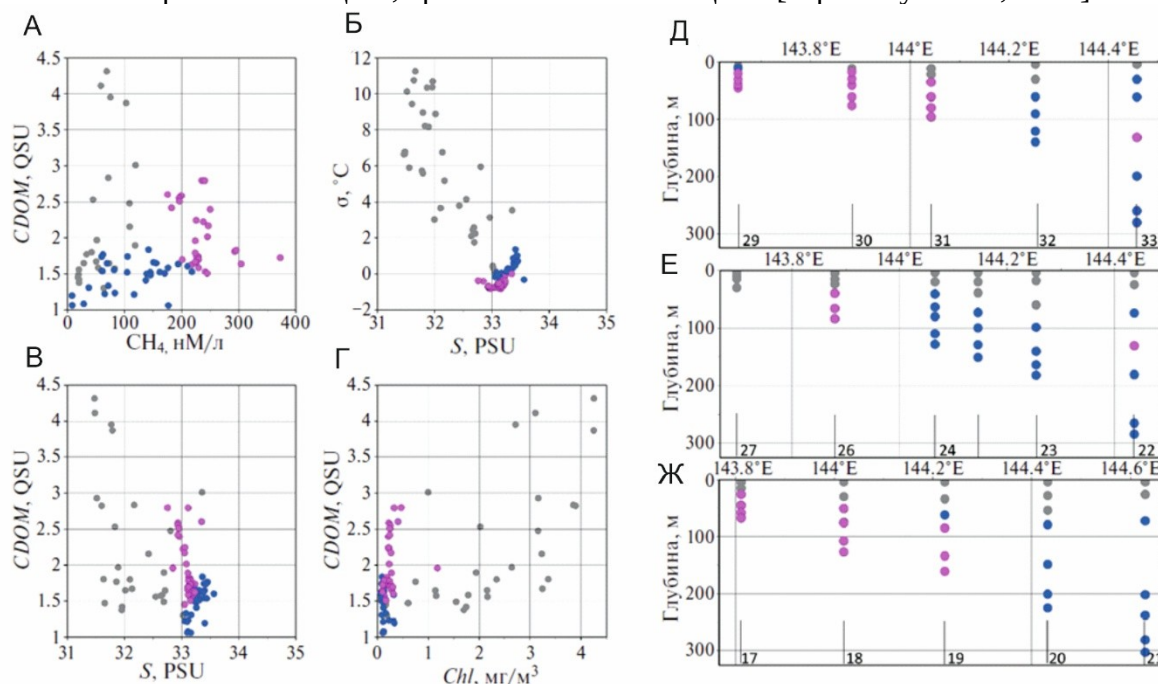


Рисунок 37 – Диаграммы рассеяния параметров: ОРОВ – метан (А), температура – соленость (Б), ОРОВ – соленость (В), ОРОВ – хлорофилла-а (Г); станции разреза 1 (Д), станции разреза 2 (Е) станции разреза 3 (Ж) с выделенными водными массами с учетом анализа биооптических и гидрологических параметров [Lipinskaya et al., 2023].

В результате такого анализа были выделены три типа водных масс (Таблица 13)

Таблица 13 – Характеристики выделенных водных масс района исследования

	Первый класс	Второй класс	Третий класс
Тип	Поверхностные водные массы	Придонные водные массы *мелководного шельфа	Придонные водные массы *глубоководного шельфа
Температура, °C	0–11.8	-0.8–0.4	-0.8–1.7
Соленость, ‰	31–33.3	32.8–33	33–33
Метан, нМ/л	<120	200–400	<220
Хлорофилл-а, мг/м³	0.7–4.5	0.5	<0.1
CDOM, qsu	1.3–4.5	1.5–2.8	1–1.8

Первый класс – поверхностные водные массы (отмечены серым цветом) – характеризуются наибольшей амплитудой изменений высоты водной толщи

в диапазоне глубин от ≈ 0 до 80 м. В данном случае температура этих водных масс меняется в пределах от ≈ 12 до $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, что свидетельствует о значительной тепловой изменчивости в этом слое. Отмечается также вариация солености в пределах от ≈ 31 до 33 PSU, что указывает на умеренную соленость поверхностных вод. Данный класс характеризуется водами с высоким содержанием ОРОВ в диапазоне 3-4.5 QSU, низким уровнем растворенного метана – до 100 нМ/л (рисунок 37А). Также заметно, что эти воды имеют повышенное содержание хлорофилла-а – 2-4.5 мг/м³ (рисунок 37Г), указывающее на присутствие терригенных веществ.

Второй класс, обозначенный фиолетовым цветом, соответствует холодным водам с температурой от ≈ -0.8 до $\approx 0.4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Они имеют соленость от ≈ 32.8 до 33 PSU и в основном находятся в придонном слое мелководных станций на глубинах до 100 метров. Характеризуется высоким содержанием растворенного метана 200–400 нМ/л, несколько меньшими, чем в поверхностных водных массах, значениями ОРОВ 1.5–2.8 QSU (рисунок 37А) и низким содержанием хлорофилла-а 0.5 мг/м³ (рисунок 37Г). Также стоит отметить наличие обратной зависимости между соленостью и ОРОВ, что может говорить о терригенном происхождении ОРОВ.

Третий класс (синий цвет) – водные массы, немного теплее по сравнению с водами второго класса, с температурой от ≈ -0.8 до $1.7\text{ }^{\circ}\text{C}$. Они менее соленые относительно водных масс второго класса (минимум солености ≈ 32 -33 PSU отмечен в диапазоне плотностей от 26.5 кг/м³ до 26.8 кг/м³). Эти водные массы находятся преимущественно ниже пикноклина глубоководных станций (от 100 м и глубже) и характеризуются низким содержанием хлорофилла-а – <0.1 мг/м³ (рисунок 37Г), что свидетельствует об отсутствии солнечного освещения и указывает на принадлежность водных масс к глубоководным слоям. Положительная корреляция между содержанием ОРОВ и соленостью (рисунок 37В) может быть связана с активными динамическими процессами.

Таким образом, анализ Θ ,S-диаграммы и дополнительный анализ биооптических данных позволяет сделать вывод об идентификации различных типов водных масс и их характерных особенностей на участке акватории (рисунок 37Д-Ж), а также указывает на наличие различных источников органических веществ.

В результате совместного анализа газогеохимических, гидрологических и биооптических данных установлено, что поля повышенных концентраций метана содержатся в холодных водах второго типа (Рисунок 38). Это обусловлено тем, что метан имеет высокую растворимость в условиях низкой температуры [Grabowska et al., 2022]. На шельфе растворенный метан формирует поля повышенных концентраций, как вблизи придонного источника, так и под нижней границей сезонного пикноклина. В слое увеличения температуры происходит снижение растворимости метана в воде и, таким образом, формирование полей повышенных концентраций растворенного метана ограничивается нижней границей сезонного пикноклина. Далее растворенный метан переносится течением, что характерно для разных районов Мирового океана [Kholmogorov et al., 2022; Kholmogorov et al., 2023].

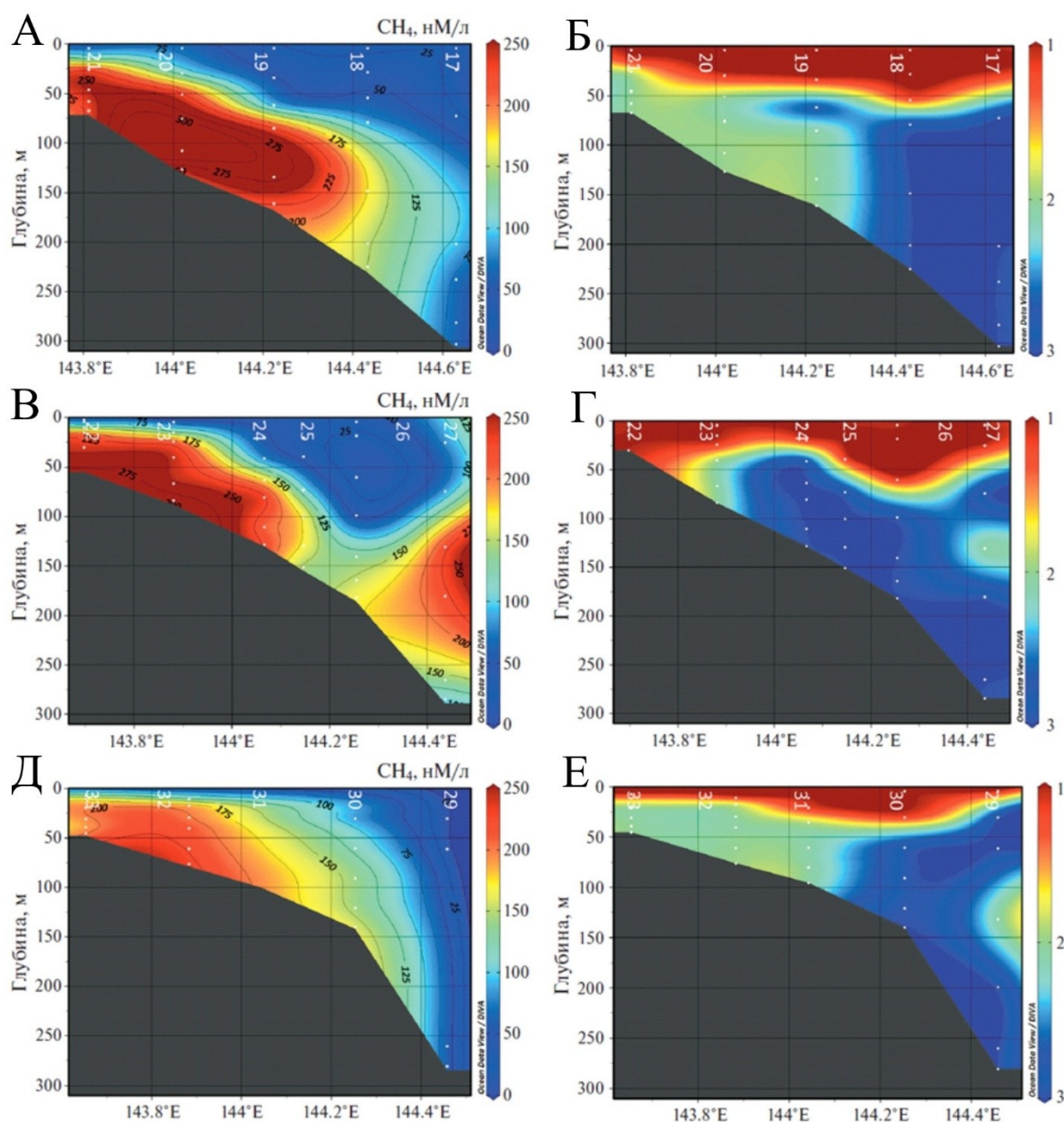


Рисунок 38 – Распределение растворенного метана в воде (А, В, Д) и распределение водных масс (Б, Г, Е), выделенных с учетом анализа биооптических и гидрологических параметров:

А и Б - на северном разрезе (I); В и Г - на центральном разрезе (II); Д и Е - на южном разрезе (III)

Растворимость метана в воде повышается при понижении температуры [Grabowska et al., 2022]. В работе [Duan, Mao, 2006] представлены результаты моделирования растворимости метана в зависимости от давления и температуры в их сравнении с экспериментальными данными. Согласно этим результатам, при давлении до 50 бар растворимость метана зависит главным

образом от температуры, а при повышении давления от 100 до 2000 бар растворимость метана будет зависеть и от температуры, и от давления. В рассматриваемых районах исследования проводились на глубинах до 400 м, что соответствует давлению порядка 38 бар, поэтому здесь основной фактор растворимости метана – это температура и соленость. В работе [Yamamoto et al., 1976] приведены коэффициенты растворимости метана в зависимости от температуры и солености.

Из приведенных в вышеуказанных работах данных видно, что коэффициент растворимости метана меняется значительно при ощутимом изменении термохалинных характеристик воды, например, в слое скачка, либо в струе теплого течения, проходящего в слое холодной воды, например, в проливе Брансфилд [Kholmogorov et al., 2022] и т.п. Однако области с термохалинными характеристиками вод второго и третьего типов обладают сопоставимым потенциалом к растворению метана. Так, для солености 32 и 34 промилле коэффициент растворимости метана при понижении температуры с 0 до -2°C увеличивается на 0.00275 (с 0.04555 до 0.04830) и 0.0027 (с 0.04489 до 0.04759) соответственно. Такие значения коэффициента растворимости близки к его расчетному максимуму – 0.04902 для температуры -2°C и солености 32 PSU [Yamamoto et al., 1976]. Таким образом, выделяющийся на шельфе из придонных источников метан растворяется в холодных шельфовых водах второго типа, практически не распространяясь в мористую часть рассматриваемой акватории.

Воды третьего типа также обладают схожими термохалинными характеристиками, благоприятными для высокой растворимости метана. Однако, согласно результатам биооптических измерений, воды третьего класса принадлежат к основной ветви Восточно-Сахалинского течения, которая проходит над склоном, тогда как холодные воды второго класса с повышенными концентрациями ОРОВ – это шельфовая ветвь Восточно-Сахалинского течения, проходящая в районе мелководного шельфа, где расположены основные придонные источники выделения метана.

Таким образом, показано, что проведение комплексных исследований формирования и распределения полей повышенных концентраций метана с применением методов газогеохимии, гидрологии и оптики позволяют определить происхождение водных масс, содержащих растворенный метан.

По результатам проведенных оптических измерений видно, что район исследований включает в себя воды с различными биооптическими характеристиками, определяемыми влиянием речного стока, нефтегазоносного шельфа, активным развитием фитопланктона и динамикой вод. Пространственное и вертикальное распределения как биооптических, так и газогеохимических параметров во многом определяются общей циркуляцией вод западной части Охотского моря и влиянием мезомасштабных циркуляций и прибрежного апвеллинга.

Проведенный комплексный анализ газогеохимических, гидрологических и биооптических данных дал возможность более четкого выделения водных масс с повышенным содержанием растворенных газов, что также позволяет получить больше информации о биогеохимических процессах трансформации и переноса соединений с углеродом в водной толще.

5.1.4. Сероводородные аномалии на восточном шельфе о. Сахалин как индикаторы глубинной дегазации и углеводородного потенциала

Сероводород не является типичным компонентом открытых морских вод, насыщенных кислородом. Его присутствие в заметных концентрациях обычно указывает на локальные источники, связанные либо с активной биогенной сульфатредукцией в анаэробных условиях, либо с глубинными флюидными потоками, сопряжёнными с углеводородными залежами. На шельфе о. Сахалин, где интенсивно развиты процессы нефтегазонакопления, изучение распределения растворённого сероводорода приобретает особое значение, как для понимания геологических процессов, так и для экологического мониторинга.

Формирование повышенных концентраций сероводорода может быть связано с несколькими механизмами. В анаэробных донных осадках сульфатредуцирующие бактерии разлагают органическое вещество, восстанавливая сульфаты до сульфидов и сероводорода [Trudinger, 1992; Aharon, Fu, 2000]. При затруднённой аэрации даже на небольших глубинах возможно локальное повышение содержания H_2S в придонных слоях [Бондаренко и др., 2009]. Однако для нефтегазоносных бассейнов ключевое значение имеют абиогенные процессы: термический крекинг органического вещества и термохимическое восстановление сульфатов (ТХВС) [Панкина, Мехтиева, 1981; Cai et al., 2003]. Именно ТХВС, протекающее в глубоких резервуарах при температурах выше 100-140 °С, приводит к образованию наибольших количеств сероводорода [Machel et al., 1995; Mougин et al., 2007]. В этом процессе углеводороды окисляются, а сульфаты восстанавливаются с образованием H_2S , CO_2 и тиолов. Таким образом, поступление сероводорода в водную толщу может служить надёжным индикатором разгрузки глубинных флюидов, связанных с углеводородными системами.

Впервые для северной части восточного шельфа о. Сахалин в ходе рейса 80 НИС «Академик Опарин» (ОР80) в 2025 году, были проведены систематические измерения растворённого сероводорода. Пробы отобраны на 42 океанографических станциях (Рисунок 39) с общей выборкой 183 образцов. Среднее содержание H_2S составило 118 ppb при абсолютном максимуме 836 ppb и минимуме 5 ppb.

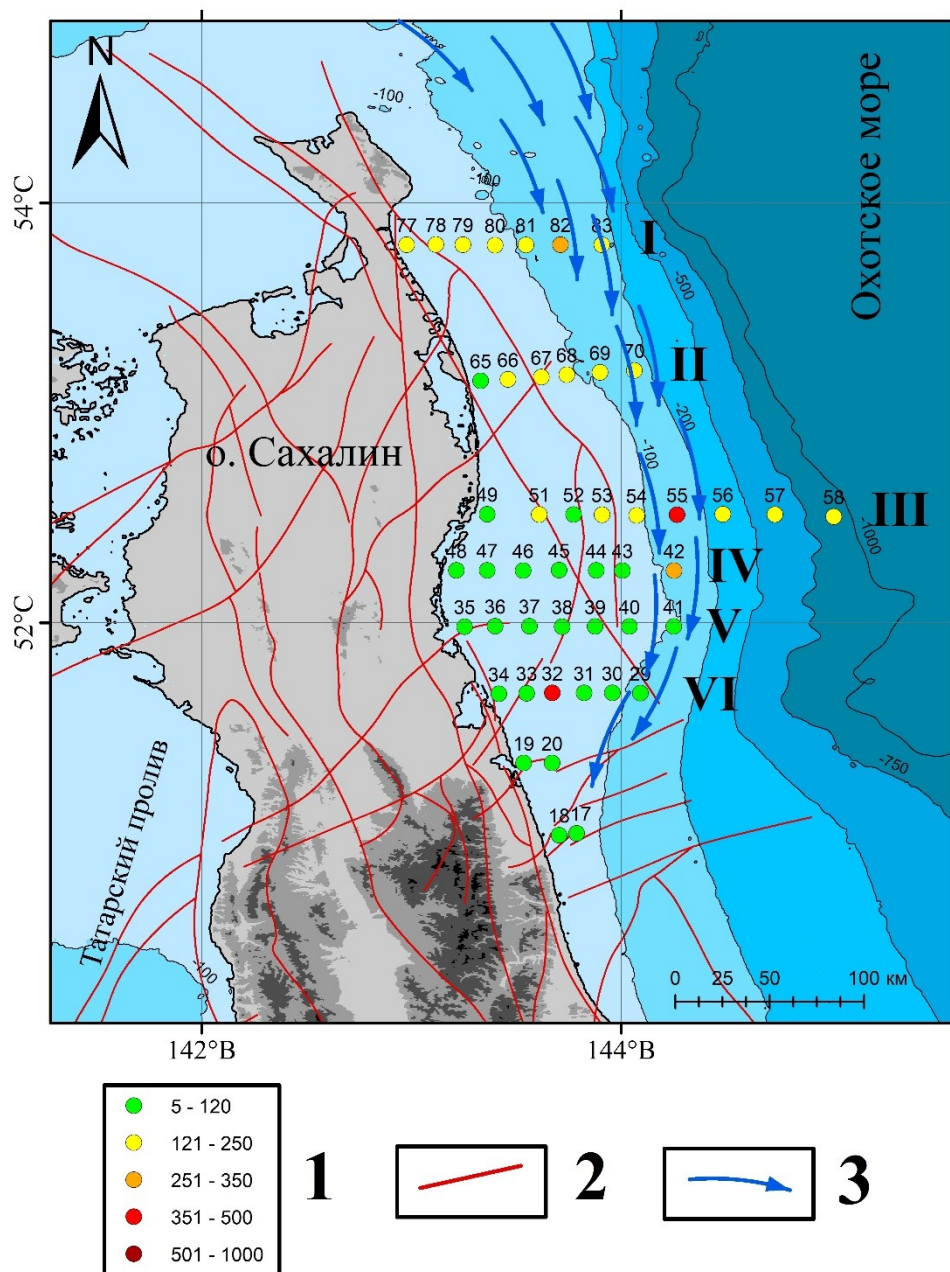


Рисунок 39 – Карта-схема района работ на северо-восточном шельфе о. Сахалин в ходе рейса 80 НИС «Академик Опарин» (ОР80), 2025 год.

1 – измеренные концентрации H_2S (ppb) на океанографических разрезах (I-VII) в рейсе НИС «Академик Опарин» (ОР80); 2 – разломы по [Харахинов, 2010] 3 – направление Восточно-Сахалинского течения

Абсолютный максимум обнаружен на станции № 32 (см. рисунок 39) на горизонте 0.5 м в районе 51.6° с.ш., 143.8° в.д., при этом в водной толще на этой станции содержание сероводорода было ниже среднего: от 12 ppb у дна, далее увеличивалось к поверхности. На соседней станции № 33, находящейся

ближе к берегу, обнаружена придонная область повышенного содержания H_2S : 484 ppb на 42 м у дна, 725 ppb на 32 м, 497 ppb на 15 м и 228 ppb на глубине 2 м (Рисунок 40).

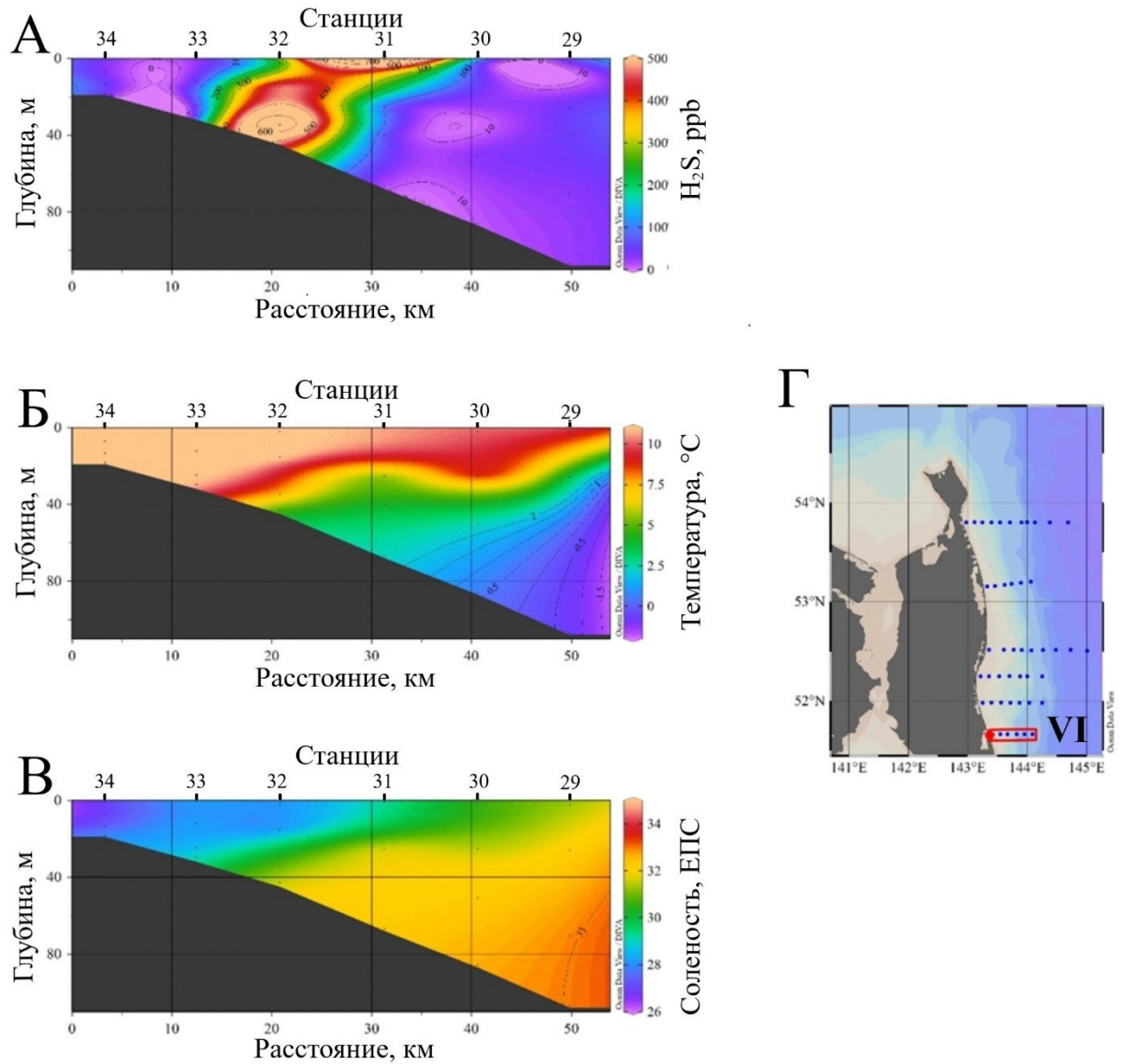


Рисунок 40 – Распределение сероводорода (А), температуры (Б) и солености (В) в толще воды на восточном шельфе о. Сахалин (VI разрез) (Г) –расположение разреза

Вероятно, сероводород, выделяемый из источника на дне в районе станции № 31, переносится течением от шельфа в сторону континентального склона.

На всех разрезах кроме разреза № II по 52° с.ш. (Рисунок 39) обнаружены придонные области повышенного содержания H_2S , при этом

наблюдается тенденция к увеличению количественных значений сероводорода в этих областях с севера на юг: от 214 до 725 ppb.

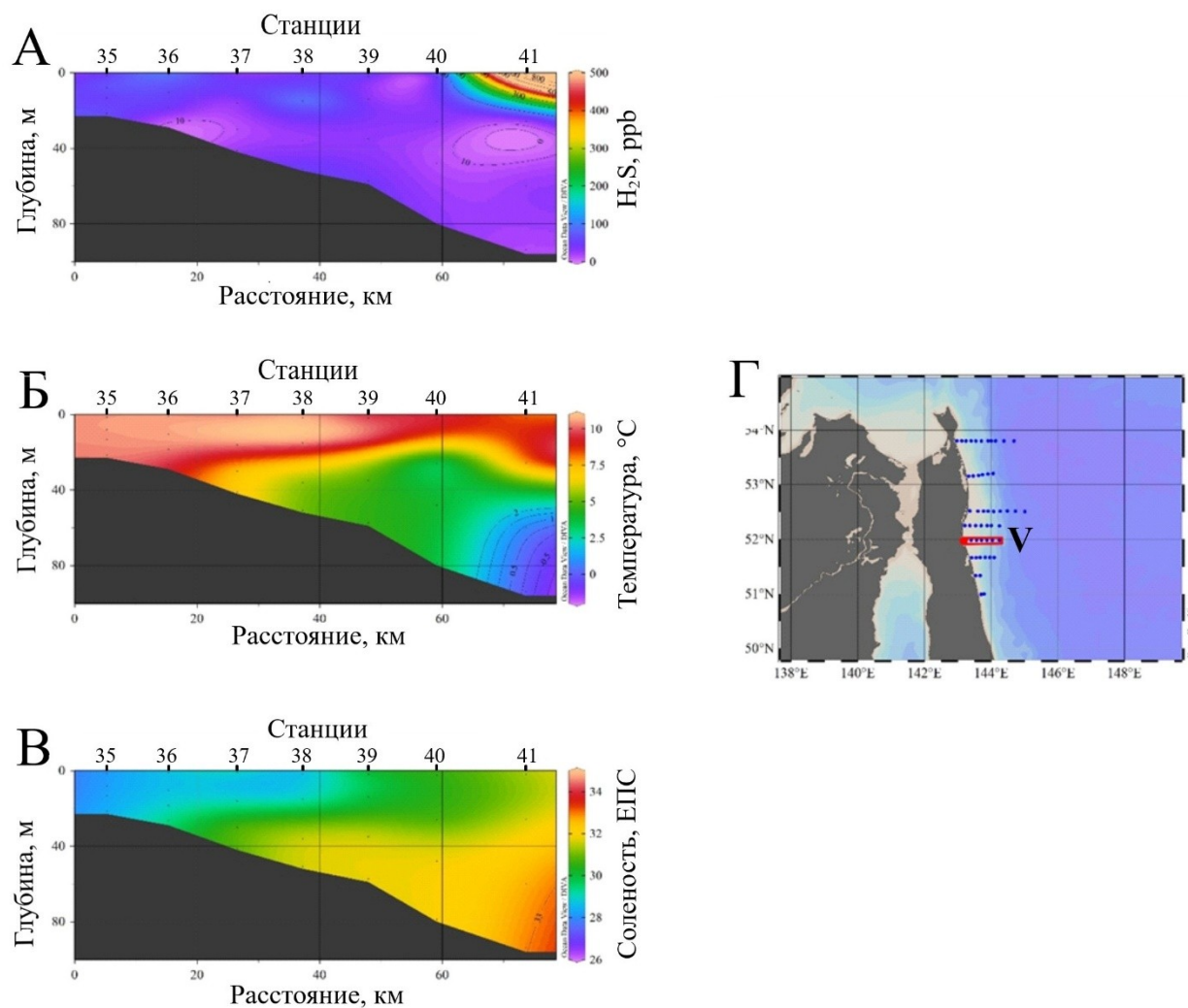


Рисунок 41 – Распределение сероводорода (А), температуры (Б) и солености (В) в толще воды на восточном шельфе о. Сахалин (V разрез) (Г) –расположение разреза

На северных разрезах в широтном диапазоне выше 52° придонные аномалии H_2S находятся в областях влияния холодных вод отрицательных и слабоположительных температур менее 0.5 °C и солености более 33 PSU, что соответствует морской ветви Восточно-Сахалинского течения (Рисунок 42-44).

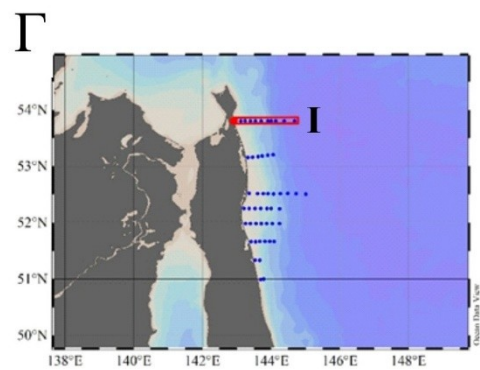
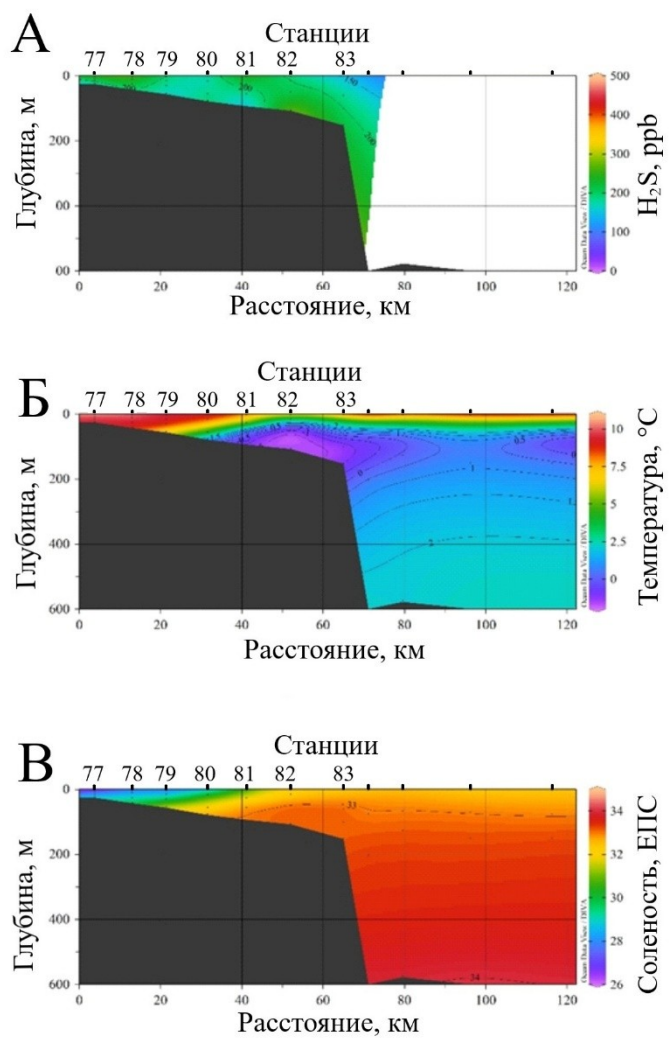


Рисунок 42 – Распределение сероводорода (А), температуры (Б) и солености (В) в толще воды на восточном шельфе о. Сахалин (I разрез) (Г) –расположение разреза

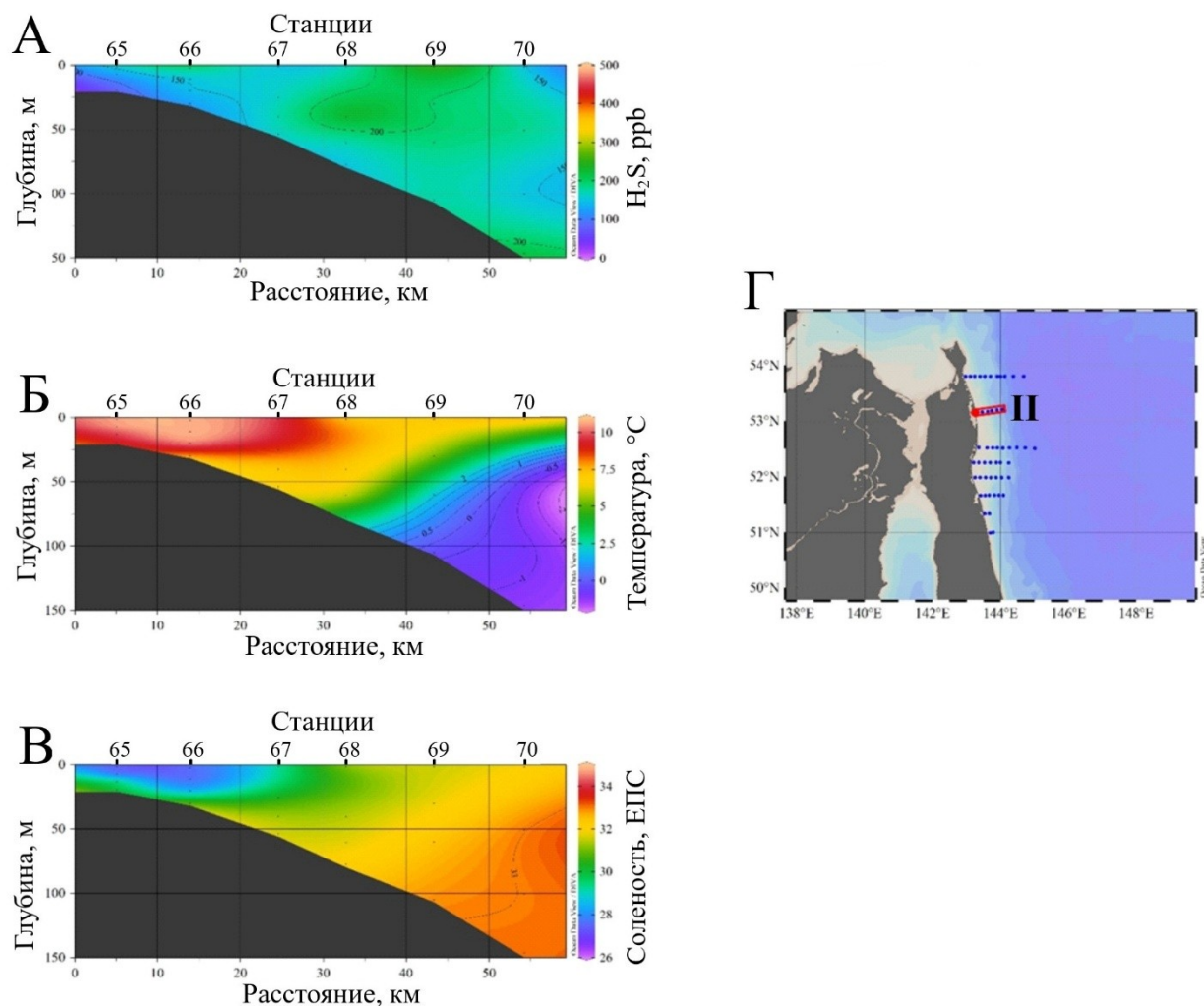


Рисунок 43 – Распределение сероводорода (А), температуры (Б) и солености (В) в толще воды на восточном шельфе о. Сахалин (II разрез) (Г) –расположение разреза

Холодные субарктические воды ВСТ формируются зимой на северо-западе Охотского моря на поверхности. Затем они системой течений моря перемещаются в район восточного шельфа о. Сахалин. Эта вода, с пониженной температурой и повышенной соленостью (донная шельфовая вода – ДШВ), из-за разности плотности опускается ко дну и следует вдоль изобаты 100 м. Благодаря этому, поступающий из придонных источников на шельфе о. Сахалин, сероводород окисляется кислородом, содержащимся в ДШВ. Сероводород соединяется с растворенным кислородом, в результате этого процесса образуются менее токсичные соединения (сульфаты, тиосульфаты и вода). Подобный эффект описан на примере Черного моря [Кондратьев, Видничук, 2020]. Именно из-за окисления в Черном море сформировалась

четкая граница (обычно на глубине 100-200 м) сред «кислород-сероводород», где в верхнем слое воды много кислорода, и он "сжигает" весь сероводород, поднимающийся снизу. Глубже этой границы кислорода уже нет, поэтому сероводород может существовать и накапливаться. Это объясняет, почему поступающий из придонных источников на северо-восточном шельфе о. Сахалин, сероводород не поднимается к поверхности, за исключением мелководного источника у дна на станции № 32, а даже вовлекается в процесс каскадинга (см. рисунок 39 и 44). В отличие о Черного моря, ВСТ имеет среднюю скорость 10-12 см/с, в прилив она возрастет до 20–40 см/с [Лучин, 1987], поэтому дебета обнаруженных локальных источников сероводорода недостаточно для образования ярко выраженной границы сред «кислород-сероводород».

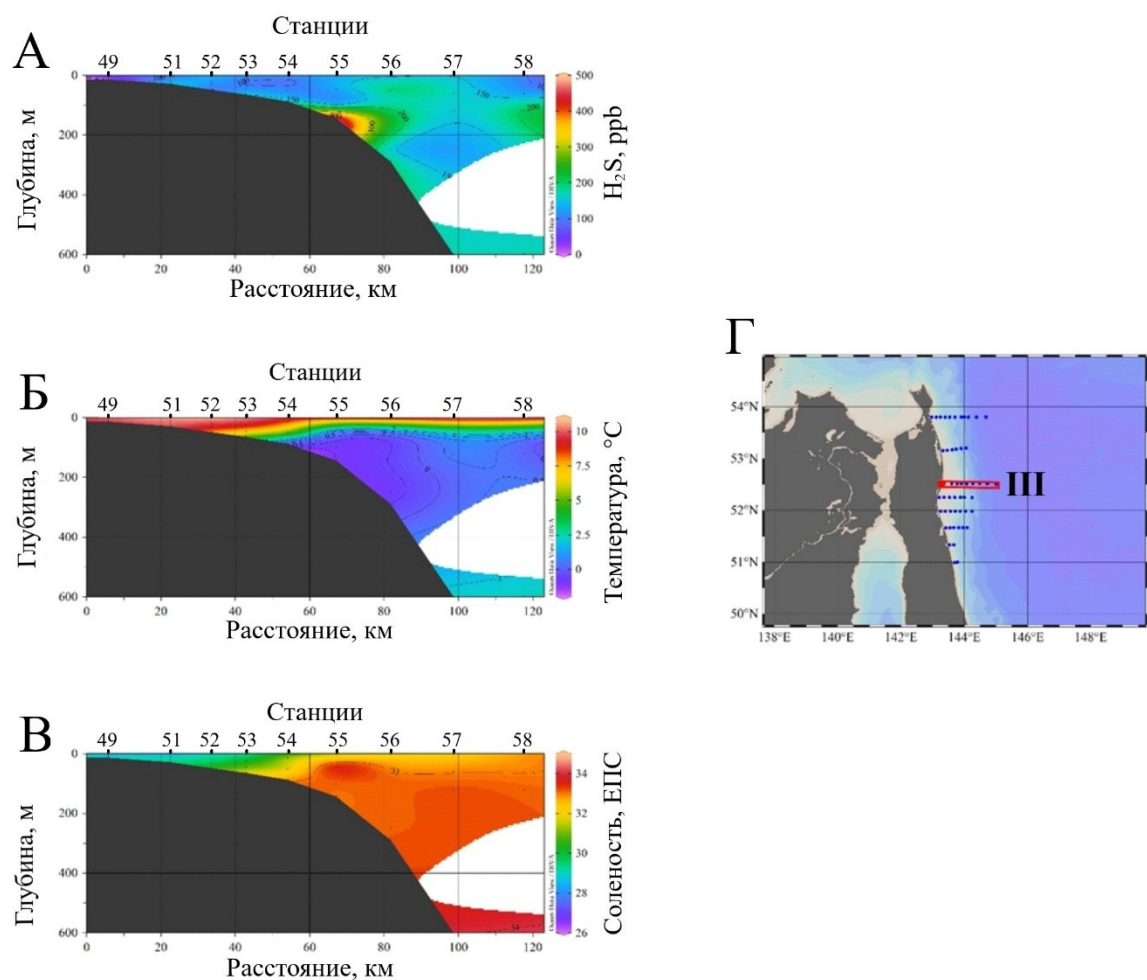


Рисунок 44 – Распределение сероводорода (А), температуры (Б) и солености (В) в толще воды на восточном шельфе о. Сахалин (III разрез) (Г) –расположение разреза

При этом согласно исследованиям [Зуенко и др., 2018] наблюдается тенденция к уменьшению объёма ДШВ и их плотности, что связано с потеплением зим и снижением ледовитости. Соответственно, снижается и солёность новообразованных промежуточных вод. Из-за ослабления продукции промежуточных вод ослабевает вентиляция средней и нижней частей промежуточного слоя. Наблюдается тренд на снижение содержания кислорода в среднем на 0.6 мл/л за десятилетие. Вдали от района каскадинга деоксигенация охватывает весь промежуточный слой.

Полученные результаты хорошо согласуются с данными по другим нефтегазоносным акваториям, где сероводородные аномалии служат маркерами глубинной дегазации. Например, Мексиканский залив – один из наиболее изученных регионов с широким распространением холодных сипов и газогидратов. В глубоководной части залива термохимическое восстановление сульфатов в карбонатных резервуарах мезозоя генерирует значительные количества H_2S , который вместе с метаном и другими углеводородами разгружается на дне [Machel et al., 1995; Mougin et al., 2007]. На сахалинском шельфе, где мощности осадочного чехла сопоставимы (до 10 км) и также развиты разломные зоны, аналогичные процессы могут быть источником сероводородных аномалий. Также Персидский залив – регион, где сероводород часто встречается как попутный газ карбонатных коллекторов, и его наличие прямо указывает на термохимическое восстановление сульфатов [Cai et al., 2003]. Подобно этому, на острове Сахалин присутствие H_2S в придонных водах может свидетельствовать о существовании глубоких карбонатных или терригенных резервуаров, затронутых процессами термального метаморфизма.

Проведённые исследования впервые для северной части восточного шельфа о. Сахалин выявили устойчивые придонные аномалии растворённого сероводорода, приуроченные к зонам разломов и пространственно коррелирующие с известными нефтегазоносными структурами. Обнаруженные аномалии (максимум 836 ppb) интерпретируются как

результат разгрузки глубинных флюидов, обогащённых продуктами термохимического восстановления сульфатов и бактериальной сульфатредукции, стимулированной поступлением углеводородов. Эти очаги расположены в диапазоне глубин 32-150 м вплоть до кромки шельфа. Количественные значения сероводорода в этих областях увеличиваются с севера на юг: от 214 до 725 ppb. На северных разрезах в широтном диапазоне выше 52° придонные аномалии H_2S находятся в областях влияния холодных вод (отрицательных и слабоположительных температур до 0.5 °C) и солёности более 33 PSU, что соответствует морской ветви Восточно-Сахалинского течения, переносящей высокоплотную донную шельфовую водную массу, формирующуюся в северо-западной части Охотского моря в зимний период у поверхности и богатую растворённым кислородом. Растворённый сероводород вовлекается в циркуляцию ДШВ, частично спускается вниз по склону из-за процессов каскадинга, при этом не распространяется в вышележащие водные горизонты и к поверхности благодаря нейтрализации сероводорода кислородом.

Сравнение с другими регионами (Чёрное море, Мексиканский залив) подтверждает универсальность сероводорода, как индикатора активных флюидодинамических процессов в нефтегазоносных бассейнах. Полученные результаты имеют значение, как для понимания геологии региона, так и для экологического мониторинга и планирования хозяйственной деятельности на шельфе о. Сахалин. Выполненные исследования крайне важны в аспекте экологической безопасности региона, а в контексте глобальных изменений климата необходимы дальнейшие мониторинговые измерения. Увеличение дебита сероводорода может привести к локальной придонной гипоксии, способной привести к гибели морской биоты.

5.1.5. Газогеохимические поля восточного шельфа

Исследования газогеохимических полей в восточной части шельфа о. Сахалин были продолжены в ходе 88-го рейса НИС «Профессор Гагаринский»

(Ga88) в период с 23 августа по 20 сентября 2024 г. Район работ располагался в центральной части восточной акватории о. Сахалин, в пределах Пограничного осадочного бассейна. Было выполнено два зональных разреза (10 станций) для определения растворенных метана, гелия, водорода и углекислого газа (см. рисунок 25 и 45).

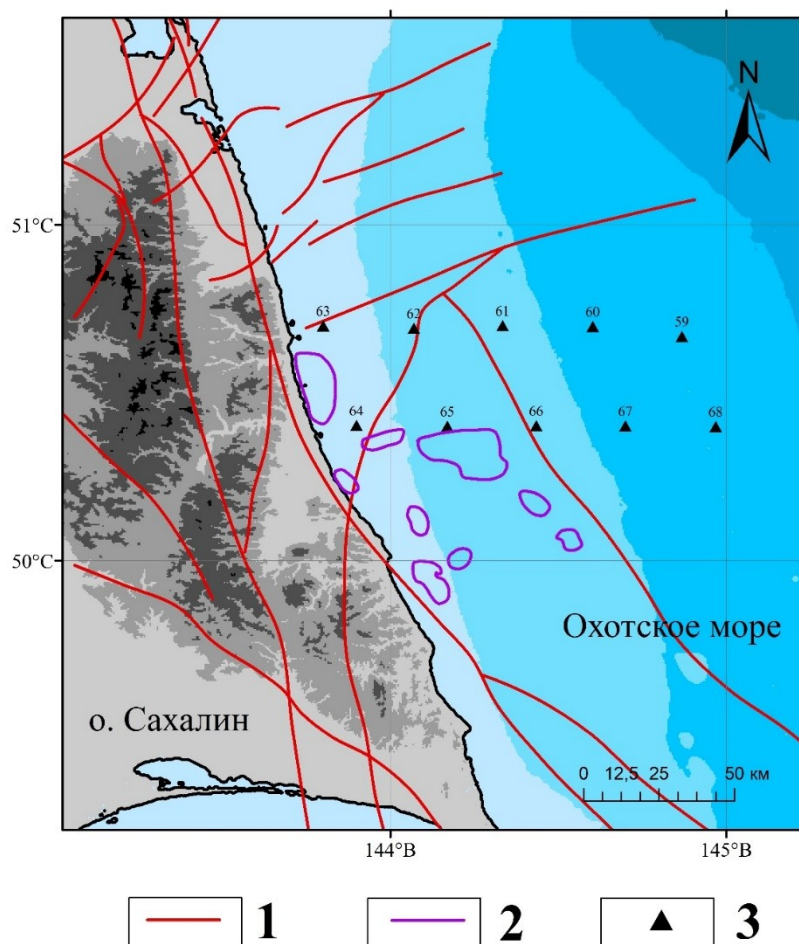


Рисунок 45 – Район работ и станции отбора проб на восточном шельфе о. Сахалин

1 – тектонические разломы [Харахинов, 2010]; 2 – месторождения углеводородов; 3 – станции отбора проб в рейсе 88 НИС «Профессор Гагаринский», 2024 г.

Район работ приурочен к Пограничному осадочному бассейну, который занимает акваторию шельфа восточного Сахалина и территорию одноименной межгорной депрессии. Прогиб шириной до 40 км имеет крутой, интенсивно дислоцированный западный борт, осложненный приразломными структурами Пограничного надвига [Харахинов, 2010]. В структурном отношении шельф

здесь представляет собой серию продольных (субмеридиональных, ориентированных с севера на юг) чередующихся поднятий и впадин, практически полностью компенсированных осадками кайнозойского возраста мощностью до 4-6 км.

Ключевую роль в геологическом строении и флюидодинамике региона играет Пограничный разлом – крупная тектоническая структура, простирающаяся вдоль восточного побережья о. Сахалин и представляющая собой сложную систему надвигов и сбросов. В южной части бассейна разлом характеризуется интенсивными надвиговыми дислокациями, где формируются сложные складчатые структуры, благоприятные для скопления углеводородов. К северу Пограничный разлом выражен в виде сбросовых дислокаций, контролирующих локальные нефтегазоносные структуры Ныйской антиклинальной зоны: Венинскую, Луньскую, Набильскую [Харахинов, 2010].

Высокая проницаемость Пограничной разломной зоны обусловлена сильной трещиноватостью пород в зонах тектонических деформаций. Присдвиговые деформации, включающие как сжатие, так и растяжение, создали условия для активных флюидодинамических процессов. Наличие зон растяжения вдоль разлома является ключевым фактором, обеспечивающим миграцию углеводородных флюидов из глубинных источников на значительные расстояния [Харахинов, 2010].

В пределах Пограничного нефтегазоносного бассейна расположено несколько перспективных локальных месторождений, среди которых наиболее известны Южно-Окружное, Восточно-Окружное, Восточно-Рыминское, Витницкое и Богатинское. На шельфе пробурена параметрическая скважина Борисовская, вскрывшая разрез от олигоцена до среднего миоцена, сложенный глубоководными и морскими кремнисто-глинистыми, глинистыми породами с прослоями алевролитов. Таким образом, исследуемый район характеризуется сочетанием нефтегазоматеринских пород, коллекторов и тектонически обусловленных путей миграции флюидов.

По данным CTD-зондирований, выполненных вдоль двух разрезов (Рисунок 46), вертикальная структура вод в период исследований была типична для летнего сезона. Наблюдался прогретый и распресненный поверхностный слой (12.3-13.8 °C, 28.4–31.1 PSU), под которым располагались холодные промежуточные воды Охотского моря с температурой до -0.9 °C и соленостью, возрастающей с глубиной до 33.2-33.5 PSU. Резкий сезонный пикноклин находился в слое 15-30 м. У берега, на глубинах менее 70 м, под воздействием приливного перемешивания пикноклин расщеплялся и заглублялся, а придонные воды здесь были значительно теплее (3.5-5 °C), чем в мористой части. Термохалинная структура вод на северном и южном разрезах была практически идентичной.

Геострофические расчеты (Рисунок 46 Д, Е) выявили поток вод южного направления в прибрежной части разрезов, который соответствует Восточно-Сахалинскому течению (ВСТ). Хотя в летний период ВСТ обычно выражено слабо [Власова и др., 2008, Лучин, 1987], скорости геострофических течений достигали 22.6 см/с на северном разрезе и 16.3 см/с на южном. Максимальные скорости отмечались в поверхностном слое 0-30 м, выше пикноклина. Этот поток переносил наиболее распресненную воду (соленость 28.4-29.0 PSU), формирующуюся под влиянием речного стока и водообмена с прибрежными лагунами. На большей части разрезов наблюдалось слабое (1-4 см/с) южное течение, однако в мористой части северного разреза был отмечен поток северного направления (Рисунок 46 Д), который, вероятно, соответствует Восточно-Сахалинскому противотечению (ВСПТ), присутствие которого в летнее время отмечалось ранее [Пищальник и др., 2014].

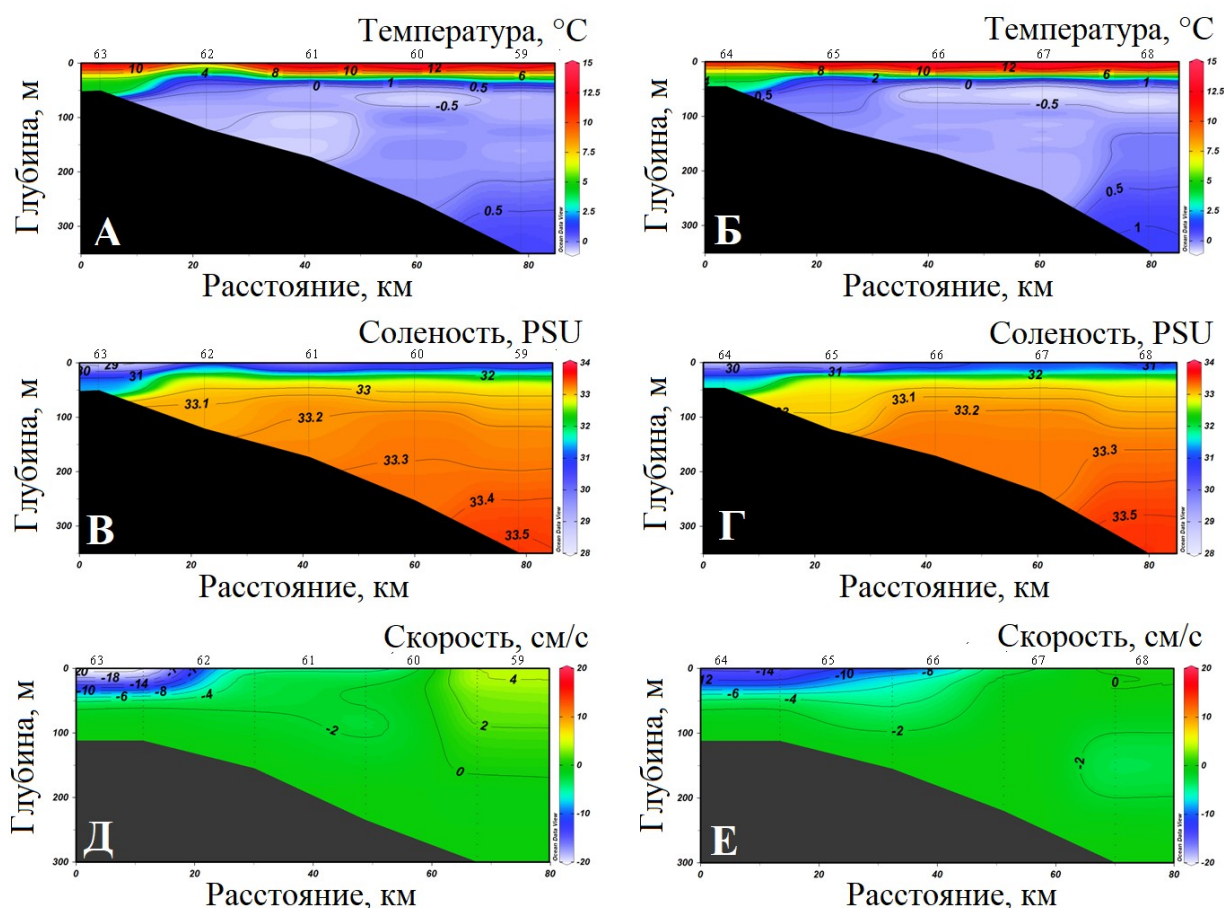


Рисунок 46 – Вертикальное распределение температуры воды (А, Б), солёности (В, Г) и меридиональной составляющей скорости геострофических течений (Д, Е) по результатам СТД-зондирований вдоль северного (А, В, Д) и южного (Б, Г, Е) разрезов на шельфе о. Сахалин 8–9 сентября 2024 г. [Сырбу и др., 2025]

Сверху указаны номера станций. Положительное направление течений – на север.

Сравнение картины течений на северном и южном разрезах указывает на неоднородность поля течений в летний сезон, связанную с формированием мезомасштабных возмущений, что также отмечалось в других работах [Prants et al., 2016].

Распределение растворенных газов на двух выполненных разрезах показано на рисунках 47 и 48.

Северный разрез (станции 59-63).

В придонном слое этого разреза были обнаружены участки повышенных концентраций растворенного метана (Рисунок 47А). В районе станций № 61-62 в слое 80-160 м (при глубинах дна 116-163 м) выявлена область с

концентрациями метана более 100 нМ/л, имеющая горизонтальный масштаб около 40 км. Абсолютный максимум (139 нМ/л) зафиксирован на станции № 62 у дна на глубине 162 м. На этой станции метан распространялся от дна до нижней границы сезонного пикноклина (25 м). Данная аномалия прослеживалась и далее на восток в слое 150-250 м. На крайней восточной станции № 59 в этом же слое также выявлена область повышенных концентраций метана с локальным максимумом 137 нМ/л на горизонте 200 м (общая глубина станции 325 м). Эта область не имеет явной связи с придонным источником и, вероятно, является результатом горизонтальной адвекции вод Восточно-Сахалинским течением с севера.

На разрезе также обнаружены две области повышенного содержания гелия: 11.5 ppm в районе станции № 63 и 11.5-12.3 ppm в районе станции № 59 (Рисунок 47В), при фоновых значениях для Охотского моря 4.2 ppm [Shakirov et al., 2016].

Поля повышенного содержания водорода (94 ppm и 135 ppm) в районе станций № 59 и № 60 (Рисунок 47Г) также не имеют однозначной связи с придонным источником. Их наличие в середине водной толщи, как и полей гелия на станции № 59, может быть связано с переносом растворенных газов Восточно-Сахалинским течением.

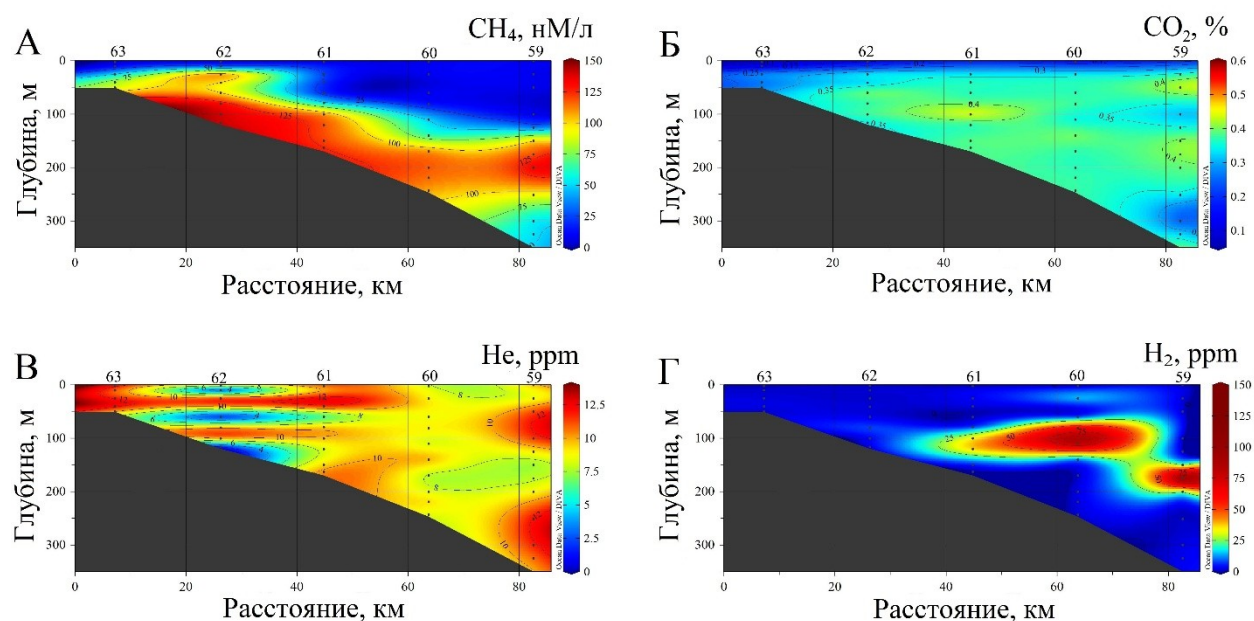


Рисунок 47 — Вертикальное распределение метана (А), углекислого газа (Б), гелия (В) и водорода (Г) на северном разрезе [Сырбу и др., 2025]

Область повышенного содержания растворенного CO_2 (до 0.4 %) находится в холодных промежуточных охотоморских водах (Рисунок 47Б) и распространяется от дна до горизонта 25 м в районе станций № 60-62 (Рисунок 47Б). Внутри этой области содержание CO_2 стабильно превышало 0.35 %.

Южный разрез (станции 64-68).

На южном разрезе также обнаружены области повышенных концентраций растворенного метана (Рисунок 48А). Первая, придонная область находится в районе станций № 64-66 с концентрациями более 100 нМ/л и локальным максимумом 126 нМ/л у дна станции № 65 на глубине 119 м. Эта аномалия, как и на северном разрезе, распространяется от дна до нижней границы сезонного пикноклина (25 м).

Вторая область с концентрациями растворенного метана 100-115 нМ/л расположена в районе станций № 67-68 в слое 75-135 м при глубинах дна 230-345 м соответственно (Рисунок 48А). Эта аномалия, аналогично ситуации на северном разрезе, не имеет явной связи с каким-либо придонным источником.

Содержание гелия на южном разрезе достигало 12.5 ppm (Рисунок 48В), что также превышает фоновые значения [Shakirov et al., 2016], однако количественно уступает значениям, зафиксированным на северном разрезе (Рисунок 48В). Содержание водорода составило до 6.6 ppm у дна на станции № 66 (Рисунок 48Г).

Область повышенного содержания растворенного CO_2 (до 0.4 %) на южном разрезе (Рисунок 48Б) также приурочена к холодным промежуточным охотоморским водам и распространяется от дна до горизонта 25 м в районе станций № 65–67, с содержанием внутри области 0.35 % и выше.

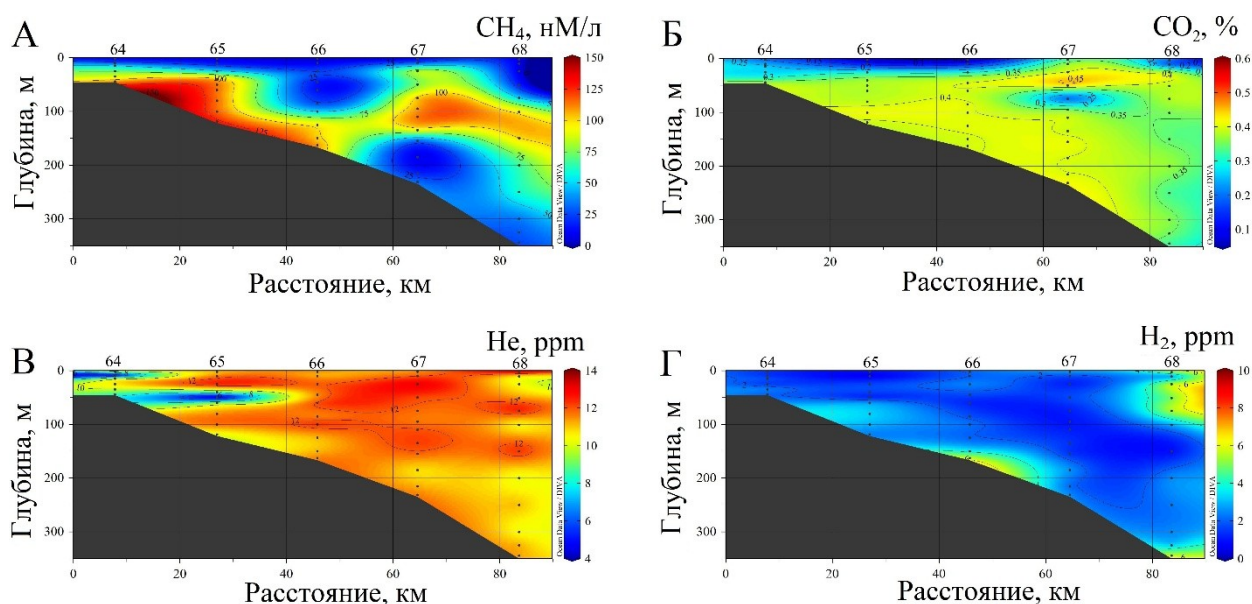


Рисунок 48 – Вертикальное распределение метана (А), углекислого газа (Б), гелия (В) и водорода (Г) на южном разрезе [Сырбу и др., 2025]

Проведенные газогеохимические исследования на восточном шельфе о. Сахалин выявили интенсивную дегазацию морского дна, что связано в первую очередь с тектоническими особенностями региона. Существенные сдвиговые деформации в блоке, ограниченном с запада Хоккайдо-Сахалинским, с востока Пограничным, а с юго-запада Срединно-Сахалинским глубинными разломами, привели к образованию системы субмеридиональных и диагональных надвигов. Эти геодинамические процессы способствовали формированию крупных кайнозойских грабенов (Пограничного, Луньского и др.) вдоль восточного побережья о. Сахалин. Современная высокая сейсмическая активность и наличие активных разломов, секущих морское дно [Харахинов, 2010; Воейкова и др., 2007], создают идеальные условия для газопроницаемости. Формирование аномальных концентраций метана и гелия в водной толще является прямым следствием этой интенсивной дегазации.

Совпадение аномалий метана и гелия (Рисунки 47 и 48) подтверждает поступление газов из недр в воду по зонам разломов и трещинам из углеводородных залежей. Глубинный характер выделяемых придонными источниками газов подтверждается их компонентным составом: высоким

содержанием метана (до 139 нМ/л), гелия (до 12.5 ppm) и водорода (до 135 ppm), что подчеркивает сложную природу флюидных потоков. Источником метана в исследуемом районе являются подстилающие породы-коллекторы нефти и газа Пограничного бассейна, содержащие флюиды.

Повышенные концентрации водорода, особенно высокие на северном разрезе (до 135 ppm), вероятно, связаны с активной микробиологической продукцией в фотическом слое [Tishchenko, 2023]. На жизненный цикл фитопланктона в прибрежных водах восточного Сахалина большое влияние оказывает динамика вод, а процессы биопродукции резко усиливаются с развитием мезомасштабной динамики [Prants et al., 2016]. Присутствие водорода в комплексе с метаном может также указывать на биodeградацию длинноцепочечных углеводородов [Charlou et al., 2002; Chen et al., 2020].

Ключевую роль в пространственном перераспределении газов играет гидрологический режим. На TS-диаграмме (Рисунок 49) отчетливо видно, что повышенные концентрации растворенного метана приурочены к области холодной воды с высокой соленостью – холодному промежуточному слою Охотского моря. Растворимость метана в воде при давлениях до 50 бар (соответствует глубинам до 500 м) зависит главным образом от температуры и солености [Duan, Mao, 2006] и повышается при понижении температуры [Grabowska, 2022]. Таким образом, метан, выделяющийся из донных источников, эффективно растворяется и консервируется именно в холодной промежуточной водной массе, в слое от дна до нижней границы сезонного пикноклина, практически не проникая в поверхностный слой.

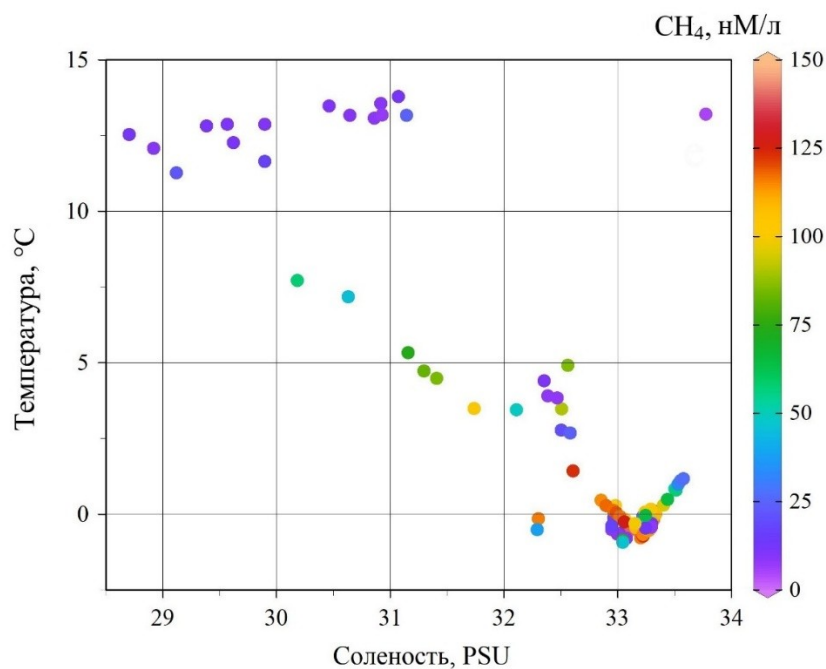


Рисунок 49 – TS-диаграмма растворенного метана по данным измерений в рейсе 88 НИС «Профессор Гагаринский» (Ga88), 2024 г. [Сырбу и др., 2025]

Особого внимания заслуживают участки с высокими концентрациями метана в толще воды, не имеющие явной связи с придонными источниками: в районе станции № 59 на северном разрезе (Рисунок 47а) и станций № 67-68 на южном разрезе (Рисунок 48а). Вероятно, распространение этих метановых полей связано с адвекцией вод Восточно-Сахалинским течением. Область в районе станций № 67-68 может формироваться метаном, переносимым с севера из района станции № 59, поскольку эти области находятся на сходных глубинах дна (250-300 м). Вертикальный масштаб этих областей совпадает (около 125 м), однако область на южном разрезе расположена в слое 25-150 м, а на северном – 125-250 м, что может отражать сложную циркуляцию. Локальный максимум метана закономерно снижается с севера на юг от 137 до 105 нМ/л, что также свидетельствует в пользу адвективного переноса с постепенным рассеиванием и, возможно, окислением. Адвекция полей метана может быть также обусловлена мезомасштабной вихревой динамикой и интенсивными приливными течениями.

В то же время нельзя полностью исключать формирование метановых полей *in situ* за счет микропросачивания из донных отложений [Shakirov et al., 2005; Obzhairov et al., 2004] или разложения органического вещества [Yoshida et al., 2004], однако доминирующая роль адвективного переноса представляется более вероятной для данного региона и при такой скорости течений.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о комплексной системе взаимодействия глубинных геологических процессов и гидродинамики в восточной части шельфа о. Сахалин. Глубинные флюидные потоки, связанные с тектонической активностью Пограничного разлома и нефтегазовыми месторождениями, являются источником значительных количеств метана, гелия и водорода. Интенсивность дегазации заметно увеличивается по направлению с востока на запад, приближаясь к побережью острова. Выделяющийся метан растворяется и консервируется в холодных промежуточных водах, после чего вовлекается в систему течений. Восточно-Сахалинское течение играет ключевую роль в переносе растворенных газов на значительные расстояния с севера на юг вдоль побережья, формируя характерное пространственное распределение аномалий, включая "изолированные" аномалии в толще воды, удаленные от прямых источников поступления.

5.1.6. Единство геологического контроля и гидродинамического переноса в формировании газогеохимических полей

Обобщение результатов экспедиционных исследований на восточном шельфе о. Сахалин позволяет сформулировать следующие основные выводы, характеризующие единство процессов формирования и перераспределения газогеохимических полей в этом регионе:

Геологический контроль источников. Основным источником метана, гелия и, частично, водорода в водной толще восточного шельфа являются глубинные флюидные потоки, генерируемые в нефтегазоносных осадочных бассейнах (Северо-Сахалинском и Пограничном). Вертикальная миграция

этих флюидов к поверхности дна обеспечивается высокой проницаемостью активных разломных зон: Хоккайдо-Сахалинской на северо-востоке и Пограничной на юго-востоке. Совместное присутствие метана и гелия в придонных аномалиях является надежным индикатором этого глубинного питания.

Гидрологический контроль переноса. Пространственное распределение аномалий метана на восточном шельфе хорошо согласуется с направлением Восточно-Сахалинского течения и наличием изолированных аномалий в толще воды, удалённых от придонных источников. Это позволяет предполагать, что перенос растворённого метана течениями играет существенную роль. При средней скорости течения 10-15 см/с время переноса на расстояние 150 км составляет ~12-18 суток, что меньше характерного времени микробного окисления метана в холодных водах (оценка по литературным данным – от 20 до 100 суток), что делает такой перенос вероятным. Окончательное подтверждение требует постановки гидродинамического моделирования или прослеживающих экспериментов.

Пространственная зональность. Выявлена отчетливая пространственная неоднородность в распределении газогеохимических полей. Выделяются два типа аномалий: придонные аномалии, приуроченные к зонам активной дегазации над локальными структурами в западной, прибрежной части шельфа и аномалии в толще воды, сформированные в результате адвективного переноса и расположенные в восточной, более глубоководной части, в ядре Восточно-Сахалинского течения.

Комплексный подход как основа для дальнейших исследований. Полученные результаты показывают, что адекватная интерпретация газогеохимических данных в окраинных морях невозможна без учета геологического строения (тектоники, нефтегазоносности) и детального анализа океанологического режима (циркуляции вод, стратификации, мезомасштабной динамики). Выявленные закономерности являются основой для организации долговременного мониторинга геоэкологического состояния

региона и необходимы для корректной оценки вклада природных источников восточного шельфа о. Сахалин в баланс парниковых газов в атмосфере.

5.2. Формирование газогеохимических полей в районе залива

Терпения

Залив Терпения, расположенный в восточной части о. Сахалин, представляет собой уникальный полигон для изучения процессов современной дегазации в пределах активной континентальной окраины. Его акватория является северным продолжением Южно-Охотоморского осадочного бассейна и находится в зоне сочленения крупных тектонических элементов, что предопределяет высокую интенсивность флюидодинамических процессов и формирование контрастных газогеохимических аномалий.

5.2.1. Геолого-структурные предпосылки формирования газогеохимических аномалий

Залив Терпения расположен в восточной части острова Сахалин и прилегающей акватории Охотского моря, в пределах Сахалинской складчатой системы, которая представляет собой звено переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану. В тектоническом отношении данная территория находится под воздействием нескольких литосферных плит: Евразийской, Амурской, Северо-Американской и Тихоокеанской [Baranov et al., 2002; Злобин и др., 2012], что обуславливает высокую геодинамическую активность, интенсивную разломную тектонику и, как следствие, благоприятные условия для миграции глубинных флюидов.

Залив Терпения морфологически представляет собой бассейновое расширение Тымь-Поронайского прогиба, который прослеживается в меридиональном направлении на протяжении более 300 км. Западный борт прогиба ограничен Западно-Сахалинской антиклиналью, осложненной крупным региональным разломом. Вдоль этой зоны верхнемеловые породы

местами надвинуты на третичные отложения, формируя тектоническую зону ослабленных пород, где вблизи сел Восточный и Макаров обнажаются интрузивные и вулканические образования [Сирык, 1968]. Восточным ограничением прогиба служит Восточно-Сахалинское антиклинальное поднятие, которое морфологически выражено в виде гор, погружающихся в залив в южном направлении и прослеживающихся на 200 км.

Ключевое значение для миграции углеводородов и формирования газогеохимических аномалий имеют глубинные разломы, рассекающие земную кору региона. В пределах Южно-Сахалинского бассейна выделяется сложная система разломов, относящихся к Центрально-Сахалинской и Хоккайдо-Сахалинской зонам [Харахинов, 2010; Злобин, Бобков, 2003]. Эти разломы являются прерывистыми и проявляются главным образом в нарушении толщ и структур олигоцена и нижнего-среднего миоцена.

Особое место занимает Хоккайдо-Сахалинский разлом – структурный шов, который протягивается вдоль восточной части о. Сахалин, по шельфу Охотского моря, через залив Терпения и далее на о. Хоккайдо [Злобин, Бобков, 2003; Ломтев, Жердева, 2015] (Рисунок 50). Именно в зоне его сочленения со Стародубским разломом, связанным с одноименным прогибом, заполненным осадками мощностью до 8-10 км [Ломтев, Жердева, 2015], зафиксированы многочисленные гидроакустические аномалии (газовые факелы), которые плотно располагаются параллельно разлому на расстоянии 2–10 км в центральной части залива. Это указывает на активную современную разгрузку флюидов по тектоническим каналам.

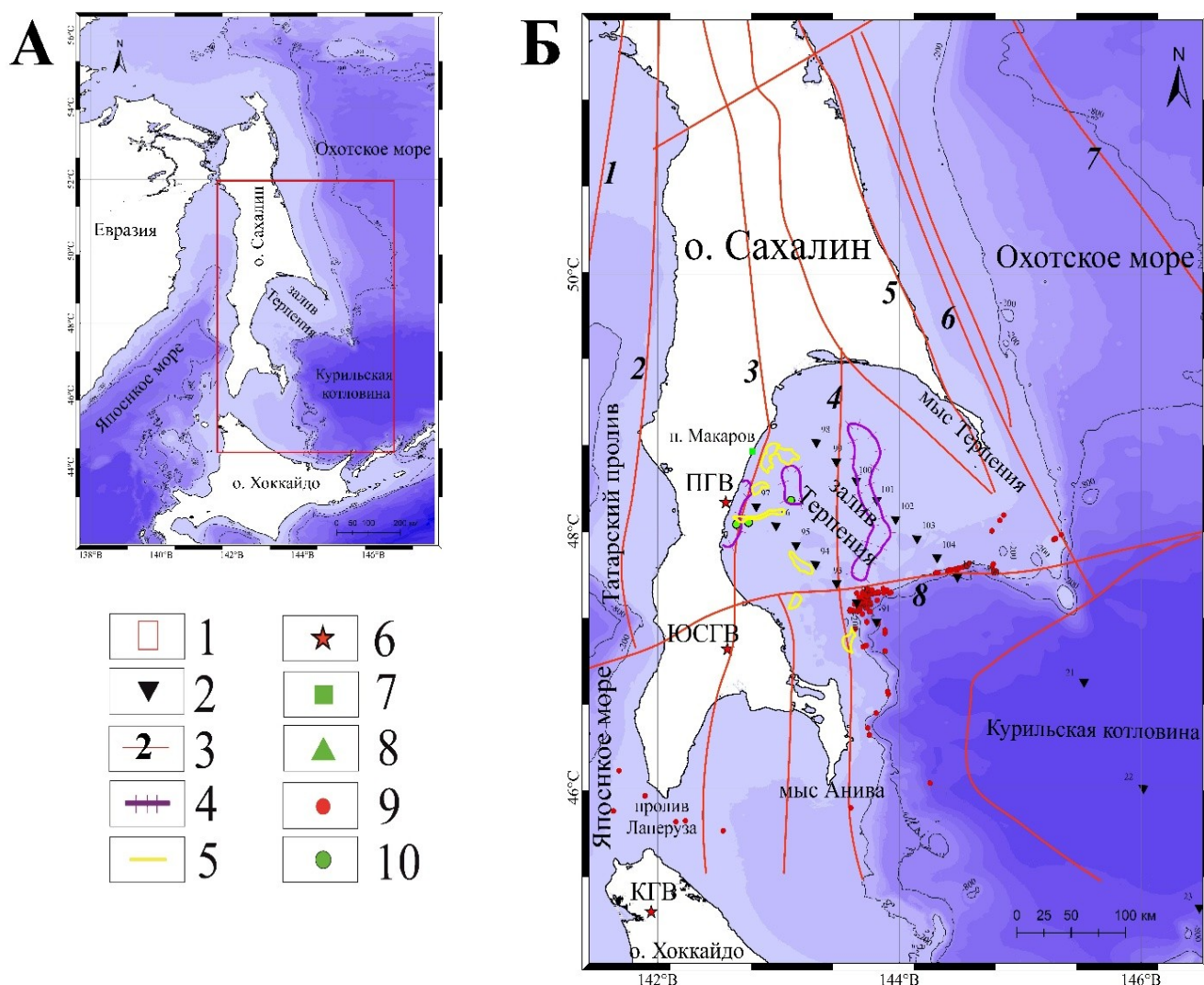


Рисунок 50 – Схема района работ. А – местоположение; Б - станции отбора проб в заливе Терпения Охотского моря [Syrbu et al., 2025] и основные разломы южного Сахалина

1 - район работ; 2 - станции отбора проб воды; 3 - региональные разломы (1 – Восточно-Сихотэ-Алиньский; 2 - Западно-Сахалинский; 3 – Центрально-Сахалинский; 4 - Хоккайдо-Сахалинский; 5 – Северо-Сахалинский; 6 - Пограничный; 7 - Восточно-Сахалинский; 8 - Стародубский); 4 - зональные структурные элементы; 5 - локальные структурные элементы; 6 - грязевые вулканы (ЮСГВ - Южно-Сахалинский грязевой вулкан; ПГВ - Пугачевский грязевой вулкан; КГВ - грязевой вулкан Камихоронобе); 7 - село Макаров; 8 - газогидраты; 9 - газовые “факелы”; 10 - разведочные скважины (Вахрушевская; Лебяжинская; Пугачевская).

На прибрежных участках – в районе мыса Терпения и полуострова Тонино-Анива – осадочные толщи деформированы интенсивной складчатостью [Снеговской, 1997], что также способствует образованию зон повышенной трещиноватости и проницаемости.

Западный склон Курильской котловины, примыкающий к заливу Терпения, представляет собой переходную зону от континентальной коры к океанической [Родников и др., 2014]. На крутых участках восточного склона хребта Терпения обнажаются породы акустического фундамента, имеющие вулканогенно-обломочную природу и датирующиеся маастрихт-датом (поздний мел – ранний палеоцен) [Терехов и др., 2010]. Ложь Курильской котловины залегает на абиссальных глубинах около 3300 м и перекрыто осадочным чехлом мощностью до 3000 м. Такое строение обуславливает наличие глубинных магматических очагов и повышенного теплового потока, что активизирует генерацию углеводородов и их миграцию в вышележащие толщи.

В заливе Терпения и его обрамлении выявлены благоприятные условия для формирования скоплений нефти и газа. На островной части залива известны поверхностные и погребенные залежи в верхнемеловых отложениях (Верхнедуйская и Маруямская свиты), наиболее крупные из них приурочены к району поселка Макаров [Терехов и др., 2010]. По результатам комплексных геолого-геофизических исследований [Soloviev et al., 1974; Жигулев и др., 2018; Кирюхина и др., 2016] в пределах акватории выделены четыре системы, включающие резервуарные породы и нефтегазоматеринские толщи, расположенные в оптимальном сочетании для аккумуляции углеводородов.

Наибольшие перспективы связываются с зоной сочленения Стародубского прогиба и Южно-Курильской впадины, где сформировались положительные структуры, способные служить ловушками. Особого внимания заслуживает Стародубская ловушка, расположенная непосредственно над материнской толщей и потенциально содержащая скопления нефти и газа [Харахинов, 2010]. Мощность осадочного выполнения здесь достигает 8-10 км, а в разрезе присутствуют песчаные горизонты с хорошими коллекторскими свойствами, перекрытые непроницаемыми аргиллитами. Присутствие угленосных пород в неогене дополнительно указывает на высокий газогенерационный потенциал [Ломтев, Жердева, 2015].

Сейсмоакустическими методами в этом районе зарегистрировано множество газовых факелов [Жигулев и др., 2018], что подтверждает активную разгрузку углеводородов из глубоких горизонтов.

Прямым доказательством существования мощных восходящих потоков метана в акватории залива Терпения являются обнаруженные газогидраты и холодные сипы. В ходе международного проекта Sakhalin Slope Gas Hydrate Project II (SSGH Project II, 2012–2017 гг.) на западном склоне залива Терпения (Курильская котловина) с глубины 1020 м впервые для южной части Охотского моря были подняты пробы донных осадков, содержащие газогидраты [Operation Report..., 2012]. Здесь же найдены аутигенные карбонаты метанового происхождения и диагенетические карбонаты, образовавшиеся при разложении рассеянного органического вещества [Operation Report..., 2012; Operation Report..., 2013].

Холодные сипы в западной части Курильской котловины зафиксированы в интервале глубин 240-2200 м, они приурочены к бровке шельфа и северному борту каньона северо-западного простираения [Operation Report..., 2012]. Пространственно эти объекты тяготеют к зоне пересечения Хоккайдо-Сахалинского и Стародубского разломов (Рисунок 50), что подчеркивает определяющую роль глубинной тектоники в формировании каналов флюидомиграции.

5.2.2. Газогеохимические поля залива Терпения и факторы их формирования

В ходе 71-го рейса НИС «Академик Опарин» в июле 2024 года были выполнены детальные газогеохимические исследования на двух разрезах в заливе Терпения, а также на трех глубоководных станциях в Курильской котловине (см. рисунок 50). Основная цель заключалась в изучении распределения растворенных в морской воде метана, гелия и водорода для выявления зон современной дегазации и подтверждения нефтегазоносного потенциала акватории.

В целом по заливу средние концентрации составили: для метана – 26.5 нМ/л, гелия – 10.6 ppm, водорода – 6.1 ppm. Абсолютные максимумы достигли 76.5 нМ/л для CH_4 , 31.6 ppm для He и 113.5 ppm для H_2 , что значительно превышает фоновые уровни, характерные для вод Охотского моря. В более ранних исследованиях автора, проведённых в 2012 г. в том же районе, фоновое содержание гелия в водах залива Терпения составило 4 ppm, водорода – 2.1 ppm. Эти данные подтверждают существенно повышенный характер значений, полученных в настоящей работе.

Разрез I (северо-восточная часть залива, станции 98-105) (Рисунок 50 и 51 Е). На этом разрезе в придонном слое зафиксирована устойчивая аномалия растворенного метана с концентрациями от 54 до 76 нМ/л (Рисунок 51А). Максимальные значения (70-76 нМ/л) приурочены к самым глубоким точкам у станций 103 и 104, расположенным вблизи зоны сочленения Хоккайдо-Сахалинского и Стародубского разломов. Аномалия прослеживается от дна вверх по разрезу до нижней границы сезонного термоклина и пикноклина, залегающей на глубинах 20-25 м. Выше этого уровня концентрации метана резко снижаются, что указывает на барьерную роль пикноклина. На TS-диаграмме (Рисунок 51Д) видно, что аномальный метан приурочен к водам с температурой ниже 1 °С, т.е. к холодному промежуточному слою зимнего формирования.

В этом же районе (станция 104) на глубине 15 м от дна зарегистрирована аномалия водорода до 71 ppm (Рисунок 51Г), а содержания гелия в придонном слое достигают 10-13 ppm (Рисунок 51В). Совместное присутствие метана, гелия и водорода свидетельствует о поступлении флюида из глубокого источника, поскольку гелий, будучи инертным газом, может мигрировать только по глубинным разломам из коры или мантии.

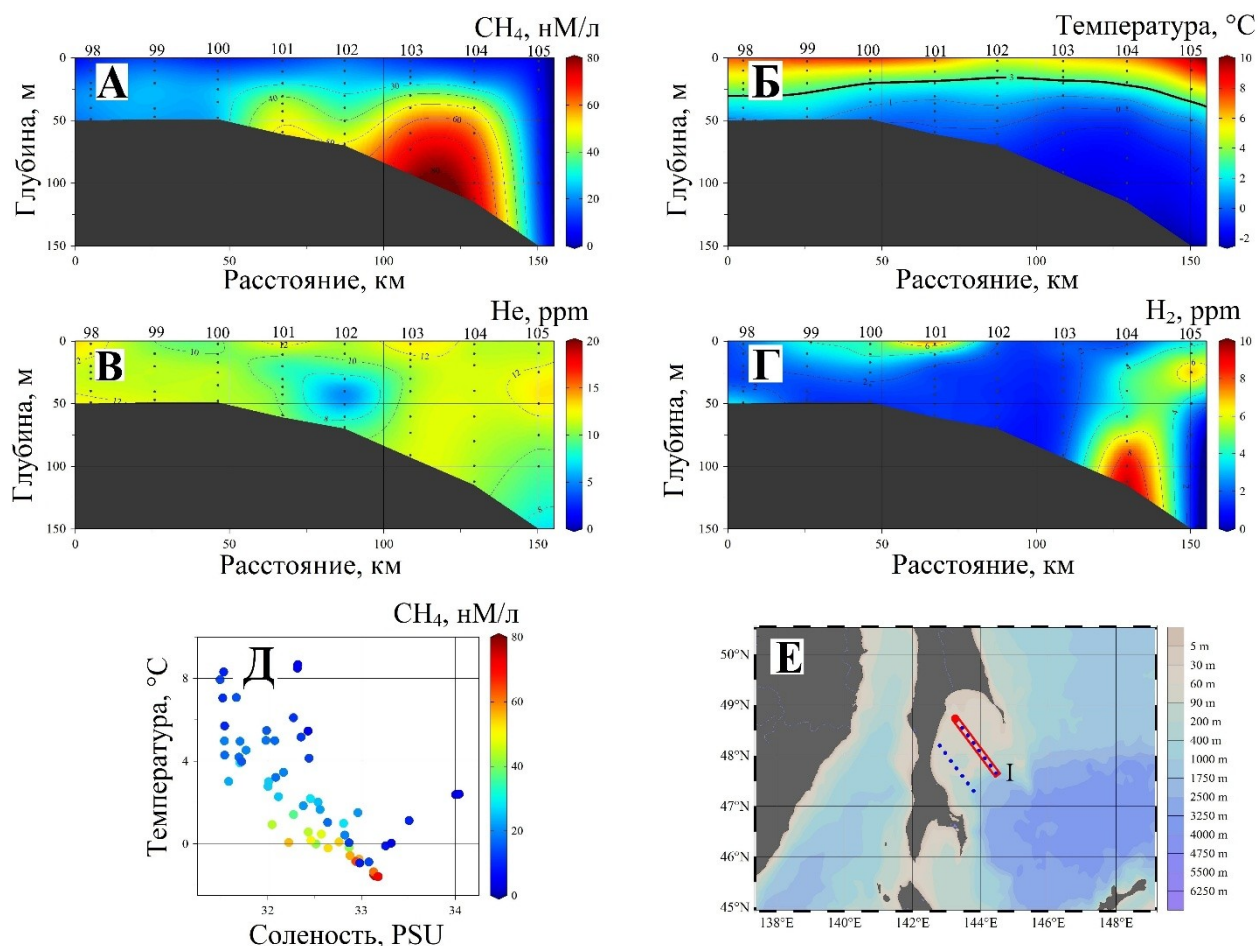


Рисунок 51 – Вертикальное распределение: (А) - метана, (Б) - температуры, (В) - гелия и (Г) – водорода; (Д) - TS-диаграмма распределения метана в северо-восточной части залива Терпения; (Е) - местоположение I разреза [Syrbu et al., 2025].

Разрез II (юго-западная часть залива, станции 91-97) (Рисунок 50 и 52 Е). На этом разрезе также выявлена зона повышенных концентраций растворенных газов, хотя абсолютные значения несколько ниже, чем на северо-востоке (Рисунок 52). В придонном слое у станций 92-95 содержание метана варьирует от 55 до 59 нМ/л (Рисунок 52А), и аномалия также распространяется вверх до нижней границы сезонного пикноклина (20-25 м). TS-анализ (Рисунок 52Д) подтверждает связь метана с холодными ($<1^{\circ}\text{C}$) водами.

На станциях 95 и 96 зафиксированы экстремальные аномалии водорода: до 113 ppm на глубине 30 м от дна (станция 95, Рисунок 52Г) и повышенные содержания гелия до 14 ppm в придонном слое (Рисунок 52В). Особенно

показателен максимум гелия (31.6 ppm) на станции 96 в 10 м от дна, что является одним из самых высоких значений, когда-либо зарегистрированных в этом районе. Такие концентрации гелия надежно указывают на глубинную природу флюида и его связь с зонами активной разгрузки по разломам.

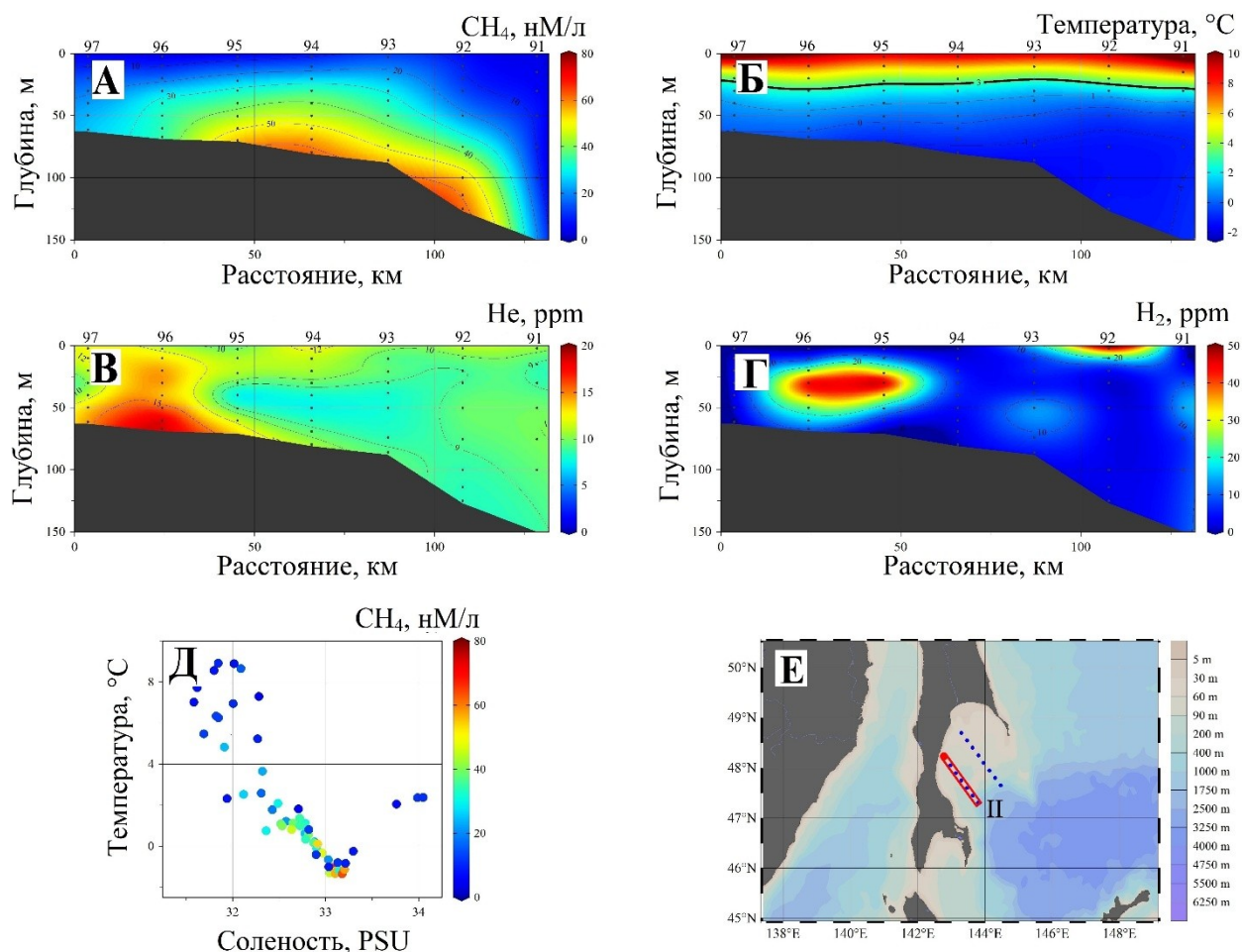


Рисунок 52 – Вертикальное распределение: (А) - метана, (Б) - температуры, (В) - гелия и (Г) – водорода; (Д) - TS-диаграмма распределения метана в северо-восточной части залива Терпения; (Е) - местоположение II разреза [Syrbu et al., 2025].

Полученные данные о повышенных концентрациях гелия и водорода в придонных водах согласуются с результатами предыдущих газогеохимических исследований донных осадков в этом же районе. В ходе 59-го рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (2012 г.) на западном склоне Курильской котловины, в непосредственной близости от зоны сочленения Хоккайдо-Сахалинского и Стародубского разломов, были обнаружены

аномально высокие содержания гелия (до 57.3 ppm) и водорода (до 12 ppm) в газогидратоносных осадках. Эти аномалии были приурочены к узлу пересечения разнонаправленных разрывных нарушений (станция LV59-05НС), где также зафиксированы интенсивные газовые факелы. Изотопный состав углерода метана в этих осадках ($\delta^{13}\text{C-CH}_4$ –65 ‰ VPDB) указывает на смешанный микробно-термогенный генезис, а присутствие гелия подтверждает поступление глубинной компоненты [Operation Report..., 2013]. Таким образом, выявленные нами аномалии гелия и водорода в водной толще являются прямым отражением процессов глубинной флюидной разгрузки, которые активно изучаются в регионе на протяжении последних лет.

Глубоководные станции в Курильской котловине (станции 21-23). Для сравнения были исследованы три станции в Курильской котловине на глубинах от 400 до 750 м. Средняя концентрация растворенного метана здесь составила всего 5.5 нМ/л, с локальным максимумом 20.8 нМ/л на глубине 300 м (станция 21, Рисунок 53). Во все толще воды от поверхности до 400 м сохраняются низкие содержания метана, несмотря на наличие температурного минимума ниже 0 °С в слое 0-100 м. Это объясняется удаленностью от придонных источников на шельфе и склоне, а также особенностями вихревой динамики, препятствующей выносу обогащенных метаном вод из залива.

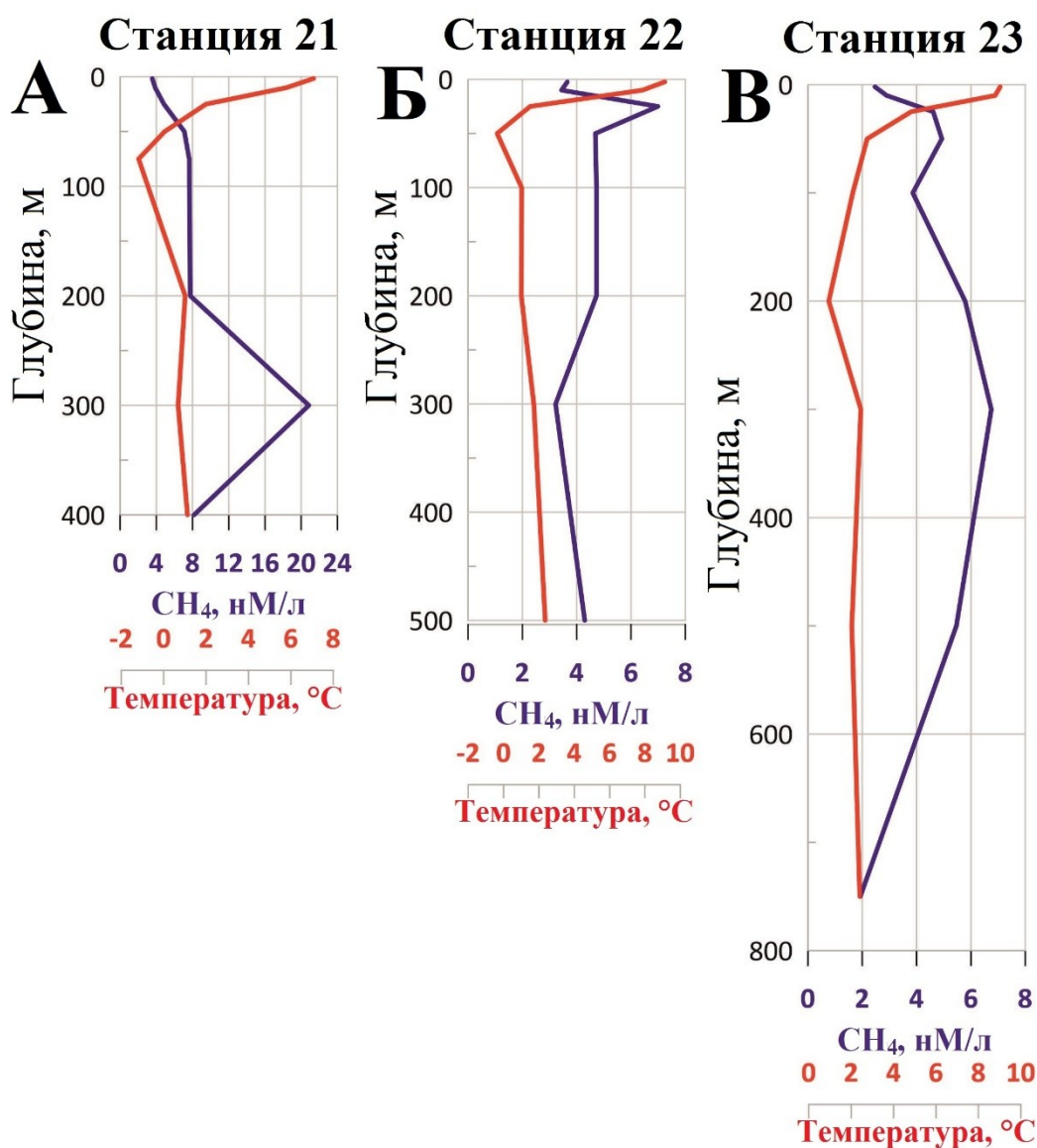


Рисунок 53– Профили температуры и содержания растворенного метана в воде на станциях 21 (А), 22 (Б) и 23 (В) в Курильской котловине (станции см. на рисунке 50).

Выявленные аномалии метана, гелия и водорода пространственно тяготеют к зонам пересечения крупных региональных разломов – Хоккайдо-Сахалинского и Стародубского (Рисунок 54). Именно эти разломы, согласно геофизическим данным [Злобин, Бобков, 2003; Харахинов, 2010; Ломтев, Жердева, 2015], служат основными каналами миграции глубинных флюидов из осадочного чехла и фундамента. Ранее в этом районе уже были обнаружены газовые факелы, газогидраты и холодные сипы [Operation Report..., 2012;

Operation Report..., 2013], что подтверждает активную современную разгрузку углеводородов.

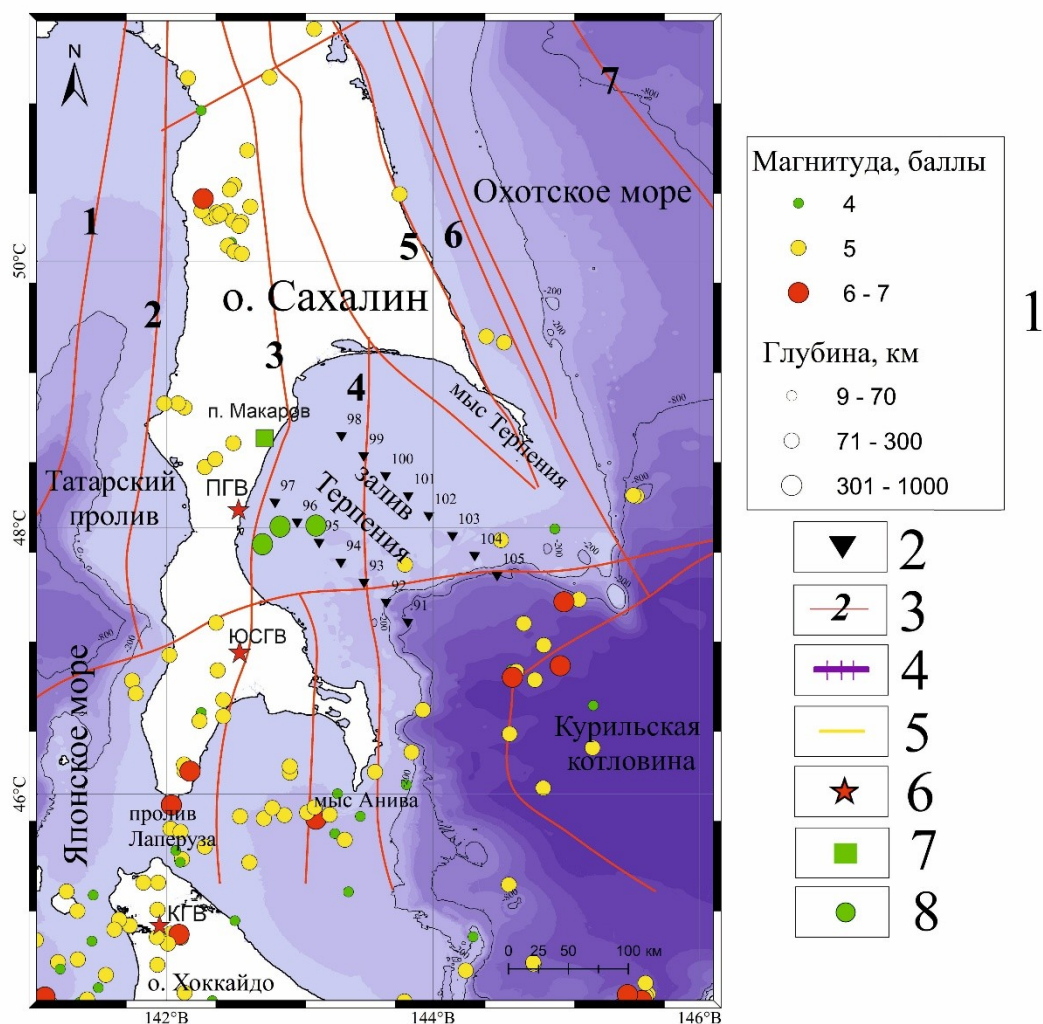


Рисунок 54 – Схема расположения эпицентров землетрясений магнитудой более 3.5 Mb в районе залива Терпения за 10-летний период 2014-2024 гг. [Syrbu et al., 2025].

1 – эпицентры землетрясений; 2 - станции отбора проб воды (71-й рейс НИС «Академик Опарин», июль 2024 г.); 3 – региональные разломы (1 - Восточно-Сихотэ-Алиньский; 2 – Западно-Сахалинский; 3 – Центрально-Сахалинский; 4 - Хоккайдо-Сахалинский; 5 – Северо-Сахалинский; 6 - Пограничный; 7 - Восточно-Сахалинский; 8 - Стародубский); 4 - зональные структурные элементы; 5 - локальные структурные элементы; 6 - грязевые вулканы (ЮСГВ - Южно-Сахалинский грязевой вулкан; ПГВ - Пугачевский грязевой вулкан; КГВ - грязевой вулкан Камихоронобе); 7 - поселок Макаров; 8 - разведочные скважины.

Присутствие гелия в высоких концентрациях (до 31.6 ppm) является ключевым индикатором глубинной компоненты. Гелий поступает из мантии или нижних горизонтов коры и мигрирует в водную толщу исключительно по разломам. Его прямая корреляция с метаном доказывает, что метан также

имеет глубинное происхождение, а не образуется бактериально в поверхностных осадках. Это согласуется с данными по изотопному составу газов из газогидратов западного склона Курильской котловины, где $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ достигает -65 ‰ VPDB , что при доминировании микробной метки все же предполагает подток термогенного флюида, стимулирующего микробную активность [Pohlman et al., 2005].

Дополнительным подтверждением глубинной дегазации служат грязевые вулканы на прилегающей суше – Южно-Сахалинский и Пугачевский. В эманациях ЮСГВ преобладает углекислый газ (59-92.5 %) при содержании метана 12–35 %. Изотопный состав углерода метана ($\delta^{13}\text{C}$ от -24.2 до -31.4 ‰ PDB) соответствует термогенному газу. Значения $\delta^{13}\text{C}$ углекислоты (от -4.1 до -3.8 ‰ PDB) указывают на глубинное, вероятно, мантийное происхождение [Ono et al., 1993; Dai et al., 2000], хотя возможно и некоторое утяжеление изотопного состава вследствие фракционирования [Javoy et al., 1978]. Пугачевский грязевой вулкан, расположенный в области выходов меловых пород, формирует толщу мощностью около 4-5 км. Его газы преимущественно метановые (CH_4 51-83 %) с переменным содержанием CO_2 (6.4-36.7 %). Оба вулкана имеют сходные размеры грязевых полей и режимы активности, они приурочены к газоносной верхнемеловой алевролитно-аргиллитовой формации и контролируются Центрально-Сахалинским взбросом. В сопочной брекчии обнаружены повышенные содержания лития и мышьяка, что также свидетельствует о поступлении вещества из глубоких источников [Сорочинская и др., 2015], а находки обломков твердых пород верхнего мела подтверждают связь вулканов с меловыми газоносными горизонтами [Сирык, 1968].

Сравнение спутниковых данных с результатами наземных и морских газогеохимических исследований показало хорошее соответствие в пространственном распределении метана. На рисунке 55 представлено распределение концентраций метана в приземном слое атмосферы над южным Сахалином по данным инфракрасного зонда AIRS за период 1-10 июля (в

различные годы, включая 2024 г.). Визуализированные поля позволяют выделить области повышенных содержаний метана, которые пространственно тяготеют к зонам активной глубинной дегазации.

Наиболее контрастные атмосферные аномалии зафиксированы в районе Южно-Сахалинского грязевого вулкана, что согласуется с результатами непосредственных газогеохимических измерений. Спутниковые данные подтверждают, что грязевые вулканы служат устойчивыми источниками поступления метана в атмосферу, причем их эмиссия фиксируется на значительном удалении от самого вулкана благодаря атмосферному переносу.

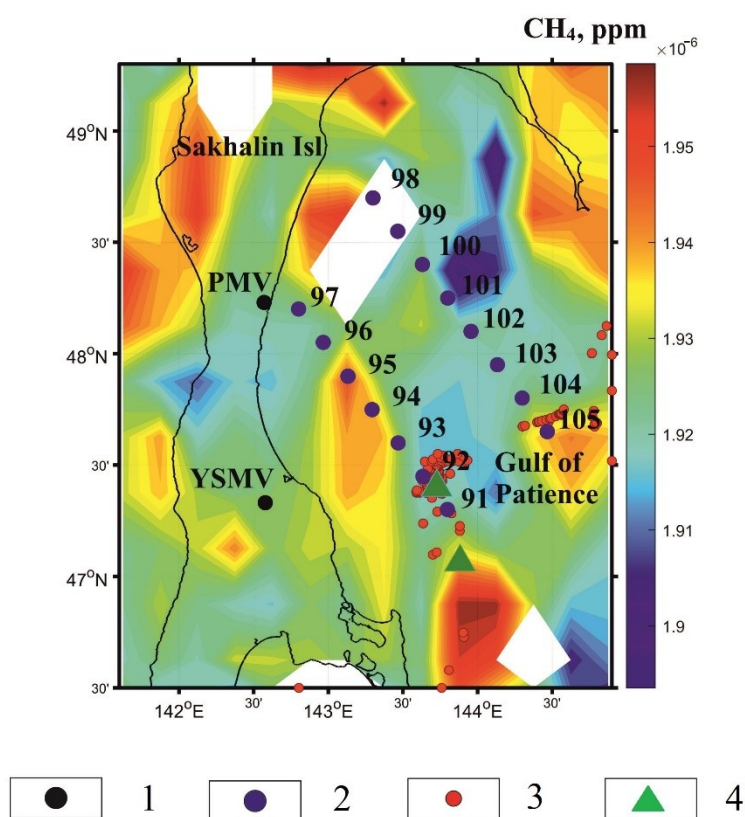


Рисунок 55 – Пространственное распределение концентраций метана на юге о. Сахалин по данным инфракрасного зонда AIRS над поверхностью в период с 1 по 10 июля с 2019 по 2024 года [Syrbu et al., 2025].

1 – грязевые вулканы (YSMV – Южно-Сахалинский грязевой вулкан; PMV – Пугачевский грязевой вулкан); 2 – станции отбора проб воды в рейсе 71 НИС «Академик Опарин», ОР71; 3 – газовые факелы; 4 – газогидраты.

Таким образом, спутниковые данные не только подтверждают результаты наземных и морских газогеохимических исследований, но и

позволяют рассматривать их в более широком региональном контексте, связывая локальные аномалии метана с глубинными тектоническими структурами и неотектонической активностью Сахалинской складчатой системы.

Формирование и пространственное распределение газогеохимических полей в заливе Терпения определяется не только интенсивностью поступления флюидов из недр, но и гидрологическим режимом. Зимой в заливе вследствие интенсивного льдообразования формируются плотные холодные воды с температурой ниже $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ и соленостью выше 33 PSU [Пищальник, Боков, 2000]. Эти воды заполняют придонные депрессии и сохраняются там до начала августа, служа естественным резервуаром для аккумуляции метана, поступающего из донных источников.

В весенне-летний период поверхностный слой прогревается и распресняется за счет речного стока и таяния льдов, формируя мощный сезонный пикноклин на глубинах 10-30 м [Пищальник и др., 2014]. Как показано на рисунках 51 и 52, этот пикноклин может замедлять вертикальную миграцию метана в поверхностные воды, тем самым снижая его эмиссию в атмосферу в тёплый сезон. Аналогичный эффект ослабления вертикального переноса метана ранее отмечался и для других районов восточного шельфа о. Сахалин [Syrbu et al., 2024b].

Согласно схемам циркуляции вод в Охотском море [Пищальник и др., 2014; Лучин, 1998; Ohshima et al., 2002], существенным элементом динамики вод в районе исследования является Восточно-Сахалинское течение, которое направлено на юг вдоль шельфа и склона острова Сахалин и ответвляется от полуострова Терпения (Рисунок 56). Часть этого течения поворачивает на юго-восток и присоединяется к крупномасштабному антициклоническому круговороту над Курильской котловиной, тогда как другая часть поворачивает на юго-запад, в залив Терпения, и затем продолжает движение на юг вдоль южной части острова Сахалин. В циркуляции над Курильской котловиной, помимо генерального антициклонического движения вод, преобладают

мезомасштабные вихри [Wakatsuchi, Martin, 1991; Ohshima et al., 2005; Мороз, 2008; Пищальник и др., 2014]. Мощный антициклонический вихрь диаметром 100-150 км часто наблюдается в юго-западной части Курильской котловины между $45^{\circ}30'$ с.ш. и $47^{\circ}00'$ с.ш. и $143^{\circ}30'$ в.д. и $147^{\circ}00'$ в.д. [Andreev, 2022; Udalov et al., 2024], вблизи склона залива Терпения. Его динамика и взаимодействие с Восточно-Сахалинским течением генерируют вихри меньшего масштаба (40–50 км) как циклонического, так и антициклонического типов [Шевченко и др., 2020; Zhabin, Andreev, 2019].

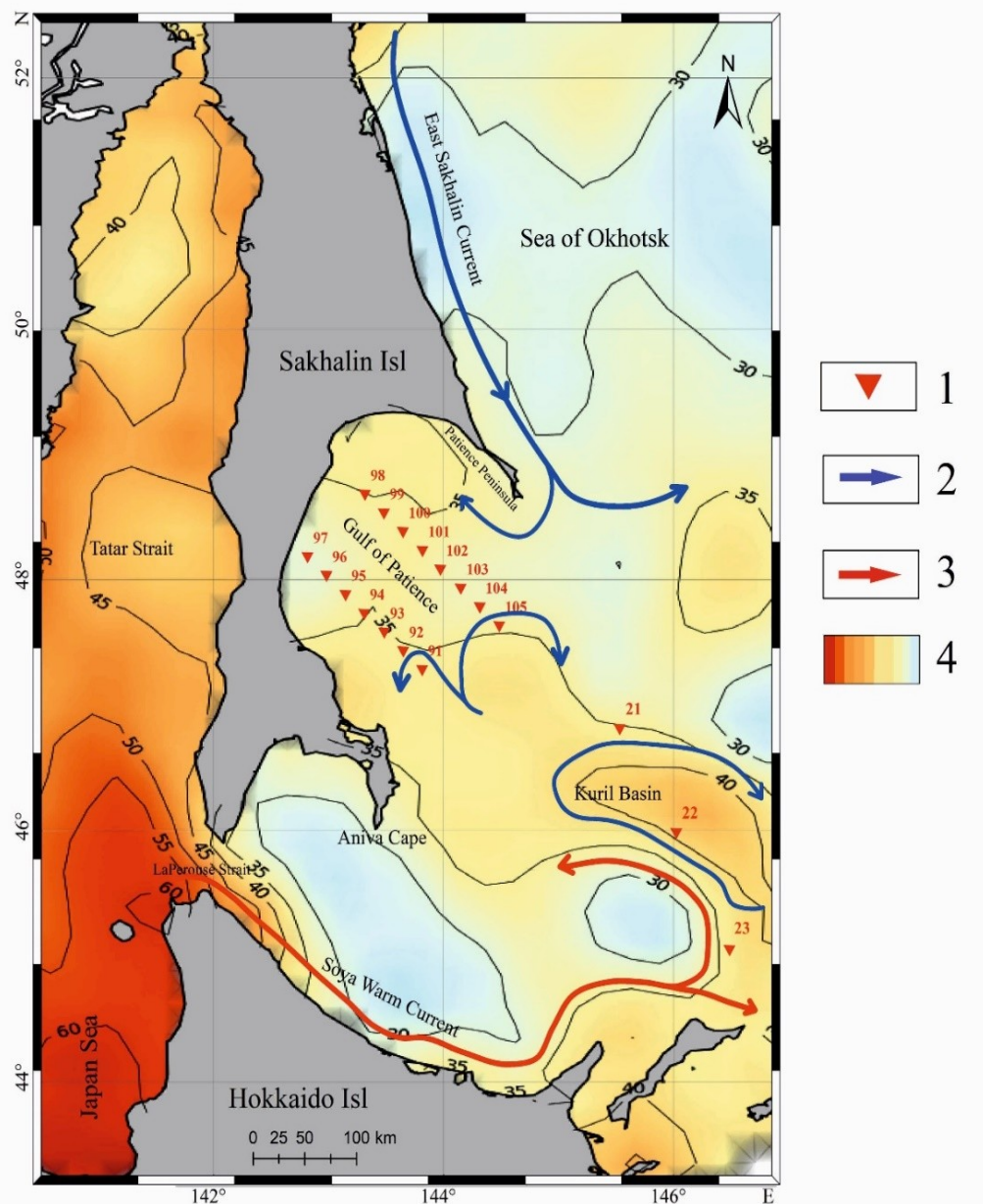


Рисунок 56 – Абсолютная динамическая топография (дин. см) юго-западной части Охотского моря, основанная на данных спутниковой альтиметрии от 5 июля 2024 года [Copernicus Marine Service, б.г.]

1 - расположение станций отбора проб (71-й рейс НИС «Академик Опарин», июль 2024 г.); 2 - основные холодные течения; 3 - основные теплые течения; 4 - абсолютная динамическая топография (дин. см) [Syrbu et al., 2025].

Данные спутниковой альтиметрии на 5 июля 2024 г. (Рисунок 56) и расчеты геострофических течений по двум разрезам (Рисунок 57) подтвердили сложную вихревую динамику в районе работ.

На разрезе I скорости течений на шельфе не превышали 5 см/с, тогда как над склоном фиксировалось северо-восточное течение до 8 см/с. На разрезе II скорости достигали 15 см/с над шельфом и 27 см/с над склоном, причем юго-западный поток может интерпретироваться как ветвь Восточно-Сахалинского течения, вовлеченная в антициклонический вихрь. Таким образом, вихревое движение создает динамический барьер, который блокирует вынос холодных, обогащенных метаном вод из залива Терпения в глубоководную Курильскую котловину.

Это подтверждается и низкими концентрациями метана (в среднем 5.5 нМ/л) на станциях 21-23 в Курильской котловине (см. рисунок 53). Воды, поступающие из района залива, по-видимому, имеют фоновые содержания метана, что свидетельствует об их изоляции от придонных источников в самом заливе.

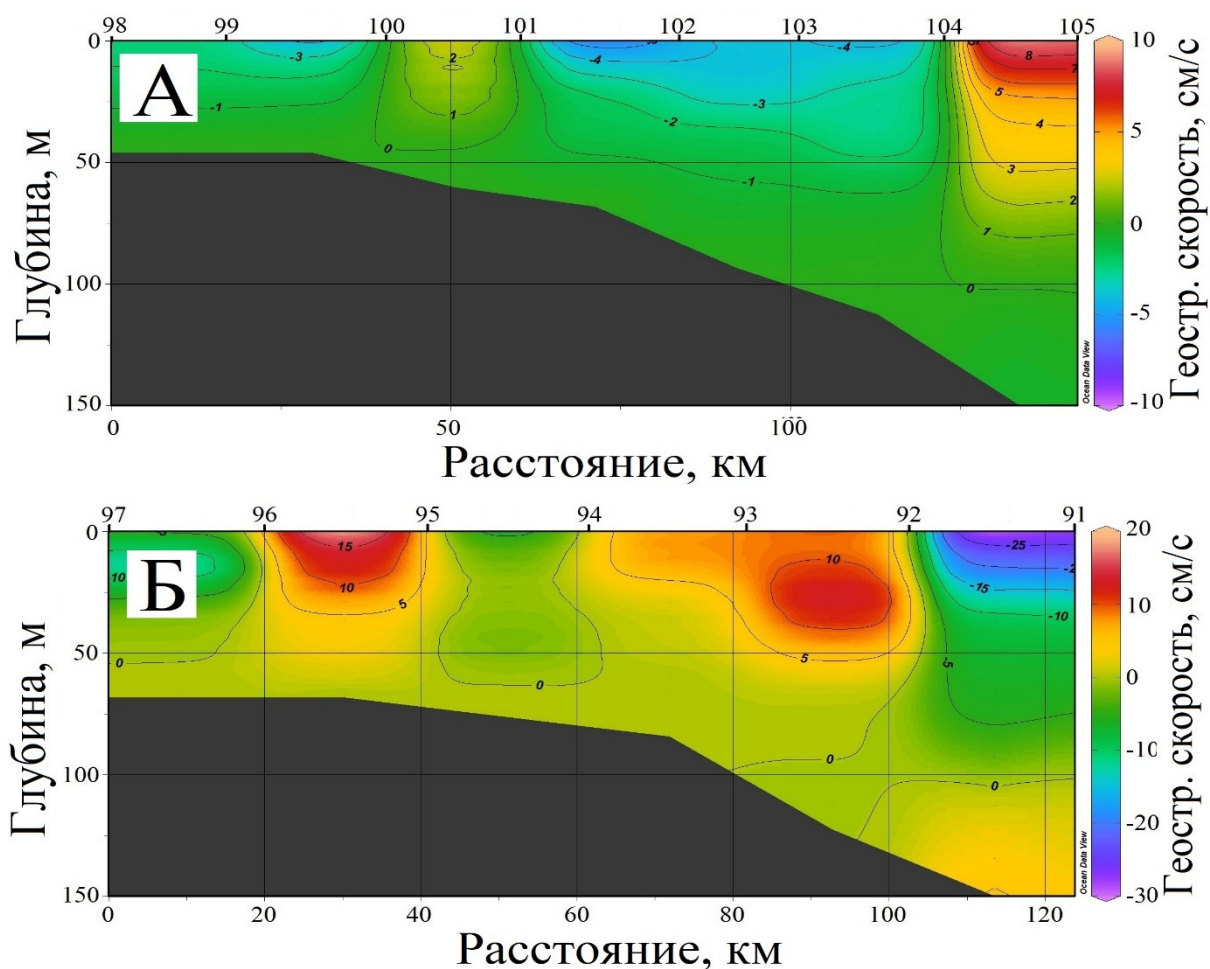


Рисунок 57 – Геострофические течения (см/с) на разрезах (А) I и (Б) II в заливе Терпения, рассчитанные на основе наблюдений CTD за 5-6 июля 2024 г. [Syrbu et al., 2025].

Положительные значения указывают на северо-восточное течение

Проведенные в разные годы исследования (2012 г., 2024 г.) на восточном шельфе о. Сахалин и в заливе Терпения показали устойчивую взаимосвязь аномальных концентраций гелия и водорода с зонами активной разгрузки глубинных флюидов. Гелий и водород, являясь признанными индикаторами глубинных разломов и сейсмической активности, позволяют надежно выделять участки, перспективные для поиска углеводородов и газогидратов, а также оценивать современную геодинамическую активность структур.

5.2.3. Обобщенная модель формирования газогеохимических полей в заливе Терпения

Проведенные комплексные исследования позволили разработать обобщенную модель формирования газогеохимических полей в заливе Терпения, интегрирующую геологические, гидрологические и спутниковые данные. Модель базируется на представлении о глубинном источнике флюидов, приуроченном к мощной осадочной толще (до 8-10 км) Стародубского прогиба и зонам пересечения Хоккайдо-Сахалинского и Стародубского глубинных разломов. По этим тектоническим каналам происходит миграция флюидов, обогащенных метаном, гелием и водородом, из нефтегазоматеринских толщ верхнемелового и палеоген-неогенового возраста.

Ключевым доказательством глубинной природы флюидов служат высокие концентрации гелия (до 31.6 ppm), зафиксированные в придонных водах и на порядок превышающие фоновые значения. Пространственная корреляция аномалий метана (до 76.5 нМ/л) и гелия однозначно указывает на поступление метана из глубоких источников, а не на его бактериальную генерацию в поверхностных осадках. Повышенные концентрации водорода (до 113.5 ppm) дополнительно свидетельствуют о современных геодинамических процессах в зоне разгрузки.

Поступающий из донных источников метан растворяется в холодных ($<1\text{ }^{\circ}\text{C}$) плотных водах зимнего происхождения, формируя аномальный слой от дна до нижней границы сезонного пикноклина (20-25 м). В летний период резкое увеличение вертикального градиента плотности в слое пикноклина (10-30 м) создаёт устойчивую стратификацию, которая существенно затрудняет турбулентный и конвективный перенос метана в поверхностные воды. Как следствие, поступление метана в верхний перемешанный слой и его последующая эмиссия в атмосферу в тёплый сезон значительно снижаются, однако полностью не исключаются (например, при интенсивных ветровых перемешиваниях).

Данные спутниковой альтиметрии и расчёты геострофических течений выявили антициклонический вихрь к юго-востоку от залива Терпения. В ядре антициклонического вихря преобладают нисходящие движения вод, которые создают динамический барьер, препятствующий горизонтальному выносу обогащённых метаном вод из залива в глубоководную Курильскую котловину. На периферии вихря нисходящие потоки ослабевают, однако замкнутая циркуляция в целом изолирует шельфовые воды. Этим объясняется фоновый уровень концентраций метана (5.5 нМ/л) на глубоководных станциях за пределами вихревой структуры.

Спутниковое зондирование атмосферы (AIRS) зафиксировало повышенные концентрации метана в приземном слое над зонами активной дегазации – районом грязевого вулканизма и акваторией залива Терпения, что верифицирует наземные и морские наблюдения. Актуальность разработанной модели определяется ее фундаментальным значением для понимания процессов дегазации в окраинно-морских бассейнах, поисковой значимостью, экологической значимостью для оценки эмиссии парниковых газов и методологической ценностью комплексного подхода, объединяющего экспедиционные, гидрологические и спутниковые данные. Полученные результаты могут быть экстраполированы на другие перспективные акватории.

5.3. Газогеохимические исследования в проливе Лаперуза

5.3.1. Геолого-тектоническая позиция пролива Лаперуза в структуре Сахалинской складчатой системы и гидрологические особенности

Изучение процессов дегазации в морских акваториях имеет фундаментальное значение для понимания геологической структуры регионов и оценки потенциальных рисков, связанных с активным выделением метана из подводных газогидратов и других геологических источников. Особую актуальность приобретают исследования в зонах активной тектонической деятельности, где процессы газифлюидопроявлений могут оказывать

значительное влияние на климатические изменения и экологическую обстановку.

Пролив Лаперуза, соединяющий острова Сахалин и Хоккайдо, представляет собой уникальный природный объект, расположенный в пределах Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. Эта область характеризуется сложной геологической историей, связанной с развитием фанерозойских активных тихоокеанских окраин [Гранник, 2005, 2013; Ханчук, Голозубов, 2004; Zharov, 2005]. Поперечная тектоническая зональность складчатой системы хорошо выражена и прослеживается от южных частей Хоккайдо до полуострова Шмидта на севере о. Сахалин (Рисунок 58).

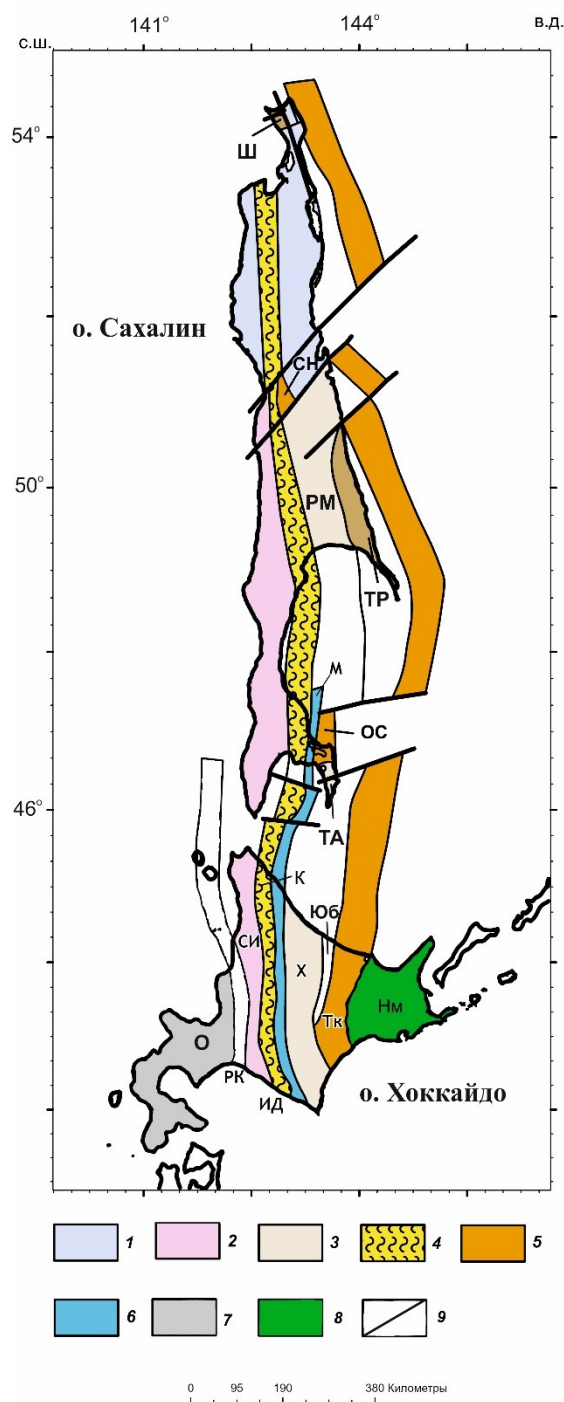


Рисунок 58 – Схема сопоставления структурных элементов о.Сахалин и о.Хоккайдо (по данным [Граник, 2005; 2013], с изменениями и добавлениями).

Террейны: Ш – Шмидтовский; СН – Северо-Набильский; ТР – Терпения; РМ – Рымникский; ОС – Озерско-Свободненский; ТА – Тонино-Анивский; О – Осима.
Тектонические пояса: СИ – Сорачи-Иеза; К – Камуикотан; ИД – Идонаппу; Х – Хидака; ЮБ – Юбетсу; Тк – Токоро. Вулканические зоны: РК – Ребун-Кабато; Нм – Немуро.
Шовная сдвиговая зона: М – Мерейская.

1 – кайнозойские отложения; 2–3 – складчатые сооружения о.Сахалин: 2 – Западно-Сахалинское, 3 – Восточно-Сахалинское; 4–5 – субдукционные структуры: 4 – Центрально-Сахалинская, 5 – Охотоморская; 6 – Мерейская шовная сдвиговая зона; 7 –

юрские раннемеловые аккреционные комплексы террейна Осима; 8 – пояса Немуро; 9 – дизъюнктивные дислокации

Наземные формирования Хоккайдо-Сахалинской складчатой области распространяются и в шельфовой части островов [Гранник, 2008], благодаря чему газогеохимический режим шельфа весьма схож с режимом наземных территорий. Однако, если склон и глубоководная часть прилегающих к о. Сахалин акваторий изучены достаточно подробно [Авдейко и др., 1984; Baranov et al., 2013; Шакиров, 2018; Snyder et al., 2020], а также территория острова [Ершов и др., 2011; Ершов, Никитенко, 2020], то акватория шельфа о. Сахалин и пролива Лаперуза (до глубин 200 м) исследованы лишь в недостаточной мере [Обжиров и др., 2016].

Настоящие исследования акватории шельфа показали, что выделение метана из придонных источников контролируется геологическими структурами, продолжающимися вдоль островов Сахалин и Хоккайдо. Мелководный пролив Лаперуза является связующим звеном этих островов, его пересекают несколько крупных меридионально ориентированных сетей разломов. Изучение и сопоставление особенностей газофлюидопроявлений на о. Хоккайдо, в проливе Лаперуза и в южной части о. Сахалин может показать меридиональную общность геологических формаций указанных областей, что, в свою очередь, дополнит общую картину режима газовой разгрузки Хоккайдо-Сахалинской складчатой области.

Морфология побережий, рельеф шельфа, подводный рельеф отражают простирающие структурные элементы островов [Александров, 1973; Гранник, 2005, 2008; Zharov, 2005]. Развитие рифтов и сдвигов сопровождалось неоднократными проявлениями магматизма в интрузивной и вулканической форме. Складкообразование в осадочных бассейнах характеризовалось конседиментационным развитием, формированием узких антиклинальных и широких синклинальных складок. Аккумулятивный рельеф приурочен к участкам новейших прогибаний.

Пролив Лаперуза пересекают несколько крупных меридионально ориентированных систем разломов (Рисунок 59), к которым приурочены области газопроявлений, включая грязевые вулканы на о. Сахалин (Южно-Сахалинский, Пугачевский, Восточный, Лесновский) и о. Хоккайдо (Камихоронобе) [Sakai et al., 2010; Miyakawa et al., 2013; Сорочинская и др., 2009; Ершов, Никитенко, 2020; Syrbu et al., 2022]. В южной части Татарского пролива, на юго-восточном склоне о. Сахалин и западном борту Курильской котловины установлены проявления газовых гидратов, газовых факелов и газонасыщенных осадков [Jin et al., 2013; Minami et al., 2016; Shakirov et al., 2016; Syrbu et al., 2025]. Эти наблюдения свидетельствуют об активной современной дегазации недр в пределах исследуемого региона.

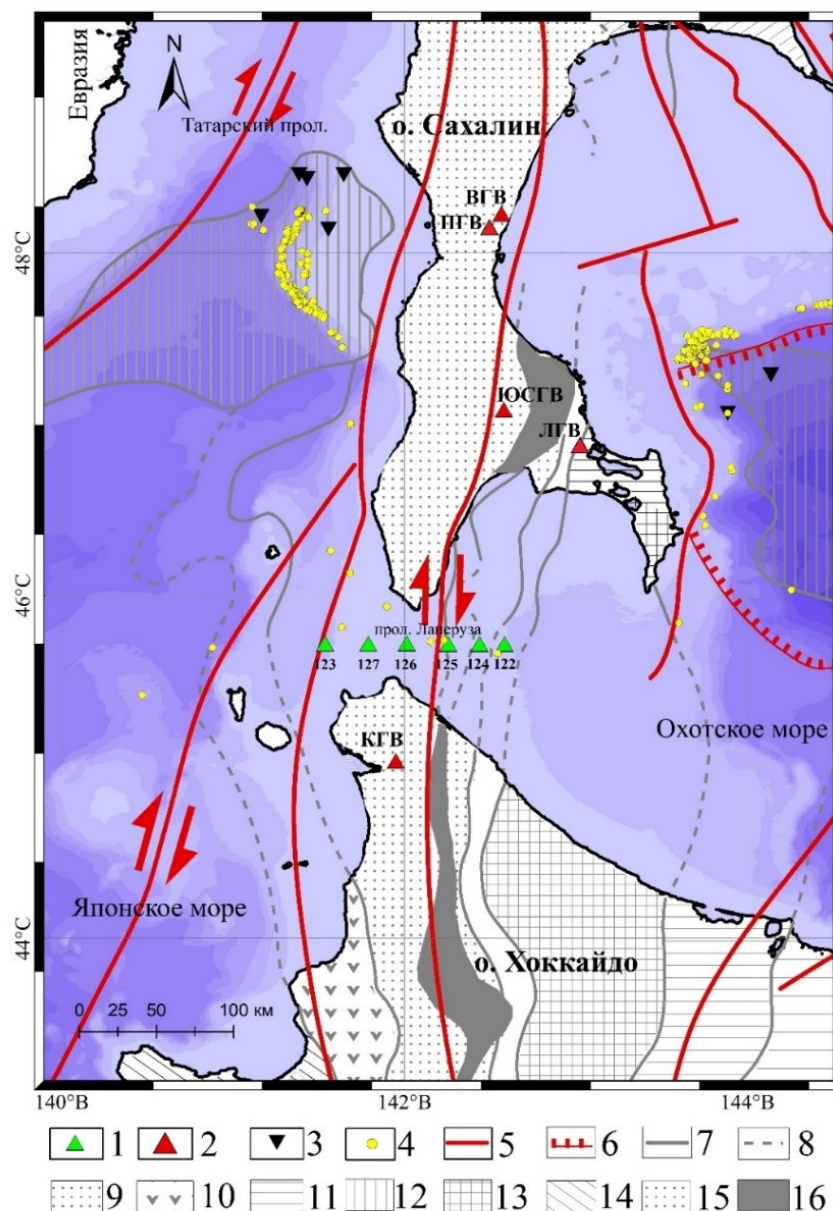


Рисунок 59 – Схема газогеохимических исследований в проливе Лаперуза

1 – расположение океанографических станций; 2 – грязевые вулканы (ЮСГВ – Южно-Сахалинский грязевой вулкан, ПГВ – Пугачевский грязевой вулкан, ВГВ – Восточный грязевой вулкан, ЛГВ – Лесновский грязевой вулкан, КГВ – грязевой вулкан Камихоронобе); 3 – газовые гидраты [Jin et al., 2013; Minami et al., 2016]; 4 – газовые факелы [Jin et al., 2013; Minami et al., 2016]; 5 – схематическое расположение основных разломов Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы [Голозубов и др., 2012; Харахинов, 2010]; 6 – сбросы и сдвиги-сбросы; 7 – границы структурных элементов о-вов Сахалин и Хоккайдо [Zharov, 2005]; 8 – предполагаемые границы структурных элементов о-вов Сахалин и Хоккайдо [Zharov, 2005]; 9 – 16 – аккреционные террейны [Гранник, 2008]: 9 – Западно-Сахалинское складчатое сооружение и пояс Сорачи-Иезо; 10 – островодужные системы – пояс Ребун-Кобато; 11 – островодужные поднятия – Охотоморская субдукционная структура и пояс Токоро; 12 – кайнозойская осадочная толща; 13 – Восточно-Сахалинское складчатое сооружение и пояс Хидака; 14 – юрские-раннемеловые

аккреционные комплексы террейна Осима; 15 – Мерейская шовная сдвиговая зона и пояс Идонаппу; 16 – Центрально-Сахалинская субдукционная структура и пояс Камуикотан

Грязевулканические постройки наблюдаются в районе Хоронобе, включая грязевой вулкан Камихоронобе (КГВ) [Sakai et al., 2010]. Район Хоронобе расположен на восточной окраине неоген-четвертичного осадочного бассейна на северо-западе Хоккайдо (бассейн Темпоку) и находится в зоне влияния Западно-Сахалинской системы разломов. Еще один крупный грязевулканический комплекс Акан расположен в южной части о. Хоккайдо и приурочен к Восточно-Сахалинской разломной зоне, контролирующей крупные нефтегазовые залежи и протягивающейся вдоль охотского побережья о. Сахалин и далее поворачивающейся на юго-запад в сторону южного побережья о. Хоккайдо.

Таким образом, южный Сахалин, включая пролив Лаперуза, является связующим звеном между структурными особенностями островов Сахалин и Хоккайдо, образующими Хоккайдо–Сахалинскую складчатую систему позднего мезозоя – раннего кайнозоя. Это подтверждается тектонической эволюцией региона [Zharov, 2005], которая контролировалась сочетанием условий конвергенции и трансформации на границе континента и океана и была осложнена аккрецией крупных внутриокеанических вулканических поднятий и столкновением островных дуг.

Сам пролив Лаперуза соединяет Японское и Охотское моря, имея ширину до 43 км в самой узкой части между м. Крильон (о. Сахалин) и м. Соя (о. Хоккайдо). Средние глубины составляют 20–40 м, максимальная глубина достигает 118 м. Основной гидрологической особенностью пролива является течение Соя, направленное из Японского моря в Охотское море [Aota, 1975; Tanaka, Nakata, 1999; Ohshima et al., 2017]. Данное течение переносит значительный объем морской воды – около 1 Св [Шевченко и др., 2005; Fukamachi et al., 2008] и характеризуется сезонной изменчивостью, контролируемой муссонным климатом региона. Максимальный перенос

наблюдается в теплый период года [Aota, Ishikawa, 1991; Talley et al., 2006; Андреев, 2022; Ohshima, Kuga, 2023].

Течение Соя является продолжением Цусимского течения, которое сформировано теплыми субтропическими водами, поступающими в Японское море с юга через Корейский пролив (Рисунок 60).

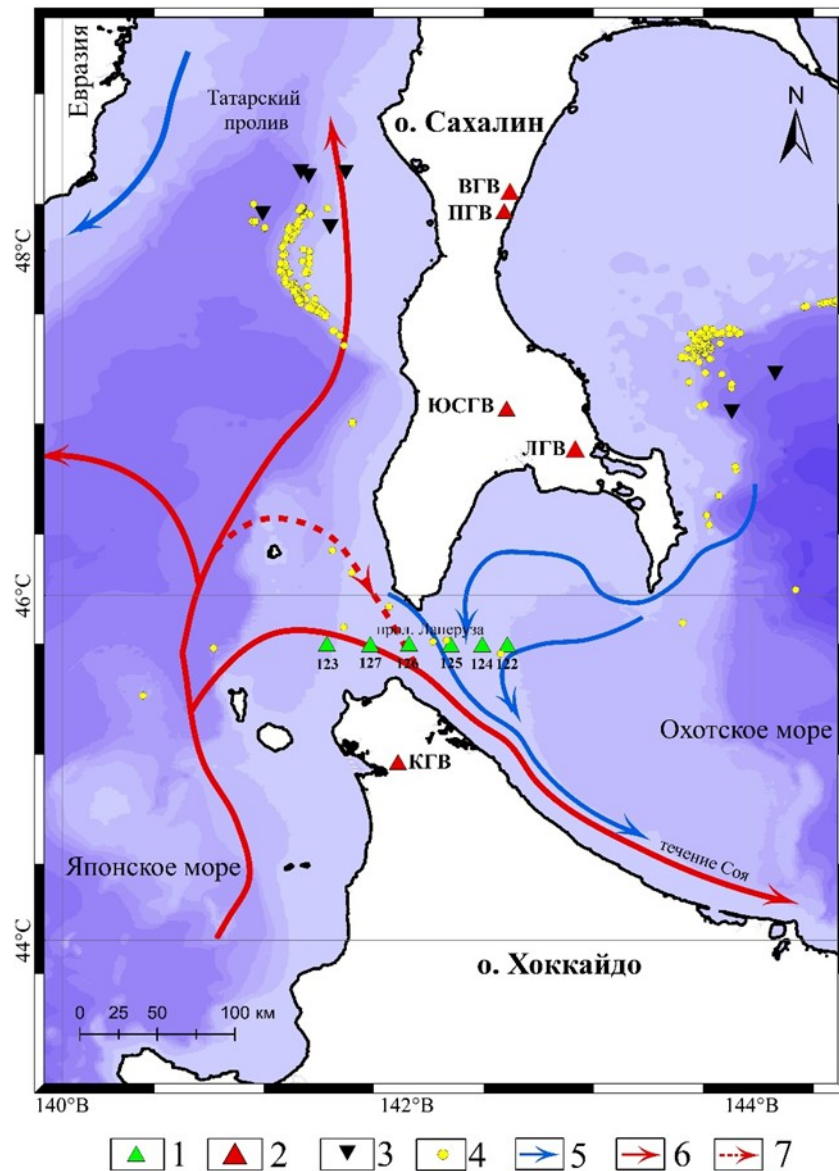


Рисунок 60 – Район работ и направление основных течений [Yoon, Kim, 2009] согласно данным спутниковых наблюдений [Earth: global map of winds, weather, and ocean currents, б.г.] на день океанографических измерений в рейсе 71 НИС «Академик Опарин» (OP71)

1 – расположение океанографических станций; 2 – грязевые вулканы (ЮСГВ – Южно-Сахалинский грязевой вулкан, ПГВ – Пугачевский грязевой вулкан, ВГВ – Восточный грязевой вулкан; ЛГВ – Лесновский грязевой вулкан, КГВ – грязевой вулкан Камихоронобе; 3 – газовые гидраты [Jin et al., 2013; Minami et al., 2016]; 4 – газовые факелы [Jin et al., 2013; Minami et al., 2016]; 5 – холодные течения; 6 – теплые течения; 7 – положение ветви Цусимского течения на день проведения экспедиционных измерений по данным [Earth: global map of winds, weather, and ocean currents, б.г.].

Схема течений Японского моря довольно хорошо изучена [Леонов, 1960; Яричин, 1980; Yoon, Kim, 2009; Park et al., 2013]. От Корейского пролива теплые высокосолёные субтропические воды переносятся прибрежной и морской ветвями Цусимского течения на северо-восток вдоль побережья Японии, а также Восточно-Корейским течением, следующим на север вдоль побережья Кореи, а затем поворачивающим на восток около 40° с.ш., огибая северный склон поднятия Ямато в центральной части моря, и вновь примыкающим к основным ветвям Цусимского течения в районе Сангарского пролива. Здесь часть теплых вод выходит в Тихий океан через Сангарский пролив, а другая часть распространяется на север вдоль побережья о. Хоккайдо в Татарский пролив.

Термохалинная структура вод пролива Лаперуза достаточно подробно изучена [Aota, Ishikawa, 1991; Пищальник и др., 2005; Шевченко и др., 2005; Мороз, 2015]. В тёплый период года большая часть пролива омывается трансформированными субтропическими водами течения Соя, характеризующимися сравнительно высокой температурой и солёностью. В северо-восточной части пролива прослеживаются более холодные воды пониженной солёности, поступающие из Анивского залива Охотского моря. Характерной особенностью является наличие пояса холодных вод шириной несколько километров, распространяющихся вдоль северо-западного края течения Соя от м. Крильон. Происхождение этого пояса объясняется, как приливным перемешиванием, так и адвекцией холодных вод Охотского моря [Tanaka, Nakata, 1999; Ishizu et al., 2008; Мороз, 2015].

Согласно классификации, предложенной в работах [Мороз, 2015; Пищальник и др., 2005], в весенне-летний период воды пролива Лаперуза и прилегающих акваторий по термохалинным свойствам подразделяются на четыре типа:

- 1) субарктические подповерхностные воды Японского моря, залегающие в слое 50-200 м с солёностью 34.0-34.15 ‰ и температурой 5.5-7.0 °C;

- 2) субтропические поверхностные воды Японского моря в слое 0-30 м с соленостью 33.65-33.85 ‰ и температурой 16.5-20.0 °С;
- 3) субарктические подповерхностные воды Охотского моря в слое 20-125 м с соленостью 33.4-33.75 ‰ и температурой 1.0-6.0 °С;
- 4) субарктические поверхностные воды Охотского моря в слое 0-30 м с наименьшей соленостью (<33.25 ‰) и температурой 5.0-15.0 °С.

5.3.2. Газогеохимические поля пролива Лаперуза и факторы их формирования

Пробы воды отбирались на океанографических станциях от поверхности до дна в диапазоне глубин 2-103 м. Результаты анализа распределения растворенных газов в водах пролива Лаперуза представлены в таблице 13 и на рисунке 61. Средние значения концентраций составили: для метана – 6.3 нМ/л, гелия – 9.5 ppm, водорода – 1.7 ppm. Диапазоны изменчивости концентраций: метана – от 2.5 до 14.1 нМ/л, гелия – от 7.7 до 13.5 ppm, водорода – от 0.3 до 23.4 ppm.

Абсолютный максимум концентрации метана (14.1 нМ/л) зафиксирован на станции № 127 в придонном слое на глубине 62 м (Рисунок 61А). Аномалия прослеживается от дна до горизонта 40 м. На этой же станции в придонном слое выявлены повышенные содержания гелия – до 10 ppm (Рисунок 61В), что свидетельствует о глубинном источнике газовыделения. Данная область расположена в зоне влияния Западно-Сахалинской системы разломов [Харахинов, 2010; Ломтев, Жердева, 2015], к которой пространственно приурочены группы газовых факелов и подводных газогидратов в южной части Татарского пролива [Minami et al., 2016; Shakirov et al., 2016; Прошкина и др., 2023].

На станции № 123 на горизонте 30 м зафиксирован локальный максимум метана (11 нМ/л), совпадающий с максимумом гелия (12 ppm) (Таблица 14). Прямой связи повышенных концентрации этих газов с донными источниками в проливе не обнаружено и, вероятно, газы поступают в данный район вместе

с трансформированными субтропическими водами из Японского моря. Подобный механизм переноса растворенного метана теплыми водами Восточно-Корейского течения описан с соавторами для мезомасштабного антициклонического вихря в центральной котловине Японского моря [Kholmogorov et al., 2023].

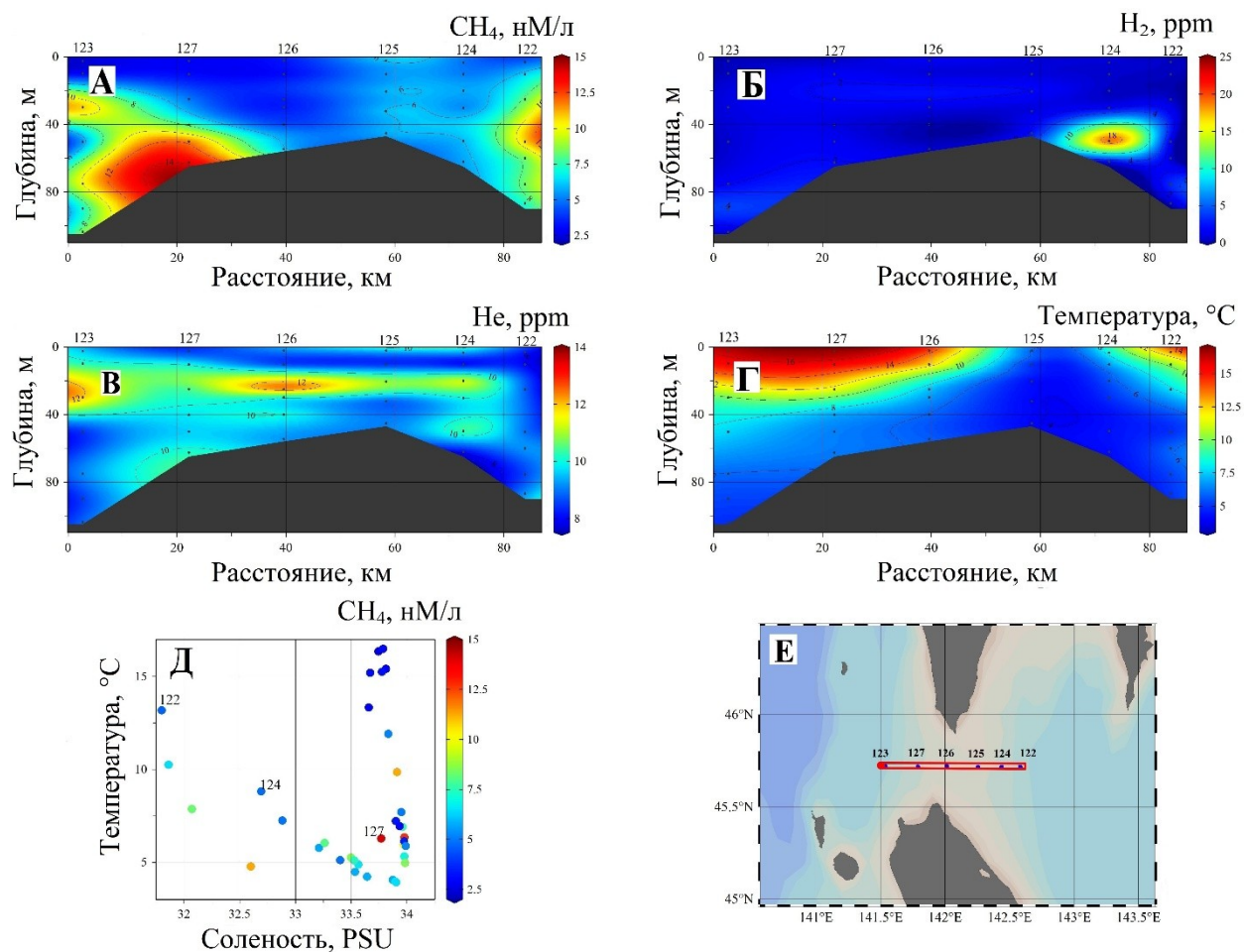


Рисунок 61 – Профили метана (А), водорода (Б), гелия (В), температуры (Г), TS-диаграмма метана (Д) на разрезе в проливе Лаперуза (Е)

Таблица 14 – Химический состав растворенных газов в пробах воды, отобранной на 6 океанографических станциях в рейсе 71 НИС «Академик Опарин» в проливе Лаперуза

№ Станции	Широта	Долгота	Глубина моря, м	Горизонт, м	CH ₄ , нМ/л	He, ppm	N ₂ , ppm
122	45.71702	142.582	90	2.8	4.6	8.29	0.38
				10.2	6.42	8.05	0.36
				25.1	8.24	8.74	0.62
				50.2	11.23	8.81	0.59
				60	8.02	9.33	0.54
				75.5	8.55	8.55	3.95
				86.7	7.37	9.21	0.32
123	45.72003	141.5355	105	2.3	2.45	9.64	0.28
				9.7	2.77	10.15	0.3
				29.8	11.2	12.13	0.98
				50.2	5.02	8.34	0.61
				75.1	10.26	9.18	1.73
				89.8	6.94	8.47	4.29
				103.7	8.55	8.86	0.79
124	45.717	142.4359	65	3.3	4.8	9.51	0.73
				10.2	4.91	7.69	0.57
				20	5.65	11.75	0.34
				30.1	4.9	9.94	1.02
				49.7	5.76	10.77	23.4
				62	5.76	7.94	0.75
125	45.71652	142.2531	47	2.2	6.5	9.65	0.86
				10.1	5.75	8.3	0.74
				20.3	6.29	10.81	2.37
				32	6.71	8.42	0.75
				45.1	6.39	8.91	0.53
126	45.72037	142.0117	56	2.2	3.09	9.25	1.74
				10.1	2.77	8.2	0.56
				24.9	3.3	13.73	2.43
				29.8	3.09	9.22	1.15
				39.8	3.52	10.44	0.43
				54.5	5.22	9.13	0.61
127	45.71778	141.7872	65	2.3	3.09	8.4	0.4
				10.3	3.2	10.14	1.82
				24.9	5.12	10.11	2.05
				40.1	7.67	9.82	0.96
				50	12.68	9.6	1.8
				62.4	14.07	10.29	2.09

На станциях № 122 и 124 повышенные концентрации метана, гелия и водорода приурочены к субарктическим подповерхностным водам Охотского моря, залегающим в слое 20-50 м и поступающим из Анивского залива (Рисунок 61А, Б, В). На профилях распределения метана, температуры и TS-диаграмме (Рисунок 61А, Г, Д) наглядно подтверждается присутствие в проливе Лаперуза вод Японского и Охотского морей, с которыми осуществляется перенос растворенных газов. Области повышенных концентраций метана располагаются под нижней границей сезонного пикноклина.

При CTD-зондировании на станции № 127 выявлена область повышенной мутности морской воды (Рисунок 62Б), пространственно совпадающая с полем повышенных концентраций растворенного метана, включая его абсолютный максимум. Повышенная мутность вод в придонном слое течения Соя отмечалась и в других исследованиях [Wadaka et al., 2009].

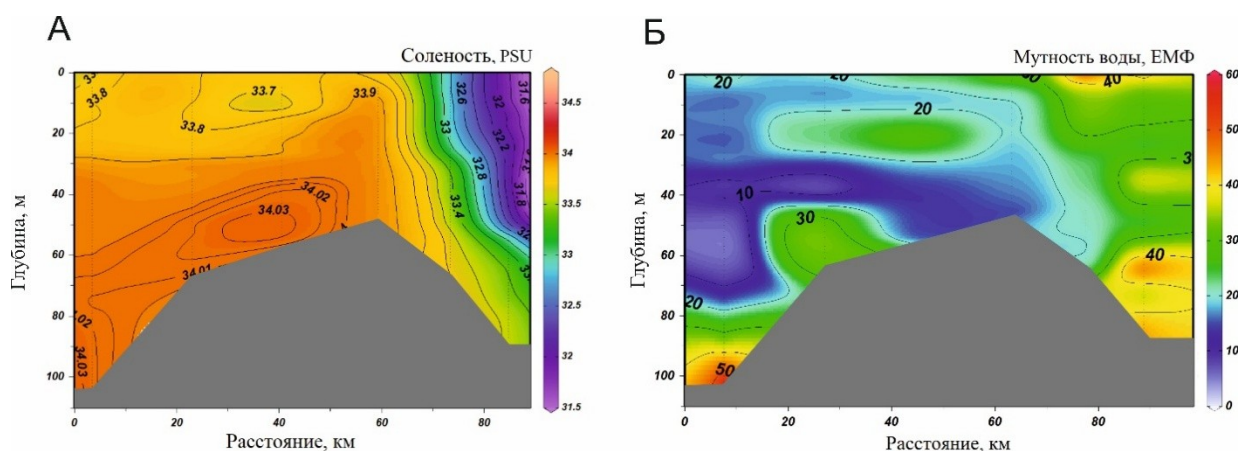


Рисунок 62 – Вертикальное распределение солёности воды (а) и мутности (б) на разрезе через пролив Лаперуза [Kholmogorov et al., 2026]

В придонном слое в районе станций № 123 и № 127 наблюдается понижение солёности (Рисунок 62А), которое может быть обусловлено как гидрологическими особенностями, так и влиянием разгружающихся газонасыщенных флюидов. Для подводных грязевулканических проявлений Черного моря установлено снижение солёности в придонном слое над газовыделениями до 0.4 ‰ [Малахова и др., 2021]. При этом для

грязевулканических вод юга о. Сахалин средняя минерализация варьирует от 0.1 до 22.5 г/л, что значительно ниже минерализации морской воды [Ершов, Никитенко, 2020], что также может объяснять наблюдаемое опреснение.

Проведенные исследования позволяют выделить три потенциальных источника формирования повышенных концентраций растворенных газов в проливе Лаперуза.

Первый источник – локальная придонная разгрузка в западной части пролива, зафиксированная на станции № 127. Сочетание высоких концентраций метана (14.1 нМ/л), повышенных содержаний гелия (до 10 ppm), увеличенной мутности и незначительного понижения солености указывает на выход газонасыщенного флюида из донных отложений. Пространственная приуроченность этой аномалии к зоне Западно-Сахалинского разлома, где ранее были обнаружены газовые гидраты и газовые факелы [Minami et al., 2016; Shakirov et al., 2016], позволяет рассматривать ее как проявление подводной грязевулканической деятельности или холодного сипа.

Второй источник связан с адвективным переносом растворенных газов трансформированными субтропическими водами Японского моря. Максимум на станции № 123 (метан – 11 нМ/л, гелий – 12 ppm) в слое 20-40 м при отсутствии прямой связи с придонным источником свидетельствует о том, что эти газы были захвачены водами течения Соя в южной части Татарского пролива, где известны многочисленные зоны разгрузки метана.

Третий источник представлен субарктическими подповерхностными водами Охотского моря, поступающими из Анивского залива. На станциях № 122 и № 124 в слое 20-50 м фиксируются устойчиво повышенные концентрации метана, гелия и водорода, что отражает газогеохимический режим этого залива, сформированный под влиянием как геологических, так и биогеохимических процессов.

Особого внимания заслуживает сопоставление газогеохимических данных по воде пролива Лаперуза с составом свободных газов грязевых вулканов южного Сахалина (Таблица 15). Южно-Сахалинский грязевой

вулкан характеризуется преобладанием CO_2 (59.1-69.8 %) над CH_4 (20.1-32.0 %) при содержании гелия 17.9-32.8 ppm. Пугачевские грязевые вулканы демонстрируют метановый состав газов (CH_4 65.2-82.2 %) с высокими концентрациями гелия (40.5-61.3 ppm). Восточный грязевой вулкан также характеризуется метановым составом (CH_4 56.9 %) при содержании гелия 16.1 ppm. Присутствие тяжелых углеводородов (до пентана включительно) во всех исследованных пробах указывает на общность генезиса этих вулканов и связь с глубинными нефтегазоносными толщами [Syrbu et al., 2022].

Таблица 15 – Химический состав свободных газов Южно-Сахалинского, Пугачевского и Восточного грязевых вулканов (год опробования 2023-2024 гг.)

Объект	CO_2 %	CH_4 %	C_2H_6 %	C_3H_8 %	i- C_4H_{10} %	C_4H_{10} %	i- C_5H_{12} %	neo- C_5H_{12} %	C_5H_{12} %	C_6H_{14} %	He, ppm	H_2 , ppm	O_2^+ Ar, %	N_2 , %
ЮСГВ	69.8	21.7	0.154	0.03	0.005	0.0052	0.0009	н.о.	0.0003	н.о.	21.3	0.4	0.15	2.1
	66.6	28.5	0.21	0.041	0.0007	0.0085	0.0072	0.00034	0.00106	н.о.	28.8	6.3	0.42	3
	59.1	32.0	0.177	0.418	0.0065	0.0062	0.0015	0.0017	н.о.	0.0001	29.2	0.5	1.23	7.1
	64.2	23.7	0.238	0.038	0.0063	0.0071	0.0014	0.0001	0.0009	0.0001	17.9	2.1	1	5.9
	66.2	25.1	0.249	0.044	0.0080	0.0081	0.0022	0.0002	0.0012	0.0001	20.2	0.6	0.7	4.4
	47.5	20.1	0.062	0.027	0.0035	0.0024	0.00048	0.00012	0.00011	н.о.	21.1	2.4	0.5	4
	40.7	29.7	0.147	0.052	0.0085	0.0074	0.0015	0.00015	0.0006	0.000173	32.8	0.9	0.51	4
ПГВ	12.3	65.2	0.208	0.012	0.0017	0.0005	0.0000	0.0001	н.о.	н.о.	41.7	4	2.3	12.3
	6.0	82.2	0.122	0.058	0.0010	0.0008	0.0002	н.о.	0.0005	н.о.	61.3	0.5	0.5	8.3
	14.1	70.1	0.212	0.012	0.0021	0.0008	0.0002	0.0010	0.0001	н.о.	40.5	1.4	0.4	6.4
ВГВ	20.8	56.9	0.044	0.041	0.0052	0.002	0.00024	0.00005	н.о.	н.о.	16.1	2.5	0.4	3.8

Примечание: н.о. – ниже предела детектирования.

Характерно, что концентрации гелия в пробах газа грязевых вулканов (до 61.3 ppm) значительно превышают фоновые значения для морской воды (4-5 ppm) и сопоставимы с аномалиями, зафиксированными в воде пролива Лаперуза. Это подтверждает глубинную природу флюидов и позволяет рассматривать грязевые вулканы как индикаторы глубинных очагов генерации углеводородов.

5.3.3. Выводы по разделу

Пролив Лаперуза находится в зоне геологических формирований Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. Верхнемеловой докайнозойский фундамент Хоккайдо–Сахалинской орогенной системы простирается вдоль острова Сахалин с севера на юг, далее через пролив Лаперуза и продолжается вдоль о. Хоккайдо. Здесь, в зоне этого фундамента, наблюдаются устойчивые области выделения газов – грязевые вулканы.

Установлено, что формирование газогеохимических аномалий в проливе Лаперуза обусловлено тремя основными источниками: локальной придонной разгрузкой в зоне Западно-Сахалинского разлома, адвективным переносом газов трансформированными субтропическими водами Японского моря и поступлением субарктических вод Охотского моря из Анивского залива.

Обнаруженные поля повышенных концентраций растворенного в воде метана до 14 нМ/л, а также содержание гелия до 11 ppm и водорода до 23 ppm в пробах воды свидетельствуют о наличии активных газовых источников в проливе. Пространственное совпадение аномалий метана, гелия и повышенной мутности в придонном слое станции № 127, а также приуроченность этого участка к зоне глубинного разлома позволяют интерпретировать его как проявление подводного грязевого вулканизма или холодного сипа.

Сопоставление газового состава грязевых вулканов южного Сахалина и газогеохимических аномалий в проливе Лаперуза выявляет их генетическое

единство, выражающееся в присутствии гелия и тяжелых углеводородов, что подтверждает связь процессов дегазации с глубинными нефтегазоносными структурами Хоккайдо-Сахалинской складчатой области.

Полученные результаты имеют важное значение для понимания геологической эволюции региона, оценки потенциала газогидратных залежей, а также для мониторинга экологических рисков, связанных с выделением метана в атмосферу.

5.4. Формирование газогеохимических полей в районе юго-западного шельфа о. Сахалин (Японское море, Татарский пролив)

5.4.1. Геолого-тектоническая позиция Южно-Татарского осадочного бассейна и его роль в формировании газогеохимических полей

Юго-западный шельф о. Сахалин является уникальным объектом для изучения процессов современной дегазации в связи с обнаружением здесь одних из самых мелководных в Мировом океане газовых гидратов (на глубине 322 м). Геологическое строение этого района определяется его принадлежностью к Южно-Татарскому осадочному бассейну, который представляет собой крупную рифтовую структуру протяжённостью 1200 км и шириной 60-300 км, сформировавшуюся в результате рифтогенеза, начавшегося в среднем-позднем олигоцене и продолжавшегося до конца миоцена [Харахинов, 2010]. Прогиб выполнен мощной (до 7-8 км) толщей мезозойско-кайнозойских осадочных и вулканогенно-осадочных пород, причём наибольшая глубина залегания фундамента (8–10 км) приурочена к его восточной, сахалинской части [Харахинов, 2010; Нечаюк, Обжиров, 2010].

Схема тектонического строения с упрощениями и дополнениями автора, выполненная на основе [Харахинов, 2010], показана на рисунке 63.

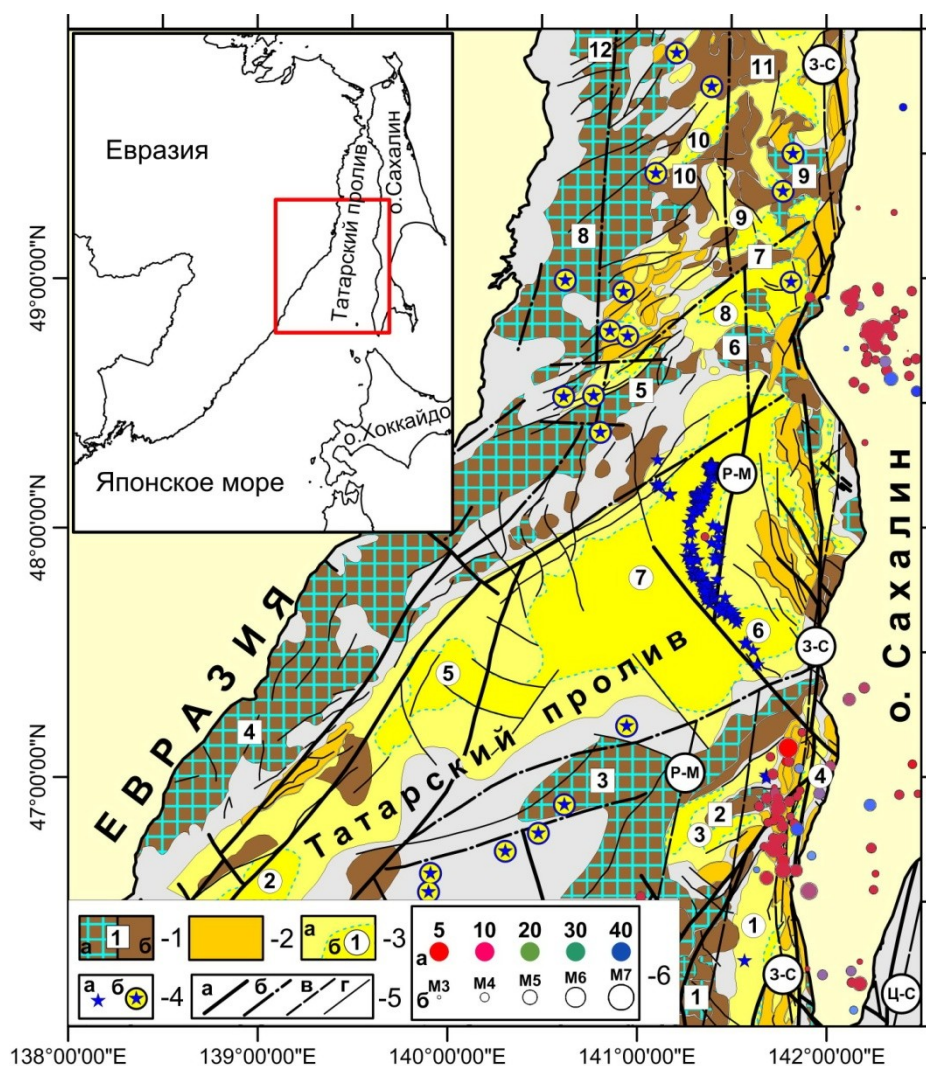


Рисунок 63 – Структурно тектоническая схема Южно-Татарского осадочного бассейна [Shakirov et al., 2020]

1 – а) тектонические, б) – вулканотектонические поднятия: Монеронское (1), Холмское (2), Пионерское (3), Приморское (4), Совгаванское (5), Красногорское (6), Углегорское (7), Ванинское (8), Черноморское (9), Каменское (10), Восточно-Сюркумское (11), Сюркумское (12); 2 – антиклинальные структуры в осадочном чехле; 3 – а) осадочные бассейны, б) депрессии: Монеронская (1), Самаргинская (2), Холмская (3), Ясноморская (4), Нельминская (5), Слепиковская (6), Тернейский прогиб (7), Ламанонский прогиб (8), Лесогорская (9), Тумнинская (10); 4 – газопоявления: а) донные выходы газа по данным газогеохимических исследований ТОИ ДВО РАН, б) «газовые» колонны в осадочной чехле (чимни) [Харахинов, 2010]; 5 – разломы: а) достоверные, б) скрытые, в) предполагаемые, г) прочие, Ц-С – Центрально-Сахалинский, З-С – Западно-Сахалинский, Р-М – Ребун-Монеронский [Шапошников и др., 1995, 1995; Геология..., 2004]; 6 – землетрясения: а) глубина гипоцентра в км, б) магнитуда. На врезке – положение района исследований.

Согласно этой схеме, Южно-Татарский прогиб ограничен разломными зонами: с запада – Восточно-Приморской, с востока – Западно-Сахалинской.

С последней зоной разломов связаны вулканы, действовавшие 5-10 млн. лет назад [Мельников, Ильев, 1989]. В тектоническом плане район исследований относится к Западно-Сахалинской нефтегазоносной области, где кайнозойские отложения Западно-Сахалинских гор круто наклонены к западу и интенсивно нарушены сбросовыми и взбросовыми дислокациями. Амплитуды перемещений по разломам достигают нескольких километров.

Западное, материковое побережье сложено преимущественно слабодислоцированными кайнозойскими, значительно реже – верхнемеловыми вулканитами среднего и основного состава. Вдоль прилегающей к проливу части о. Сахалин в пределах Западно-Сахалинского прогиба обнажены местами дислоцированные терригенные, а на локальных участках – и вулканогенные образования позднего мела, палеогена и неогена. Эти же образования, в том числе угленосные, прослеживаются и западнее, в основании пролива [Геология..., 2004; Харахинов, 2010].

В пределах Татарского пролива выделяются три осадочных бассейна: Северо-Татарский, Южно-Татарский и Исикари-Западно-Сахалинский, разделённые поднятиями [Нечаюк, Обжиров, 2010]. Рифтовая природа прогиба обусловила повышенные значения теплового потока (от 67 до 171 мВт/м²) и наличие каналов газово-флюидной проницаемости в осадочной толще [Харахинов, 2010; Родников и др., 2014]. Разлом Татарского пролива является северным продолжением спредингового центра, расположенного в глубоководной котловине Японского моря [Харахинов, 2010], что определяет его важную роль в миграции глубинных флюидов.

Ранее, в ходе исследования газогеохимических полей придонного слоя вод Татарского пролива, был получен ряд важных результатов [Обжиров, 1993], указывающих на наличие аномальных полей метана (концентрации до 45 нМ/л) в соответствии с перспективами нефтегазоносности. Позже, в ходе международного проекта Sakhalin Slope Gas Hydrate Project (SSGH, 2012–2017) [Operation Report..., 2013], было выявлено, что верхняя часть осадочного разреза преимущественно в восточной части Южно-Татарского прогиба

характеризуется распространением многочисленных структур газовых выходов (в иностранной литературе – «chimney»). К ним, как правило, приурочены газовые факелы и проявления газогидратов в верхнем слое осадочных отложений.

Наибольший интерес для газогеохимических исследований представляет Южно-Татарский бассейн, где были впервые обнаружены газогидраты и многочисленные газовые факелы [Operation Report..., 2013, 2014, 2016]. Газовые гидраты здесь представлены в виде тонких линз и прослоев мощностью до 1 м на глубине 1.6–2.4 м ниже поверхности дна и сформированы преимущественно термогенным метаном со средним изотопным составом углерода -43 ‰ VPDB [Syrbu et al., 2022; Shakirov et al., 2016]. Газогидратоносные структуры картировались главным образом в области склона о. Сахалин [Operation Report, 2016], то есть на восточном борту Южно-Татарского прогиба. Эти и другие особенности Южно-Татарского осадочного бассейна указывают на то, что он должен являться активным поставщиком метана не только из донных отложений в толщу вод, но и в атмосферу. Таким образом, юго-западный шельф о. Сахалин представляет собой уникальный объект, где сочетание рифтогенной тектоники, высокого теплового потока, активной сейсмичности, мощного осадочного чехла с угленосными и нефтегазоматеринскими толщами, а также развитой сети глубинных разломов создаёт исключительно благоприятные условия для генерации, миграции и разгрузки углеводородных флюидов, включая формирование аномально мелководных газогидратов.

5.4.2. Гидрологический режим и термобарические условия формирования газовых гидратов в Татарском проливе

Проблема скоплений газовых гидратов в Мировом океане сохраняет свою долгосрочную актуальность. Изменение климата является общей проблемой, а выбросы парниковых газов – важнейшей причиной потепления климата. Будучи одним из крупнейших резервуаров органического углерода

на Земле, природный газогидрат при разложении выделяет огромное количество метана, что может оказывать существенное влияние на морскую среду и глобальный климат [Collett et al., 2009].

На сегодняшний день все районы с газопроявлениями приурочены к континентальным и островным склонам и подножьям, а также к глубоководным областям окраинных морей, где они часто ассоциируются с подводными грязевыми вулканами или глиняными диапирами [Luedmann, Wong, 2003; Матвеева, 2003; Ginsburg et al., 1999]. Многочисленные сейсмические исследования выявили горизонты газогидратообразования на континентальных склонах и подножьях, а также на склонах аккумулятивных возвышенностей [Wood, Ruppel, 2000; Yuan et al., 1999; Оценки ресурсов, 2025]. Эти горизонты представляют собой подошву газогидратных залежей (BSR) мощностью от 200 до 400 м и простираются параллельно дну. Основными причинами приуроченности газогидратов к континентальным склонам и подножьям являются наиболее благоприятные термобарические условия, повышенное содержание органического вещества и его глубокая биохимическая переработка, поступление термогенных и глубинных углеводородных газов и флюидов по зонам разломов. Необходимо также отметить фильтрационно-диффузионные процессы и широкий масштаб нефтегазообразования в периокеанических прогибах.

Газовые гидраты были подняты в кернах донных отложений на западном склоне залива Терпения Курильской котловины (Охотское море) на глубине 1020 м в рамках международного проекта Sakhalin Slope Gas Hydrate Project II (SSGH Project II) в 2012–2017 гг. Это первое открытие газогидратов в южной части Охотского моря. Также газогидраты были подняты на глубине 322 м на восточном склоне Татарского пролива – северной части Японского моря. В Татарском проливе впервые было обнаружено 43 газовых факела [Operation Report..., 2013].

В ходе 62-го рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (2013 г.) были найдены две новые области газогидратов: одна – к северу от западного склона

Курильской котловины, а вторая – на западном склоне о. Сахалин (южнее точки отбора газогидратов 2012 г.) [Operation Report..., 2014]. В 70-м рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (2015 г.) в Татарском проливе были обнаружены ещё две газогидратоносные области [Operation Report..., 2016].

Глубина залегания газогидратов в Охотском море значительно превышает таковую в Японском море. Однако условия, необходимые для образования и существования газогидратов, созданы в обоих морях. Газогидраты Татарского пролива уникальны тем, что встречаются на столь малой глубине (Таблица 16).

Таблица 16 – Газовые гидраты, обнаруженные во время рейсов НИС «Академик М. А. Лаврентьев» № 62 (LV62) в июне 2013 года и № 70 (LV70) в июне 2015 года.

Глубина, м	Станция	Район
322	LV70-09НС	Японское море (Татарский пролив)
750	LV70-13НС	Японское море (Татарский пролив)
330	LV70-21НС	Японское море (Татарский пролив)
725	LV62-07НС	Охотское море (западный борт Курильской котловины)
1050	LV62-08НС	Охотское море (западный борт Курильской котловины)
323	LV62-17НС	Японское море (Татарский пролив)
322	LV62-26НС	Японское море (Татарский пролив)

Ключевым фактором существования газогидратов на малых глубинах (322 м) в Татарском проливе является гидрологический режим, обеспечивающий низкие температуры придонных вод.

Газогидраты, обнаруженные в Татарском проливе, приурочены к зоне влияния Западно-Сахалинского течения. В северной части пролива его воды меняют направление на южное, последовательно трансформируясь сначала в течение Шренка, а затем – в Приморское течение [Юрасов, Яричин, 1991], которое и переносит субарктические воды Охотского моря через пролив Невельского (Рисунок 64).

Газогидраты на северо-восточном склоне о. Сахалин находятся под влиянием Восточно-Сахалинского холодного течения, которое движется

вдоль восточного побережья от северной оконечности до полуострова Терпения. Течение переносит холодные воды из северной обособленной части Охотского моря, где медленно тающий плавающий лёд застаивается в течение длительного времени весной.

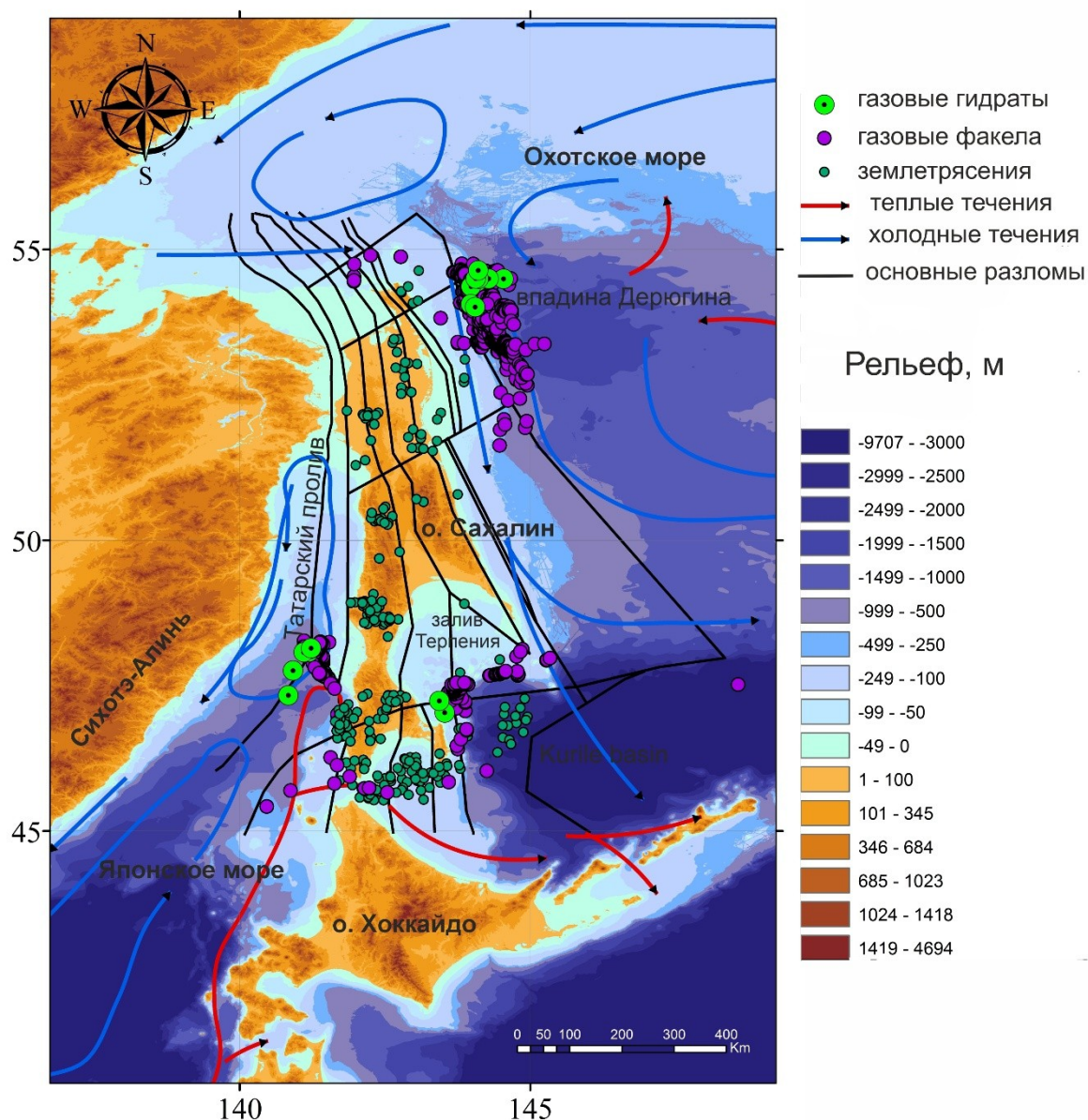


Рисунок 64 – Схематическая карта обнаруженных газовых гидратов на шельфе и склоне острова Сахалин и общая схема циркуляции вод Охотского моря (по данным [Файман, 2018]) и Японского моря (по данным [Юрасов, Яричин, 1991]) [Syrbu et al., 2024a]

Натурные измерения, выполненные в Татарском проливе (Японское море) и в заливе Терпения (Охотское море) (Рисунок 65), показывают почти одинаковую температуру для обоих районов на глубине 400 м. На больших

глубинах температура остаётся положительной в обоих случаях, причём на борту Курильской котловины она даже несколько выше.

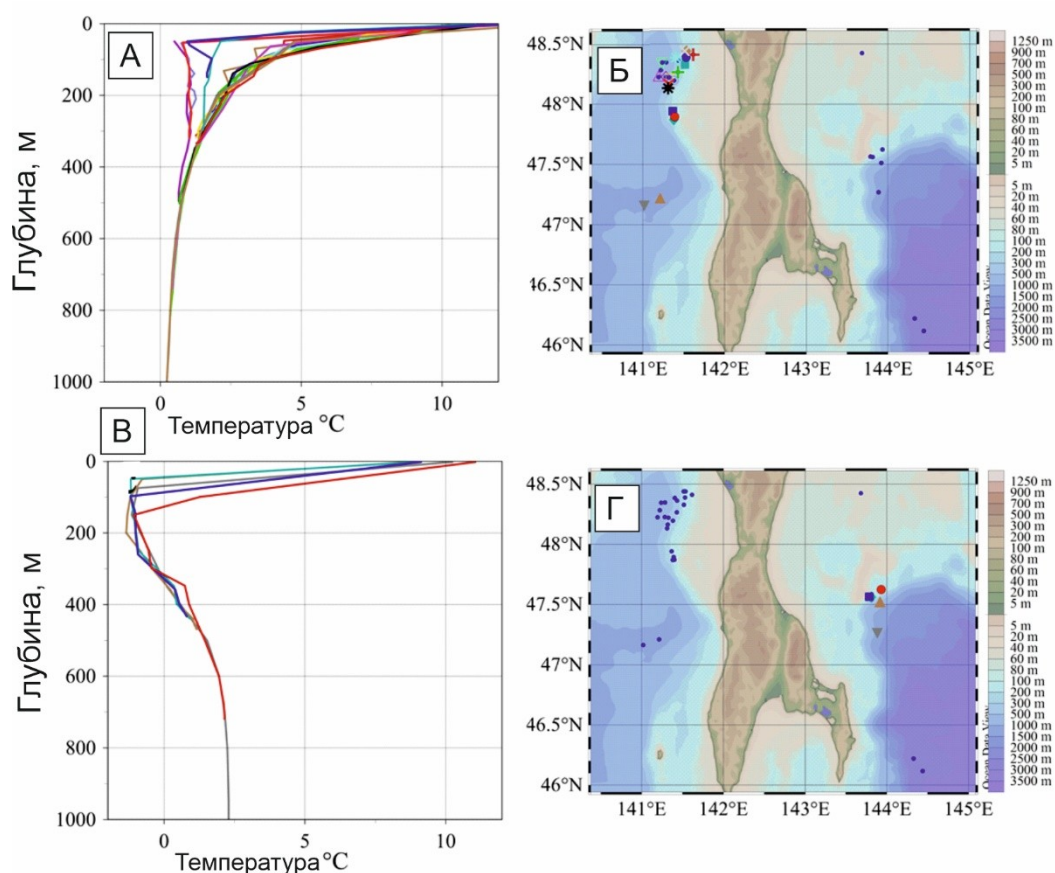


Рисунок 65 – Температура (А, В) в толще воды в районе залегания газовых гидратов в Татарском проливе (Западный Сахалин) (Б) и в Охотском море (Восточный Сахалин) (Г) по данным, полученным в ходе 62-го и 70-го рейсов НИС «Академик Опарин». Цвет линии (А, Б) соответствует цвету символа (В, Г) [Syrbu et al., 2024a].

В Татарском проливе выделяются две группы профилей температуры, что связано с различиями в глубине воды: на более мелководных станциях на горизонте 50-70 м температура резко падает до 0 °C и затем почти не меняется с глубиной, а на более глубоких станциях на горизонтах от 50 до 300 м наблюдается постепенное понижение температуры. Район исследований испытывает интенсивное влияние холодных течений, которые обеспечивают приток воды в горизонтальных направлениях на разных глубинах и способствуют вертикальной миграции вод [Юрасов, Яричин, 1991]. Это приводит к перемешиванию водных масс, а холодные течения позволяют поддерживать относительно стабильную температуру воды.

Согласно CTD-измерениям, проведённым в южной части Татарского пролива, характеризующейся относительно большими глубинами, температура воды линейно возрастает от дна к поверхности (Рисунок 66). Однако на малых глубинах (около 320 м) в районе газогидратов температура остаётся относительно постоянной от дна до сезонного пикноклина (слой 50 м). Для детального изучения термического режима осадков в 61-м рейсе НИС «Академик Опарин» (2020 г.) использовался гравитационный пробоотборник, с помощью которого были отобраны керны донных отложений и измерена их температура на разных слоях (Рисунок 66).

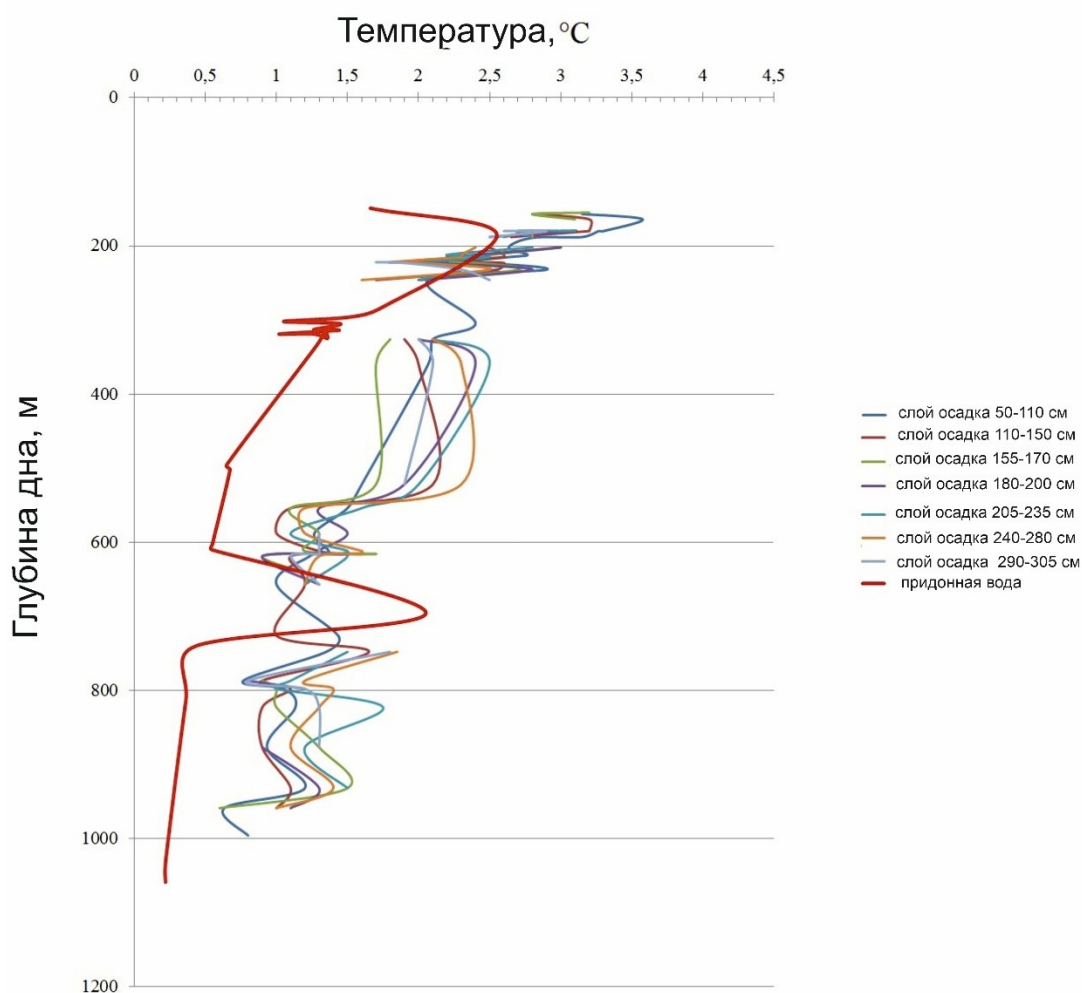


Рисунок 66 – Температура придонных слоев воды (толстая красная линия) и температура донных отложений (тонкие цветные линии) в различных слоях керна в Татарском проливе (Японское море) [Syrbu et al., 2024a].

Выявлены чёткие закономерности в распределении температур в зависимости от глубины моря. До глубины 300 м температура осадков и

придонной воды выравнена и составляет 2-3 °С. В интервале 300-550 м осадки теплее воды (1.6-2.5 °С против 0.5-1.5 °С), а в нижних слоях керна фиксируется рост температуры. На глубинах 750-1000 м превышение сохраняется: осадки имеют температуру 0.8-1.7 °С, вода – 0.2-0.4 °С, и вновь наблюдается повышение температуры в нижних горизонтах. В целом, придонная вода холоднее осадков в среднем на 1 °С, а её охлаждение с глубиной ниже 500 м становится более плавным. Температура осадков изменяется двухэтапно: постепенно понижается до 500 м, затем резко падает на 0.5 °С и далее продолжает медленно снижаться до 1000 м. На глубине 280 м вода (1.5-2.5 °С) незначительно холоднее осадков (2.5-3.0 °С), при этом температура осадков плавно убывает от 3.5 до 2.0 °С при уменьшении глубины от 160 до 280 м. В интервале 300-500 м вода охлаждается от 1.5 до 0.5 °С, тогда как осадки сохраняют почти постоянную температуру (1.5-2.5 °С). На глубинах 500-1000 м вода продолжает охлаждаться (от 0.5 до 0.2 °С), а осадки после резкого падения на 0.5 °С стабилизируются в диапазоне 1.2-1.7 °С. При этом на глубинах 500-750 м температура осадков практически одинакова по всему керну, тогда как на глубинах 800-1000 м заметно повышается в нижних слоях, что указывает на возрастающее влияние теплового потока из недр (Рисунок 67).

Температура придонной воды в районе газогидратов Татарского пролива немного ниже, чем в Охотском море, однако величины теплового потока в Татарском проливе, напротив, выше. Это создаёт необходимые условия для формирования газогидратов на малых глубинах (320 м).

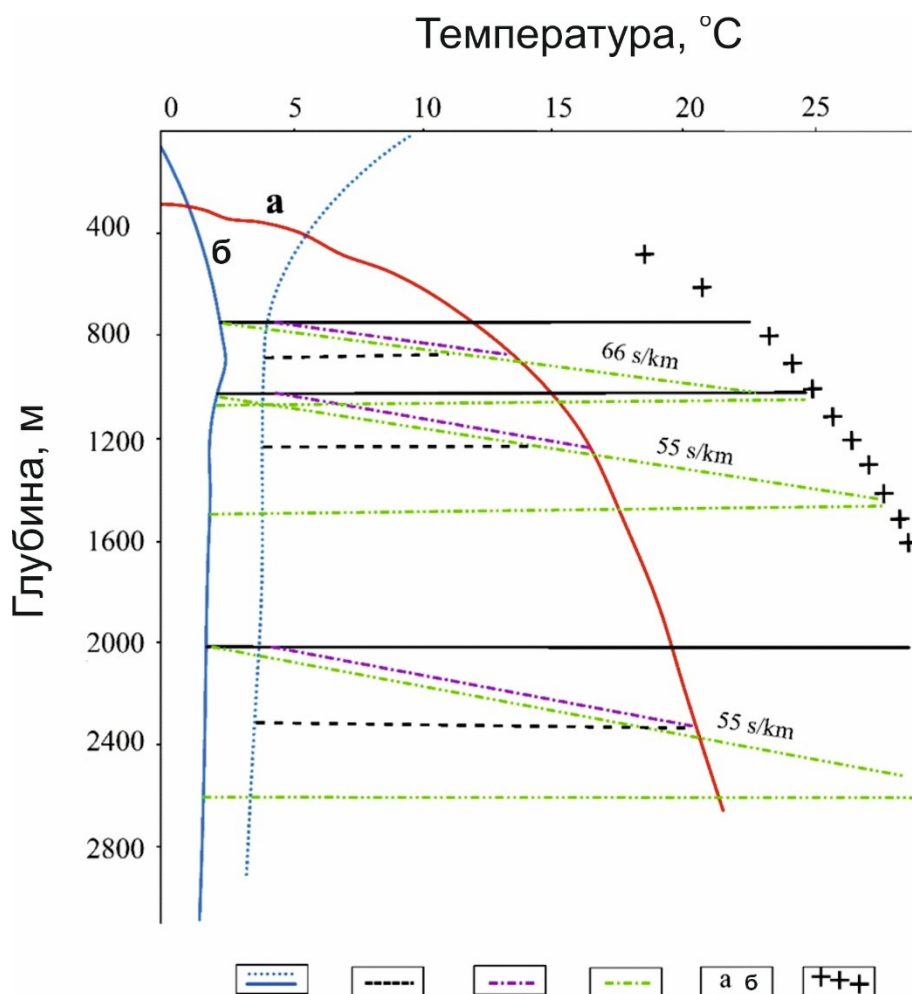


Рисунок 67 – График зависимости толщины зоны залегания газовых гидратов от температуры придонных вод, глубины моря и температурного градиента в донных отложениях (по данным [Веселов и др., 2000], с поправками и дополнениями, переработано)

1 – дно моря; 2 – теоретически установленное дно слоя газогидратов метана в типичных океанических условиях [Field, Kvenvolden, 1985]; 3 – дно слоя газогидратов в отложениях Охотского моря; 4 – градиент геотемпературы; – температурный профиль: а – океанический [Field, Kvenvolden, 1985], б – Охотского моря; б – профиль зоны стабильности газогидратов в Охотском море [Веселов и др., 2000].

Профиль стабильности газогидратов, построенный для Охотского моря, хорошо коррелирует с аналогичным профилем для Татарского пролива (Рисунок 68), что подтверждает сходство условий их существования, образования и разрушения. Согласно статистическим оценкам параметров воды и теплофизическим расчётам для верхнего слоя осадков в районе Татарского пролива, где были обнаружены гидраты метана [Буров и др., 2018], основным фактором, влияющим на их состояние, является долговременный

тренд повышения температуры воды. Влияние изменчивости солёности, уровня моря и сезонных колебаний температуры придонной воды на состояние газогидратов, залегающих в осадках, незначительно [Буров и др., 2018]. Гидрогеологическая обстановка в глубоководной части моря благоприятствует созданию зоны охлаждения в приповерхностной части осадочного чехла благодаря очень низким температурам придонного слоя (около 2 °С) в Охотском море, что приводит к формированию значительной мощности гидратосодержащей толщи [Буров и др., 2018]. Аналогичная картина наблюдается и в Татарском проливе, который имеет сходный температурный режим придонного и наддонного слоёв воды.

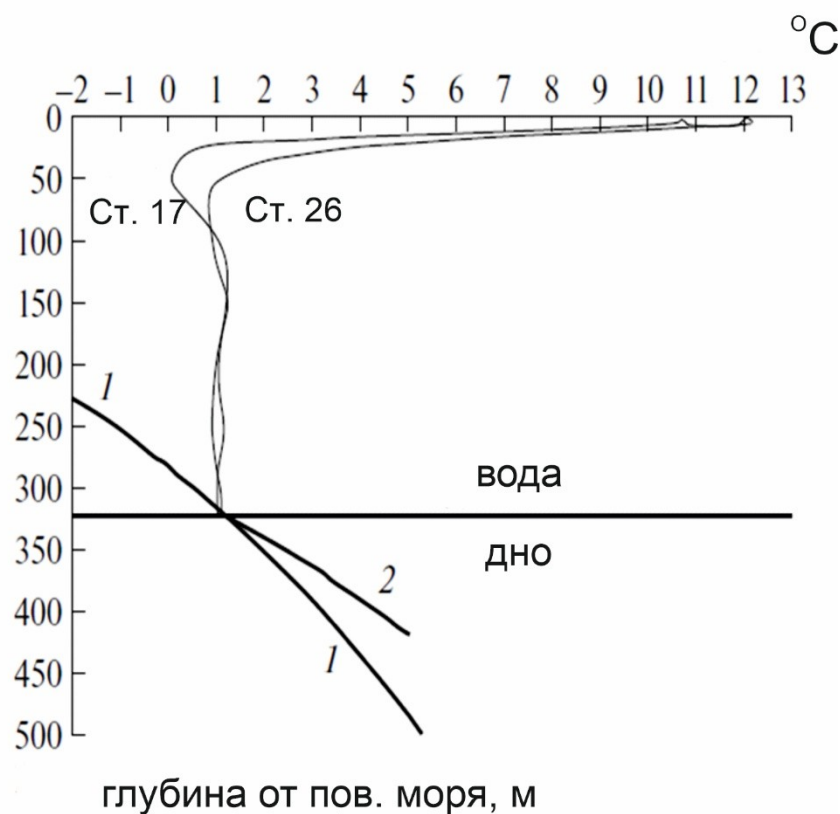


Рисунок 68 – Диаграмма стабильности гидратов метана (100 % CH_4), обнаруженных в Татарском проливе в водном слое (1) и донных отложениях (2 – терригенный пелитовый сланец плотностью 1733 кг/м^3) на глубине до 322 м.

Ст. 17 и Ст. 26 – температурные профили в воде на станциях 17 и 26 [Буров и др., 2018].

Акустическими методами в экспедициях ТОИ ДВО РАН были обнаружены многочисленные участки активного выхода газа – газовые

факелы [Operation Report..., 2012; Operation Report..., 2013; Operation Report..., 2014; Operation Report..., 2015; Operation Report..., 2016]: 1168 факелов зафиксированы в акватории северо-востока о. Сахалин, 213 – на юго-востоке (залив Терпения) и 228 – на юго-западе (Татарский пролив). Пространственно эти факелы в основном приурочены к линиям разломов (Рисунок 69). В 59-м (2012 г.) и 62-м (2013 г.) рейсах НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в верхней части восточного склона Татарского прогиба были зафиксированы газовые факелы, пространственно совпадающие с вытянутыми депрессиями дна. Газовые факелы прослеживаются до глубины ~340 м, что совпадает с расчётной подошвой зоны стабильности газогидратов в этом районе (рассчитанной по локальным геотермическим данным). Верхняя граница этой зоны, по оценкам, находится около 300 м. Такое позиционное совпадение нижней границы факелов с подошвой гидратной зоны позволяет интерпретировать депрессии дна как результат гидроразрыва, вызванного разложением гидратов и повышением порового давления. Однако нельзя исключать и роль глубинных разломов, обеспечивающих миграцию газа из осадочной толщи.

Особого внимания заслуживает обнаруженный в Курильской котловине на глубине 2200 м гигантский поток метановых пузырьков, получивший название F-1 («Курильский факел»). Его вершина почти достигает поверхности моря, а высота составляет около 2000 м, что, вероятно, является рекордным значением среди всех известных на сегодняшний день подводных газовых факелов [Operation Report..., 2012].

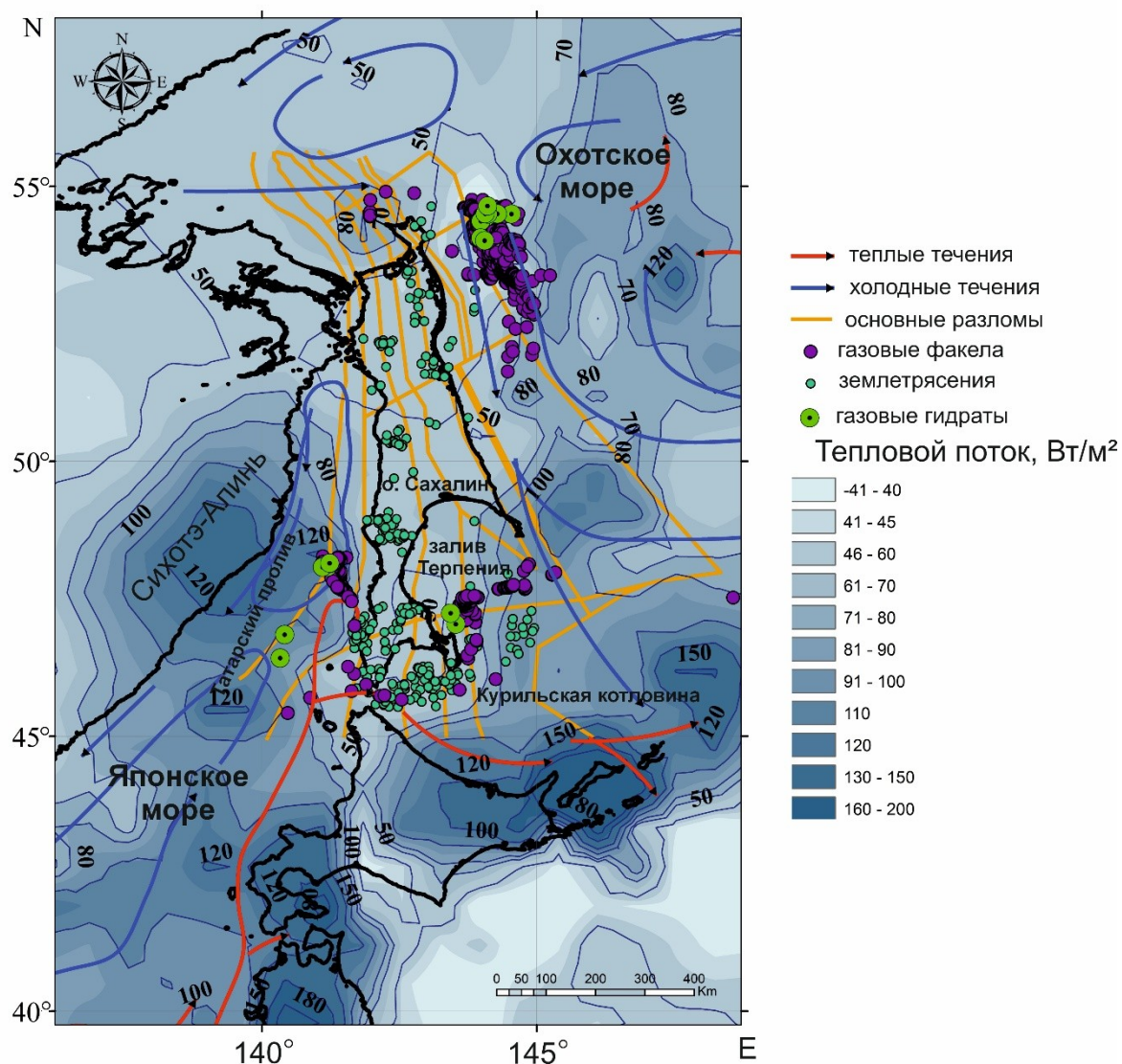


Рисунок 69 – Схема распределения теплового потока [Родников и др., 2014], землетрясений [USGS Earthquake Hazards Program, б.г.], выходов газа, газогидратов и основных разломов [Ломтев, Жердева, 2015] вблизи острова Сахалин [Syrbu et al., 2024a].

Области гидротермальной активности Японского и Охотского морей различаются по зонам распределения теплового потока. В зоне газовых факелов значения теплового потока составляют 50-70 Вт/м² для Охотского моря и 80-120 Вт/м² для Японского моря. При сравнении систем разломов и теплового потока проявляется определённая зональность: в северных и южных районах о. Сахалин зоны концентрации и пересечения разломов совпадают с областями пониженных значений теплового потока. Территория острова в целом находится в зоне минимальных значений теплового потока (для рассматриваемого региона). Газовые факелы и гидраты обнаружены в

регионах с более высокими значениями теплового потока (Рисунок 69). Крупная зона низкого теплового потока (50 Вт/м^2) расположена в северной части о. Сахалин, и на её восточной окраине проходит разлом с газовыми факелами. Аналогичная, но меньшая по площади зона имеется и на юге острова. Газовые факелы и газогидраты приурочены к границе области теплового потока $50\text{--}70 \text{ Вт/м}^2$ в обеих зонах. В Татарском проливе газовые факелы находятся в зоне более высоких значений теплового потока, но также располагаются в непосредственной близости от линий разломов.

Газогеохимические исследования [Shakirov, Syrbu, 2013; Syrbu et al., 2023] позволили выделить на о. Сахалин две эколого-газогеохимические зоны первого порядка: метановую и углекисло-метановую. Распределение эпицентров землетрясений хорошо согласуется с этим делением, которое подтверждается особенностями геологического строения и различным газогеохимическим режимом. Активные метановые проявления характерны для северной части острова, где выделение CO_2 минимально, тогда как на юге наблюдается обратная картина. Вероятно, различный газогеохимический режим севера и юга о. Сахалин связан с аналогичной зональностью теплового потока, вытекающей из геологического строения. Кроме того, можно выделить западные и восточные районы острова и его шельфа, где тепловой поток увеличивается при удалении от суши, причём наиболее интенсивный рост наблюдается в Татарском проливе.

Обобщение и систематизация геолого-геофизических материалов, накопленных Институтом морской геологии и геофизики ДВО РАН в Охотском море и Татарском проливе с 60-х годов XX века, представлены в монографии [Веселов и др., 2000], посвящённой исследованию зависимости зон формирования и стабильности газогидратов. На сейсмических разрезах на склонах Южно-Охотской впадины, впадин Дерюгина и ТИНРО, а также в прогибах центральной части моря на глубинах более $400\text{--}500 \text{ м}$ в верхней части осадочного чехла выявлены аномально высокоамплитудные, параллельные дну отражения (BSR), которые интерпретируются как граница

раздела фаз между гидратами и свободным газом [Веселов и др., 2000]. Периферийные впадины и прогибы Охотского моря характеризуются общими чертами: высоким тепловым потоком, уменьшенной мощностью кристаллического фундамента, высокими амплитудами неогенового погружения кровли фундамента (часто с некомпенсированной седиментацией), уменьшением глубины поверхности Мохоровичича, растяжением морфоструктур и др. Это свидетельствует о термической эрозии нижней коры, подъёме изотерм под прогибами, переработке гранито-метаморфического слоя и о других признаках, присущих рифтовым структурам. Основная доля теплового потока в регионе определяется верхней мантией, термическая активность которой вызвала деструкцию земной коры и образование кайнозойских осадочных бассейнов, особенно интенсивное в конце палеогена и постмиоценовое время. Расчёты температур в осадочном чехле бассейнов Охотского моря позволили выделить прогибы с наиболее оптимальными геотермальными параметрами для формирования и сохранения углеводородов (шельфы северо-востока о. Сахалин, северо-запада п-ова Камчатка и отдельные зоны северной части Охотского моря) [Веселов и др., 2000]. Газогидратные области Охотского моря и Татарского пролива обладают сходными геологическими, сейсмическими и геофизическими условиями, а также практически одинаковыми гидро- и геофизическими характеристиками. Измеренный тепловой поток на полях подводной газовой разгрузки в Охотском море имеет низкое значение [Туезов, Липина, 1988], что связано с поглощением тепла при разложении газогидратов (420-500 кДж/кг). Это поглощение может снижать фоновый тепловой поток на 30-60 МВт/м² в зоне разгрузки за период 200-100 лет, что, вероятно, обуславливает существование областей низкого теплового потока в зонах активной фильтрации газов из приповерхностных гидратных слоёв на фоне относительно повышенного теплового потока в Охотском море. В осадках сочетание теплового потока снизу и холодных водных масс сверху создаёт вертикальные градиенты температуры, причём в нижних горизонтах керна фиксируются более высокие

температуры. Газогидраты в таких условиях находятся в своего рода «термальной ловушке», что благоприятствует их образованию, стабильному существованию и накоплению. Именно благодаря совместному действию теплового потока и холодных субарктических вод, приносимых из Охотского моря, мелководные (320 м) газогидраты Татарского пролива сформировались и продолжают существовать в условиях, аналогичных газогидратам Охотского моря.

5.4.3. Распределение метана и гелия в донных осадках и морской воде южной части Татарского пролива

Метан и гелий в донных осадках

Газогеохимические исследования, проведённые в 54-м рейсе НИС «Академик Опарин» (2017 г.) и 81-м рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (2018 г.), позволили детально охарактеризовать распределение метана, гелия и водорода в донных отложениях южной части Татарского пролива. Всего было отобрано 519 проб осадка, из которых в районе газогидратных проявлений (станции ОР54-19, ОР54-35, LV59-27НС и др.) зафиксированы аномально высокие концентрации метана – до 2.2×10^6 нМ/дм³ в придонном слое (горизонт 2.5 м, станция ОР54-37) [Шакиров и др., 2016; Syrбу et al., 2022].

Газогеохимические исследования донных отложений были проведены в центральной и южной части Татарского пролива (район 1) и на континентальном склоне Японского моря (район 2) (Рисунок 70). Несколько интересных колонок осадка было поднято в южной части Татарского пролива (район 1) в районе газовых выходов: осадки представлены песчаными отложениями, алевроитовыми, пелитом алевроитовым темного, почти черного цвета (обогащенные гидротроилитом), слабый запах или отсутствует запах сероводорода. Возможно, сероводород был израсходован на образование гидротроилита в результате диагенеза. Содержание пелитовых частиц возрастает к забою от алевро-пелитов до алевроитистых пелитов.

На континентальном склоне Японского моря (район 2) (Рисунок 70) преобладают водонасыщенные (содержание воды до 30-40 %) песчано-алевритовые осадки и с увеличением глубины слоя переходят в более плотные алевристо-пелитовые отложения без прослоев органического вещества. Но осадки разрезов № 10, 11 и 16 континентального склона существенно отличаются и преобладают маловодонасыщенные (до 10-15 %) пелитовые отложения с прослоями органического вещества в пелитах.

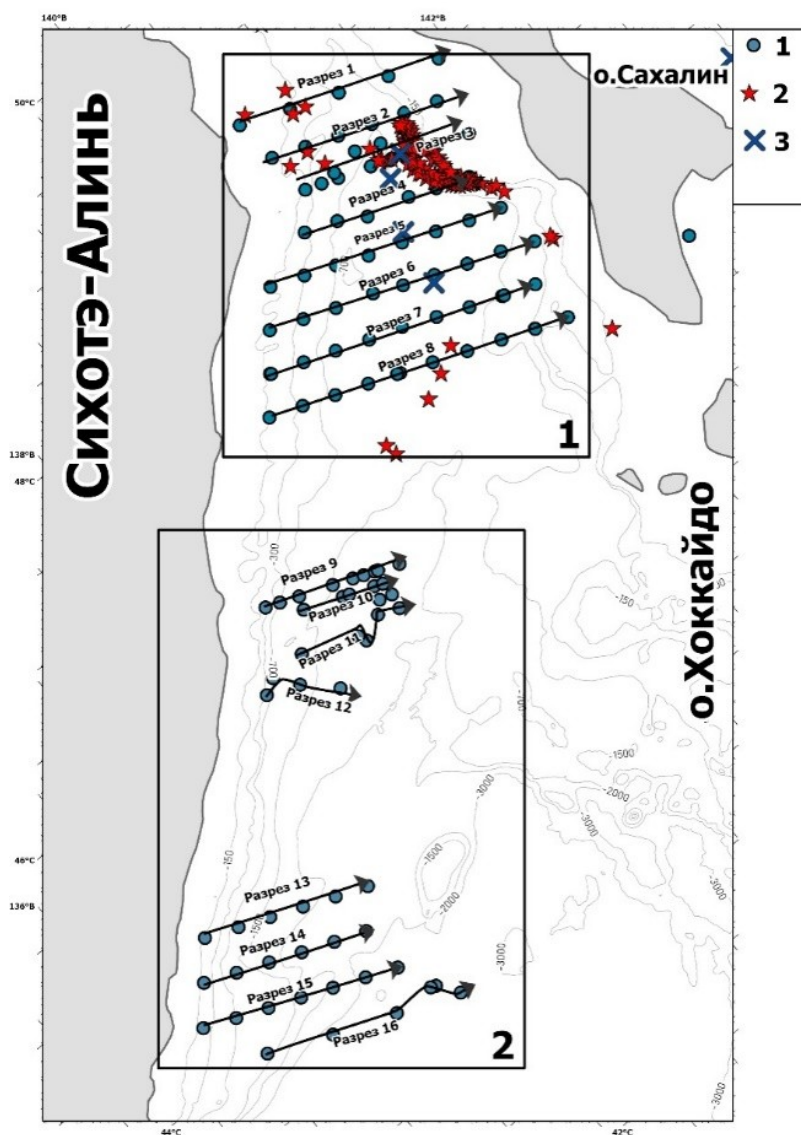


Рисунок 70 – Карта-схема отбора проб для газогеохимических исследований. Районы условно разделены на 1– газогидратный и 2 – негазогидратный

1 – станции отбора проб донных осадков; 2 – газовые «факелы»; 3 – газовые гидраты [Operation Report..., 2013, 2014, 2016].

В пределах газовых выходов в районе 1 во многих кернах осадков зафиксированы признаки газонасыщения, максимальные концентрации метана до 2.2×10^6 нМ/дм³ (ОР54-37). В целом концентрации метана в обоих районах распределяются равномерно с постепенным увеличением своих значений в соответствии с увеличением глубины слоя осадка (Рисунок 71). Метан установлен во всех пробах, отобранных из донных отложений, в концентрациях от 10 нМ/дм³ (медиана 1430 нМ/дм³, среднее 16×10^3 нМ/дм³), абсолютный максимум концентрации метана 4.3×10^6 нМ/дм³ зафиксирован на горизонте 1.5 м в районе 45.9° с.ш. 138.2° в.д. Содержание метана в нижних горизонтах осадка на 3-4 порядка выше, чем в верхнем слое осадка (рисунок 71). В работах по данному району также установлены положительные корреляционные связи концентраций метана с этаном и пропаном [Шакиров и др., 2023].

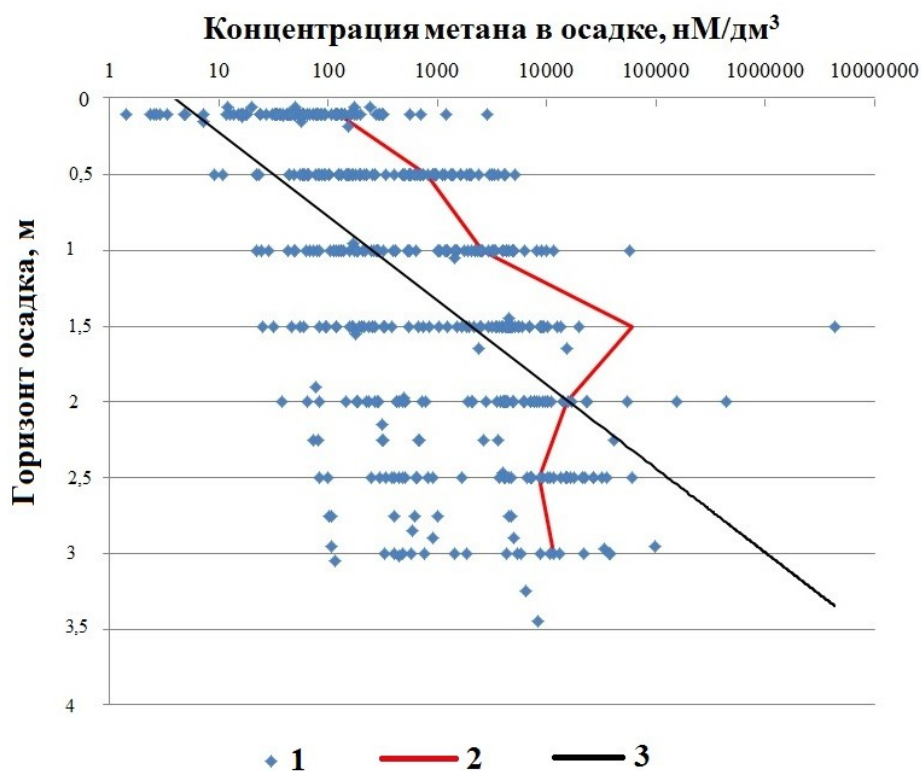


Рисунок 71 – Концентрация метана в пробах приповерхностного слоя осадка на различных горизонтах по данным рейса №54 НИС «Академик Опарин», 2017 г., шкала логарифмическая

1 – в точке отбора пробы; 2 – среднее арифметическое по горизонтам; 3 – линия тренда, логарифмическая

Пространственное распределение метана в осадке (Рисунок 72) показывает приуроченность повышенных концентраций к зонам тектонических разломов, в частности к Красногорскому поднятию и узлам пересечения разнонаправленных разрывных нарушений. Максимальные содержания метана (более 10^5 нМ/дм³) выявлены на горизонтах 1.5-2.5 м, причём концентрации в нижних горизонтах осадка на 3-4 порядка превышают значения в верхнем слое (0-0.5 м).

В районе исследований можно выделить две области с аномально повышенными концентрациями метана в осадке: в газогидратном районе 1 на юге Татарского пролива в местах многочисленных газовых факелов и обнаружения газовых гидратов, и в негазогидратном районе 2 на континентальном склоне Японского моря. Содержание метана в осадке увеличивается в более глубоких слоях (Рисунок 72).

В верхнем слое осадка на горизонте 50 см можно выделить несколько областей повышенных концентраций метана в осадке (с максимальной концентрацией растворенного в осадке метана 4150 нМ/дм³ при среднем значении для данного слоя 802 нМ/дм³) (Рисунок 72 Б). Повышенные содержания метана в осадке установлены в непосредственной близости к зонам влияния тектонических активных разломов.

На горизонте 1.5 м выделяется область повышенных (более 10^5 нМ/дм³) и аномальных (с абсолютным максимумом 4.3×10^6 нМ/дм³) значений концентраций метана у побережья Приморского края (Рисунок 72 В). Средние значения концентрации метана для слоя 1.5 м 60.6×10^3 нМ/дм³. В зоне аномально высоких значений концентраций метана на континентальном склоне Японского моря на глубине 748 м и 932 м, соответственно, в интервале 1.3-1.5 м ниже поверхности дна в пелитовом осадке предположительно плейстоцен-голоценового возраста обнаружены карбонатные конкреции [Якимов и др., 2023]. В этом же районе в рамках рейса 81 на НИС «Академик М. А. Лаврентьев» (2018 г.) впервые был поднят икаит в зоне метановой аномалии, приуроченной к разломной зоне [Шакиров и др., 2020].

При рассмотрении горизонта 250 см общая площадная концентрация метана в слое осадка повышается (Рисунок 72 Г), среднее значение концентрации метана для всей рассматриваемой территории 8679 нМ/дм^3 . Максимальные значения аномалий метана: для Татарского пролива $36 \times 10^3 \text{ нМ/дм}^3$ и $60 \times 10^3 \text{ нМ/дм}^3$ для северной части Центральной котловины.

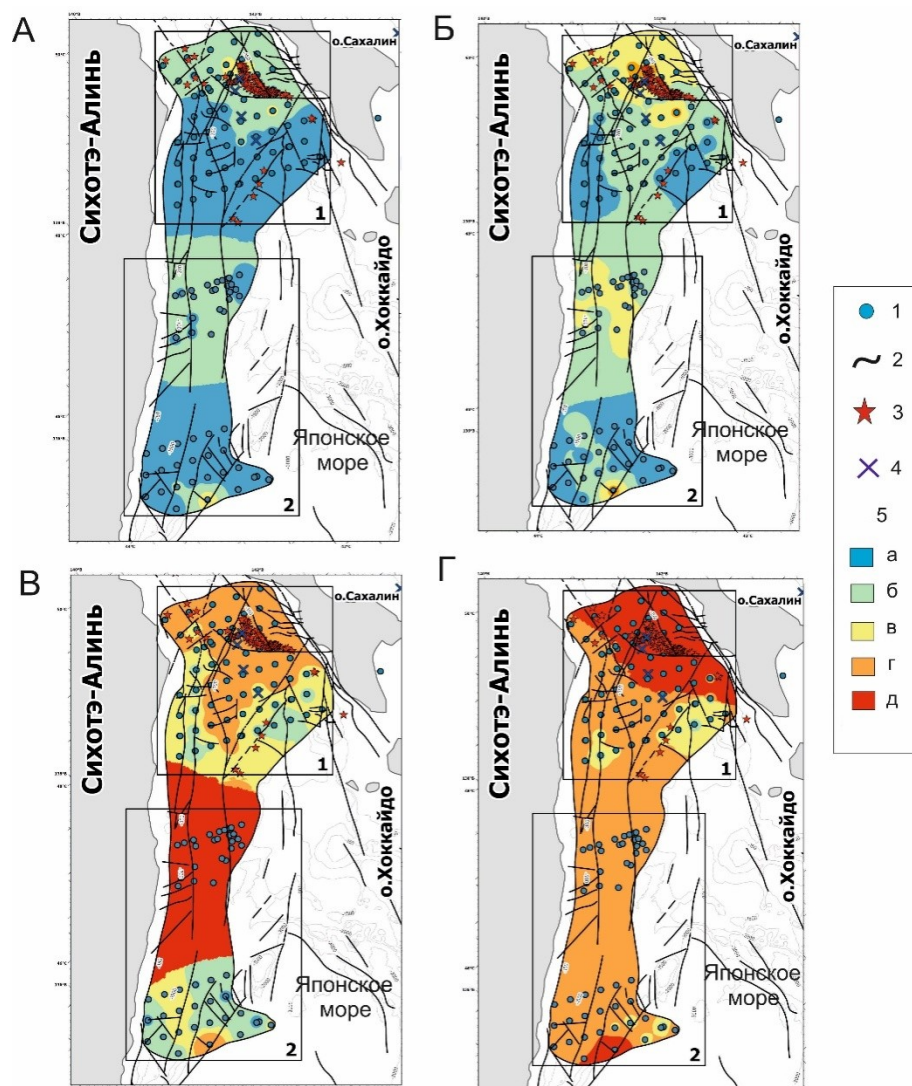


Рисунок 72 – Схема основных линий разломов [Шапошников и др., 1995; Харахинов, 2010; Геология..., 2004] и распределения концентрации метана в осадках, отобранных в 54 рейсе НИС «Академик Опарин», 2017 г., по горизонтам: А - 0.3 м, Б - 0.5 м, В - 1.5 м, Г - 2.5 м. Районы условно разделены на 1– газогидратный и 2 – негидратный

1 – станции отбора проб донных осадков; 2 – линии основных разломов; 3 – газовые «факелы»; 4 – газовые гидраты [Operation Report..., 2013, 2014, 2016]; 5 – концентрации метана: а – до 250 нМ/дм^3 ; б – $250\text{--}1000 \text{ нМ/дм}^3$; в – $1000\text{--}2500 \text{ нМ/дм}^3$; г – $2500\text{--}15000 \text{ нМ/дм}^3$; д – больше 15000 нМ/дм^3 .

Повышенные концентрации метана для всех слоев осадка отмечены на станциях в области Красногорского поднятия в узлах пересечения

тектонических разломов, в северной части Южно-Татарского осадочного бассейна (район 1 с газовыми гидратами) и на севере Тернейского прогиба на континентальном склоне (район 2 без обнаруженных газовых гидратов). По модели [Жемчугова, 2013] для Южно-Татарского пролива вектор направления миграции углеводородов направлен вверх по разрезу. Таким образом, при активизации сейсмотектонической активности образуются микротрещины, провоцирующие ускоренную миграцию, в частности, метана, как наиболее легкого углеводорода.

Распределение концентраций метана в осадке в газогидратном районе 1 по разрезам (см. рисунок 70) с указанием станций отбора проб в 54 рейсе НИС «Академик Опарин» (2017 г.) показано на рисунке 73.

Район 1

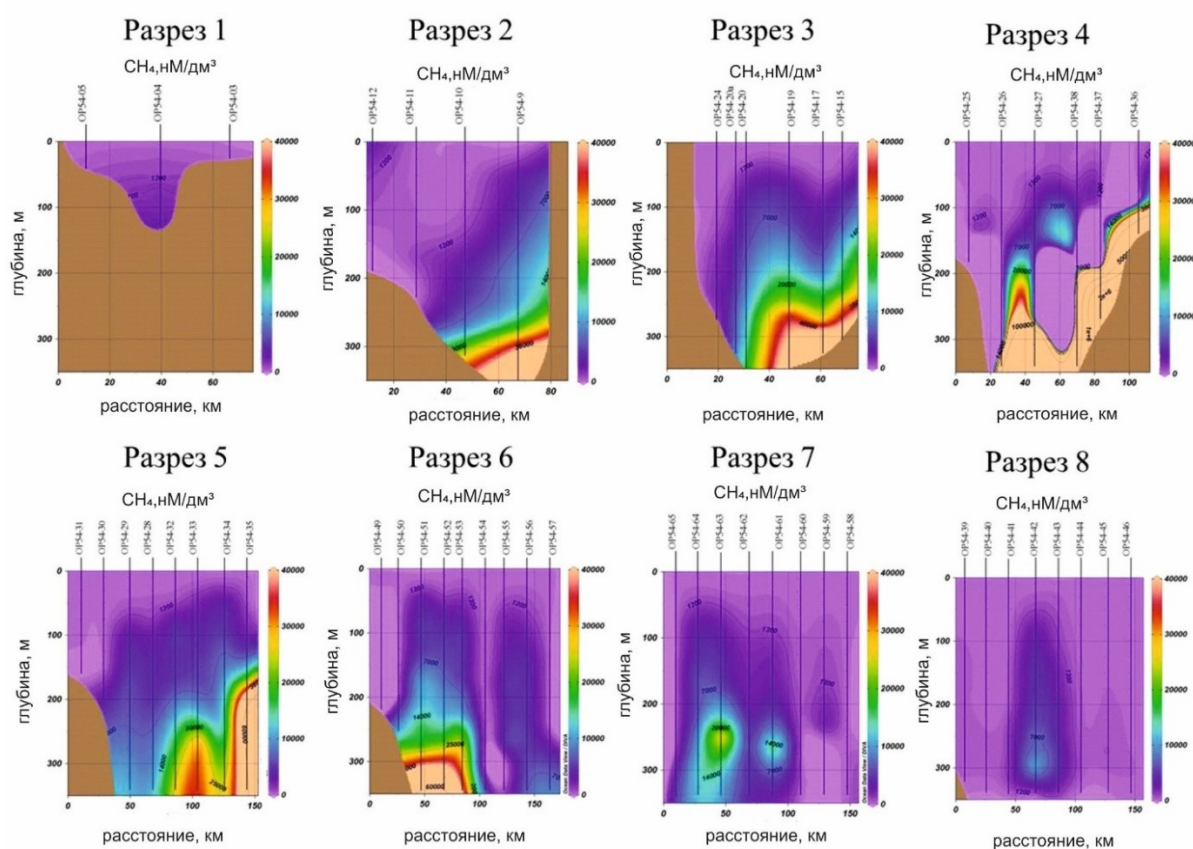


Рисунок 73 – Распределение концентраций метана в осадке (нМ/дм^3) в газогидратном районе 1 по разрезам с указанием станций отбора проб в 54 рейсе НИС «Академик Опарин»

Абсолютный максимум метана более 2×10^6 нМ/дм³ обнаружен на станции ОР54-37 в районе склона о. Сахалин на горизонте керна осадка 2.5 м (Рисунок 73). В этом районе установлены многочисленные выходы газов и проявления газовых гидратов в осадке, представляющие слои мощностью до 1 м. Газовые гидраты в этом районе сформированы метаном смешанного генезиса – термогенным и биогенным со средним изотопным составом углерода метана – 43 ‰ [Sygbi et al., 2022]. Источником термогенного метана, вероятно, являются газо- и угленосные толщи с вкладом газов подстилающих отложений. В целом для района 1 повышенные концентрации метана преобладают в нижних слоях керна осадка (2-3 м).

Распределение концентраций метана в осадке в негазогидратном районе 2 по разрезам (см. рисунок 70) с указанием станций отбора проб в 54 рейсе НИС «Академик Опарин» (2017 г.) показано на рисунке 74.

Район 2

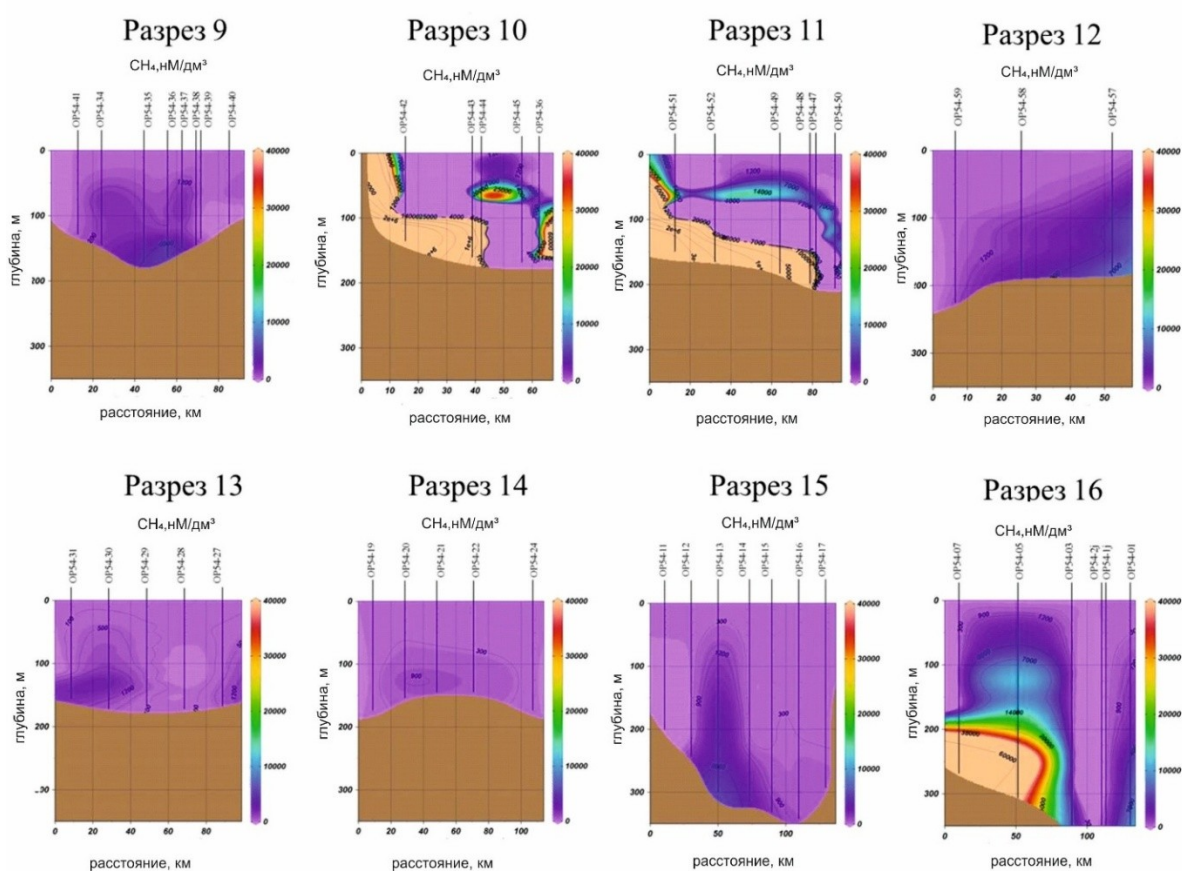


Рисунок 74 – Распределение концентраций метана в осадке (нМ/дм³) по разрезам в негазогидратном районе 2 с указанием станций отбора проб в 54 рейсе НИС «Академик Опарин»

В исследуемом районе 2 без установленных газовых гидратов область повышенных концентраций метана в осадке обнаружена на разрезах 10 и 11 с абсолютным максимумом более 2×10^6 нМ/дм³ в слое осадка 150 см на станции ОР54-51 в районе континентального склона Приморского края. Область повышенных концентраций метана 60×10^3 нМ/л зафиксирована в слое осадка 2-3 м на разрезе 16 в районе станций ОР54-05, ОР54-07. В этом районе континентального склона северной части Японского моря были обнаружены карбонатные конкреции, которые впоследствии определены как псевдоморфозы глендонита по икаиту [Якимов и др., 2023]. Это позволяет говорить, что вдоль континентального склона Японского моря, сопряженного с Приморским краем, существуют неизвестные ранее протяженные зоны метановой дегазации. Эти зоны, в том числе, маркируются уникальными по своим характеристикам аутигенными проявлениями карбонатной минерализации.

Важным индикатором глубинного происхождения газов служат аномалии гелия и водорода. В газогидратоносных осадках Татарского пролива концентрации гелия достигают 10–14 ppm (в отдельных пробах до 61 ppm), а водорода – до 23 ppm [Syrbu et al., 2022]. Эти значения значительно превышают фоновые уровни (4 ppm и 2 ppm соответственно) и указывают на поступление глубинных флюидов из мантии или нижних горизонтов коры по разломным зонам. Изотопный состав углерода метана в газогидратах ($\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -43...-50 ‰ VPDB) подтверждает смешанный термогенно-биогенный генезис с преобладанием термогенной компоненты [Syrbu et al., 2022; Operation Report..., 2013].

В результате исследований содержания гелия и водорода в данном районе (2012–2017 гг.) в зонах метановых сипов и газонасыщенных структур выявлено, что в приповерхностном слое осадков содержание гелия носит весьма изменчивый характер. Неравномерное распределение гелия со средними вариациями от 5 до 15 ppm в кернах осадков может указывать на колебания динамики восходящего потока газов (Рисунок 75). Повышенное

содержание гелия в пробе донных отложений до 54 ppm на станции OP54-26НС нуждается в дополнительном исследовании. Концентрации такого порядка автором были обнаружены ранее в газогидратоносном интервале на северо-западном борту Курильской котловины. Высокие концентрации гелия (вне зависимости от времени наблюдения) обнаружены автором в Пугачевском и Южно-Сахалинском грязевых вулканах (до 52 ppm в свободном газе), а также в Синегорских источниках (до 105 ppm растворённого в воде гелия) и газах угольных месторождений о. Сахалин (до 15 ppm в выбросах газов), которые расположены вблизи района исследования. Для сравнения, атмосферный фон по гелию составляет 5 ppm.

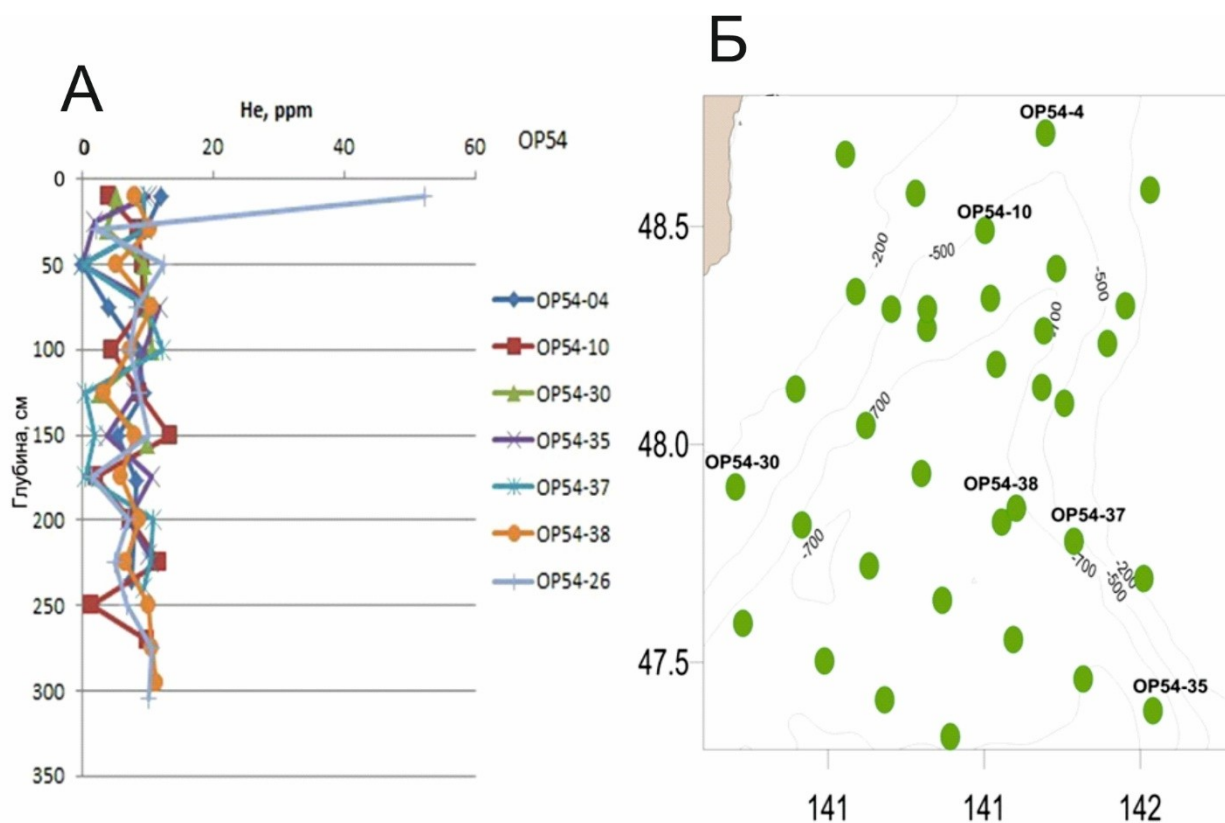


Рисунок 75 – Распределение гелия (А) в кернах осадка Южно-Татарского прогиба и схема станций (Б) (рейс № 54 НИС «Академик Опарин», 2017 г.).

Метан и гелий в морской воде

Растворённые в воде метан, водород и гелий используются в качестве индикаторов зон разломов, прогноза сейсмических активизаций, экологической оценки окружающей среды, для поисков месторождений углеводородов [Обжиров, 1993]. Эти газы являются также важными

газогеохимическими индикаторами альтернативных видов каустобиолитов, таких как газогидраты. Совмещённые в пространстве аномалии метана и гелия могут указывать на наличие восходящего глубинного флюида. Газометрические исследования позволяют картировать проницаемые разрывные нарушения, а исследования взаимосвязи распределения гелия, углеводородных газов, водорода и их изотопных характеристик с особенностями геологического строения представляют интерес для выделения долгоживущих очагов газогенерации и проницаемых зон различной степени активности.

В ходе 80-го рейса НИС «Академик Опарин» (осень 2025 г.) в акватории Татарского пролива выполнены комплексные газогеохимические исследования распределения растворённых в морской воде метана, гелия, водорода и углекислого газа. Пробы отобраны на 47 станциях, объединённых в 8 субширотных разрезов, пересекающих пролив от западного (материкового) шельфа до восточного (сахалинского) (Таблица 17, Рисунок 76). Общее количество определений составило более 400. Основные статистические параметры приведены в таблице 16. Средняя концентрация метана по акватории составила 16.2 нМ/л, гелия – 11.9 ppm, водорода – 1.25 ppm.

Таблица 17 – Результаты газогеохимических измерений в Татарском проливе в 80 рейсе НИС «Академик Опарин», 2025 год.

	CH ₄ , нМ/л	CO ₂ , %	He, ppm	H ₂ , ppm
сред.	16.2	0.25	11.9	1.25
макс	3424.87	0.78	911	110.91
мин	3.76	0.002	7.84	0.06

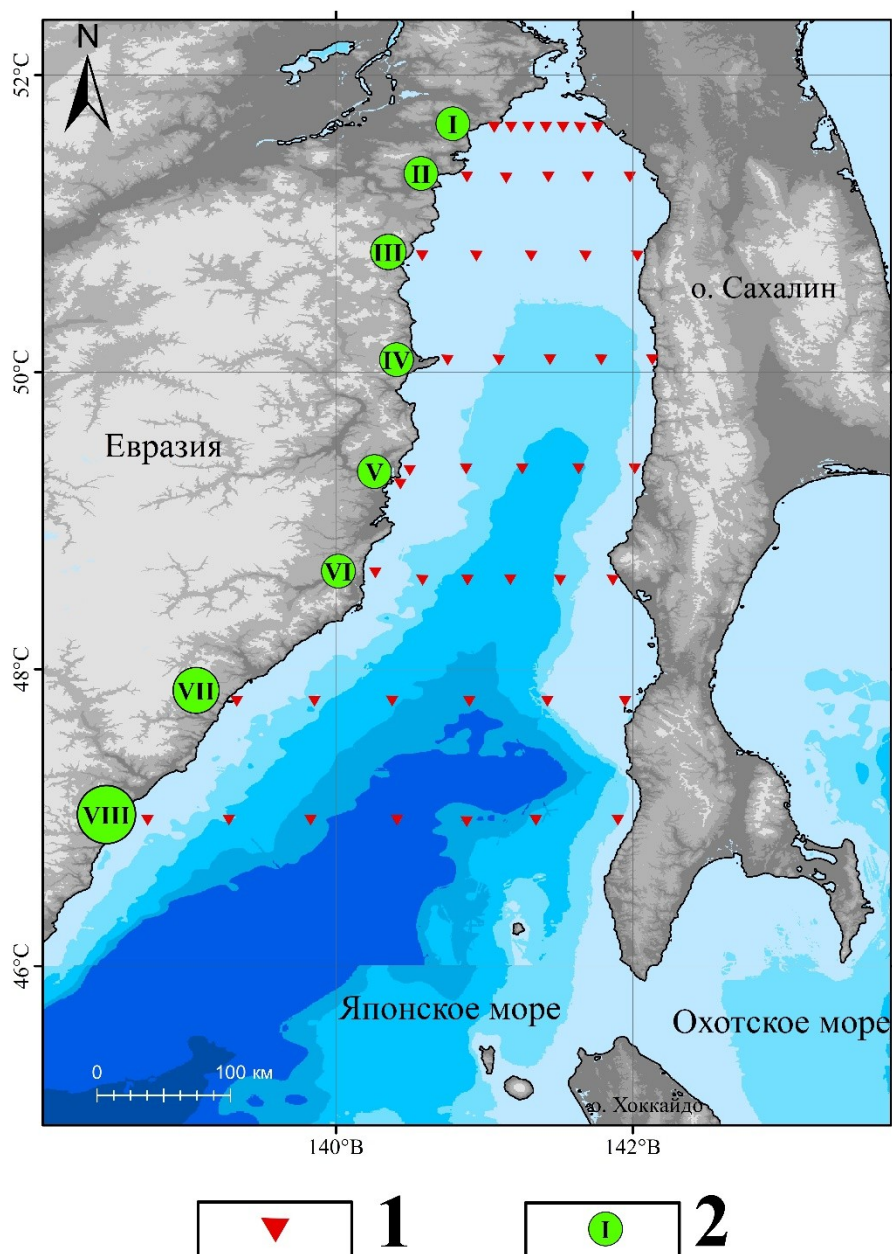


Рисунок 76 – Океанографические разрезы в Татарском проливе, рейс №80 НИС «Академик Опарин» (ОР80), 2025г.

1 – станции; 2 – разрезы.

Разрезы I-VII (Рисунок 76) расположены в мелководной северной и центральной частях пролива, где глубины составляют от 8 до 100 м. На разрезе I (Рисунок 77) зафиксирован абсолютный максимум метана – 3424.8 нМ/л на станции 271 (51.66° с.ш., 144.4° в.д.) и сопоставимо высокие концентрации на станции 274 (51.66° с.ш., 141.7° в.д.). Здесь же обнаружены повышенные содержания гелия (до 12.6 ppm) и водорода (до 11.8 ppm в водной толще и 2.8

ppm у дна). Все аномалии приурочены к холодным водам повышенной солёности (Рисунок 77 Г, Д), что способствует высокой растворимости газов, поступающих из донных источников [Wiesenburg, Guinasso, 1979].

На разрезах II-VII (рисунок 78-83) также выявлены многочисленные придонные аномалии метана, гелия и водорода, пространственно приуроченные к зоне западного шельфа о. Сахалин. Концентрации метана в этих аномалиях варьируют от 20 до 128 нМ/л, а на отдельных станциях достигают экстремальных значений. Закономерностью является увеличение максимальных концентраций метана с севера на юг вдоль кромки шельфа (см. рисунок 77А – 83А). Это может свидетельствовать о возрастании интенсивности флюидного потока в южном направлении, вероятно, связанном с изменением глубины залегания фундамента и степенью раздробленности разломных зон [Харахинов, 2010].

Повышенные концентрации гелия (12-15 ppm) и водорода (до 3-11 ppm) также тяготеют к этой меридиональной зоне, а их совместное присутствие с метаном и углекислым газом (CO_2 до 0.78 % при среднем 0.25 %) указывает на глубинное происхождение флюидов. Гелий, как инертный газ, мигрирует исключительно по глубинным разломам из мантии или нижних горизонтов коры. Наличие водорода может быть связано с серпентинизацией ультраосновных пород или термокаталитическими процессами в осадочной толще [Соколов, 1971]. Примечательно, что на разрезе VI (Рисунок 82) в районе станций 302–303 (47.8° с.ш., 141.4-141.9° в.д.) подтверждена ранее известная область дегазации [Kholmogorov et al., 2023], что свидетельствует о долговременной устойчивости флюидных потоков в этой тектонически активной зоне.

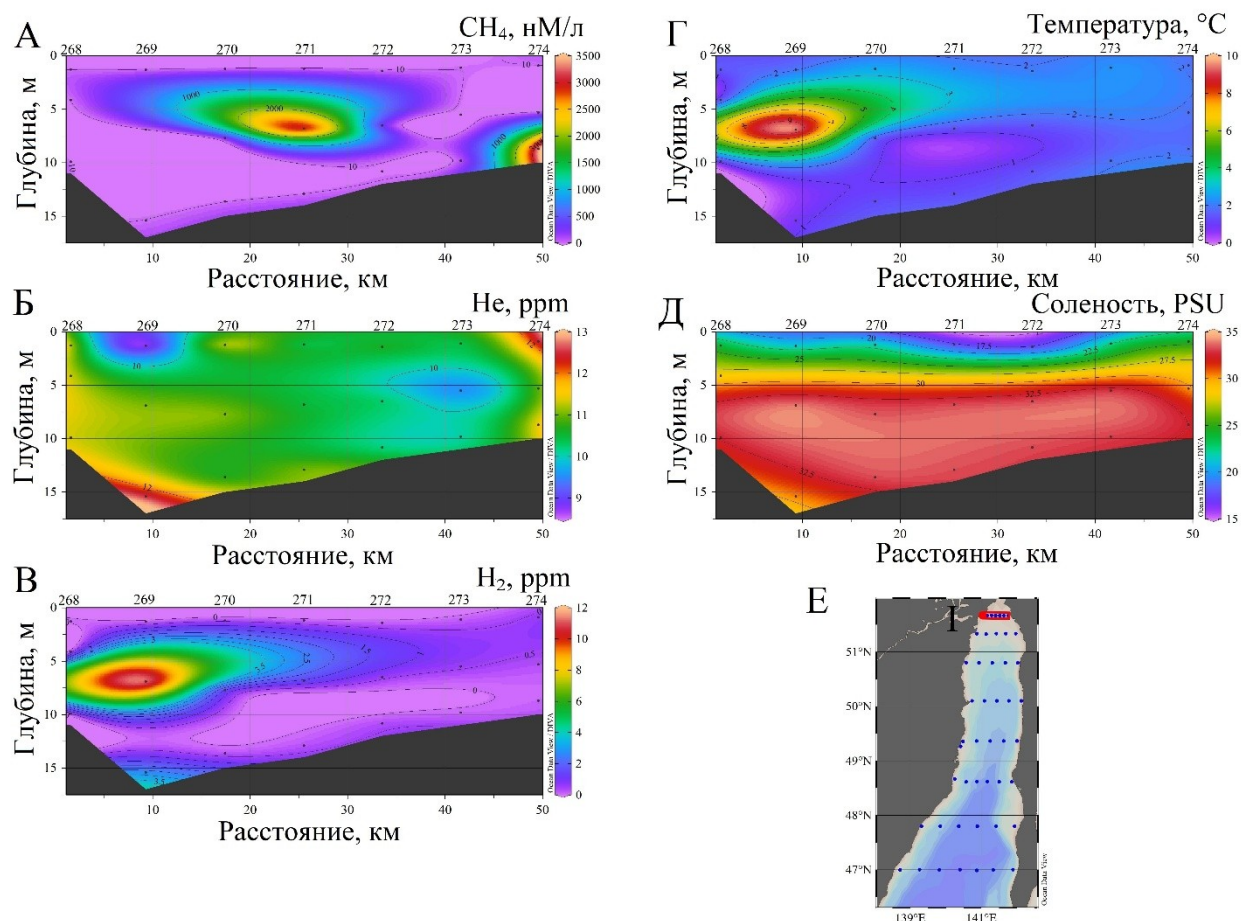


Рисунок 77 – Результаты измерений метана (А), гелия (Б), водорода (В), температуры (Г) и солености (Д) на океанографическом разрезе I (Е) в рейсе № 80 НИС «Академик Опарин» (ОР80) в октябре 2025 г.

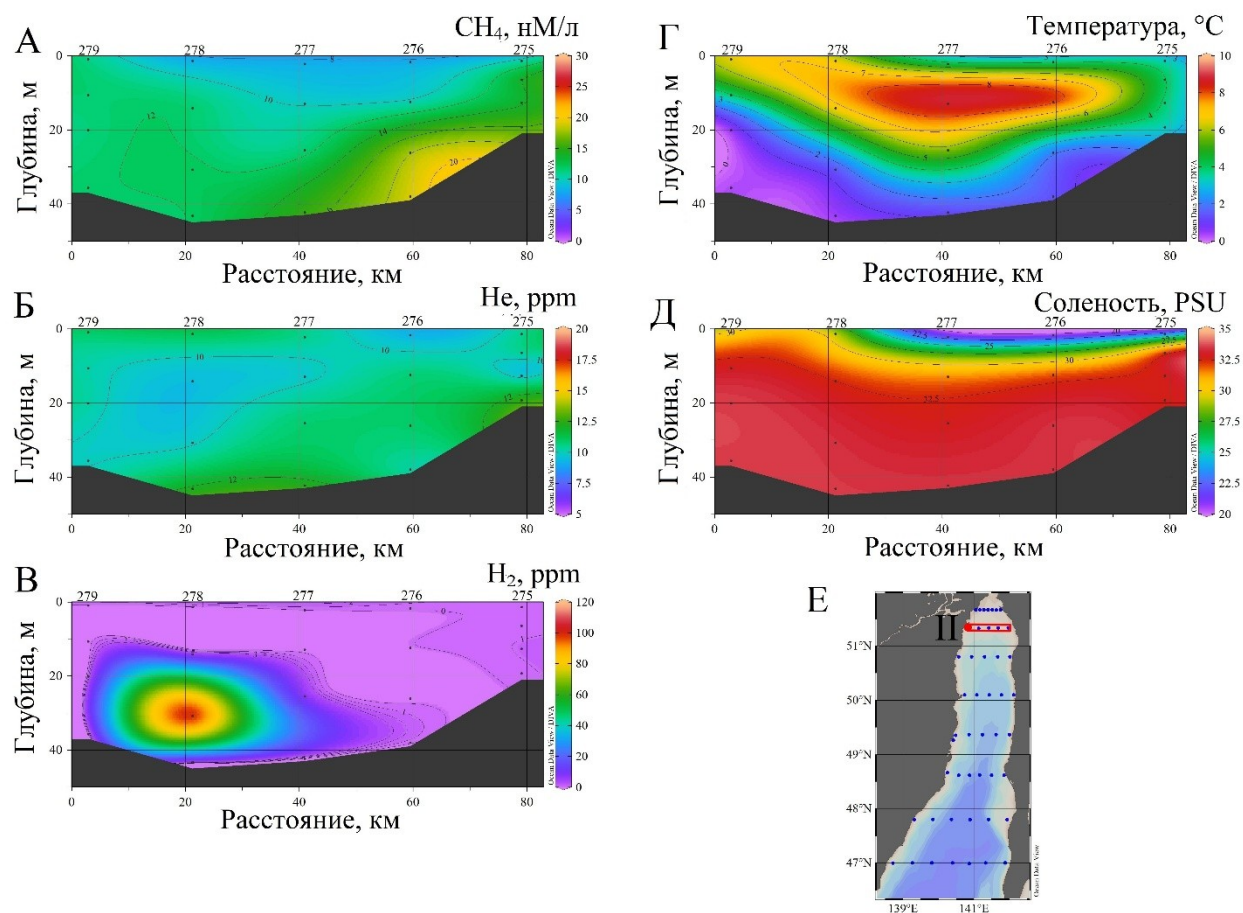


Рисунок 78 – Результаты измерений метана (А), гелия (Б), водорода (В), температуры (Г) и солености (Д) на океанографическом разрезе II (Е) в рейсе № 80 НИС «Академик Опарин» (ОР80) в октябре 2025 г.

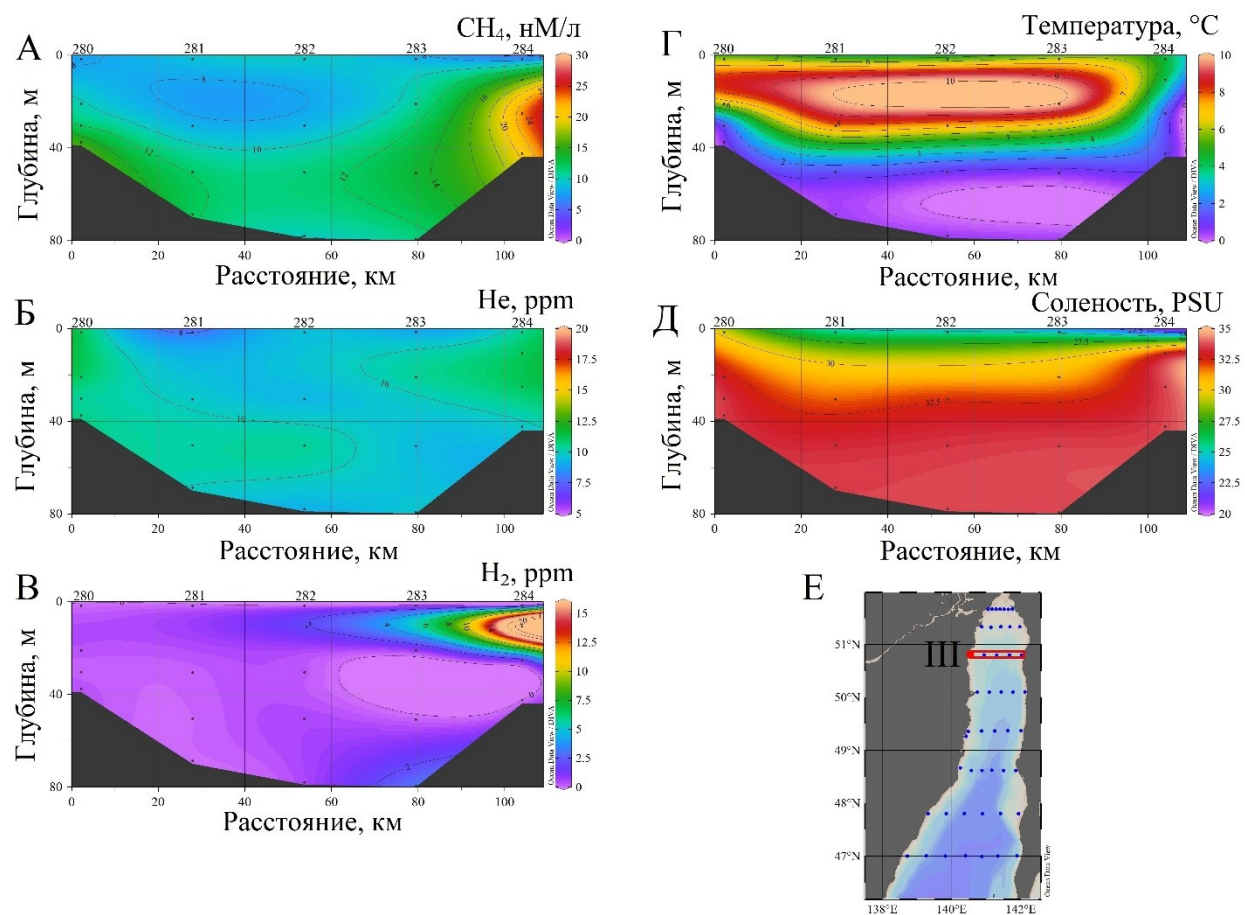


Рисунок 79 – Результаты измерений метана (А), гелия (Б), водорода (В), температуры (Г) и солености (Д) на океанографическом разрезе III (Е) в рейсе № 80 НИС «Академик Опарин» (ОР80) в октябре 2025 г.

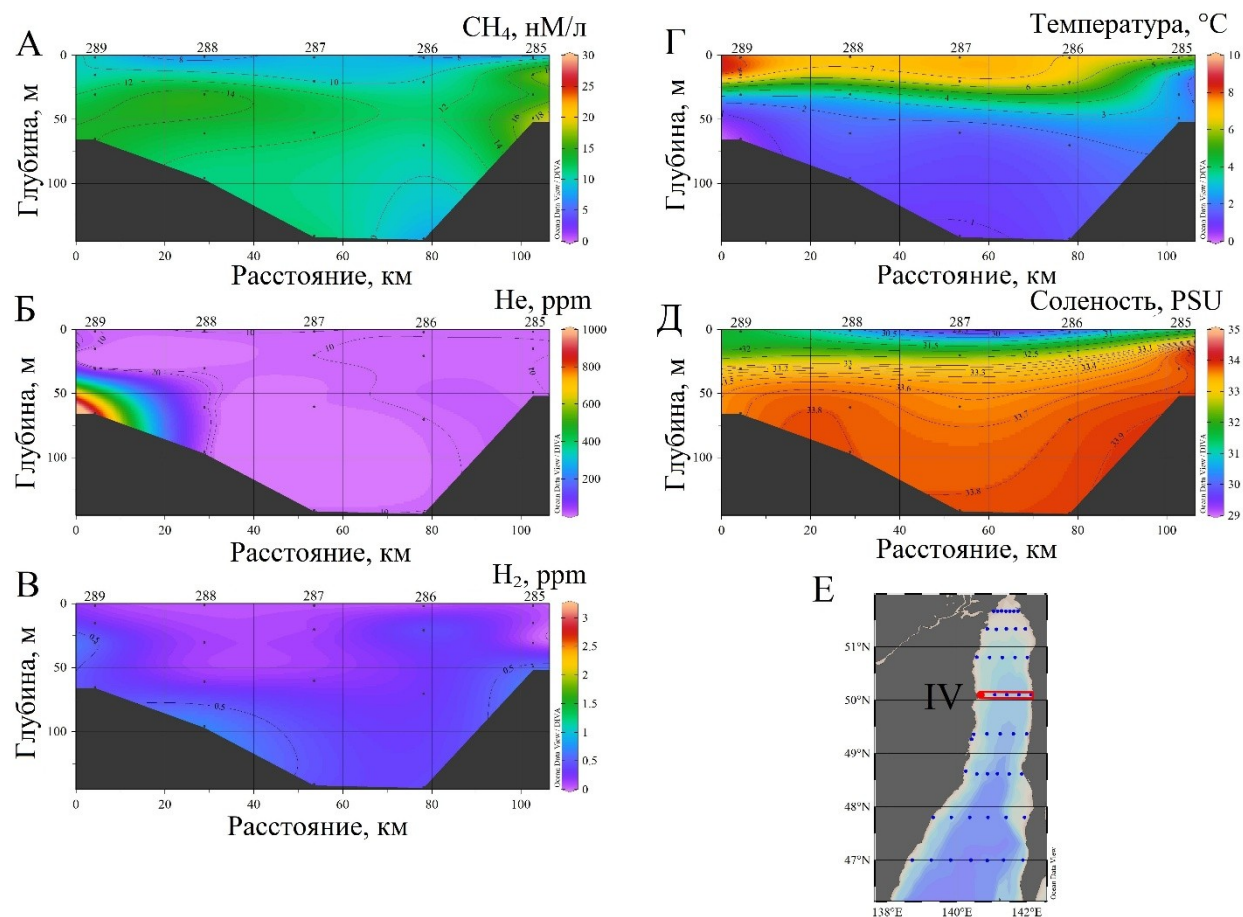


Рисунок 80 – Результаты измерений метана (А), гелия (Б), водорода (В), температуры (Г) и солености (Д) на океанографическом разрезе IV (Е) в рейсе № 80 НИС «Академик Опарин» (ОР80) в октябре 2025 г.

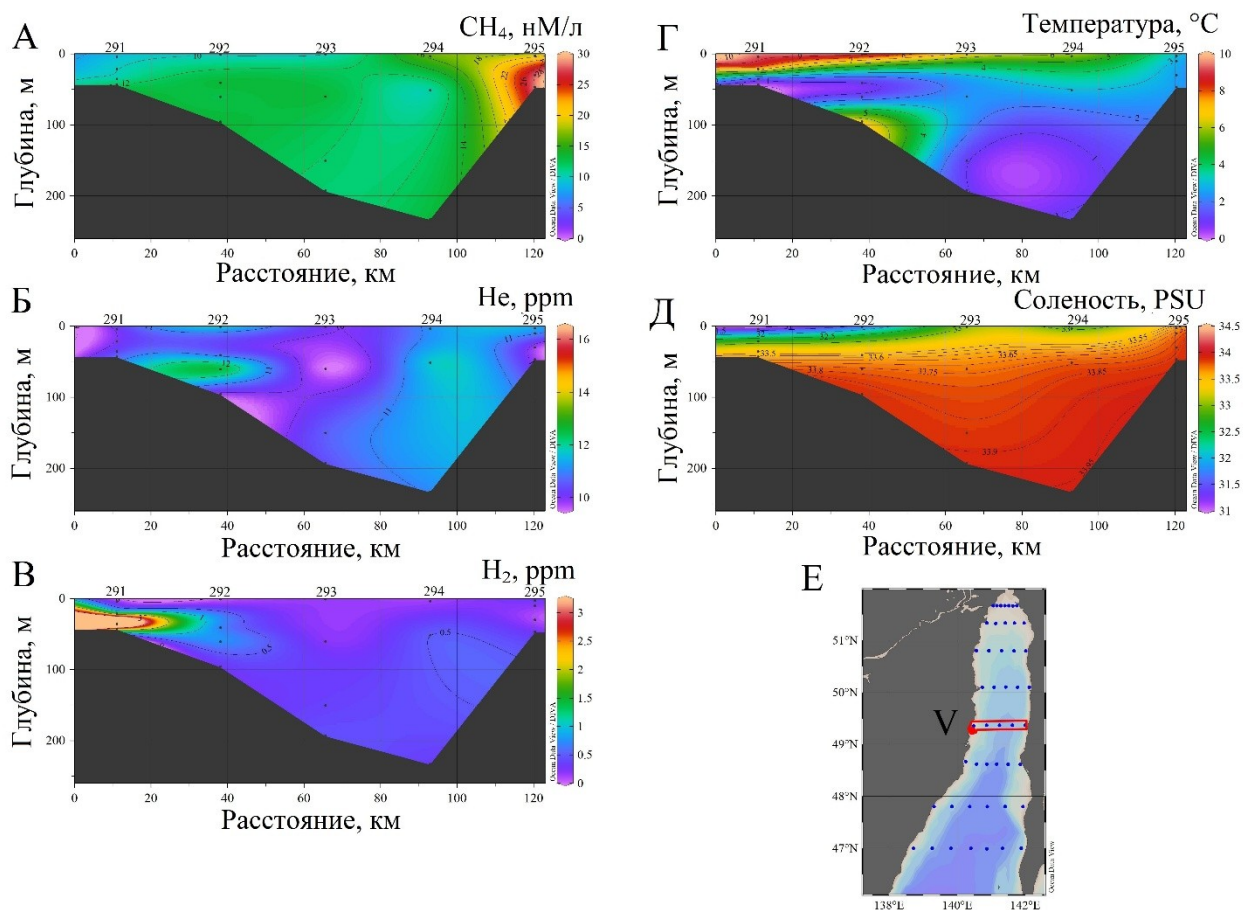


Рисунок 81 – Результаты измерений метана (А), гелия (Б), водорода (В), температуры (Г) и солености (Д) на океанографическом разрезе V (Е) в рейсе № 80 НИС «Академик Опарин» (ОР80) в октябре 2025 г.

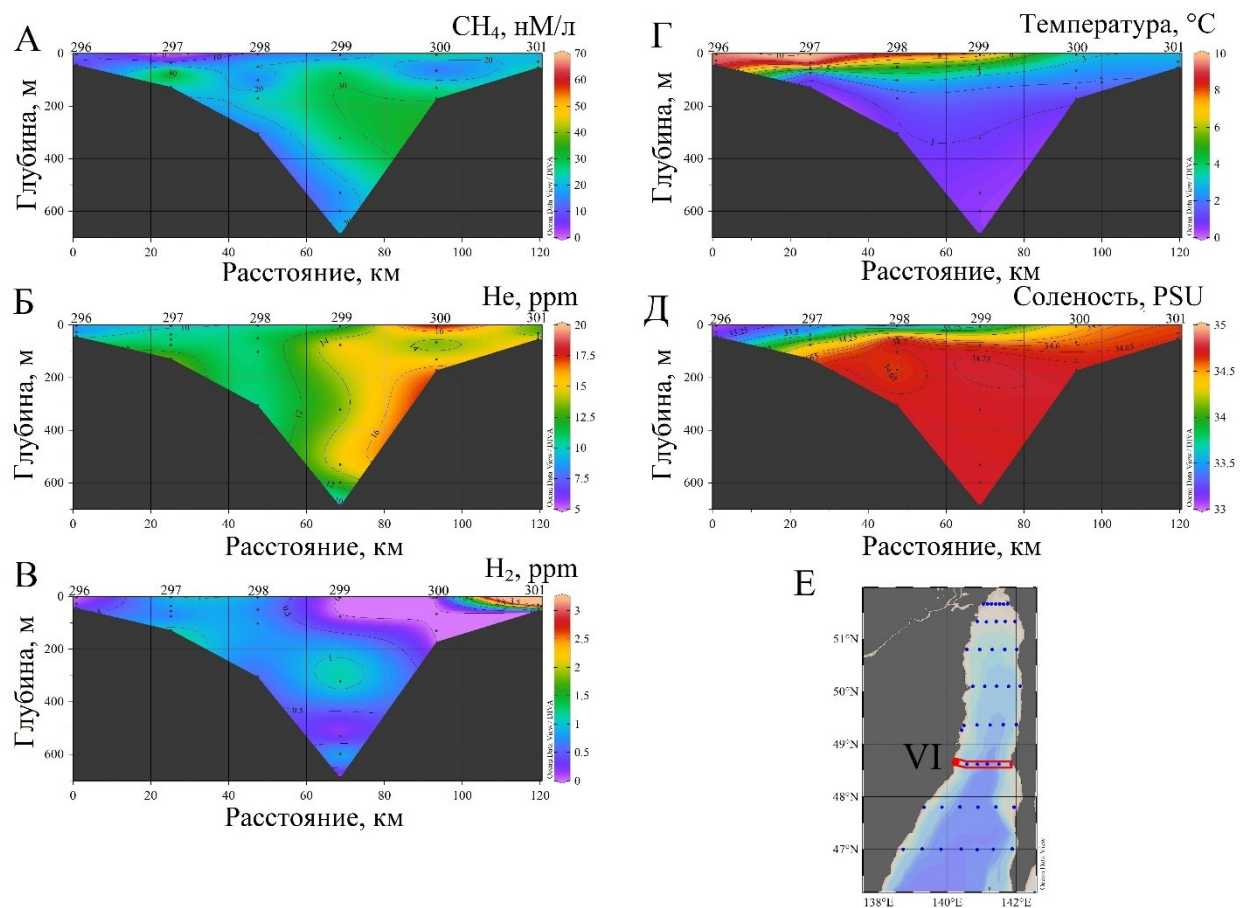


Рисунок 82 – Результаты измерений метана (А), гелия (Б), водорода (В), температуры (Г) и солености (Д) на океанографическом разрезе VI (Е) в рейсе № 80 НИС «Академик Опарин» (ОР80) в октябре 2025 г.

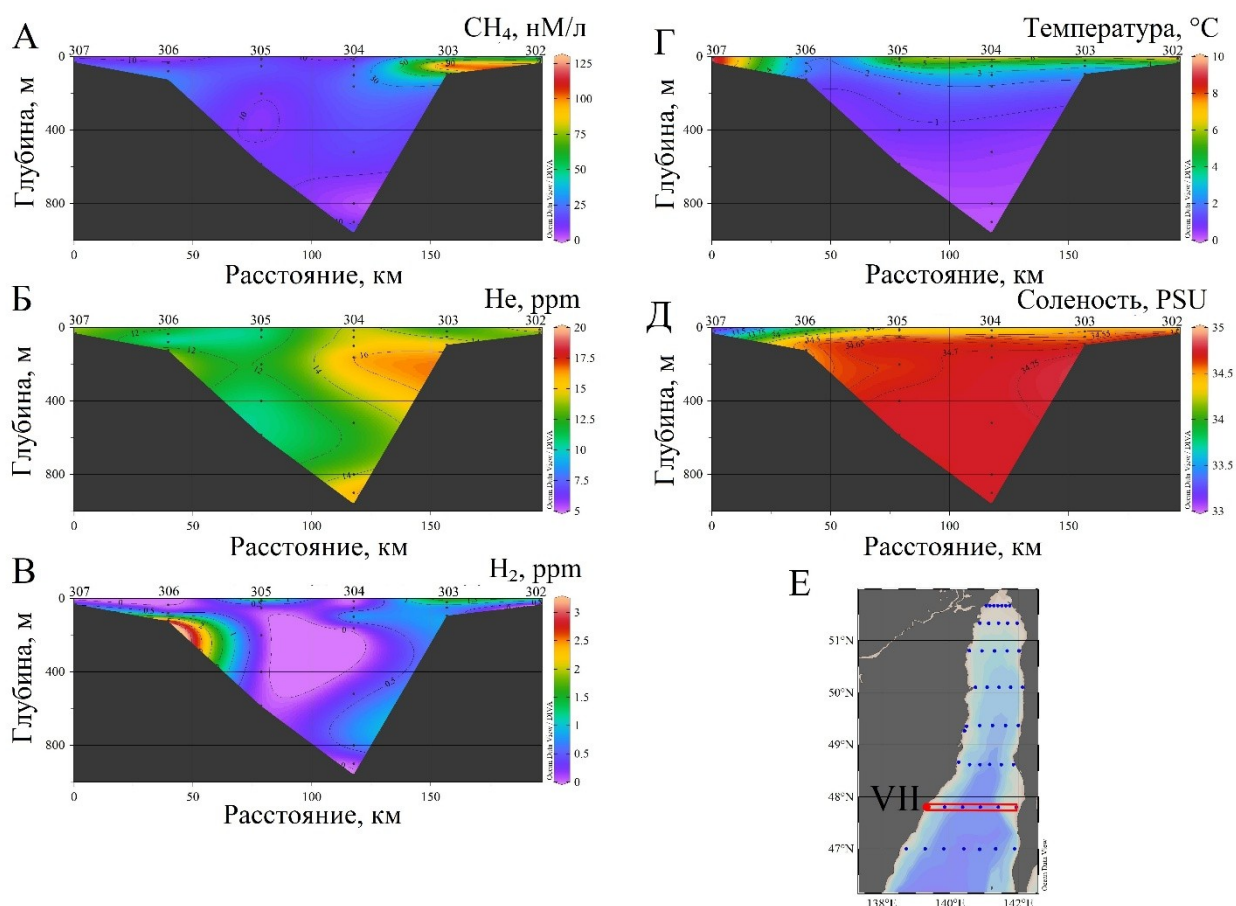


Рисунок 83 – Результаты измерений метана (А), гелия (Б), водорода (В), температуры (Г) и солености (Д) на океанографическом разрезе VII (Е) в рейсе №80 НИС «Академик Опарин» (ОР80) в октябре 2025 г.

Разрез VIII (Рисунок 76, 84) расположен в южной части Татарского пролива и охватывает глубины до 250 м. Здесь выявлены две области повышенных концентраций метана: в районе станций 309-311 (24-34 нМ/л) и у станции 313 (до 54 нМ/л). В отличие от северных разрезов, эти аномалии не имеют прямой привязки к придонному слою, а располагаются в слое 30–250 м. Такое распределение позволяет предположить, что метан был привнесён сюда системой течений, которые в тёплый период года транспортирует воды с высокими концентрациями метана с юга на север [Kholmogorov et al., 2023]. В нижних слоях (с глубин 100-200 м и до дна) вдоль приморского берега отмечается устойчивый перенос вод на север, а вдоль сахалинского – на юг. Оба потока прижимаются к материковым склонам и имеют приблизительно равную скорость [Пищальник и др., 2014]. Сложное пространственное

распределение измеренных параметров в этом районе (Рисунок 84 Г, Д) подтверждает возможность горизонтального переноса газов и их последующего накопления в слоях, изолированных от придонных источников.

На этом же разрезе зафиксированы повышенные концентрации гелия (до 17–18 ppm) в придонном слое у континентального шельфа, в глубокой части пролива и на западном шельфе о. Сахалин (станции 308, 312, 313). Присутствие гелия – инертного газа, мигрирующего исключительно по глубинным разломам, – однозначно указывает на глубинную природу флюидов, поступающих в водную толщу. Восточная, наиболее активная в отношении эмиссии газов, часть Южно-Татарского прогиба входит в газогеохимическую углегазонасную зону с повышенной долей термогенных и более глубинных газов. В эту же зону входит юго-западная часть о. Сахалин, где установлен средний изотопный состав $\delta^{13}\text{C-CH}_4$ $-21 \div -43$ ‰ VPDB. Такие значения характерны для смешанного термогенно-биогенного генезиса с преобладанием термогенной компоненты, что обусловлено тектоно-магматическими и флюидодинамическими особенностями геологического строения региона, а также его углегазонасностью. Важным дополнительным источником метана в осадочных бассейнах являются угленосные толщи. В пределах района работ на восточном борту Южно-Татарского прогиба скважинами Старомаячининской 1 и 2, а также Красногорской вскрыты прослой углей [Харахинов, 2010; Нечаюк, Обжиров, 2010]. Изотопный состав углерода метана из газогидратонасных осадков (например, $\delta^{13}\text{C-CH}_4$ -47 ‰, станция LV59-27НС) совпадает со средними значениями для метана угольных пластов юга о. Сахалин ($\delta^{13}\text{C-CH}_4$ от -35.3 до -55.9 ‰) [Гресов, 2011]. Это изотопное сходство указывает на возможную связь газогидратных скоплений с угленосными толщами, которые служат либо основным, либо дополнительным источником термогенного метана.

Таким образом, комплекс газогеохимических данных по разрезу VIII (аномалии метана, гелия, углекислого газа) в совокупности с изотопными характеристиками, сведениями о глубинном строении и наличием угленосных

отложений убедительно свидетельствует о том, что южная часть Татарского пролива является зоной активной и долговременной разгрузки многокомпонентных глубинных флюидов. Гидродинамический перенос газов течениями дополняет тектонический контроль, формируя сложную пространственную структуру газогеохимических полей, которые сохраняют устойчивость на протяжении многих лет.

Проведённые в 2025 г. газогеохимические исследования в Татарском проливе выявили устойчивую меридионально ориентированную зону придонной разгрузки метана, гелия и водорода вдоль западного шельфа о. Сахалин (разрезы I-VII). Эта зона характеризуется высокими концентрациями метана (до 3424 нМ/л), превышающими ранее зарегистрированные значения в этом районе, а также аномалиями гелия и водорода, однозначно указывающими на глубинное происхождение флюидов. Пространственное распределение аномалий контролируется системой субмеридиональных разломов, которые служат каналами миграции глубинных газов [Харахинов, 2010]. Интенсивность разгрузки возрастает с севера на юг, что может быть связано с изменением геодинамического режима.

В южной части пролива (разрез VIII) значительную роль в перераспределении газов играют течения: метан, поступивший из придонных источников, вовлекается в систему циркуляции и переносится в вышележащие слои, формируя аномалии в толще воды. Это подтверждает, что гидродинамический фактор наряду с тектоническим определяет структуру газогеохимических полей в регионе. Совместное присутствие метана, гелия и водорода, а также углекислого газа в зонах дегазации свидетельствует о многокомпонентном составе глубинных флюидов, что характерно для активных континентальных окраин с высоким тепловым потоком [Suess, 2014].

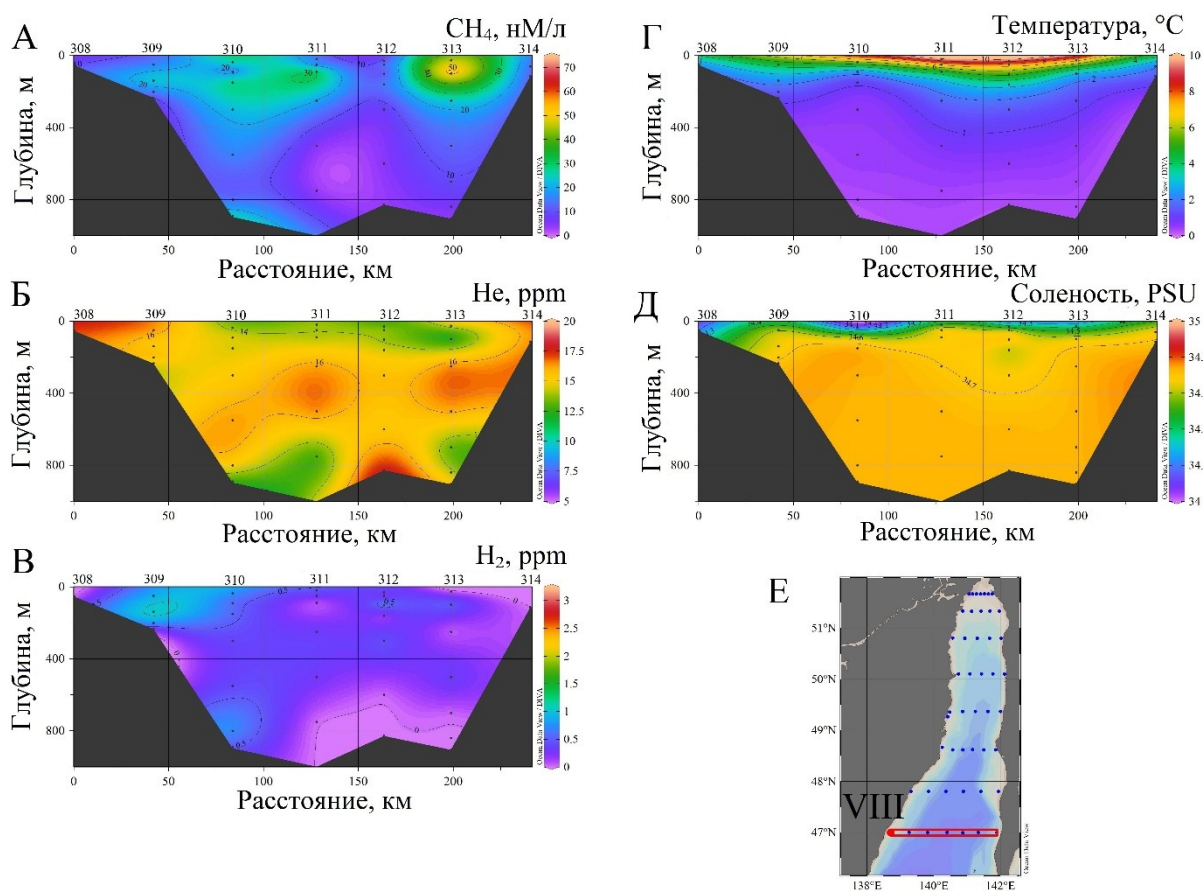


Рисунок 84 – Результаты измерений метана (А), гелия (Б), водорода (В), температуры (Г) и солености (Д) на океанографическом разрезе VIII (Е) в рейсе № 80 НИС «Академик Опарин» (ОР80) в октябре 2025 г.

5.4.4. Микробиологические индикаторы газогеохимических полей

Впервые для северной части Японского моря проведено комплексное исследование биоиндикаторных генов метанового цикла в донных отложениях газогидратного (Татарский пролив) и негазогидратного (континентальный склон Приморского края) районов (Рисунок 85) [Сырбу и др., 2025].

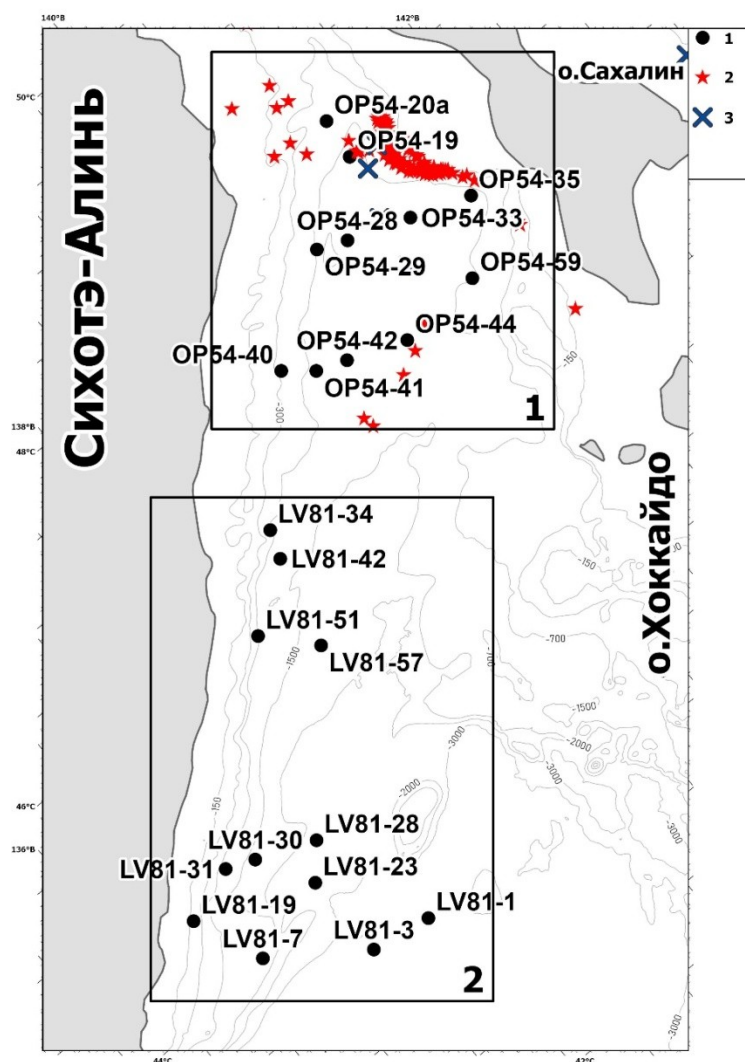


Рисунок 85 – Карта-схема отбора проб для исследования биоразнообразия микроорганизмов [Сырбу и др., 2025]. Районы условно разделены на 1– газогидратный и 2 – негазогидратный:

1 – станции отбора проб донных осадков для исследования биоразнообразия микроорганизмов; 2 – газовые «факелы»; 3 – газовые гидраты [Operation Report..., 2013, 2014, 2016].

При исследовании распределения генов *pmoA* и *mscA* (Рисунок 86), связанных с метанотрофией и метаногенезом в морских донных отложениях Японского моря было выявлено, что гены-биоиндикаторы метанового цикла были обнаружены на станциях с концентрацией метана, наиболее близкой к средней (Рисунок 87). Гены *mscA* были зафиксированы на самых глубоких станциях в (от 700 до 1094 м). Функциональные гены метанотрофии встречались практически на всех станциях даже при невысоких концентрациях метана. Так на станции OP54-59 *pmoA* был обнаружен на

станции с минимальной концентрацией метана 0.002 ppm. В среднем при обнаружении газогидратов в районе наблюдается большая активность метанотрофных прокариот.

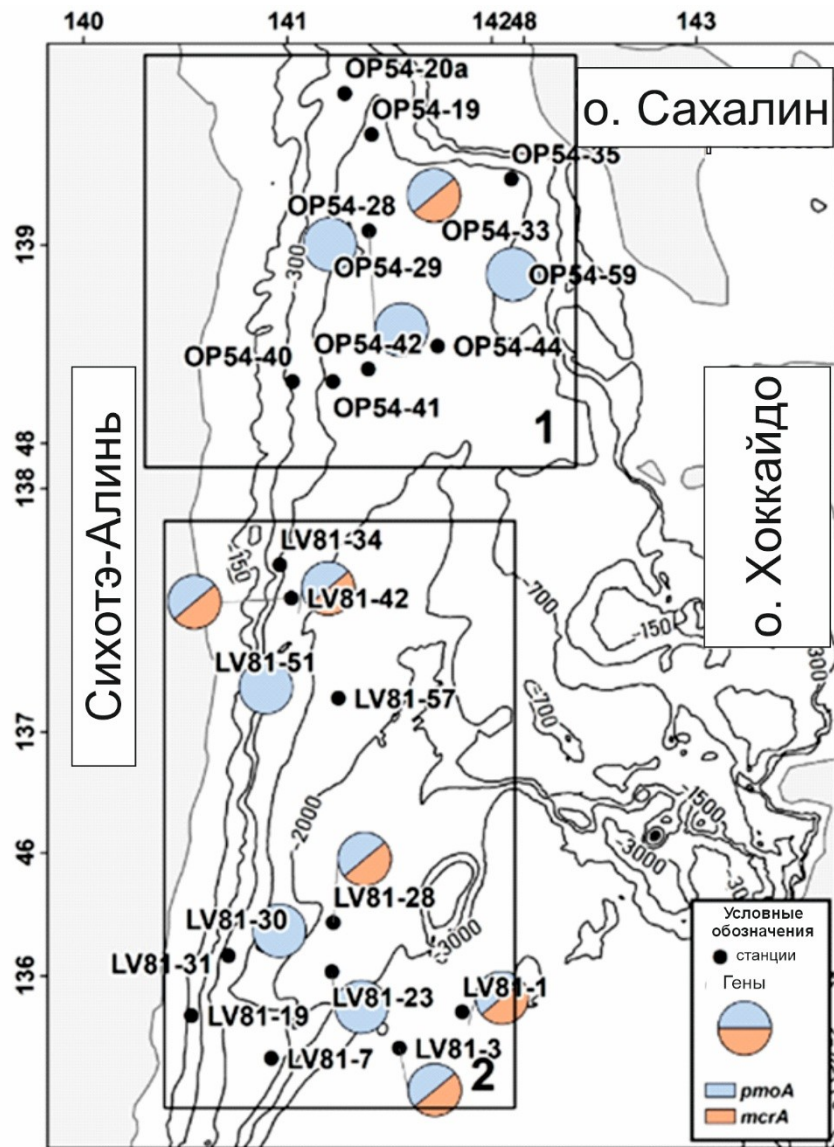


Рисунок 86 – Распределение функциональных генов-биоиндикаторов в донных отложениях северной части Японского моря.

Станции разделены на (1) газогидратную зону и (2) негазогидратную зону.

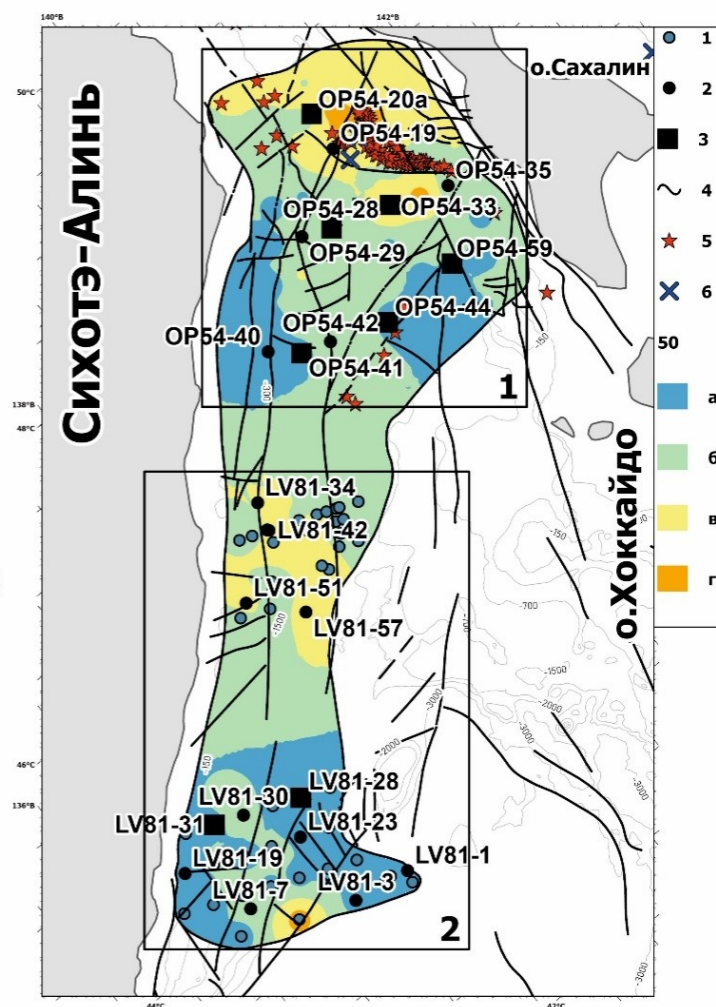


Рисунок 87 – Карта-схема распределения метана в верхнем слое донных отложений: 1 – газогидратный район; 2 – негазогидратный район.

1 - станции опробования; 2 - станции выделения культивируемых бактерий, 3- станции, на которых отмечена способность штаммов, к утилизации лактата; 4 - разломы; 5 - газовые факелы; 6 - обнаруженные газогидраты; "50" - концентрации метана на горизонте 50 см в нМ/дм³: а - до 250; б - до 1000; в - до 2500; г - до 15000; д - до 500000.

Таким образом, было выявлено, что микробное сообщество в газогидратном и негазогидратном районах исследования уникально, и обладает специфическими физиологическими характеристиками, связанными с наличием или отсутствием мелководных газогидратов.

5.4.5. Обобщённая модель формирования и переноса газогеохимических полей

На основе интегрированного анализа геологических, гидрологических, газогеохимических и микробиологических данных предложена обобщённая модель формирования газогеохимических полей в юго-западной части шельфа о. Сахалин (Татарский пролив) и сопредельных районах Японского моря. Модель включает несколько ключевых элементов:

1) Глубинный источник флюидов. В осадочном чехле Южно-Татарского бассейна мощностью до 7–8 км в условиях повышенного теплового потока ($80\text{--}120 \text{ Вт/м}^2$) и тектонической активности происходит генерация термогенного метана и высших углеводородов из нефтегазоматеринских и угленосных толщ. По системе глубинных разломов (Западно-Сахалинский, Центрально-Сахалинский и др.) эти газы, обогащённые гелием и водородом, мигрируют вверх, достигая поверхности дна. Прямыми доказательствами глубинной природы флюидов служат аномалии гелия (до 61 ppm) и изотопный состав углерода метана ($-43\text{...}-50 \text{ ‰ VPDB}$).

2) Разгрузка газов и формирование придонных аномалий. В местах выхода разломов на морское дно (газовые факелы, зоны газогидратов) метан поступает в придонный слой воды. Для Татарского пролива придонные горизонты соответствуют глубинам от 50 до 200 м (в южной части – до 300 м). В этих слоях на протяжении большей части года (включая тёплый период) сохраняется низкая температура ($0.2\text{--}2.0 \text{ °C}$), что обусловлено зимним формированием плотных холодных вод и их последующей консервацией в придонных депрессиях. Благодаря этому метан эффективно растворяется и аккумулируется в придонных водах. Максимальные концентрации метана в придонных водах достигают 155.6 нМ/л (южная часть Татарского пролива).

3) В летне-осенний период сезонный пикноклин (глубина 20-25 м) создаёт резкий вертикальный градиент плотности, что существенно затрудняет турбулентный и конвективный перенос метана из придонных слоёв к поверхности [Syrbu et al., 2024 a,b; Kholmogorov et al., 2023]. В результате

скорость поступления метана в верхний перемешанный слой снижается, а его эмиссия в атмосферу оказывается ограниченной. Благодаря этому значительная часть метана сохраняется в холодных придонных водах, где становится доступной для горизонтального переноса течениями.

4) Микробиологическая индикация. В зонах активной дегазации формируются специфические микробные сообщества, адаптированные к высоким концентрациям углеводородов. Присутствие бактерий из семейства *Nocardiaceae* (роды *Rhodococcus* и *Nocardioides*), а также их способность усваивать разнообразные углеводные субстраты и разлагать твин-80 указывают на связь этих микроорганизмов с участками, где в осадках повышено содержание метана. Такие особенности могут служить дополнительным признаком при поиске газогидратоносных зон.

Таким образом, юго-западный шельф о. Сахалин (Татарский пролив) представляет собой уникальный район, где взаимодействие геологических, гидрологических, гидродинамических и микробиологических факторов создаёт благоприятные условия для формирования контрастных газогеохимических полей и мелководных газогидратов. Комплексный подход, объединяющий газогеохимические, гидрологические, геологические и микробиологические методы, позволяет не только выявлять зоны активной дегазации, но и прослеживать пути переноса растворённого метана течениями и вихрями, что имеет значение для оценки масштабов углеродного цикла в окраинных морях и для прогноза экологических рисков, связанных с эмиссией парниковых газов. Полученные результаты могут быть использованы при планировании геологоразведочных работ на шельфе о. Сахалин и для организации долгосрочного мониторинга флюидодинамических процессов в регионе.

5.5. Формирование газогеохимических полей в районе Сахалинского залива

Хоккайдо-Сахалинская складчатая область представляет собой единую динамичную геологическую систему, где процессы на суше и под водой неразрывно связаны. Недооценка этой связи, особенно шельфовой зоны, ведет к фрагментарному пониманию региона. Продолжение сухопутных горных гряд и разломов на шельфе – прямое указание на общую тектоническую историю. Механизмы, сформировавшие Сахалинские горы (сжатие, столкновение плит), продолжали действовать и в прибрежной зоне. Шельф – это погруженная часть орогена (горного сооружения). Отрицательные формы рельефа (впадины, желоба) столь же важны, как и поднятия. Они часто являются межгорными прогибами или рифтами, заполненными мощной толщей осадков. Эти осадочные бассейны – естественные ловушки для флюидов (углеводородов, газов, термальных вод). Продолжение глубинных разломов с суши на шельф и склон создает естественную сеть каналов для вертикальной миграции глубинных флюидов, тепла и газов из недр к поверхности дна.

5.5.1. Тектоническое строение и разломная сеть Северного Сахалина

Сахалинский залив расположен в северо-западной части Охотского моря и является составной частью обширной Хоккайдо-Сахалинской складчатой области, сформировавшейся в позднем мезозое – кайнозое в результате сложного взаимодействия литосферных плит на границе Азиатского континента и Тихого океана [Гранник, 2008; Харахинов, 2010]. Регион относится к Охотоморской плите – крупной литосферной структуре, окончательно оформившейся в позднем мелу и перекрытой мощным чехлом кайнозойских отложений [Иволга, 2014]. Западная граница плиты проходит вдоль системы глубинных разломов, прослеживающихся по острову Сахалин [Харахинов, 2010]. Взаимное смещение Охотоморской и Евразийской плит, а также процессы спрединга в рифтовой структуре Татарского пролива,

обуславливают высокую сейсмичность и современную геодинамическую активность региона [Родников и др., 2014].

Северо-Сахалинский осадочный бассейн, являющийся крупнейшей нефтегазоносной структурой Охотоморского региона, наложен на Хоккайдо-Сахалинскую складчатую систему и наследует её структурный план [Дымович и др., 2016]. Именно это тектоническое наследование создаёт принципиальные предпосылки для формирования аномальных полей природных газов в акватории: глубинные разломы и складчатые зоны, заложенные в фундаменте, продолжают в осадочном чехле, обеспечивая каналы вертикальной миграции флюидов и контролируя локализацию очагов разгрузки. В субмеридиональном – северо-восточном простирании здесь выделяются структурные элементы первого порядка: Байкало-Чайвинский, Пильтун-Чайвинский, Восточно-Сахалинский мегапрогибы и Шмидтовское надшовное мегаподнятие. Каждый из этих элементов вносит свой вклад в формирование газогеохимической обстановки.

Байкало-Чайвинский мегапрогиб протягивается от центральных районов о. Сахалин до границы с Охотско-Шантарским бассейном на расстояние около 500 км при ширине 80-100 км. Его западная граница ограничена Александровским, Литкинским и Устьамурским поднятиями, восточная – Шмидтовским мегаподнятием на севере и Хоккайдо-Сахалинским трансрегиональным разломом на юге. Глубина залегания фундамента в прогибе достигает 8 км, а в сводах поднятий составляет 4-5 км. Такая значительная мощность осадочного выполнения создаёт благоприятные условия для длительной генерации углеводородов в нефтегазоматеринских толщах, а наличие антиклинальных структур и разломных зон определяет возможные пути миграции и аккумуляции газов. Основные зоны нефтегазонакопления на острове связаны с антиклинорными поднятиями в пределах этого прогиба [Дымович и др., 2016], что позволяет предполагать аналогичные процессы на его продолжении в шельфовой зоне.

Пильтун-Чайвинский мегапрогиб расположен между Хоккайдо-Сахалинским разломом и Шмидтовским мегаподнятием, охватывая восточное побережье и шельф Сахалина. Глубина залегания акустического фундамента здесь достигает 10 км, что указывает на максимальную в регионе мощность осадочного чехла и, соответственно, высокий потенциал генерации углеводородов [Дымович и др., 2016]. В пределах этого прогиба флюидонасыщенные толщи перекрываются слабопроницаемыми горизонтами, а бортовые разломы служат эффективными проводниками для восходящей миграции газов из глубоких зон в придонные слои.

Шмидтовское надшовное мегаподнятие маркирует положение субдукционной сутуры в фундаменте и представляет собой зону длительной тектонической активности. Оно протягивается от полуострова Шмидта на 370 км при ширине 25-60 км. В его сводовой части зафиксирована система разнопорядковых складок с углами падения крыльев 30-65°, а подошва осадочного чехла погружается до 3-5 км [Дымович и др., 2016]. Интенсивная дислоцированность пород и развитие систем трещиноватости создают исключительно благоприятные условия для формирования проницаемых зон, по которым глубинные флюиды (в том числе мантийный гелий и водород) могут подниматься к поверхности. Крупнейшими складками юго-восточного сегмента являются Западно-Одоптинская и Восточно-Одоптинская антиклинали, с которыми связаны интенсивные флюидопроводящие зоны.

Восточно-Сахалинский мегапрогиб ограничен с юго-запада Шмидтовским поднятием, а с северо-востока – поднятием Тихоновича, отделяющим его от Дерюгинского бассейна. Мощность осадочного чехла здесь достигает 4750 м. Пограничная зона с Дерюгинским бассейном интерпретируется как зона флюидомассопереноса, что подтверждается наличием газовых окон и придонных залежей газогидратов [Дымович и др., 2016]. Таким образом, именно в этой зоне формируются прямые признаки активной дегазации – аномальные концентрации метана, гелия и водорода в водной толще, которые фиксируются при газогеохимических исследованиях.

Совокупность перечисленных структурно-тектонических особенностей создаёт мощный геологический каркас, предопределяющий устойчивое формирование аномальных газогеохимических полей в акватории Сахалинского залива.

На акватории Сахалинского залива и прилегающего шельфа выделяется сеть субмеридиональных и северо-восточных разломов, являющихся продолжением континентальных структур [Харахинов, 2010]. Среди них – Западно-Байкальский, Восточно-Байкальский, Западно-Шмидтовский и Восточно-Сахалинский разломы. Эти тектонические нарушения служат основными каналами вертикальной миграции глубинных флюидов, включая метан, гелий, водород и углекислый газ. В зонах их пересечения нередко формируются локальные очаги разгрузки, фиксируемые в виде газовых факелов, аномалий растворённых газов в воде и скоплений газогидратов в осадках [Jin et al., 2013; Minami et al., 2016; Shakirov et al., 2016].

5.5.2. Гидрологические особенности Сахалинского залива

Сахалинский залив представляет собой мелководную акваторию со сложной гидродинамикой, которая формируется под определяющим воздействием стока реки Амур, водообмена с Охотским морем, и распреснением [Kitani, 1973]. После выхода из Амурского лимана мощный поток распресненных вод формирует так называемое Амурское течение. Оно движется на север, прижимаясь к западному берегу острова Сахалин (Рисунок 88).

Согласно другой точки зрения на циркуляцию вод залива: распресненные воды из северной части лимана поступают в Сахалинский залив (Охотское море) в виде мощной струи со скоростью до 1-1.5 м/с (по спутниковым данным), образуя четко выраженный язык (линзу) распресненной воды толщиной около 7 метров [Жабин и др., 2010]. На периферии этой линзы формируется антициклонический круговорот (вращающийся по часовой стрелке в Северном полушарии). Стоковые воды не

уходят прямо в море, а частично закручиваются и рециркулируют внутри самой линзы, способствуя ее заполнению и росту. Часть вод струи отклоняется вправо (из-за вращения Земли) и формирует вдольбереговое течение, направленное на север вдоль побережья острова Сахалин [Жабин и др., 2010]

Мощность Амурского течения зависит от многих физико-географических факторов, в том числе водности р. Амур и времени года. В период с мая по октябрь, когда уровень Японского моря выше, чем Охотского, почти весь сток Амура поступает в Сахалинский залив, формируя струйное стоковое течение с антициклонической циркуляцией на периферии и прибрежное Амурское течение [Жабин и др., 2010]. Благодаря вихревой структуре и силе вращения Земли (сила Кориолиса), распресненные воды смещаются в восточную часть залива (к сахалинскому берегу), эта вихревая структура способствует накоплению и удержанию больших объемов амурского стока на длительный период [Колпаков и др., 2023].

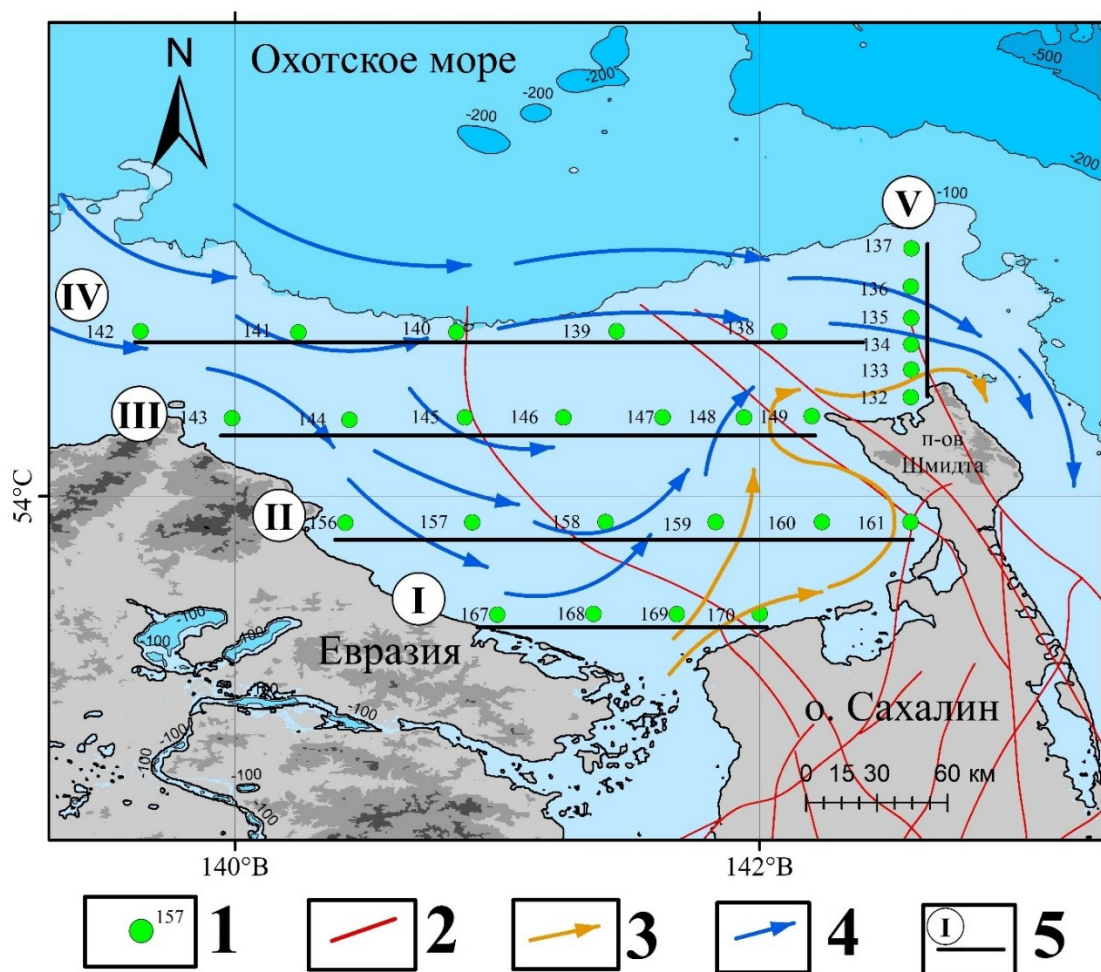


Рисунок 88 – Схема расположения разрезов и точек отбора проб в 80 рейсе НИС «Академик Опарин» (OP80)

1 – точки отбора проб; 2 – схематические линии разломов [Харахинов, 2010]; 3 – распресненные воды Амурского Лимана; 4 – холодные воды Охотского моря; 5 – условные линии океанографических разрезов

5.5.3. Распределение метана, гелия и водорода в морской воде

Сахалинского залива

В ходе 80-го рейса НИС «Академик Опарин» (осень 2025 г.) в акватории Сахалинского залива впервые выполнены комплексные газогеохимические исследования распределения растворённых в морской воде метана, гелия, водорода и углекислого газа. Пробы отобраны на 28 океанографических станциях, объединённых в пять субширотных разрезов, пересекающих залив от западного побережья о. Сахалин до зоны влияния Амурского лимана,

сравнительно равномерно освещающих весь Сахалинский залив (до Амурского лимана). Дополнительно от северной оконечности о. Сахалин выполнен меридиональный разрез, который характеризовал зону распреснения (в южной его части), а также ооотоморские воды на северной части разреза (Рисунок 88). Общее количество определений составило 408. Средние концентрации газов в водах залива составили: для метана – 13.24 нМ/л, гелия – 10.2 ppm, водорода – 1.85 ppm (Таблица 18).

Таблица 18 – Результаты газогеохимических измерений в Сахалинском заливе в 80 рейсе НИС «Академик Опарин» (осень 2025 г.)

	CH ₄ , нМ/л	CO ₂ , %	He, ppm	H ₂ , ppm
сред	13.24	0.13	10.22	1.85
макс	83.22	0.516	13.22	4.07
мин	2.8	0.003	6.96	0.64

Выявленные аномалии пространственно приурочены к зонам глубинных разломов, которые являются флюидопроводящими системами, и их расположение контролируется сложной гидродинамической обстановкой, формируемой взаимодействием распреснённых вод Амурского лимана и солёных вод Охотского моря [Жабин и др., 2010; Колпаков и др., 2023].

Разрез I (станции 167–170) расположен в южной части залива, где влияние Амурского стока наиболее выражено (Рисунок 88). Здесь на станции № 168 на глубине 15 м зафиксирована придонная аномалия метана с локальным максимумом 18.23 нМ/л (Рисунок 89А). Данная аномалия приурочена к области солёных вод (>27.9 PSU) с высокой температурой (>7 °С), поступающих с северо-запада, и расположена в придонном слое до глубины 10 м. В верхнем 10-метровом слое на восточной части разреза прослеживаются распреснённые воды (солёность до 20 PSU), поступающие из Амурского лимана. Аномалия пространственно совпадает с зоной Западно-Байкальского разлома (Рисунок 88), что указывает на её тектоническую природу. Важно отметить, что метан, выделяющийся из этого источника,

полностью растворяется в солёных водах, поскольку растворимость газов линейно возрастает с увеличением солёности [Wiesenburg, Guinasso, 1979].

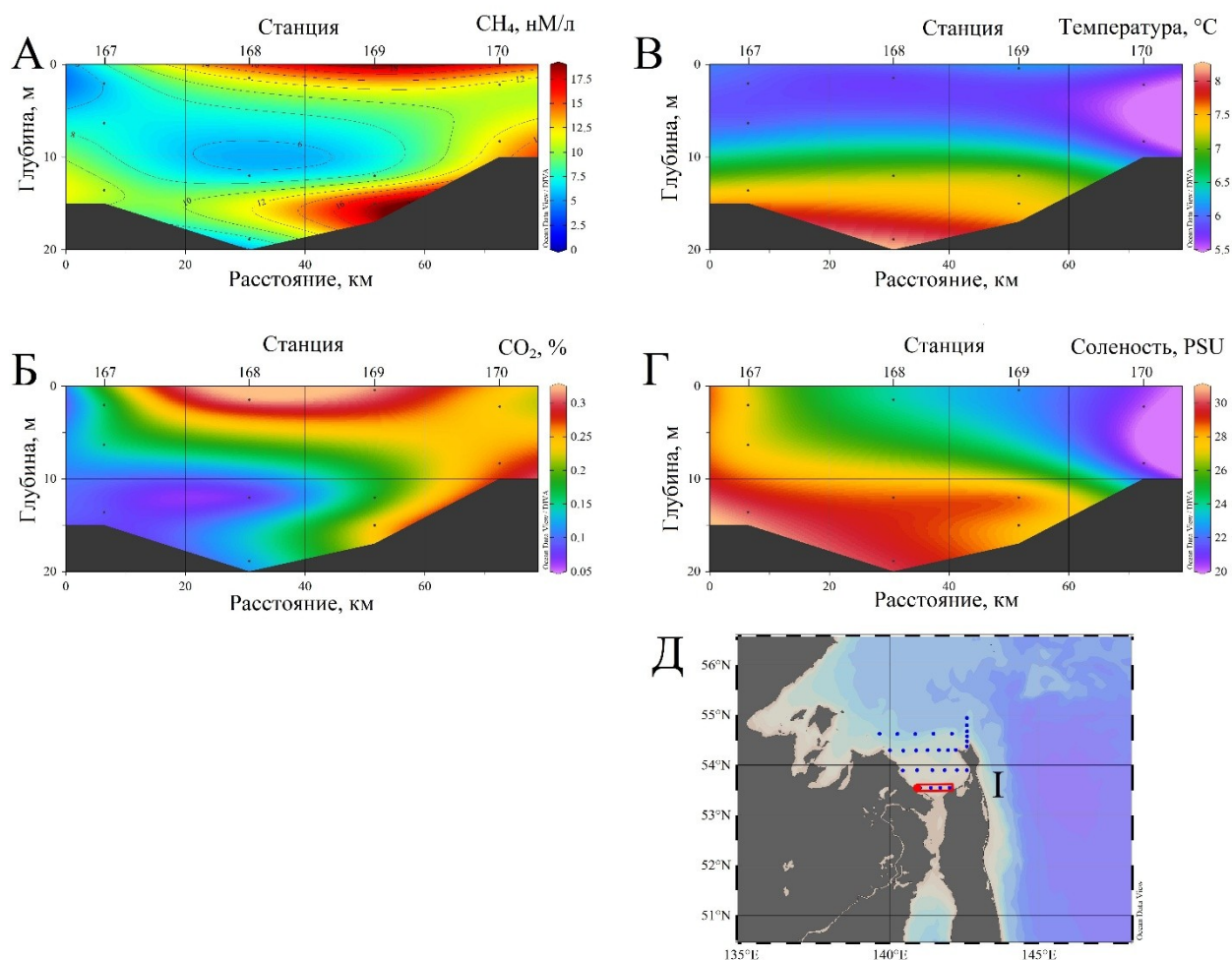


Рисунок 89 – Профили метана (А), углекислого газа (Б), температуры (В) и солёности (Г) на океанографическом разрезе I (Д)

Разрез II (станции 156-161) демонстрирует две контрастные придонные аномалии метана (Рисунок 90). На станции № 159 содержание метана достигает 58.37 нМ/л, приурочено к водам с солёностью >30 PSU и температурой около 9 °C. Вторая аномалия на станции № 161 (56.23 нМ/л) связана с водами несколько меньшей солёности (27.6 PSU) и температуры (7 °C). Для аномалии на станции № 159 характерна повышенная температура, что может свидетельствовать о приуроченности к выходу флюида, однако по данным В.В. Харахинова (2010) в данном районе ранее не были выявлены региональные разломы. В то же время станция № 161 приурочена к пересечению Восточно-Байкальского и Западно-Шмидтовского разломов.

Здесь также наблюдается повышенное содержание CO_2 . Важно отметить, что аномалия в этой области была обнаружена ранее [Обжиров и др., 1999], что указывает на долгосрочный характер стабильной разгрузки газов в этом районе.

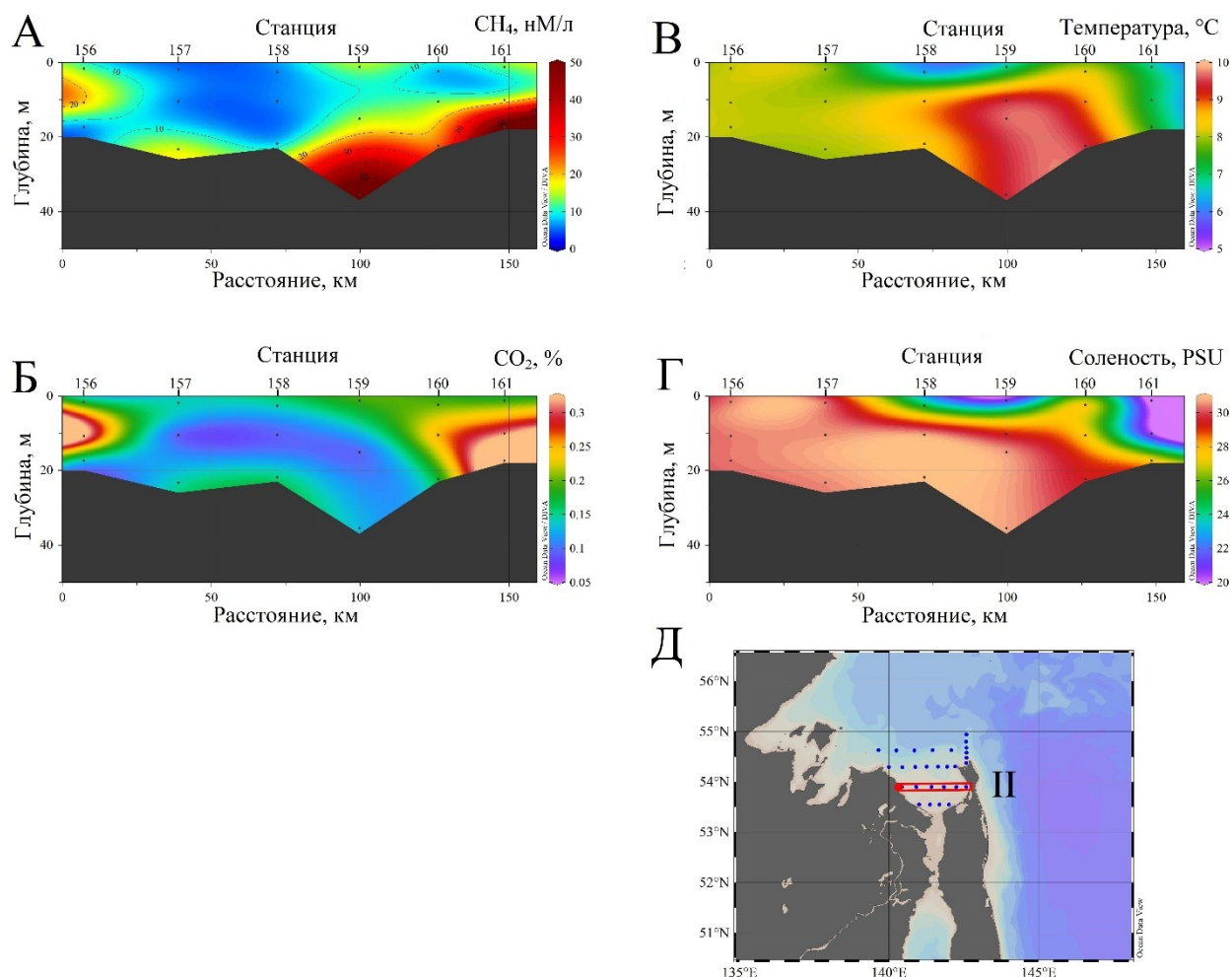


Рисунок 90 – Профили метана (А), углекислого газа (Б), температуры (В) и солёности (Г) на океанографическом разрезе II (Д)

Разрез III (станции 143-149) содержит наиболее интенсивную аномалию метана, зафиксированную в ходе экспедиции. На станции № 149 придонная концентрация метана достигает 83.22 нМ/л (Рисунок 91), что почти в 6 раз превышает среднее значение по заливу и сопоставимо с аномалиями, зарегистрированными в заливе Терпения [Syrbu et al., 2025]. Здесь также зафиксирована солёность около 30 PSU, повышенная температура (>9 °C), а также повышенные концентрации водорода и гелия. На станции № 147 также

отмечен повышенный уровень H_2 . По данным В.В. Харахинова (2010), в районе станции № 149 нет известных разломов, однако через станцию № 148 проходит Западно-Шмидтовский разлом, а западнее станции № 149 – Западно-Одоптинский разлом. Наличие аномалии между этими структурами позволяет предположить существование ранее не выявленного разлома широтного простирания, который является источником многокомпонентного газового флюида, обогащённого метаном, гелием и водородом.

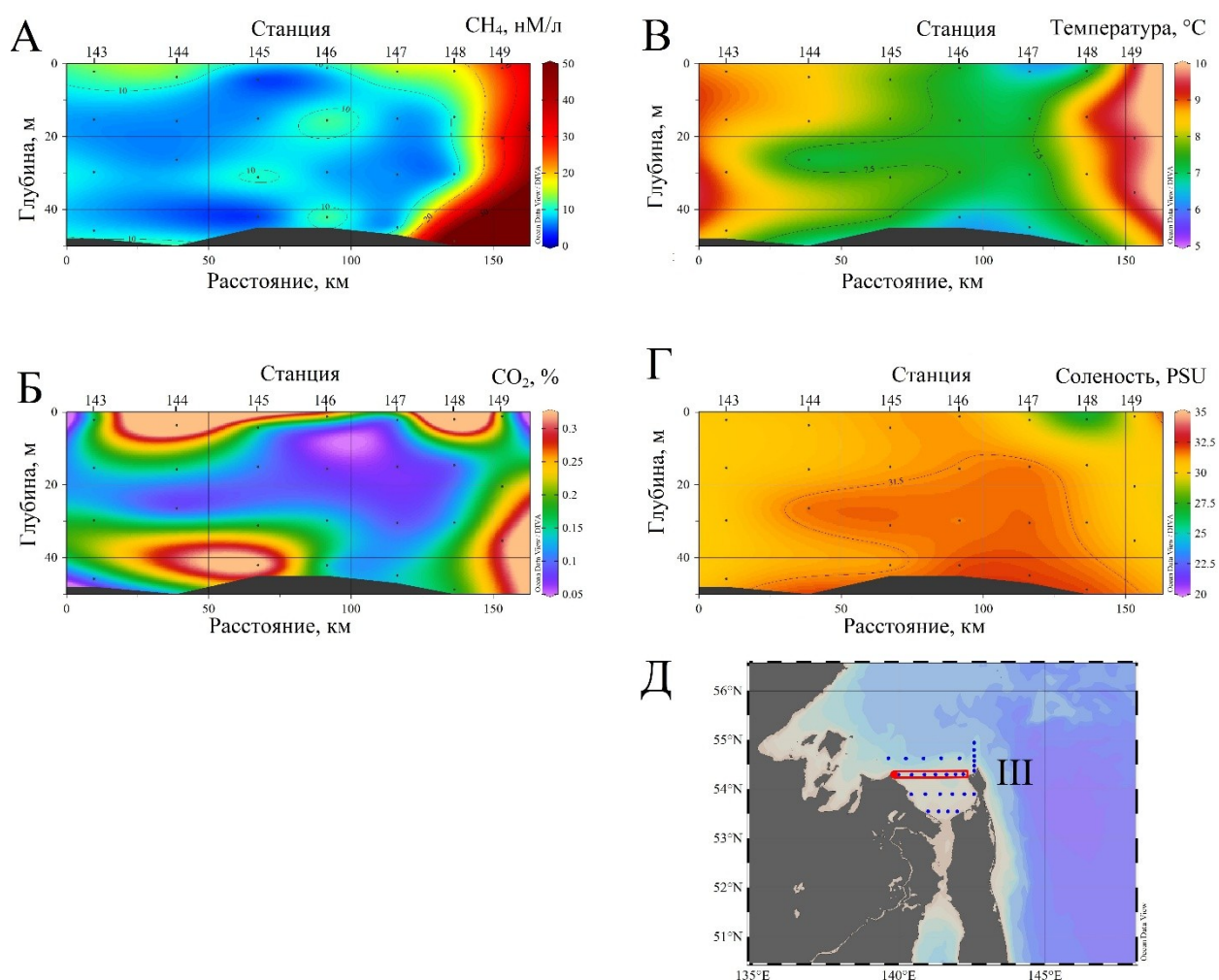


Рисунок 91 – Профили метана (А), углекислого газа (Б), температуры (В) и солёности (Г) на океанографическом разрезе III (Д)

Разрез IV (станции 135-142) характеризуется аномалией метана с локальным максимумом 14.63 нМ/л на станциях № 141 и № 142 (Рисунок 92). Особенностью этой аномалии является то, что содержание метана на глубине 80 м ниже, чем на глубине 50 м, а сама аномалия имеет широкое

распространение. Солёность и температура здесь близки к средним значениям по разрезу. Эти особенности, а также отсутствие известных разломов в данном районе [Харахинов, 2010], позволяют предположить, что источник метана находится на некотором удалении от станций, а газ перенесён течением к месту отбора проб. В то же время повышенные концентрации CO_2 (станции № 141 и № 142) и гелия (до 13 ppm на станциях № 138 и № 142) указывают на наличие локального источника углекислоты и глубинного флюида в районе отбора.

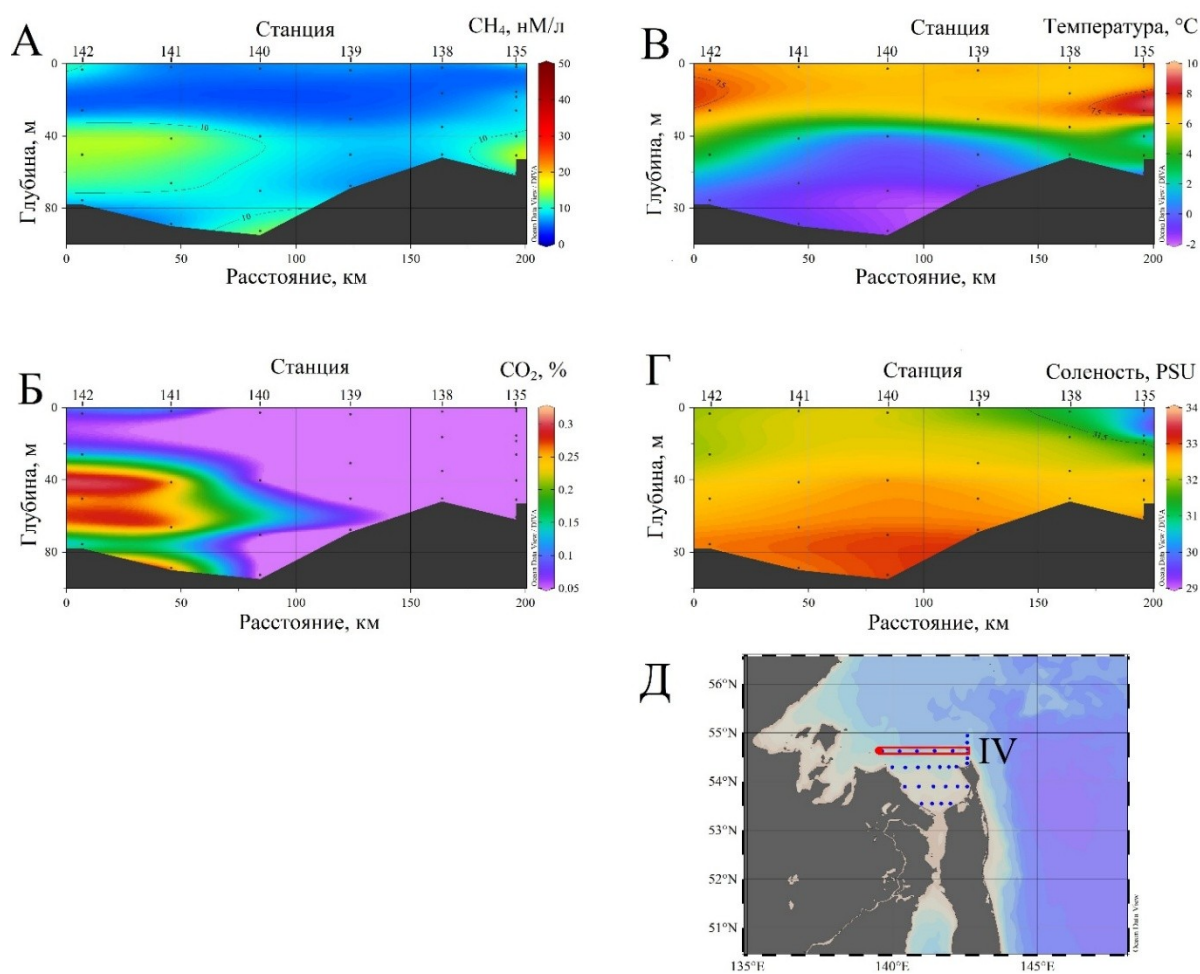


Рисунок 92 – Профили метана (А), углекислого газа (Б), температуры (В) и солёности (Г) на океанографическом разрезе IV (Д)

Разрез V (станции 132-137) выявил придонную аномалию метана с максимумом 35.62 нМ/л на станции № 132 (Рисунок 93). Аномалия имеет значительное горизонтальное простираие, распространяясь на станцию № 133, к востоку от которой проходит Восточно-Сахалинский рифт. На

протяжении всего разреза зафиксированы повышенные концентрации гелия, водорода и углекислого газа, что может быть следствием дегазации по Восточно-Сахалинскому разлому. Характер распределения газов позволяет предположить существование двух различных источников: на станции № 132 преобладают CH_4 , H_2 и He , тогда как на станции № 133 – CH_4 и CO_2 . Различие в составе флюидов подтверждает гипотезу о двух независимых очагах разгрузки в пределах одного разреза.

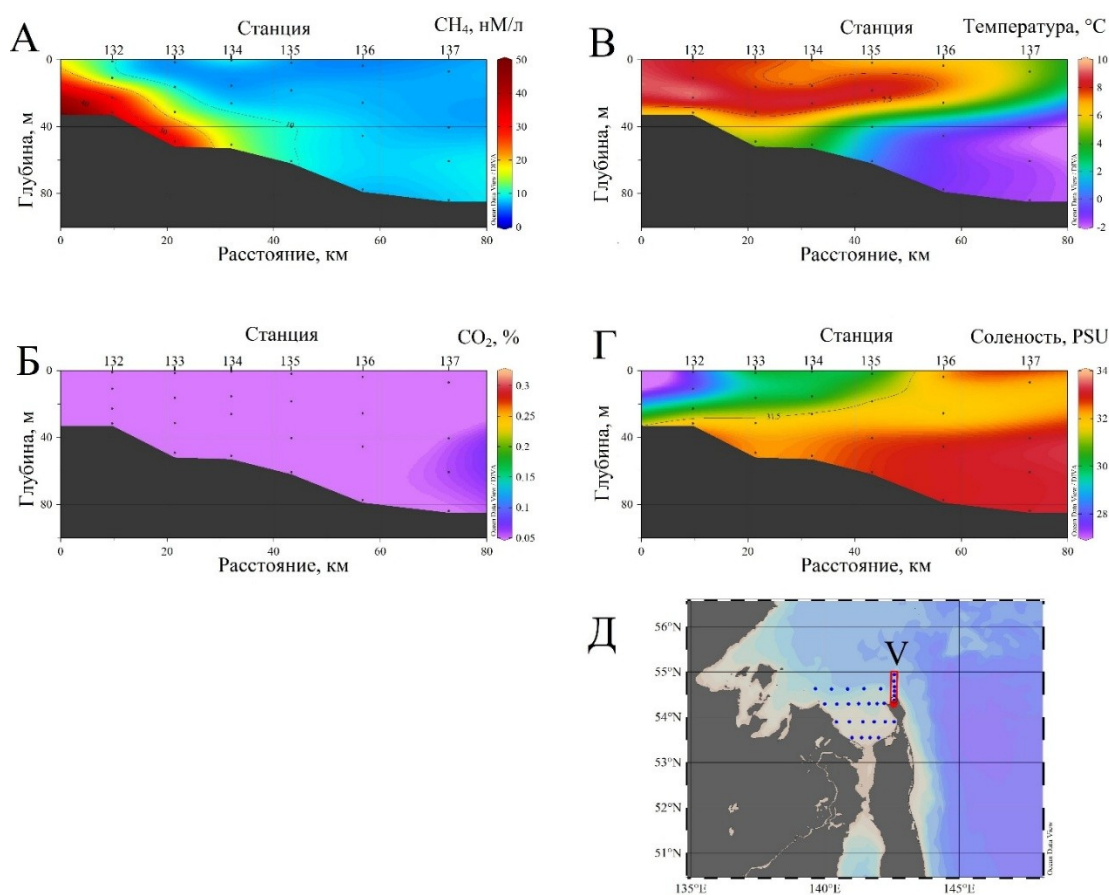


Рисунок 93 – Профили метана (А), углекислого газа (Б), температуры (В) и солёности (Г) на океанографическом разрезе V (Д)

Присутствие гелия в концентрациях, достигающих 13.22 ppm (более чем в 2 раза превышающих фоновые значения для вод Охотского моря [Shakirov et al., 2016]), является ключевым индикатором глубинного происхождения флюидов. Гелий, будучи инертным газом, мигрирует в водную толщу исключительно по глубинным разломам из мантии или нижних горизонтов коры. Совместное присутствие гелия и водорода в аномалиях разреза III и V

указывает на связь газовых потоков с глубинными тектоническими структурами. Повышенные концентрации водорода (до 4.07 ppm) также могут быть связаны с серпентинизацией ультраосновных пород фундамента или с термokatалитическими процессами в осадочной толще [Соколов, 1971].

Распределение выявленных аномалий в значительной степени контролируется гидрологическим режимом Сахалинского залива. В осенний период в заливе взаимодействуют два типа водных масс: солёные воды Охотского моря (солёность >30 PSU, температура 7-9 °C), поступающие с северо-запада, и распреснённые воды Амурского лимана (солёность до 20 PSU, температура 5-15 °C), распространяющиеся вдоль восточного побережья залива [Жабин и др., 2010; Колпаков и др., 2023]. Растворимость метана и других газов линейно возрастает с увеличением солёности [Wiesenburg, Guinasso, 1979]. Поэтому в солёных водах Охотского моря, поступающих в залив, метан, выделяющийся из донных источников, эффективно растворяется и накапливается в придонном слое, не достигая поверхности (аномалии на разрезах I-III). Напротив, в зоне влияния распреснённых вод Амурского лимана (восточная часть разреза I, разрез V) растворимость газов снижена, что создаёт условия для подъёма метана к поверхности и его потенциальной эмиссии в атмосферу.

Обнаруженные в Сахалинском заливе аномалии метана (до 83 нМ/л) сопоставимы по масштабу с аномалиями, зафиксированными в заливе Терпения (до 76 нМ/л) [Syrbu et al., 2025], но уступают максимальным значениям, отмеченным в Татарском проливе (до 155 нМ/л) [Kholmogorov et al., 2023]. По содержанию гелия (до 13.2 ppm) Сахалинский залив близок к фоновым значениям Татарского пролива (10-14 ppm), но значительно уступает аномалиям, зарегистрированным в газогидратоносных осадках западного склона Курильской котловины (до 60 ppm) [Shakirov et al., 2016]. Это указывает на меньшую интенсивность глубинного флюидного потока в северной части региона по сравнению с его центральными и южными секторами.

Пространственная приуроченность выявленных аномалий к зонам глубинных разломов – Западно-Байкальскому, Восточно-Байкальскому, Западно-Шмидтовскому, Восточно-Сахалинскому – подтверждает определяющую роль тектоники в формировании газогеохимических полей. Согласно модели В.В. Харахинова [2010], Северо-Сахалинский осадочный бассейн, в пределах которого расположен Сахалинский залив, характеризуется мощным осадочным чехлом (до 8–10 км) и развитой сетью разломов, создающих каналы для вертикальной миграции флюидов. Особое значение имеют узлы пересечения разломов, где интенсивность разгрузки максимальна (станции № 149, № 161). Это согласуется с данными по другим регионам Мирового океана, где наиболее активные газовые сипы приурочены к пересечениям разрывных нарушений [Judd, Hovland, 2007; Suess, 2014].

Таким образом, проведённые исследования впервые для акватории Сахалинского залива выявили устойчивые придонные аномалии метана, гелия и водорода, приуроченные к зонам глубинных разломов Северо-Сахалинского осадочного бассейна. Совместное присутствие гелия и метана является надёжным индикатором глубинной природы флюидов, а пространственное распределение аномалий контролируется, как тектоническими структурами, так и гидрологическими условиями, определяющими растворимость газов и их вертикальное распространение. Полученные результаты дополняют представления о газогеохимическом режиме Хоккайдо-Сахалинской складчатой области и могут быть использованы при прогнозировании зон разгрузки углеводородов на северном шельфе о. Сахалин.

5.6. Заключение к главе

В главе 5 на основе комплексного анализа оригинальных газогеохимических, гидрологических, геолого-структурных и спутниковых данных впервые для всего шельфового обрамления острова Сахалин (от северо-восточного до юго-западного секторов, включая залив Терпения, пролив Лаперуза и Сахалинский залив) выявлены закономерности

формирования и пространственного распределения газогеохимических полей, обусловленные тесным взаимодействием тектонических, флюидодинамических, океанологических и климатических факторов.

Проведённые исследования доказали, что основными источниками метана, гелия, водорода и сероводорода в водной толще и донных осадках шельфа являются глубинные флюидные потоки, генерируемые в нефтегазоносных осадочных бассейнах (Северо-Сахалинском, Пограничном, Южно-Татарском, Стародубском прогибе) и, в ряде случаев, с участием мантийной компоненты. Вертикальная миграция этих флюидов к поверхности дна обеспечивается активными разломными зонами, среди которых ключевую роль играют Хоккайдо-Сахалинский, Пограничный, Западно-Сахалинский, Восточно-Сахалинский, Центрально-Сахалинский и Стародубский разломы. Наиболее интенсивная разгрузка приурочена к узлам пересечения разнонаправленных разрывных нарушений, что подтверждается совместными аномалиями метана (до 3424 нМ/л в Татарском проливе, 139 нМ/л на восточном шельфе, 83 нМ/л в Сахалинском заливе) и гелия (до 31.6 ppm в воде залива Терпения, 911 ppm в водной толще Татарского пролива). Присутствие гелия – инертного маркера глубинной дегазации – в сочетании с тяжёлыми углеводородами и изотопными характеристиками доказывает глубинную природу флюидов и связь их с корово-мантийными очагами генерации.

Установлено, что гидрологический режим играет двоякую роль. С одной стороны, холодные промежуточные воды, формирующиеся в зимний период и консервирующиеся в придонных депрессиях вплоть до лета, обеспечивают высокую растворимость метана, создавая устойчивые придонные аномалии. С другой стороны, сезонный пикноклин (глубины 10-30 м) создаёт значительный вертикальный градиент плотности, который затрудняет турбулентный и конвективный перенос метана в верхний перемешанный слой, тем самым снижая его эмиссию в атмосферу в тёплый период. Горизонтальный перенос газов течениями (Восточно-Сахалинским, Соя,

Амурским) и мезомасштабными вихрями формирует вторичные аномалии в толще воды, удалённые от прямых придонных источников.

Сероводородные аномалии (до 836 ppb) на северо-восточном шельфе, обнаруженные впервые, интерпретируются как результат разгрузки глубинных флюидов, обогащённых продуктами термохимического восстановления сульфатов и бактериальной сульфатредукции, стимулированной поступлением углеводородов. Пространственная приуроченность H_2S к холодным придонным водам с высоким содержанием кислорода (донная шельфовая вода Восточно-Сахалинского течения) объясняет отсутствие его выхода в поверхностные слои вследствие окисления.

В газогидратоносных районах (южная часть Татарского пролива, западный борт Курильской котловины) подтверждено, что формирование и стабильное существование газогидратов на малых глубинах (322-330 м) обусловлено сочетанием трёх ключевых факторов: 1) низких температур придонных вод ($<2\text{ }^{\circ}\text{C}$), приносимых холодными течениями; 2) повышенного теплового потока ($80\text{-}120\text{ Вт/м}^2$), создающего термобарическую «ловушку» в осадочном чехле; 3) активной разгрузки метана по разломам. Впервые для региона микробиологические индикаторы (присутствие *Nocardiaceae*, утилизация лактата и твина-80) предложены в качестве дополнительных критериев поиска газогидратоносных зон.

Разработанная в главе обобщённая модель формирования газогеохимических полей для восточного и западного шельфа о. Сахалин объединяет четыре последовательных этапа: 1) генерация газов в осадочных бассейнах и, частично, в мантии; 2) вертикальная миграция по разломным каналам; 3) разгрузка на морское дно (холодные сипы, грязевулканические проявления, газовые факелы); 4) растворение в холодных придонных водах, адвективный перенос течениями и, при нарушении пикноклина, эмиссия в атмосферу. Эта модель, верифицированная спутниковыми данными, имеет прогностическое значение для районирования шельфа по степени

газоопасности, оценки углеводородного потенциала и климатических последствий природной дегазации.

Таким образом, результаты главы вносят фундаментальный вклад в понимание флюидодинамики активных континентальных окраин, на примере Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы, и создают научную основу для долговременного экологического мониторинга, поисков газогидратов и оценки углеродного баланса в дальневосточных морях России.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В диссертационной работе решена крупная научная проблема – выявление геохимических критериев дегазации Сахалинской складчатой системы, отражающих генезис, формирование и пространственное распределение газогеохимических полей в тесной связи с геодинамикой северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. На основе комплексного подхода, объединяющего изотопно-газогеохимические, геолого-структурные, океанологические, микробиологические и спутниковые методы, получены новые фундаментальные результаты, имеющие важное значение для теории дегазации Земли, оценки углеводородного потенциала и климатических последствий природной эмиссии парниковых газов. Предложенный методический подход и установленные закономерности имеют универсальный характер и могут быть масштабированы на другие регионы Мирового океана с аналогичными геодинамическими и флюидодинамическими условиями.

Основные научные и практические результаты работы:

1. Установлены генетические типы и пространственные закономерности распределения метана, гелия, водорода и сероводорода на островных участках активной дегазации и на шельфе о-ва Сахалин. По молярным соотношениям газов (CH_4/CO_2 , He/H_2) и изотопным данным выделены различные типы природной дегазации: грязевулканические системы с мантийно-коровым CO_2 , холодные минеральные источники смешанного состава, термальные воды с преимущественно биогенным CH_4 , морские газовые гидраты и поровые воды газовых сипов. Показано, что их распространение контролируется разрывной тектоникой сахалинского сегмента Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы и связью с нефтегазоносными структурами. Установлено, что аномалии He и H_2 , наряду с CH_4 , приурочены к узлам пересечения глубинных разломов, что позволяет рассматривать гелий и водород как консервативные индикаторы флюидопроводящих каналов.

2. Оценена глубина генерации газов для различных источников дегазации о-ва Сахалин на основе молекулярного и изотопного состава ($\delta^{13}\text{C}$ - CH_4 , $\delta^{13}\text{C}$ - CO_2 , $^3\text{He}/^4\text{He}$) с привлечением пяти независимых газовых геотермометров. Для грязевых вулканов юга Сахалина расчётные температуры формирования газовых ассоциаций составляют 300–350 °С, что соответствует глубинам 7–9 км; для термальных вод северо-востока – 100–150 °С и глубинам 2–4 км; для газогидратов – 80–150 °С при смешанном биогенно-термогенном генезисе. Впервые для Южно-Сахалинского грязевого вулкана и Дагинской газогидротермальной системы количественно оценена доля мантийного гелия, что доказывает участие мантийного флюида в разгрузке по глубинным разломам.

3. Оценён вклад природной дегазации Сахалинской складчатой системы в региональный углеродный цикл. Прямые измерения показали, что Дагинская газогидротермальная система поставляет в атмосферу 323.6 т CH_4 в год с площади 50 м², а Южно-Сахалинский грязевой вулкан – 18.5 т CH_4 и 184.1 т CO_2 в год. Масштабирование локальных оценок с использованием спутниковых данных подтверждает, что геологические источники Сахалина вносят измеримый, ранее не учтённый вклад в региональный бюджет метана, сопоставимый с эмиссией от отдельных антропогенных источников. Природная дегазация является не фоновым, а существенным фактором при расчёте парникового баланса дальневосточных окраинных морей.

4. Разработан комплексный методический подход к мониторингу флюидного режима, интегрирующий натурные газогеохимические измерения и данные спутникового зондирования (AIRS, TROPOMI, IASI). Подход позволяет выявлять аномальные поля метана и анализировать их временную динамику. Его эффективность подтверждена зафиксированной постсейсмической реакцией газового поля после землетрясения 12 сентября 2021 г. ($M = 5.3$, Курильская котловина): концентрация CH_4 возросла на всех атмосферных горизонтах и оставалась повышенной в течение недели. Это

открывает возможность создания системы мониторинга флюидного режима сейсмоактивных зон.

5. Охарактеризована изменчивость газогеохимических полей относительно разрывных нарушений и гидрометеорологических факторов на шельфе о-ва Сахалин. Показано, что на восточном шельфе, в заливе Терпения, проливе Лаперуза, Татарском проливе и Сахалинском заливе распределение CH_4 , He и H_2 контролируется положением разломных зон, холодными промежуточными водами, сезонным пикноклином, течениями и мезомасштабными вихрями. Впервые в качестве новых критериев в дополнение к метану введены гелий и водород. Совместные аномалии CH_4 и He являются индикаторным признаком миграции углеводородных флюидов в пределах структурных элементов Сахалинской складчатой системы, а H_2 служит дополнительным показателем степени проницаемости разломов.

6. Выделены перспективные зоны возможного образования газовых гидратов на сахалинском шельфе и склоне на основе комплексного анализа геолого-геофизических и океанографических данных. Критериями выделения служат: температура придонных вод ниже 2 °С, высокие значения теплового потока, наличие разломных зон, повышенные концентрации CH_4 и He , а также присутствие специфических микробных сообществ как биогеохимических индикаторов активной углеводородной дегазации. Подтверждено, что формирование газогидратов на малых глубинах в Татарском проливе и на шельфе Охотского моря обусловлено сочетанием низких температур придонных вод, повышенного теплового потока и активной разгрузки метана по разломам. Эти критерии позволили не только подтвердить перспективность ранее известных районов, но и обосновать новые газогеохимические и микробиологические маркеры газогидратоносности.

Теоретическая значимость работы состоит в развитии представлений о дегазации активных континентальных окраин, как о системном процессе, контролируемом глубинными разломами, эволюцией осадочных бассейнов и взаимодействием литосферы с гидросферой и атмосферой. Полученные

результаты вносят вклад в теорию нефтегазоносности переходных зон, газогидратообразования и газогеохимической индикации геодинамических процессов.

Практическая значимость выполненной работы определяется возможностью использования разработанных критериев для прогноза углеводородных скоплений и газогидратов, для экологического мониторинга морских акваторий, для оценки рисков, связанных с природной эмиссией парниковых газов, а также для бальнеологической оценки термальных и минеральных вод острова Сахалин. Результаты востребованы при планировании геологоразведочных работ на шельфе, в системах мониторинга сейсмоактивных зон и при разработке региональных программ по снижению климатических рисков. Данные уже используются компаниями «Газпром добыча шельф Южно-Сахалинск», «Сахалинская Энергия», «РН-Шельф-Дальний Восток».

Результаты исследования полностью соответствуют приоритетам Стратегии научно-технологического развития Российской Федерации, в частности – созданию систем мониторинга природных и техногенных выбросов парниковых газов, а также повышению эффективности освоения углеводородных ресурсов континентального шельфа. Работа отвечает критическим технологиям РФ («Технологии мониторинга и прогнозирования состояния окружающей среды», «Технологии поиска, разведки и разработки месторождений углеводородов», «Технологии дистанционного зондирования Земли»). Исследование реализовано в русле Стратегии развития морской деятельности РФ до 2030 года, Программы развития Дальнего Востока и национальных проектов «Наука и университеты», «Экологическое благополучие». Результаты востребованы при реализации международных инициатив (Десятилетие наук об океане ООН, председательство России в Арктическом совете, программы БРИКС+). Научная работа вносит прямой вклад в обеспечение экологической, энергетической и экономической

безопасности России в Азиатско-Тихоокеанском регионе и поддержку климатической повестки страны.

Таким образом, диссертационная работа представляет собой завершённое научное исследование, в котором на основе обширного оригинального материала и современных методов решена крупная научная проблема, имеющая важное значение для фундаментальной геологии, климатологии и практического освоения ресурсов Дальневосточного региона. Полученные результаты достоверны, обоснованы и могут служить научной основой для дальнейших исследований процессов дегазации Земли и их роли в глобальных и региональных биогеохимических циклах.

СЛОВАРЬ СОКРАЩЕНИЙ

Сокращение	Расшифровка
АОМ	Анаэробное окисление метана
ВГВ	Восточный грязевой вулкан
ВНИИГМИ-МЦД	Всероссийский Научно-исследовательский институт Гидрометеорологической Информации - Мировой центр Данных
ВСПТ	Восточно-Сахалинское противотечение
ВСТ	Восточно-Сахалинское течение
ДВГИ ДВО РАН	Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения Российской академии наук
ДГС	Дагинская газогидротермальная система
ДШВ	Донная шельфовая вода
ИМГиГ ДВО РАН	Институт морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения Российской академии наук
КГВ	грязевой вулкан Камихоронобе
ЛГВ	Лесновский грязевой вулкан
ЛТИ	Луньский термальный источник
ОРОВ	Окрашенное рассеянное органическое вещество
ПГВ	Пугачевский грязевой вулкан
Разрез ОГТ	Графическое изображение, которое получают в результате обработки данных сейсморазведки методом общей глубинной точки
ТИНРО	Тихоокеанский научно-исследовательский рыбохозяйственный центр
ТОИ ДВО РАН	Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук
ТХВС	Термохимическое восстановление сульфатов
УВГ	Углеводородные газы (метан, этан, пропан, бутан, изомеры и непредельные члены)
ХССС	Хоккайдо-Сахалинская складчатая система
ЮСГВ	Южно-Сахалинский грязевой вулкан

AIRS	(Atmospheric Infrared Sounder) (https://airs.jpl.nasa.gov/) – инфракрасный зонд на борту спутника AQUA (NASA, США)
BSR	Bottom Simulating Reflector (сейсмическая граница, которая на сейсмограммах выглядит как отражение, параллельное поверхности морского дна, но залегающее на некоторой глубине в осадочной толще)
CCMP	(Cross-Calibrated Multi-Platform) (https://www.remss.com/measurements/ccmp/) – глобальный метеорологический реанализ, предоставляющий ежедневные данные уровня L4 о скорости и направлении приповерхностного ветра (на высоте 10 м) на регулярной сетке с шагом 0.25° (~27.5 км)
CTD (СТД)	conductivity, temperature and depth (сленость, температура, давление)
ERA5	(https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview) – глобальный атмосферный реанализ Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF)
FTU	Formazin Turbidity Unit (единица мутности по формазину).
IASI	(Infrared Atmospheric Sounding Interferometer — New Generation) (https://www.eumetsat.int/iasi) – инфракрасный интерферометр на борту спутников Metop (EUMETSAT, Германия)
OCO-2	(Orbiting Carbon Observatory-2) (https://ocov2.jpl.nasa.gov/) – спутниковый спектрометр NASA, предназначенный для измерения столбцовых концентраций диоксида углерода (XCO ₂)
ppb	parts per billion (частей на миллиард)
ppm	parts per million (частей на миллион)
PSU (ЕПС)	Practical Salinity Unit (единицы практической солёности), единица измерения практической солёности воды. Она основана на сравнении электропроводности пробы воды с электропроводностью стандартного раствора хлорида калия (KCl) при строго определённых температуре и давлении
QSU	условная единица флуоресценции ОРОВ, откалиброванная по хинину сульфату
TROPOMI	(TROPOspheric Monitoring Instrument) (https://sentinel.esa.int/web/sentinel/technical-

	guides/sentinel-5p/products-algorithms) – спектрометр, установленный на спутнике Copernicus Sentinel-5 Precursor (ESA, Нидерланды)
VPDB	Аббревиатура названия «венского» стандарта при анализе стабильных изотопов углерода и кислорода, которая дана по белемнитам (<i>Belemnitella Americana</i>) из формации Peedee в Южной Каролине (США)

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Авдейко, Г.П. Подводная газогидротермальная активность на северо-западном склоне о. Парамушир (Курильские острова) / Г.П. Авдейко, Г.М. Гавриленко, Л.В. Черткова и др. // Вулканология и сейсмология. – 1984. – № 6. – С. 66–81.
2. Александров, С.А. Остров Сахалин / С.А. Александров. – М.: Наука, 1973. – 184 с.
3. Андреев, А.Г. Исследование течения Соя в южной части Охотского моря по спутниковым данным / А.Г. Андреев // Исследование Земли из космоса. – 2022. – № 1. – С. 19–29.
4. Астахова, Н.В. Гидротермальная баритовая минерализация во впадине Дерюгина Охотского моря / Н.В. Астахова, М.И. Липкина, Ю.И. Мельниченко // Доклады АН СССР. – 1987. – Т. 295. – С. 242–245.
5. Астахова, Н.В. Аутигенные карбонаты в зонах газовых аномалий окраинных морей востока Азии / Н.В. Астахова, А.И. Обжиров, А.С. Астахов, С.А. Горбаренко // Тихоокеанская геология. – 1993. – № 4. – С. 34–40.
6. Астахов, А.С. Динамика процессов дефлюидизации Центрально-Сахалинского глубинного разлома при сейсмической активизации (по результатам мониторинга ЮСГВ в июле–августе 2001 г.) / А.С. Астахов, К.Ф. Сергеев, О.А. Мельников, А.В. Присяжнюк, Р.Б. Шакиров и др. // Доклады РАН. – 2002. – Т. 386, № 2. – С. 223–228.
7. Басков, Е.А. Гидротермы Земли / Е.А. Басков, С.Н. Суриков. – Л.: Недра, 1989. – 243 с.
8. Белоусов, В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов / В.В. Белоусов. – М.: Наука, 1968. – 255 с.
9. Бондаренко, Г.Н. Проблема извлечения сероводорода из глубинных вод Черного моря / Г.Н. Бондаренко, И.Л. Колябина, О.В. Маринич //

Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2009. – № 2. – С. 92–97.

10. Буров, Б.А. Метан в донных осадках и водном слое над тектоническими разломами в Амурском заливе Японского моря / Б.А. Буров, Е.В. Мальцева, А.Ю. Лазарюк, А.С. Саломатин, Ю.А. Телегин, Д.В. Черных // Вестник ДВО РАН. – 2014. – № 4 (176). – С. 65–72.
11. Буров, Б.А. Оценка потока метана из донных осадков в воду в результате разрушения гидратов метана при потеплении вод в Татарском проливе / Б.А. Буров, В.А. Лучин, А.И. Обжиров, А.А. Карнаухов // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. – 2018. – № 2. – С. 3–14.
12. Веселов, О.В. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря / О.В. Веселов, Е.В. Грецкая, А.Е. Ильев, В.Э. Кононов, Е.В. Кочергин и др. – М.: Наука, 2000. – 130 с.
13. Веселов, О.В. Термобарические условия формирования газогидратов в Охотском море / О.В. Веселов, В.В. Гордиенко, В.В. Куделькин // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – Киев: НАН Украины, 2006. – Вып. 3. – С. 62–68.
14. Веселов, О.В. Строение осадочного чехла Пугачевского грязевулканического района (о. Сахалин) по данным геофизического моделирования / О.В. Веселов, П.Ф. Волгин, Л.М. Лютая // Тихоокеанская геология. – 2012. – Т. 31, № 6. – С. 4–15.
15. Власова, Г.А. Пространственная и временная изменчивость структуры и динамики вод Охотского моря / Г.А. Власова, А.С. Васильев, Г.В. Шевченко. – М.: Наука, 2008. – 359 с.
16. Воейкова, О.Н. Неотектоника и активные разрывы Сахалина / О.Н. Воейкова, С.А. Несмеянов, Л.И. Серебрякова; Российская акад. наук, Ин-т геоэкологии им. Е.М. Сергеева. – М.: Наука, 2007. – 185 с.
17. Войтов, Г.И. О химических и изотопно-углеродных нестабильностях грифонных газов грязевых вулканов (на примере Южно-Каспийской и

- Таманской грязевулканической провинции) / Г.И. Войтов // Геохимия. – 2001. – № 4. – С. 422–433.
18. Высоцкий, И.В. Формирование нефтяных, газовых, газоконденсатных месторождений / И.В. Высоцкий, В.И. Высоцкий. – М.: Недра, 1981. – 304 с.
 19. Галимов, Э.М. Исследование органического вещества и газов в осадочных толщах дна Мирового океана / Э.М. Галимов, Л.А. Кодина. – М.: Наука, 1982. – 226 с.
 20. Гасанов, А.Г. Связь сейсмичности, грязевого вулканизма, появления геохимических аномалий в подземных водах Каспийского региона / А.Г. Гасанов, Р.А. Керимова // Отечественная геология. – 2005. – № 1. – С. 69–72.
 21. Геология СССР. Т. XXXIII. Остров Сахалин / гл. ред. А.В. Сидоренко. – М.: Недра, 1970. – С. 355–367.
 22. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива / А.Э. Жаров, Г.Л. Кириллова, Л.С. Маргулис и др.; отв. ред. Г.Л. Кириллова. – Владивосток: ДВО РАН, 2004. – 220 с. – (Осадочные бассейны Востока России / гл. ред. А.И. Ханчук; т. 2).
 23. Гедройц Н. А. Геологические исследования на р. Пильтуне, Сев. Сахалин: (предварительный отчет за 1927 г.): отд. оттиск. Ленинград: Изд. Геолог. Комитета, 1928. С. 377–387. (Известия Геологического Комитета; т. 47, № 4).
 24. Гидрогеология СССР. Том XXIV. Остров Сахалин / глав. ред. А. В. Сидоренко; отв. ред. Е. Г. Чаповский, О. В. Равдоникас. — М.: Недра, 1972. — 344 с.
 25. Гинсбург, Г.Д. Субмаринные газовые гидраты / Г.Д. Гинсбург, В.А. Соловьев. – Л.: ВНИИОкеангеология, 1994. – 86 с.

26. Гладенков, Ю.Б. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность / Ю.Б. Гладенков, О.К. Баженова, В.И. Гречин, Л.С. Маргулис, Б.А. Сальников. – М.: ГЕОС, 2002. – 225 с.
27. Голозубов, В.В. Деформации позднемеловых и кайнозойских комплексов Западно-Сахалинского террейна / В.В. Голозубов, С.А. Касаткин, В.М. Гранник, А.Е. Нечаюк // Геотектоника. – 2012. – № 5. – С. 1–21.
28. Гранник, В.М. Сопоставление структурных элементов Сахалина и Хоккайдо / В.М. Гранник // Доклады Академии наук. – 2005. – Т. 400, № 5. – С. 654–659.
29. Гранник, В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое / В.М. Гранник. – Владивосток: Дальнаука, 2008. – 297 с.
30. Гранник, В.М. Восточно-Сахалинская островодужная система охотоморского региона / В.М. Гранник // Литосфера. – 2013. – № 1. – С. 36–51.
31. Гресов, А.И. Газогеохимическая классификация углеводородных газов угленефтегазоносных бассейнов востока России / А.И. Гресов // Тихоокеанская геология. – 2011. – Т. 30, № 2. – С. 87–103.
32. Гресов, А.И. Газоносность донных осадков и геохимические признаки нефтегазоносности шельфа Восточно-Сибирского моря / А.И. Гресов, А.И. Обжиров, А.В. Яцук // Тихоокеанская геология. – 2017. – № 2. – С. 77–84.
33. Грецкая, Е.В. Углеводородный потенциал угленосных отложений южного Сахалина / Е.В. Грецкая, М.В. Дахнова // Доклады Академии наук. – 2010. – Т. 432, № 6. – С. 801–804.
34. Деркачев, А.Н. Минералогические индикаторы обстановок приконтинентального осадкообразования западной части Тихого океана / А.Н. Деркачев, Н.А. Николаева; ред. А.И. Обжиров; Рос. акад. наук, Дальневост. отд-ние, Тихоокеан. океанол. ин-т им. В.И. Ильичева. – Владивосток: Дальнаука, 2010. – 321 с.

35. Доманский, А.В. Математическая модель неустановившихся течений геофлюидов при грязевулканических процессах / А.В. Доманский, В.В. Ершов, Б.В. Левин // Доклады Академии наук. – 2009. – Т. 424, № 1. – С. 107–110.
36. Дымович, В.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-54 – Александровск-Сахалинский: объяснительная записка / В.А. Дымович, С.В. Евсеев, В.Ф. Евсеев и др. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 347 с.
37. Дэвис, Д.С. Статистический анализ данных в геологии: пер. с англ. В.А. Голубевой: в 2 кн. Кн. 1 / Д.С. Дэвис. – М.: Недра, 1990. – 120 с.
38. Ершов, В.В. Проявления Невельского и Горнозаводского землетрясений 2006–2007 гг. в динамике грифонной деятельности Южно-Сахалинского газоводо-литокластитового (грязевого) вулкана / В.В. Ершов, Б.В. Левин, О.А. Мельников, А.В. Доманский // Доклады Академии наук. – 2008. – Т. 423, № 4. – С. 533–537.
39. Ершов, В.В. Вариации параметров грязевулканической деятельности и их связь с сейсмичностью юга острова Сахалин / В.В. Ершов, Р.Б. Шакиров, О.А. Мельников, А.В. Копанина // Региональная геология и металлогения. – 2010. – № 42. – С. 49–57.
40. Ершов, В.В. Изотопно-геохимические характеристики свободных газов южно-сахалинского грязевого вулкана и их связь с региональной сейсмичностью / В.В. Ершов, Р.Б. Шакиров, А.И. Обжиров // Доклады Академии наук. – 2011. – Т. 440, № 2. – С. 256–261.
41. Ершов, В.В. Изотопный и химический состав вод Южно-Сахалинского грязевого вулкана (по результатам опробования 2009 и 2010 годов) / В.В. Ершов, О.А. Никитенко // Известия высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. – 2017. – № 4, ч. 1. – С. 110–120.

42. Ершов, В.В. Гидрогеохимическая характеристика проявлений грязевого вулканизма на острове Сахалин / В.В. Ершов, О.А. Никитенко // Геосистемы переходных зон. – 2020. – Т. 4, № 3. – С. 321–350.
43. Жабин, И.А. Влияние стока р. Амур на гидрологические условия Амурского лимана и Сахалинского залива Охотского моря в период весенне-летнего паводка / И.А. Жабин, А.А. Абросимова, В.А. Дубина, Д.А. Некрасов // Метеорология и гидрология. – 2010. – № 4. – С. 93–100.
44. Жабин, И.А. Сезонная и межгодовая изменчивость ветрового апвеллинга у восточного побережья о-ва Сахалин по данным скаттерометра SeaWinds спутника QuikSCAT / И.А. Жабин, Е.В. Дмитриева // Исследование Земли из космоса. – 2016. – № 1–2. – С. 105–115.
45. Жарков, Р.В. Современные сведения о состоянии Агневских термальных источников (остров Сахалин) / Р.В. Жарков, Д.Н. Козлов // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. – 2017. – № 1 (191). – С. 5–11.
46. Жарков, Р.В. Современные физико-химические особенности термоминеральных вод Дагинского месторождения (о. Сахалин) / Р.В. Жарков // Мониторинг. Наука и технологии. – 2018. – № 4 (37). – С. 35–40.
47. Жарков, Р.В. Амурские термальные источники (остров Сахалин) / Р.В. Жарков, Д.Н. Козлов, О.В. Веселов, В.В. Ершов, Н.С. Сырбу, О.А. Никитенко // Успехи современного естествознания. – 2018. – № 11-2. – С. 317–322.
48. Жарков, Р.В. Паромайские термальные источники острова Сахалин: современное состояние и перспективы использования / Р.В. Жарков, Д.Н. Козлов, В.В. Ершов, Н.С. Сырбу, О.А. Никитенко, Г.В. Устюгов // Геосистемы переходных зон. – 2019. – Т. 3, № 4. – С. 428–437. – DOI: 10.30730/2541-8912.2019.3.4.428-437.

49. Жемчугова, Т.А. Нефтегазоносный потенциал кайнозойских отложений в центральной части Татарского пролива / Т.А. Жемчугова // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2013. – № 2. – С. 69–75.
50. Жигулев, В.В. Оценка перспектив нефтегазоносности осадочного чехла залива Терпения по кинематическим и динамическим характеристикам сейсмических волн / В.В. Жигулев, К.Ю. Упоров, А.В. Жигулев // Геосистемы переходных зон. – 2018. – Т. 2, № 3. – С. 181–190. – DOI: 10.30730/2541-8912.2018.2.3.181-190.
51. Жильцов, А.М. Зоны газонасыщения в верхней части осадочного чехла являются прямым признаком наличия залежей углеводородов на глубине / А.М. Жильцов // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в районах Северо-западной окраины Тихого океана / под ред. Е.В. Кочергина. – Южно-Сахалинск: ИМГГ ДВО РАН, 2000. – Т. 1. – С. 76–92.
52. Завадский, И.Г. Отчет по изучению режима подземных вод на территории Сахалинской области в 1982-83 гг. / И.Г. Завадский. – Южно-Сахалинск: Сахалинская ГГЭ, 1983. – 49 с.
53. Занюков, В.Н. Извержение Южно-Сахалинского грязевого вулкана / В.Н. Занюков, О.А. Мельников, В.И. Федорченко // Геология и геофизика. – 1982. – № 2. – С. 127–130.
54. Зеленов, К.К. Вулканы как источник рудообразующих компонентов осадочных толщ / К.К. Зеленов. – М.: Наука, 1972. – 215 с.
55. Злобин, Т.К. Современная сейсмичность и разломная тектоника Юга Сахалина / Т.К. Злобин, А.О. Бобков. – Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2003. – 124 с.
56. Злобин, Т.К. Глубинная геодинамика и ее проявления в литосфере зоны перехода от азиатского континента к Тихому океану / Т.К. Злобин, А.Ю. Полец, О.В. Пеньковая // Электронное научное издание Альманах Пространство и Время. – 2012. – Т. 1, вып. 1. – Специальный выпуск «Система планета Земля».

57. Зуенко, Ю.И. Современные изменения продукции промежуточных вод в Охотском море / Ю.И. Зуенко, А.Л. Фигуркин, В.И. Матвеев // Известия ТИНРО. – 2018. – Т. 193. – С. 190–210.
58. Иващенко, А.И. Землетрясение 4 (5) августа 2000 г. на Сахалине / А.И. Иващенко, Р.Ф. Булгаков, Ким Чун Ун и др. // Проблемы геодинамики и прогноза землетрясений: 1-й Российско-Японский семинар, Хабаровск, 26–29 сент. 2000 г. – Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. – С. 109–125.
59. Иволга, Е. Г. К вопросу о глубинном строении области сочленения Северо-Сихотэ-Алинской и Северо-Сахалинской складчатых структур / Е. Г. Иволга, Н. П. Романовский, В. Г. Гурович, Ю. Ф. Манилов // Тихоокеанская геология. — 2013. — Т. 32, № 5. — С. 78–88.
60. Казанин, Г.С. Континентальная окраина Восточно-Сибирского моря: геологическое строение и перспективы нефтегазоносности / Г.С. Казанин, Ю.Б. Барабанова, Т.А. Кириллова-Покровская, С.Ф. Черников, С.П. Павлов, Г.И. Иванов // Разведка и охрана недр. – 2017. – № 10. – С. 51–55.
61. Карпов, Г.А. Современные гидротермы и ртутно-сурьмяно-мышьяковое оруденение / Г.А. Карпов. – М.: Наука, 1988. – 183 с.
62. Кирюхина, Т.А. Нефтематеринские толщи в юго-западной части Южно-Сахалинского бассейна / Т.А. Кирюхина, С.И. Бордунов, А.А. Соловьева // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2016. – № 6. – С. 64–73.
63. Колпаков, Н.В. Состав и количественные характеристики сообществ рыб прибрежной зоны внешнего эстуария реки Амур. III. Сахалинский залив / Н.В. Колпаков, В.Д. Никитин, А.А. Живоглядов, А.П. Прохоров // Результаты Второй Амурской экспедиции: труды СахНИРО. – Южно-Сахалинск: СахНИРО, 2023. – Т. 19, ч. II. – С. 36–51.
64. Кондратьев, С.И. Вертикальное распределение кислорода и сероводорода в Чёрном море в 2016 г. / С.И. Кондратьев, А.В. Видничук // Вестник Московского университета. Серия 5: География. – 2020. – № 3. – С. 91–99.

65. Конюхов, А.И. Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану / А.И. Конюхов. – М.: Недра, 1987. – 222 с.
66. Кулинич, Р.Г. О структуре и современной активности зоны сочленения шельфа Сунда и котловины Южно-Китайского моря / Р.Г. Кулинич, А.И. Обжиров // Тихоокеанская геология. – 1985. – № 3. – С. 102–106.
67. Лаврушин, В.Ю. Источники вещества в продуктах грязевого вулканизма (по изотопным, гидрохимическим и геологическим данным) / В.Ю. Лаврушин, Б.Г. Поляк // Литология и полезные ископаемые. – 1996. – № 6. – С. 625–647.
68. Лагунова, И.А. Гидрогеохимические особенности грязевых вулканов / И.А. Лагунова, С.Д. Гемп // Советская геология. – 1978. – № 8. – С. 108–125.
69. Леин, А.Ю. Курильщики поля Рейнбоу – район масштабного абиогенного синтеза метана / А.Ю. Леин, А.М. Сагалевиц // Природа. – 2000. – № 8. – С. 44–53.
70. Леин, А. Ю. Биогеохимический цикл метана в океане: монография / А. Ю. Леин, М. В. Иванов; отв. ред. А. П. Лисицын; Российская академия наук, Институт микробиологии им. С. Н. Виноградского. — Москва: Наука, 2009. — 576 с
71. Леонов, А.К. Региональная океанография / А.К. Леонов. – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – 165 с.
72. Липинская, Н.А. Исследование проявлений и характеристик внутренних волн по данным спутниковых изображений со сканера цвета моря GOCI-COMS-1 / Н.А. Липинская, П.А. Салюк // Подводные исследования и робототехника. – 2021. – № 3 (37). – С. 16–22.
73. Лободенко, И.Ю. Голоценовые тектонические нарушения (палеосейсмодислокации) в зонах Хоккайдо-Сахалинского и Центрально-Сахалинского разломов: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук: 25.00.03 / И.Ю. Лободенко. – М., 2010. – 22 с.

74. Ломтев, В.Л. К сейсмотектонике Сахалина: новые подходы / В.Л. Ломтев, О.А. Жердева // Геология, геофизика и минералогия осадочных бассейнов (ГПИМО). – 2015. – № 3 (41).
75. Лучин, В.А. Циркуляция вод Охотского моря и особенности ее внутригодовой изменчивости по результатам диагностических расчетов / В.А. Лучин // Труды ДВНИГМИ. – 1987. – № 36. – С. 3–13.
76. Лучин, В.А. Непериодические течения / В.А. Лучин // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 9: Охотское море. Вып. 1: Гидрометеорологические условия. – СПб.: Гидрометеиздат, 1998. – С. 233–256.
77. Малахова, Т.В. Распределение гидрологических параметров над площадкой метановых пузырьковых газовыделений в Голубой бухте (Черное море) – связь с субмаринной пресноводной разгрузкой / Т.В. Малахова, И.Н. Иванова, А.А. Будников, А.И. Мурашова, Л.В. Малахова // Метеорология и гидрология. – 2021. – № 11. – С. 109–118.
78. Матвеева, Т. В. Газовые гидраты Охотского моря: закономерности формирования и распространения / Т. В. Матвеева, В. А. Соловьев // Российский химический журнал. – 2003. – Т. 47. – № 3. – С. 101-111.
79. Мельников, О.А. О новых проявлениях грязевого вулканизма на Сахалине / О.А. Мельников, А.Я. Ильев // Тихоокеанская геология. – 1989. – № 3. – С. 42–48.
80. Мельников, О.А. Южно-Сахалинский газоводолитокластитовый («грязевой») вулкан – уникальный объект природы на Дальнем Востоке России / О.А. Мельников. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2002. – 48 с.
81. Мельников, О.А. О новом активном извержении одного из «грязевых» (газоводолитокластитовых) вулканов на Сахалине и природе грязевого вулканизма / О.А. Мельников, К.Ф. Сергеев, А.В. Рыбин, Р.В. Жарков // Доклады академии наук. – 2005. – Т. 400, № 4. – С. 536–541.

82. Мельников, О.А. О динамике грифонной деятельности газоводолитокластитовых («грязевых») вулканов и ее связи с естественной сейсмичностью на примере Южно-Сахалинского вулкана (о. Сахалин) / О.А. Мельников, В.В. Ершов, Ким Чун Ун, Сен Рак Се // Тихоокеанская геология. – 2008. – Т. 27, № 5. – С. 25–41.
83. Мишукова, Г.И. Метан в пресных и морских водах и его потоки на границе вода – атмосфера в Дальневосточном регионе / Г.И. Мишукова, А.И. Обжиров, В.Ф. Мишуков. – Владивосток: Дальнаука, 2007. – 112 с.
84. Мишукова, Г. И. Распределение метана и его потоков на границе вода–атмосфера на акваториях шельфа, склона острова Сахалин и впадины Дерюгина (Охотское море) / Г. И. Мишукова, О. Ф. Верещагина // Вестник ДВО РАН. – 2011. – № 6. – С. 64–71.
85. Мордухович, В.В. Исследование биоразнообразия глубоководных экосистем в северо-западной части Тихого океана / В.В. Мордухович, А.В. Адрианов // Труды ВНИРО. – 2023. – Т. 193. – С. 9–31. – DOI: 10.36038/2307-3497-2023-193-9-31.
86. Мороз, И. Ф. Формирование теплозапаса и особенности динамики вод элементов структуры бароклинного слоя Охотского моря / И. Ф. Мороз // Известия ТИНРО: сборник научных трудов. – 2008. – Т. 152. – С. 271–281.
87. Мороз, В.В. Характеристики и условия формирования структуры вод в проливе Лаперуза и прилегающих акваториях / В.В. Мороз // Естественные и технические науки. – 2015. – № 10. – С. 230–233.
88. Нестеров, И.И. Критерии прогноза нефтегазоносности / И.И. Нестеров // Труды ЗапСибНИГНИ. – М.: Недра, 1969. – Вып. 15. – 333 с.
89. Нечаюк, А.Е. Структуры и нефтегазоносность бассейнов Татарского пролива / А.Е. Нечаюк, А.И. Обжиров // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2010. – № 2, вып. 16. – С. 27–34.
90. Николаева, Н.А. Характерные особенности проявлений газово-флюидных эманаций на северо-восточном склоне о-ва Сахалин (Охотское море) /

- Н.А. Николаева, А.Н. Деркачев, А.И. Обжиров // Тихоокеанская геология. – 2009. – Т. 28, № 3. – С. 38–52.
91. Нормативно-методическое обеспечение охраны атмосферного воздуха: в 2 т. Т. 2. – Пермь: ИНТЕРЭКО, 1995. – 249 с.
 92. Обжиров, А.И. Аномалия природных газов в придонной воде Южно-Китайского моря / А.И. Обжиров, В.И. Ильичев, Р.Г. Кулинич // Доклады академии наук СССР. Геохимия. – 1985. – Т. 281, № 5. – С. 1206–1209.
 93. Обжиров, А.И. Газогеохимические поля придонного слоя морей и океанов / А.И. Обжиров. – М.: Наука, 1993. – 139 с.
 94. Обжиров, А.И. Газогеохимическое районирование и минеральные ассоциации дна Охотского моря / А.И. Обжиров, Н.В. Астахова, М.И. Липкина, О.Ф. Верещагина, Г.И. Мишукова, А.В. Сорочинская, Л.Г. Угай. – Владивосток: Дальнаука, 1999. – 184 с. – ISBN 5-7442-1062-8.
 95. Обжиров, А.И. Генезис и условия формирования аутигенных карбонатов в четвертичном осадочном чехле района Сахалино-Дерюгинской газовой аномалии (Охотское море) / А.И. Обжиров, А.С. Астахов, Н.В. Астахова // Океанология. – 2000. – Т. 40, № 2. – С. 280–288.
 96. Обжиров, А.И. Комплексные геолого-геофизические исследования газогидратов в Охотском море / А.И. Обжиров, Р.Б. Шакиров // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. – М.: ГЕОС, 2012. – Вып. 4: Геология и полезные ископаемые окраинных морей Евразии. – С. 122–136.
 97. Обжиров, А.И. Распределение содержания и потоков метана на акваториях Японского, Охотского морей и прикурильской части Тихого океана / А.И. Обжиров, Н.Л. Пестрикова, Г.И. Мишукова, В.Ф. Мишуков, А.К. Окулов // Метеорология и гидрология. – 2016. – № 3. – С. 71–81.
 98. Основы теории геохимических полей углеводородных скоплений / И.С. Старобинец, А.В. Петухов, С.Л. Зубайраев и др.; под ред. А.В. Петухова, И.С. Старобинца. – М.: Недра, 1993. – 332 с.

99. Осика, Д.Г. Флюидный режим сейсмически активных областей / Д.Г. Осика; АН СССР, Дагестанский филиал, Институт геологии. – М.: Наука, 1981. – 203 с.
100. Оценки ресурсов фильтрогенных газовых гидратов и характеристика гидратных резервуаров морей России / Т. В. Матвеева, О. В. Назарова, А. О. Чазов, А. А. Щур // Георесурсы. – 2025. – Т. 27, № 3. – С. 5-24. – DOI 10.18599/grs.2025.3.1.
101. Панкина, Р.Г. Происхождение H_2S и CO_2 в углеводородных скоплениях / Р.Г. Панкина, В.Л. Мехтиева // Геология нефти и газа. – 1981. – № 12. – С. 44.
102. Пищальник, В.М. Океанографический атлас шельфовой зоны острова Сахалин / В.М. Пищальник, А.О. Бобков. – Южно-Сахалинск: СахГУ, 2000. – Ч. 1. – 173 с.; Ч. 2. – 107 с.
103. Пищальник В.М. Термохалинный анализ вод пролива Лаперуза / В.М. Пищальник, В.С. Архипкин, А.В. Леонов // Водные ресурсы. – 2005. – Т. 32. – № 1. – С. 18–27.
104. Пищальник, В.М. Восстановление годового хода термохалинных характеристик и циркуляции воды на северо-восточном шельфе Сахалина / В.М. Пищальник, В.С. Архипкин, А.В. Леонов // Водные ресурсы. – 2014. – Т. 41, № 4. – С. 362–374.
105. Полевой, П.И. Пояснительная записка к десятивёрстной карте Русского Сахалина, составленной по съёмкам экспедиций Геологического комитета 1907–1910 г.г. и другим источникам // Десятивёрстная карта Русского Сахалина... – Санкт-Петербург, 1914. – С. 1–8
106. Полупанов, П.В. Возникновение и существование апвеллинга у северо-восточного побережья о. Сахалин / П.В. Полупанов // Труды СахНИРО. – 2007. – Т. 9. – С. 257–263.
107. Поляк, Б.Г. Новейшая тектоно-магматическая активизация Колючинско-Мечигменской зоны Чукотского полуострова (по данным о составе газов

- гидротерм) / Б.Г. Поляк, В.Ю. Лаврушин, А.Л. Чешко, Э.М. Прасолов, И.Л. Каменский // Геотектоника. – 2010. – № 6. – С. 102–114.
108. Поротов, Г.С. Математические методы при поисках и разведке полезных ископаемых: учебное пособие / Г.С. Поротов. – Л.: Изд-во Ленинградского горного института, 1977. – 106 с.
 109. Прасолов, Э.М. Изотопная геохимия и происхождение природных газов / Э.М. Прасолов. – Л.: Недра, 1990. – 283 с.
 110. Прошкина, З.Н. Глубинное строение земной коры южной части Татарского трога и распределение газогеохимических аномалий / З.Н. Прошкина, М.Г. Валитов, Ю.А. Телегин, Н.С. Ли, Т.Н. Колпащикова, Н.М. Цовбун // Тихоокеанская геология. – 2023. – Т. 42, № 2. – С. 36–49. – DOI: 10.30911/0207-4028-2023-42-2-36-49.
 111. Равдоникас, О.В. Нефтепоисковая гидрогеология Сахалина / О.В. Равдоникас; АН СССР, Дальневосточный научный центр, Институт тектоники и геофизики. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. – 166 с.
 112. Родников, А.Г. Геотраверс региона Охотского моря / А.Г. Родников, Л.П. Забаринская, В.Б. Пийп, В.А. Рашидов, Н.А. Сергеева, Н.И. Филатова // Вестник КРАУНЦ. Серия науки о земле. – 2005. – Вып. 5. – С. 45–58.
 113. Родников, А.Г. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин / А.Г. Родников, Л.П. Забаринская, В.А. Рашидов, Н.А. Сергеева. – М.: Научный мир, 2014. – 171 с.
 114. Рождественский, В.С. Миграция офиолитовых поясов Сахалина и Хоккайдо / В.С. Рождественский // Доклады АН СССР. – 1981. – Т. 264, № 4. – С. 937–940.
 115. Рождественский, В.С. Роль сдвигов в формировании структуры Сахалина, месторождений углеводородов и рудоносных зон / В.С. Рождественский // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и

- Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. – Южно-Сахалинск, 1997. – Т. 1. – С. 80–109.
116. Рождественский, В.С. Активный рифтинг в Японском и Охотском морях и тектоническая эволюция зоны Центрально-Сахалинского разлома в кайнозое / В.С. Рождественский // Тихоокеанская геология. – 2008. – Т. 27, № 1. – С. 17–28.
 117. Савченко, В.П. Формирование, разведка и разработка месторождений газа и нефти / В.П. Савченко. – М.: Недра, 1977. – 413 с.
 118. Сайто, Ф. Грязевые вулканы вблизи железной дороги Тоехара-Маока на Южном Сахалине / Ф. Сайто // Тигаку дзасси. – 1928. – Т. 40, № 477. – С. 1–5. – Яп. яз.
 119. Сим, Л.А. Новые данные о новейшем напряженном состоянии земной коры острова Сахалин (по структурно-геоморфологическим индикаторам тектонических напряжений) / Л.А. Сим, П.А. Каменев, Л.М. Богомоллов // Геосистемы переходных зон. – 2020. – Т. 4, № 4. – С. 372–383.
 120. Сирык, И.М. Нефтегазоносность восточных склонов Западно-Сахалинских гор / И.М. Сирык. – М.: Наука, 1968. – 248 с.
 121. Смехов, Е.М. Геологическое строение острова Сахалин и его нефтегазоносность / Е.М. Смехов. – Л.: Гостоптехиздат, 1953. – 322 с.
 122. Смирнов, Н.В. Таблицы математической статистики / Н.В. Смирнов, Л.Н. Большев. – М.: Наука, 1983. – 416 с.
 123. Снеговской, С.С. Особенности осадконакопления и формирования шельфа юго-восточного Сахалина / С.С. Снеговской // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. – Южно-Сахалинск, 1997. – Т. 4. – С. 79–89.
 124. Собисевич, А.Л. Сейсмоактивные флюидно-магматические системы Северного Кавказа / А.Л. Собисевич, Н.И. Лаверова, Л.Е. Собисевич и др. – М.: Ин-т физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 2005. – 225 с.

125. Соколов, А.В. Геохимия природных газов / А.В. Соколов. – М.: Наука, 1971. – 345 с.
126. Сорочинская, А.В. Грязевые вулканы о. Сахалин (газгеохимия и минералогия) / А.В. Сорочинская, Р.Б. Шакиров, А.И. Обжиров // Региональные проблемы. – 2009. – № 11. – С. 39–44.
127. Сорочинская, А.В. Элементы-примеси в современной сопочной брекчии грязевых вулканов о. Сахалин / А.В. Сорочинская, Р.Б. Шакиров, А.Л. Веникова, Н.Л. Пестрикова // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2015. – Вып. 1. – С. 231–242.
128. Сырбу, Н.С. Исследование связи микробиологических факторов с распределением аномальных полей метана и наличием залежей газовых гидратов на примере двух акваторий северной части Японского моря / Н.С. Сырбу, А.И. Еськова, А.О. Холмогоров, А.А. Легкодимов, Т.С. Якимов, А.Л. Пономарева, Е.В. Мальцева // Георесурсы. – 2025. – Т. 27, № 3. – С. 36–50. – DOI: 10.18599/grs.2025.3.3.
129. Терехов, Е.Р. Вещественный состав пород котиковской серии и основные эпизоды развития хребта Терпения в позднем мелу-палеогене / Е.Р. Терехов, А.В. Можеровский, М.Т. Горовая // Тихоокеанская геология. – 2010. – Т. 29, № 3. – С. 97–110.
130. Тимофеев, В.Ю. Зона сочленения Евразийской, Охотоморской и Амурской плит по геофизическим данным / В.Ю. Тимофеев, Д.Г. Ардюков, А.В. Тимофеев, В.М. Соловьев, П.Ю. Горнов, С.В. Шибает // 50 лет сейсмологического мониторинга Сибири: тезисы докладов Всероссийской конференции с международным участием, 21–25 октября 2013 г., Новосибирск. – Новосибирск: ИНГГ, 2013. – С. 218–221.
131. Туезов, И.К. Карта теплового потока Тихого океана и прилегающих континентов. Масштаб 1:10 000 000 (по параллели 45 градусов): 12 листов, многокрасочная, с пояснительной запиской и списком литературы / И.К. Туезов, Е.Н. Липина. – Хабаровск: Институт тектоники и геофизики ДВО АН СССР, 1988.

132. Уэда, М. Грязевой вулкан Магунтан – отчет об изучении исторических мест и памятников естественной истории / М. Уэда. – Тохара, 1938. – 40 с. – Яп. яз.
133. Файман, П.А. Атлас Охотского моря / П.А. Файман; Дальневосточный региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт (ДВНИГМИ). – Владивосток: ДВНИГМИ, 2018. – 133 с.
134. Файман, П.А. Моделирование распространения тихоокеанских вод в Охотском море / П.А. Файман, С.В. Пранц, М.В. Будянский, М.Ю. Улейский // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2021. – Т. 57, № 3. – С. 329–340.
135. Ханчук, А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук: 04.00.01 / А.И. Ханчук. – М., 1993. – 48 с.
136. Ханчук, А.И. Режим трансформной окраины на востоке Азии в мезозое и кайнозое / А.И. Ханчук, В.В. Голозубов // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: материалы XXXVII тектонического совещания. – Новосибирск, 2004. – Т. 2. – С. 249–252.
137. Харахинов, В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона / В.В. Харахинов. – М.: Научный мир, 2010. – 276 с.
138. Царев, Н.И. Практическая газовая хроматография: учебно-методическое пособие для студентов химического факультета / Н.И. Царев, В.И. Царев, И.Б. Катраков. – Барнаул: Изд-во Алтайского ун-та, 2000. – 156 с.
139. Челноков, Г.А. Геохимические характеристики подземных флюидов южной части Центрально-Сахалинского разлома / Г.А. Челноков, Р.В. Жарков, И.В. Брагин, О.В. Веселов, Н.А. Харитонов, Р.Б. Шакиров // Тихоокеанская геология. – 2015. – Т. 35, № 5. – С. 81–95.
140. Чехович, В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов / В.Д. Чехович; отв. ред. Н.А. Богданов, С.М. Тильман; Рос. АН, Ин-т литосферы. – М.: Наука, 1993. – 271 с.

141. Чешко, А.Л. Изотопная геохимия поверхностных и подземных вод Камчатки и курильских островов: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / А.Л. Чешко. – М., 1991. – 26 с.
142. Чудаев, О.В. Состав и условия образования современных гидротермальных систем Дальнего Востока России / О.В. Чудаев; ДВГИ ДВО РАН. – Владивосток: Дальнаука, 2003. – 216 с.
143. Чудаева, В.А. Миграция химических элементов в водах Дальнего Востока / В.А. Чудаева. – Владивосток: Дальнаука, 2003. – 391 с.
144. Шакиров, Р.Б. Изотопно-газогеохимические особенности распределения метана и углекислого газа на о. Сахалин и прилегающем шельфе Охотского моря / Р.Б. Шакиров, Н.С. Сырбу, А.И. Обжиров // Вестник КРАУНЦ. – 2012. – Вып. 2, № 20. – С. 100–113.
145. Шакиров, Р.Б. Газогеохимические поля окраинных морей восточной Азии / Р.Б. Шакиров; под ред. А.И. Обжирова. – М.: ГЕОС, 2018. – 314 с.
146. Шакиров, Р.Б. Икаит в зоне метановой аномалии на континентальном склоне Японского моря / Р.Б. Шакиров, А.В. Сорочинская, А.В. Яцук, К.И. Аксентов, А.А. Карабцов, В.И. Вовна, И.С. Осьмушко, В.В. Короченцев // Вестник КРАУНЦ. – 2020. – № 2 (46). – С. 72–84.
147. Шакиров, Р.Б. Газогеохимические аномалии в осадках Татарского трога (Японское море) / Р.Б. Шакиров, А.В. Яцук, А.В. Сорочинская, К.И. Аксентов, Д.С. Максеев // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. – 2023. – Т. 513, № 2. – С. 271–277. – DOI: 10.31857/S2686739723601540.
148. Шапошников, Г.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист L-(54), (55); K-(55) – Южно-Сахалинск: объяснительная записка / Г.Н. Шапошников, Г.П. Александров, С.В. Егоров. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1995. – 146 с.

149. Шевченко, Г.В. Анализ данных инструментальных измерений течений в проливе Лаперуза / Г.В. Шевченко, Г.А. Кантаков, В.Н. Частиков // Известия ТИНРО. – 2005. – Т. 140. – С. 203–227.
150. Шевченко, Г.В. Океанологические исследования СахНИРО в начале XXI столетия / Г.В. Шевченко, В.Н. Частиков, Ж.Р. Цхай и др. // Биология, состояние запасов и условия обитания гидробионтов в Сахалино-Курильском регионе и сопредельных акваториях: труды СахНИРО. – Южно-Сахалинск: СахНИРО, 2012. – Т. 13. – С. 3–13.
151. Шевченко, Г.В. Вихревые образования у юго-восточного побережья о. Сахалин / Г.В. Шевченко, В.Н. Частиков, А.Т. Цой // Геосистемы переходных зон. – 2020. – Т. 4, № 1. – С. 35–45. – DOI: 10.30730/2541-8912.2020.4.1.035-045.
152. Шилов, В.Н. Извержение Южно-Сахалинского грязевого вулкана весной 1959 г. / В.Н. Шилов, М.А. Захарова, А.Я. Ильев, А.В. Подзоров // Труды СахКНИИ СО АН СССР. – 1961. – Вып. 10. – С. 83–99.
153. Юрасов, Г.И. Течения Японского моря / Г.И. Юрасов, В.Г. Яричин; отв. ред. Л.П. Якунин; АН СССР, Дальневосточное отделение, Тихоокеанский океанологический институт. – Владивосток: Изд-во Дальневосточного отделения АН СССР, 1991. – 174 с. – ISBN 5-7442-0215-3.
154. Юрганов, Л.Н. Оценки эмиссии метана от некоторых арктических и приарктических районов по данным орбитального интерферометра IASI / Л.Н. Юрганов, А. Лейфер // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2016. – Т. 13. – № 2. – С. 173–183.
155. Якимов, Т.С. Проявления аутигенной минерализации вдоль континентального склона Японского моря и в Татарском проливе (материалы 61 рейса НИС «Академик Опарин») / Т.С. Якимов, Р.Б. Шакиров, Н.С. Сырбу, А.О. Холмогоров, А.В. Сорочинская // Тихоокеанская геология. – 2023. – Т. 42, № 4. – С. 101–114. – DOI: 10.30911/0207-4028-2023-42-4-101-114.

156. Якуцени, В.П. Геология гелия / В.П. Якуцени. – Л.: Недра, Ленингр. отделение, 1968. – 232 с.
157. Яницкий, И.Н. Гелиевая съемка / И.Н. Яницкий. – М.: Недра, 1979. – 96 с.
158. Яричин, В.Г. Состояние изученности циркуляции вод Японского моря / В.Г. Яричин // Труды ДВНИГМИ. – 1980. – Т. 80. – С. 46–61.
159. Abrams, M. Geophysical and geochemical evidence for subsurface hydrocarbon leakage in the Bering Sea, Alaska / M. Abrams // *Marine and Petroleum Geology*. – 1992. – Vol. 9, No. 2. – P. 208–221.
160. Aharon, P., Fu, B. Microbial sulfate reduction rates and sulfur and oxygen isotope fractionations at oil and gas seeps in deepwater Gulf of Mexico / P. Aharon, B. Fu // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2000. – Vol. 64, No. 2. – P. 233–246. – DOI: 10.1016/S0016-7037(99)00292-6.
161. Aitken, C.M., Jones, D.M., Larter, S.R. Anaerobic hydrocarbon biodegradation in deep subsurface oil reservoirs / C.M. Aitken, D.M. Jones, S.R. Larter // *Nature*. – 2004. – Vol. 431. – P. 291–294. – DOI: 10.1038/nature02922.
162. Anderson, D.L. The Statistics and Distribution of Helium in the Mantle / D.L. Anderson // *International Geology Review*. – 2000. – Vol. 42. – P. 289–311. – DOI: 10.1080/00206810009465084.
163. Andreev, A.G. Investigations into the Soya Current in the Southern Part of the Okhotsk Sea Based on the Satellite Data / A.G. Andreev // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. – 2022. – Vol. 58. – P. 965–974. – DOI: 10.1134/S0001433822090031.
164. Aota, M. Studies on the Soya Warm Current (in Japanese) / M. Aota // *Low Temperature Science, ser. A*. – 1975. – Vol. 33. – P. 151–172.
165. Aota, M. Fresh water supply to the Sea of Okhotsk and volume transport of Soya Warm Current / M. Aota, M. Ishikawa // *Bulletin of Hokkaido National Fisheries Research Institute*. – 1991. – Vol. 55. – P. 109–113.
166. Arnórsson, S. New gas geothermometers for geothermal exploration – calibration and application / S. Arnórsson, E. Gunnlaugsson // *Geochimica et*

- Cosmochimica Acta. – 1985. – Vol. 49. – P. 1307–1325. – DOI: 10.1016/0016-7037(85)90283-2.
167. Arnórsson, S. Gas chemistry of the Krafla geothermal field, Iceland / S. Arnórsson, T. Fridriksson, I. Gunnarsson // Proceedings, International Symposium on Water-Rock Interaction, Auckland. – Rotterdam: A.A. Balkema Publishers, 1998. – P. 613–616.
 168. Atmospheric InfraRed Sounder (AIRS). – URL: <https://airs.jpl.nasa.gov/> (дата обращения: 10.05.2022).
 169. Ballentine, C.J. Production, release and transport of noble gases in the continental crust / C.J. Ballentine, P.G. Burnard // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. – 2002. – Vol. 47, No. 1. – P. 481–538. – DOI: 10.2138/rmg.2002.47.12.
 170. Bange, H.W. Methane in the Baltic and the North Seas and reassessment of marine emissions of methane / H.W. Bange, U.H. Bartell, S. Rapsomanikis, O. Andrae // Global Biogeochemical Cycles. – 1994. – Vol. 8. – P. 465–480.
 171. Baranov, B.V. Evidence for compressionally induced high subsidence rates in the Kurile Basin (Okhotsk Sea) / B.V. Baranov, R. Werner, K.A. Hoernle, I.B. Tsoy, P. van den Bogaard, I.A. Tararin // Tectonophysics. – 2002. – Vol. 350. – P. 63–97.
 172. Baranov, B.V. Gas hydrate system of the Eastern Sakhalin slope: Geophys. Approach: Scientific report of the Sakhalin slope gas hydrate project 2007 / B.V. Baranov, Y.K. Jin, H. Shoji, A. Obzhairov, K.A. Dozorova, A. Salomatin, V. Gladyshev (eds.). – Incheon: Korea Polar Research Institute (KOPRI), 2008. – 116 p.
 173. Baranov, B.V. The origin of enclosed depressions on the eastern Sakhalin slope / B.V. Baranov, D.D. Rukavishnikova, V.G. Prokudin, Y.K. Jin, K.A. Dozorova // Vestnik Kamchatskoy Regional'noy Assotsiatsii «Uchebno-nauchnyy tsentr». Seriya: Nauki o Zemle. – 2013. – Vol. 1, No. 21. – P. 86–97.
 174. Baumberger, T. Mantle-derived helium and multiple methane sources in gas bubbles of cold seeps along the Cascadia Continental Margin / T. Baumberger,

- R.W. Embley, S.G. Merle, M.D. Lilley, N.A. Raineault, J.E. Lupton // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2018. – Vol. 19, No. 11. – P. 4476–4486. – DOI: 10.1029/2018gc007859.
175. Beaudry, P. High temperature generation and equilibration of methane in terrestrial geothermal systems: Evidence from clumped isotopologues / P. Beaudry, A. Stefánsson, J. Fiebig, J.H. Rhim, S. Ono // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2021. – Vol. 309. – P. 2090–234. – DOI: 10.1016/j.gca.2021.06.034.
 176. Beer, R. Tropospheric emission spectrometer for the Earth Observing System's Aura satellite / R. Beer, T.A. Glavich, D.M. Rider // *Applied Optics*. – 2001. – Vol. 40, No. 15. – P. 2356–2367.
 177. Brombach, T. Geochemical evidence for mixing of magmatic fluids with seawater, Nisyros hydrothermal system, Greece / T. Brombach, S. Caliro, G. Chiodini, J. Fiebig, J.C. Hunziker, B. Raco // *Bulletin of Volcanology*. – 2003. – Vol. 65, No. 7. – P. 505–516. – DOI: 10.1007/s00445-003-0278-x.
 178. Bulgakov, R.F. Active faults in Northeastern Sakhalin / R.F. Bulgakov, A.I. Ivashchenko, Ch.U. Kim, K.F. Sergeev, M.I. Strel'tsov, A.I. Kozhurin, V.M. Besstrashnov, A.L. Strom, Y. Suzuki, H. Tsutsumi, M. Watanabe, T. Ueki, T. Shimamoto, K. Okumura, H. Goto, Y. Kariya // *Geotectonics*. – 2002. – Vol. 36, No. 3. – P. 227–246. – DOI: 10.5800/GT-2017-8-1-0237.
 179. Burnard, P. The Noble Gases as Geochemical Tracers: History and Background / P. Burnard, L. Zimmermann, Y. Sano // *The Noble Gases as Geochemical Tracers* / ed. P. Burnard. – Berlin, Heidelberg: Springer, 2013. – P. 1–15. – (Advances in Isotope Geochemistry).
 180. Bussmann, I. Groundwater seepage in Eckernförde Bay (western Baltic Sea): effect on methane and salinity distribution of the water column / I. Bussmann, E. Suess // *Continental Shelf Research*. – 1998. – Vol. 18. – P. 1795–1807.
 181. Cai, C. Thermochemical sulphate reduction and the generation of hydrogen sulphide and thiols (mercaptans) in Triassic carbonate reservoirs from the

- Sichuan Basin, China / C. Cai, R.H. Worden, S.H. Bottrell, L. Wang, C. Yang // *Chemical Geology*. – 2003. – Vol. 202, No. 1–2. – P. 39–57.
182. Capasso, G. A simple method for the determination of dissolved gases in natural waters. An application to thermal waters from Vulcano Island / G. Capasso, S. Inguaggiato // *Applied Geochemistry*. – 1998. – Vol. 13, No. 5. – P. 631–642.
 183. CCMP (Cross Calibrated Multi Platform) wind vector analysis. – URL: <https://www.remss.com/measurements/ccmp/> (дата обращения: 19.03.2026).
 184. Chapatwala, K.D. Effect of temperature and yeast extract on microbial respiration of sediments from a shallow coastal subsurface and vadose zone / K.D. Chapatwala, G.R.V. Babu, O.K. Vijaya [et al.] // *Applied Biochemistry and Biotechnology*. – 1996. – Vol. 57-58. – P. 827–835.
 185. Charlou, J.L. Geochemistry of high H₂ and CH₄ vent fluids issuing from ultramafic rocks at the Rainbow hydrothermal field (36°14'N, MAR) / J.L. Charlou, J.P. Donval, Y. Fouquet, P. Jean-Baptiste, N. Holm // *Chemical Geology*. – 2002. – Vol. 191, No. 4. – P. 345–359.
 186. Chelnokov, G. Radon monitoring in groundwater and soil gas of Sakhalin Island / G. Chelnokov, R. Zharkov, I. Bragin // *Journal of Geoscience and Environment Protection*. – 2015. – Vol. 3. – P. 48–53.
 187. Chelnokov, G.A. Geochemistry of mineral waters and associated gases of the Sakhalin Island (Far East of Russia) / G.A. Chelnokov, I.V. Bragin, N.A. Kharitonova // *Journal of Hydrology*. – 2018. – Vol. 559. – P. 942–953. – DOI: 10.1016/j.jhydrol.2018.02.049.
 188. Chelnokov, G.A. The geochemistry of the mineral waters and hydrogenic sediments of the Antonovsky hydrosulfuric mineral spring, Sakhalin Island / G.A. Chelnokov, I.V. Bragin, N.A. Kharitonova, K.Yu. Bushkareva, V.Yu. Lavrushin, R.V. Zharkov, B.I. Chelnokova, A.A. Karabtsov // *Russian Journal of Pacific Geology*. – 2020. – Vol. 14, No. 6. – P. 571–585.
 189. Chen, J. Long-chain n-alkane biodegradation coupling to methane production in an enriched culture from production water of a high-temperature oil reservoir

- / J. Chen, Yi-F. Liu, L. Zhou, M. Irfan, Z.-W. Hou, W. Li, S.M. Mbadinga, J.-F. Liu, Shi-Zh. Yang, X.L. Wu, Ji-D. Gu, Bo-Zh. Mu // *AMB Express*. – 2020. – Vol. 10, No. 63. – P. 1–11.
190. Chen, J. Research Status of Helium Resources in Natural Gas and Prospects of Helium Resources in China / J. Chen, K. Liu, Q. Dong, H. Wang, B. Luo, X. Dai // *Natural Gas Geoscience*. – 2021. – Vol. 32. – P. 1436–1449. – DOI: 10.11764/j.issn.1672-1926.2021.08.006.
191. Chiodini, G. Non-volcanic CO₂ earth degassing: The Mefite d'Ansanto example (southern Italy) / G. Chiodini, D. Granieri, R. Avino [et al.] // *Geophysical Research Letters*. – 2010. – Vol. 37, No. 11. – L11303. – DOI: 10.1029/2010GL043062.
192. Chuang, P.-C. Estimation of methane flux offshore SW Taiwan and the influence of tectonics on gas hydrate accumulation / P.-C. Chuang, T. Yang, W.-L. Hong, S. Lin, C.-Lu. Sun, A. Lin, Y. Wang, San-Hsiung Chung // *Geofluids*. – 2010. – Vol. 10. – P. 497–510.
193. Cicerone, R.J. Biogeochemical aspects of atmospheric methane / R.J. Cicerone, R. Oremland // *Global Biogeochemical Cycles*. – 1988. – Vol. 2. – P. 299–327.
194. Collett, T. Natural Gas Hydrates: Energy Resource Potential and Associated Geologic Hazards / T. Collett, A. Johnson, C. Knapp, R. Boswell. – American Association of Petroleum Geologists, 2009. – 145 p.
195. Colwell, F. A review of the gas hydrates, geology, and biology of the Nankai Trough / F. Colwell, R. Matsumoto, D. Reed // *Chemical Geology*. – 2004. – Vol. 205. – P. 391–404. – DOI: 10.1016/j.chemgeo.2003.12.023.
196. Conrad, R. Methane and hydrogen in seawater (Atlantic Ocean) / R. Conrad, W. Seiler // *Deep-Sea Research Part A*. – 1988. – Vol. 35. – P. 1903–1917. – DOI: 10.1016/0198-0149(88)90116-1.
197. Copernicus Marine Service. – URL: <https://marine.copernicus.eu/> (дата обращения: 19.03.2026).

198. Cynar, F.J. The distribution of methane in upper waters of the Southern California Bight / F.J. Cynar, A.A. Yayanos // *Journal of Geophysical Research*. – 1992. – Vol. 97, No. 7. – P. 11,269–11,285.
199. Dai, J. Conditions Governing the Formation of Abiogenic Gas and Gas Pools in Eastern China / J. Dai, Y. Song, C. Dai. – Beijing; New York: Science Press, 2000. – P. 1–4, 19–23, 42–60, 73–200.
200. Dimitrov, L.I. Mud volcanoes — a significant source of atmospheric methane / L.I. Dimitrov // *Geo-Marine Letters*. – 2003. – Vol. 23. – P. 155–161.
201. Dlugokencky, E.J. Measurements of an anomalous global methane increase during 1998 / E.J. Dlugokencky, B.P. Walter, K.A. Masarie, P.M. Lang, E.S. Kasischke // *Geophysical Research Letters*. – 2001. – Vol. 28, No. 3. – P. 499–502.
202. Duan, Z. Thermodynamic model for calculating methane solubility, density and gas phase composition of methane-bearing aqueous fluids from 273 to 523 K and from 1 to 2000 bar / Z. Duan, S. Mao // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2006. – Vol. 70, No. 13. – P. 3369–3386. – DOI: 10.1016/j.gca.2006.03.018.
203. Earth: global map of winds, weather, and ocean currents / created by C. Beccario; Nullschool Technologies Inc. – URL: <https://earth.nullschool.net/> (accessed: 11.09.2023).
204. Ebuchi, N. Seasonal and interannual variations in the East Sakhalin Current revealed by the TOPEX/POSEIDON altimeter data / N. Ebuchi // *Journal of Oceanography*. – 2006. – Vol. 62. – P. 171–183.
205. EPA, 2010. Methane and Nitrous Oxide Emissions from Natural Sources. Environmental Protection Agency Office of Atmospheric Programs, Washington, DC, USA, 194 pp.
206. ERA5. – URL: <https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview> (дата обращения: 19.03.2026).
207. Ershov, V.V. Isotopic-geochemical characteristics of free gases of the South Sakhalin mud volcano and their relationship to regional seismicity / V.V.

- Ershov, R.B. Shakirov, A.I. Obzhurov // *Doklady Earth Sciences*. – 2011. – Vol. 440, No. 1. – P. 1334–1339.
208. Ershov, V.V. On the problem of variability in the chemical composition of mud–volcanic waters: Evidence from the Yuzhno-Sakhalinsk mud volcano / V.V. Ershov // *Russian Journal of Pacific Geology*. – 2017. – Vol. 11, No. 1. – P. 73–80. – DOI: 10.1134/S1819714017010031.
209. Ershov, V.V. Thermomineral waters on the Daginsky field (Sakhalin Island): physical-chemical characteristics and formation conditions / V.V. Ershov, O.A. Nikitenko, R.V. Zharkov // *Izvestiya Tomskogo Politekhniceskogo Universiteta Inzhiniring Georesurov*. – 2023. – Vol. 334. – P. 104–118. – DOI: 10.18799/24131830/2023/3/3874.
210. Etiope, G. Methane emission from the mud volcanoes of Sicily (Italy) / G. Etiope, A. Caracausi, R. Favara, F. Italiano // *Geophysical Research Letters*. – 2002. – Vol. 29, No. 14. – P. 14, 340–14, 343.
211. Etiope, G. Geologic emissions of methane to the atmosphere / G. Etiope, R.W. Klusman // *Chemosphere*. – 2002. – Vol. 49, No. 8. – P. 777–789. – DOI: 10.1016/S0045-6535(02)00380-6.
212. Etiope, G. Gas flux to the atmosphere from mud volcanoes in Eastern Romania / G. Etiope, C. Baciuc, A. Caracausi, F. Italiano, C. Cosma // *Terra Nova*. – 2004. – Vol. 16, No. 4. – P. 179–184. – DOI: 10.1111/j.1365-3121.2004.00542.x.
213. Etiope, G. Methane emission from mud volcanoes in eastern Azerbaijan / G. Etiope, A. Feyzullayev, C.L. Baciuc, A.V. Milkov // *Geology*. – 2004. – Vol. 32, No. 6. – P. 465–468.
214. Etiope, G. A new estimate of global methane flux from onshore and shallow submarine mud volcanoes to the atmosphere / G. Etiope, A.V. Milkov // *Environmental Geology*. – 2004. – Vol. 46, No. 8. – P. 997–1002. – DOI: 10.1007/s00254-004-1085-1.

215. Etiope, G. Mud volcanoes and microseepage: The forgotten geophysical components of atmospheric methane budget / G. Etiope // *Annals of Geophysics*. – 2005. – Vol. 48, No. 1. – P. 1–7. – DOI: 10.4401/ag-3175.
216. Etiope, G. The geological links of the ancient Delphic Oracle (Greece): A reappraisal of natural gas occurrence and origin / G. Etiope, G. Papatheodorou, D. Christodoulou, M. Geraga, P. Favali // *Geology*. – 2006. – Vol. 34, No. 10. – P. 821–824. – DOI: 10.1130/G22824.1.
217. Etiope, G. Natural emissions of methane from geothermal and volcanic sources in Europe / G. Etiope, T. Fridriksson, F. Italiano, W. Winwarter, J. Theloke // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2007. – Vol. 165, No. 1-2. – P. 76–86. – DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2007.04.014.
218. Etiope, G. Re-appraisal of the fossil methane budget and related emission from geologic sources / G. Etiope, K.R. Lassey, R. Klusman, E. Boschi // *Geophysical Research Letters*. – 2008. – Vol. 35, No. 9. – P. 1–5. – DOI: 10.1029/2008GL033623.
219. Etiope, G. Microseepage in drylands: Flux and implications in the global atmospheric source/sink budget of methane / G. Etiope, R. Klusman // *Global and Planetary Change*. – 2009. – Vol. 72, No. 4. – P. 265–274.
220. Etiope, G. Evidence of subsurface anaerobic biodegradation of hydrocarbons and potential secondary methanogenesis in terrestrial mud volcanoes / G. Etiope, A. Feyzullayev, A.V. Milkov, A. Waseda, K. Mizobe, C.H. Sun // *Marine and Petroleum Geology*. – 2009. – Vol. 26, No. 9. – P. 1692–1703. – DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2008.12.002.
221. Etiope, G. Gas seepage from Tokamachi mud volcanoes, onshore Niigata Basin (Japan): Origin, post-genetic alterations and CH₄–CO₂ fluxes / G. Etiope, R. Nakada, K. Tanaka, N. Yoshida // *Applied Geochemistry*. – 2011. – Vol. 26, No. 3. – P. 348–359. – DOI: 10.1016/j.apgeochem.2010.12.008.
222. Etiope, G. *Natural Gas Seepage: The Earth's Hydrocarbon Degassing* / G. Etiope. – Cham: Springer, 2015. – 199 p.

223. Feng, J. Methane source and turnover in the shallow sediments to the west of Haima cold seeps on the northwestern slope of the South China Sea / J. Feng, S. Yang, H. Wang, J. Liang, Y. Fang, M. Luo // *Geofluids*. – 2019. – Vol. 2019, Article ID 1010824. – P. 1–18. – DOI: 10.1155/2019/1010824.
224. Ferretti, D.F. Unexpected changes to the global methane budget over the past 2000 years / D.F. Ferretti, J.B. Miller, J.W.C. White, D.M. Etheridge, K.R. Lassey, D.C. Lowe, C.M.M. Meure, M.F. Dreier, C.M. Trudinger, T.D. van Ommen, R.L. Langenfelds // *Science*. – 2005. – Vol. 309, No. 5741. – P. 1714–1717. – DOI: 10.1126/science.1115193.
225. Field, M.E. Gas hydrates on the northern California continental margin / M.E. Field, K.A. Kvenvolden // *Geology*. – 1985. – Vol. 13, No. 7. – P. 517–520.
226. Floodgate, G.D. The origins of shallow gas / G.D. Floodgate, A.G. Judd // *Continental Shelf Research*. – 1992. – Vol. 12, No. 10. – P. 1145–1156.
227. Frankenberg, C. Assessing methane emissions from global space-borne observations / C. Frankenberg, J.F. Meirink, M. van Weele, U. Platt, T. Wagner // *Science*. – 2005. – Vol. 308, No. 5724. – P. 1010–1014. – DOI: 10.1126/science.1106644.
228. Frunzeti, N. Geogenic emission of methane and carbon dioxide at Beciu mud volcano (Berca-Arbănași hydrocarbon-bearing structure, Eastern Carpathians, Romania). URL: <https://www.earth-prints.org/entities/publication/7421fbd2-4d8f-42c8-942e-c83c3f44ac3b> (дата обращения: 20.06.2026).
229. Fukamachi, Y. Volume transport of the Soya Warm Current revealed by bottom-mounted ADCP and ocean radar measurement / Y. Fukamachi, I. Tanaka, K.I. Ohshima, N. Ebuchi, G. Mizuta, H. Yoshida, S. Takayanagi, M. Wakatsuchi // *Journal of Oceanography*. – 2008. – Vol. 64. – P. 385–392.
230. García-López, C.G. Solute and gas geothermometry of geothermal wells: a geochemometrics study for evaluating the effectiveness of geothermometers to predict deep reservoir temperatures / C.G. García-López, K. Pandarinath, E. Santoyo // *International Geology Review*. – 2014. – Vol. 56, No. 16. – P. 2015–2049.

231. GEBCO Compilation Group. GEBCO 2025 Grid. – 2025. – URL: <https://download.gebco.net/> (дата обращения: 14.09.2026).
232. Giggenbach, W.F. Chemical techniques in geothermal exploration / W.F. Giggenbach // Application of geochemistry in geothermal reservoir development / coordinator F. D'Amore. – Rome: UNITAR/UNDP Publication, 1991. – P. 119–142.
233. Giggenbach, W.F. Relative importance of thermodynamic and kinetic processes in governing the chemical and isotopic composition of carbon gases in high-heatflow sedimentary basins / W.F. Giggenbach // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1997. – Vol. 61, No. 17. – P. 3763–3785. – DOI: 10.1016/S0016-7037(97)00171-3.
234. Ginsburg, G.D. Gas hydrates from the continental slope, offshore Sakhalin Island, Okhotsk Sea / G.D. Ginsburg, V.A. Soloviev, R.E. Cranston, T.D. Lorenson, K.A. Kvenvolden // *Geo-Marine Letters*. – 1993. – Vol. 13, No. 1. – P. 41–48. – DOI: 10.1007/BF01204391.
235. Ginsburg, G.D. Gas hydrate accumulation at the Haakon Mosby Mud Volcano / G.D. Ginsburg, A.V. Milkov, V.A. Soloviev [et al.] // *Geo-Marine Letters*. – 1999. – Vol. 19, No. 1–2. – P. 57–67. – DOI: 10.1007/s003670050093.
236. Giustini, F. The Mefite d'Ansanto CO₂-rich gas emission (southern Italy): A review / F. Giustini, M. Brilli // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2020. – Vol. 406, Article 107072.
237. Glorie, S. Thermal and exhumation history of Sakhalin Island (Russia) constrained by apatite U-Pb and fission track thermochronology / S. Glorie, I. Alexandrov, A. Nixon, J. Gillespie, B.-M. Jahn // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2017. – Vol. 143. – P. 326–342. – DOI: 10.1016/j.jseaes.2017.05.011.
238. Goraj, W. Microbial Involvement in Carbon Transformation via CH₄ and CO₂ in Saline Sedimentary Pool / W. Goraj, A. Szafranek-Nakonieczna, J. Grządziel [et al.] // *Agronomy*. – 2023. – Vol. 13, No. 12. – P. 3022.

239. Grabowska, J. Solubility of methane in water: Some useful results for hydrate nucleation / J. Grabowska, S. Blazquez, E. Sanz [et al.] // *The Journal of Physical Chemistry B*. – 2022. – Vol. 126, No. 42. – P. 8553–8570.
240. Hachikubo, A. Isotopic composition of gas hydrates in subsurface sediments from offshore Sakhalin Island, Sea of Okhotsk / A. Hachikubo, A. Krylov, H. Sakagami, H. Minami, Y. Nunokawa, H. Shoji, T. Matveeva, Y.K. Jin, A. Obzhirov // *Geo-Marine Letters*. – 2009. – Vol. 30, No. 3-4. – P. 313–319. – DOI: 10.1007/s00367-009-0178-y.
241. Hagen, R.A. Seasonal variability of shallow biogenic gas in Chesapeake Bay / R.A. Hagen, P.R. Vogt // *Marine Geology*. – 1999. – Vol. 158. – P. 75–88.
242. Harder, S.L. A global climate model study of CH₄ emissions during the Holocene and Glacial-Interglacial Transitions constrained by ice core data / S.L. Harder, D.T. Shindell, G.A. Schmidt, E.J. Brook // *Global Biogeochemical Cycles*. – 2007. – Vol. 21, No. 1. – GB1011.
243. Hasiotis, T. A pockmark field in the Patras Gulf (Greece) and its activation during the 14/7/93 seismic event / T. Hasiotis, G. Papatheodorou, N. Kastanos, G. Ferentinos // *Marine Geology*. – 1996. – Vol. 130. – P. 333–344.
244. Hassanpouryouzband, A. Hydrogen energy futures – foraging or farming? / A. Hassanpouryouzband, M. Wilkinson, R.S. Haszeldine // *Chemical Society Reviews*. – 2024. – Vol. 53.
245. Hayhoe, K. Atmospheric Methane and Global Change / K. Hayhoe // *Earth-Science Reviews*. – 2002. – Vol. 57, No. 3-4. – P. 177–210.
246. Head, I.M. Biological activity in the deep subsurface and the origin of heavy oil / I.M. Head, D.M. Jones, S.R. Larter // *Nature*. – 2003. – Vol. 426, No. 6964. – P. 344–352. – DOI: 10.1038/nature02134.
247. Heggland, R. Gas seepage is an indicator of deeper prospective reservoirs. A study based on exploration 3D seismic data / R. Heggland // *Marine and Petroleum Geology*. – 1998. – Vol. 15. – P. 1–9.
248. Hong, W.L. Methane flux from accretionary prism through mud volcano area in Taiwan – from present to the past / W.L. Hong, T. Yang // *Proceedings of*

- the 9th International Conference on Gas Geochemistry (October 1-8, 2007). – National Taiwan University, 2007. – P. 80–81.
249. Hong, W.L. Seepage from an arctic shallow marine gas hydrate reservoir is insensitive to momentary ocean warming / W.L. Hong, M. Torres, J. Carroll [et al.] // *Nature Communications*. – 2017. – Vol. 8. – Article 15745. – DOI: 10.1038/ncomms15745.
 250. Horita, J. Carbon isotope exchange in the system CO₂-CH₄ at elevated temperatures / J. Horita // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2001. – 6512. – P. 1907–1919. DOI: 10.1016/S0016-7037(01)00570-1
 251. Hornafius, J.S. The world's most spectacular marine hydrocarbon seeps (Coal Oil Point, Santa Barbara Channel, California): Quantification of emissions / J.S. Hornafius, D. Quigley, B.P. Luyendyk // *Journal of Geophysical Research*. – 1999. – Vol. 104, No. B9. – P. 20,703–20,711.
 252. Houweling, S. Inverse modeling of methane sources and sinks using the adjoint of a global transport model / S. Houweling, T. Kaminski, F. Dentener, J. Lelieveld, M. Heimann // *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*. – 1999. – Vol. 104, No. D21. – P. 26137–26160.
 253. Hovland, M. Fault-associated seabed mounds (carbonate knolls?) off western Ireland and north-west Australia / M. Hovland, P.F. Croker, M. Martin // *Marine and Petroleum Geology*. – 1994. – Vol. 11, No. 2. – P. 232–246.
 254. Hulston, J.R. Factors controlling the carbon isotopic composition of methane and carbon dioxide in New Zealand geothermal and natural gases / J.R. Hulston // *Geochemical Investigations in Earth and Space Science: A Tribute to Isaac R. Kaplan*. – 2004. – P. 67–83. – DOI: 10.1016/S1873-9881(04)80008-7.
 255. IASI (Infrared Atmospheric Sounding Interferometer). – URL: <https://www.eumetsat.int/iasi> (дата обращения: 19.03.2026).
 256. Inagaki, F. Exploring deep microbial life in coal-bearing sediment down to 2.5 km below the ocean floor / F. Inagaki, K.-U. Hinrichs, Y. Kubo, M.W. Bowles, V.B. Heuer, W.-L. Hong, T. Hoshino, A. Ijiri, H. Imachi, M. Ito [et al.] //

- Science. – 2015. – Vol. 349, No. 6246. – P. 420–424. – DOI: 10.1126/science.aaa6882.
257. IPCC. Climate Change 1994 / ed. by J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, J. Bruce [et al.] – Cambridge: Cambridge University Press, 1996. – 86 p.
258. Ishizu, M. Characteristics of the cold-water belt formed off Soya Warm Current / M. Ishizu, Y. Kitade, M. Matsuyama // *Journal of Geophysical Research*. – 2008. – Vol. 113. – P. 12010. – DOI: 10.1029/2008JC004786.
259. Isozaki, Y. Anatomy and genesis of a subduction-related orogen: A new view on the geotectonic subdivision and evolution of the Japanese Islands / Y. Isozaki // *The Island Arc*. – 1996. – Vol. 5, No. 3. – P. 289.
260. Javoy, M. Experimental determination of the isotopic fractionation between gaseous CO₂ and carbon dissolved in tholeiitic magma / M. Javoy, F. Pineau, I. Iiyama // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1978. – Vol. 67. – P. 35–39.
261. Jenden, P.D. Origin of nitrogen-rich natural gases in the California Great Valley: Evidence from helium, carbon and nitrogen isotope ratios / P.D. Jenden, I.R. Kaplan, R. Poreda, H. Craig // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1988. – Vol. 52, No. 4. – P. 851–861. – DOI: 10.1016/0016-7037(88)90356-0.
262. Jiang, G.-J. Faulting and mud volcano eruptions inside of the coastal range during the 2003 Mw = 6.8 Chengkung Earthquake in Eastern Taiwan / G.-J. Jiang, J. Angelier, J.-C. Lee, H.-T. Chu, J.-C. Hu, C.-H. Mu // *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*. – 2011. – Vol. 22, No. 5. – P. 463–473. – DOI: 10.3319/TAO.2011.04.22.01(TT).
263. Jin, Y.K. Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2012, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 59 / Y.K. Jin, H. Shoji, A. Obzhirov, B. Baranov (Eds.). – Incheon: Korea Polar Research Institute, 2013. – 163 p.
264. Judd, A.G. The geological methane budget at continental margins and its influence on climate change / A.G. Judd, M. Hovland, L.I. Dimitrov, S.G. Gil, V. Jukes // *Geofluids*. – 2002. – Vol. 2, No. 2. – P. 109–126. – DOI: 10.1046/j.1468-8123.2002.00027.x.

265. Judd, A. Seabed Fluid Flow: The Impact on Geology, Biology and the Marine Environment / A. Judd, M. Hovland. – Cambridge: Cambridge University Press, 2007. – 475 p.
266. Kawagucci, S. Fluid Geochemistry of High-Temperature Hydrothermal Fields in the Okinawa Trough / S. Kawagucci // Subseafloor Biosphere Linked to Hydrothermal Systems / eds. Ji. Ishibashi, K. Okino, M. Sunamura. – Tokyo: Springer, 2015. – DOI: 10.1007/978-4-431-54865-2_30.
267. Kholmogorov, A.O. Influence of hydrological factors on the distribution of methane fields in the water column of the Bransfield Strait: Cruise 87 of the R/V "Academik Mstislav Keldysh", 7 December 2021–5 April 2022 / A.O. Kholmogorov, N.S. Syrbu, R.B. Shakirov // Water. – 2022. – Vol. 14. – P. 3311.
268. Kholmogorov, A.O. Study of Methane Concentration Variability in the Surface Layer of the Sea of Japan in the Context of Seismic Events (Based on the Results of Expedition Studies in 2017–2018) / A.O. Kholmogorov, N.S. Syrbu, R.B. Shakirov // Geodynamics & Tectonophysics. – 2022. – Vol. 13, No. 3. – Article 0642. – DOI: 10.5800/GT-2022-13-3-0642.
269. Kholmogorov, A.O. Dissolved methane transport in the Tatar Strait and the deepest basin of the Japan (East) Sea from its possible sources / A. Kholmogorov, V. Ponomarev, N. Syrbu, S.P. Shkorba // Water. – 2023. – Vol. 15. – P. 821.
270. Kholmogorov, A.O. Oceanographic and Gas-Geochemical Studies in the La Perouse Strait / A.O. Kholmogorov, N.S. Syrbu, V.B. Lobanov, R.V. Zharkov, E.V. Maltseva. Lithology and Mineral Resources. – Vol. 61. – C. 115–126 (2026). <https://doi.org/10.1134/S0024490225700464>
271. Kirschke, S. Three decades of global methane sources and sinks / S. Kirschke, P. Bousquet, P. Ciais, M. Saunois, J. Canadell, E. Dlugokencky, P. Bergamaschi, D. Bergmann, D. Blake, L. Bruhwiler, P. Cameron-Smith, S. Castaldi, F. Chevallier, L. Feng, A. Fraser, M. Heimann, E. Hodson, S.

- Houweling, B. Josse, G. Zeng // *Nature Geoscience*. – 2013. – Vol. 6. – P. 813–823. – DOI: 10.1038/NGEO1955.
272. Kitani, K. An oceanographic study of the Okhotsk Sea – particularly in regard to cold waters / K. Kitani // *Bulletin of the Far Seas Fisheries Research Laboratory*. – 1973. – No. 9. – P. 45–76.
273. Klusman, R. Seasonal variation in methane fluxes from sedimentary basins to the atmosphere: Results from chamber measurements and modeling of transport from deep sources / R. Klusman, M. Leopold, M. LeRoy // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2000. – Vol. 105, No. D20. – P. 24661–24670. – DOI: 10.1029/2000JD900407.
274. Konyukhov, A.I. Continental margins: Global belts of oil and gas accumulation / A.I. Konyukhov // *Lithology and Mineral Resources*. – 2009. – Vol. 44. – P. 513–530. – DOI: 10.1134/S0024490209060017.
275. Kopf, A. Long term in situ monitoring at Dashgil mud volcano, Azerbaijan: a link between seismicity, pore pressure transients and methane emission / A. Kopf, G. Delisle, E. Faber [et al.] // *International Journal of Earth Sciences*. – 2010. – Vol. 99. – P. 227–240.
276. Kulm, L.D. Oregon subduction zone: Venting, fauna and carbonates / L.D. Kulm, E. Suess, J.C. Moore [et al.] // *Science*. – 1986. – Vol. 231. – P. 561–566.
277. Kvenvolden, K.A. Gas hydrates of the Peruvian outer continental margin / K.A. Kvenvolden, M. Kastner // *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific results. Sites 679–688. Peru Continental Margin* / eds. W.E. Dean [et al.] – 1986. – Vol. 112. – P. 517–526.
278. Kvenvolden, K.A. Worldwide distribution of subaquatic gas hydrates / K.A. Kvenvolden, G.D. Ginsburg, V. Soloviev // *Geo-Marine Letters*. – 1993. – Vol. 13. – P. 32–40.
279. Kvenvolden, K. Attention turns to naturally occurring methane seepage / K. Kvenvolden, T.D. Lorenson, W.S. Reeburgh // *Eos, Transactions American*

- Geophysical Union. – 2001. – Vol. 82, No. 40. – P. 457–458. – DOI: 10.1029/01EO00275.
280. Lacroix, A.V. Unaccounted-for sources of fossil and isotopically-enriched methane and their contribution to the emissions inventory / A.V. Lacroix // *Chemosphere*. – 1993. – Vol. 26, No. 1–4. – P. 507–557. – DOI: 10.1016/0045-6535(93)90441-7.
281. Lammers, S. Variations of atmospheric methane supply from the Sea of Okhotsk induced by the seasonal ice cover / S. Lammers, E. Suess, M.N. Mansurov, V.V. Anikiev // *Global Biogeochemical Cycles*. – 1995. – Vol. 9, No. 3. – P. 351–358. – DOI: 10.1029/95gb01144.
282. Leifer, I. In situ sensing of methane emissions from natural marine hydrocarbon seeps: A potential remote sensing technology / I. Leifer, D. Roberts, J. Margolis, F. Kinnamon // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2006. – Vol. 245, No. 3–4. – P. 509–522.
283. Li, J. New Indexes and Charts for Genesis Identification of Multiple Natural Gases / J. Li, Z. Li, X. Wang, D. Wang, Z. Xie, J. Li [et al.] // *Petroleum Exploration and Development*. – 2017. – Vol. 44. – P. 535–543.
284. Lipinskaya, N.A. Variations and depth of formation of submesoscale eddy structures in satellite ocean color data in the southwestern region of the Peter the Great Bay / N.A. Lipinskaya, P.A. Salyuk, I.A. Golik // *Remote Sensing*. – 2023. – Vol. 15, No. 23. – P. 5600.
285. Liu, Q. Natural hydrogen in the volcanic-bearing sedimentary basin: Origin, conversion, and production rates / Q. Liu, Y. Wei, P. Li, X. Huang, Q. Meng, X. Wu, D. Zhu, H. Xu, Y. Fu, D. Zhu, W. Zhang, Z. Jin // *Science Advances*. – 2025. – Vol. 11, No. 4. – eadr6771.
286. Lorenson, T.D. Hydrocarbon geochemistry of cold seeps in the Monterey Bay / T.D. Lorenson, K.A. Kvenvolden, F.D. Hostettler // *Marine Geology*. – 2002. – Vol. 181. – P. 285–304.
287. Lu, Y.-C. Magmatic-like fluid source of the Chingshui geothermal field, NE Taiwan evidenced by carbonate clumped-isotope paleothermometry / Y.-C. Lu,

- S.-R. Song, P.-L. Wang, C.-C. Wu, H.-S. Mii, J. MacDonald, C.-C. Shen, C.M. John // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2017. – Vol. 149. – P. 124–133. – DOI: 10.1016/j.jseaes.2017.03.004.
288. Luedmann, T. Characteristics of gas hydrate occurrences associated with mud diapirism and gas escape structures in the northwestern Sea of Okhotsk / T. Luedmann, H.K. Wong // *Marine Geology*. – 2003. – Vol. 201, No. 4. – P. 269–286. – DOI: 10.1016/s0025-227(03)00224-x.
289. Lupton, J.E. Terrestrial inert gases: Isotope tracer studies and clues to primordial components in the mantle / J.E. Lupton // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. – 1983. – Vol. 11. – P. 371–414.
290. Machel, H.G. Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction / H.G. Machel, H.R. Krouse, R. Sassen // *Applied Geochemistry*. – 1995. – Vol. 10, No. 4. – P. 373–389.
291. Mamyrin, B.A. Determination of the isotopic composition of atmospheric helium / B.A. Mamyrin, G.S. Anufriyev, I.L. Kamenskiy, I.N. Tolstikhin // *Geokhimiya*. – 1970. – P. 721–730.
292. Mamyrin, B.A. Helium Isotopes in Nature / B.A. Mamyrin, I.N. Tolstikhin. – New York: Elsevier, 1984. – 297 p.
293. Martens, C.S. Biogeochemical processes controlling methane in coastal sediments — Part 1. A model coupling organic matter flux to gas production, oxidation and transport / C.S. Martens, D.B. Albert, M.J. Alperin // *Continental Shelf Research*. – 1998. – Vol. 18, No. 14-15. – P. 1741–1770.
294. Martinelli, G. Mud volcano monitoring and seismic events / G. Martinelli, A. Dadomo // *Mud Volcanoes, Geodynamics and Seismicity: Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop, Baku, Azerbaijan, 20–22 May 2003*. – Dordrecht: Springer, 2005. – P. 187–199.
295. Maruyama, S. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present / S. Maruyama, Y. Isozaki, G. Kimura, M. Terabayashi // *The Island Arc*. – 1997. – Vol. 6, No. 1. – P. 121–142.

296. Matveeva, T. Hydro-Carbon Hydrate Accumulations in the Okhotsk Sea (CHAOS Project Leg I and Leg II). Report of R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 31 and 32 / T. Matveeva, V. Soloviev, H. Shoji, A. Obzhirov. – St. Petersburg: VNIIOkeangeologia, 2005. – 164 p. – ISSN: 5-88994-066-X 2.
297. Mau, S. Dissolved methane distributions and air-sea flux in the plume of a massive seep field, Coal Oil Point, California / S. Mau, D. Valentine, J.F. Clark, J. Reed, R. Camilli, L. Washburn // *Geophysical Research Letters*. – 2007. – Vol. 34. – P. L22603. – DOI: 10.1029/2007GL031344.
298. Mau, S. Quantification of CH₄ loss and transport in dissolved plumes of the Santa Barbara Channel, California / S. Mau, M.B. Heintz, D.L. Valentine // *Continental Shelf Research*. – 2012. – Vol. 32. – P. 110–120.
299. Mau, S. Methane Seeps and Independent Methane Plumes in the South China Sea Offshore Taiwan / T.-H. Tu, M. Becker, dos Santos Ferreira, C., Chen, Lin J.-N., Wang L.-H., Lin P.-L., G. Bohrmann // *Front. Mar. Sci.* – 2020. – Vol. 7. – 543. <https://doi.org/10.3389/fmars.2020.00543>
300. Max, M.D. Natural gas hydrate in oceanic and permafrost environments / M.D. Max (ed). – Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 2000. – 410 p.
301. Mazzini, A. Mud volcanism: An updated review / A. Mazzini, G. Etiope // *Earth-Science Reviews*. – 2017. – Vol. 168. – P. 81–112. – DOI: 10.1016/j.earscirev.2017.03.001.
302. Mazurenko, L. L. Gas hydrate forming fluids on the NE Sakhalin slope, Sea of Okhotsk / L. L. Mazurenko, T. V. Matveeva, E. M. Prasolov, H. Shoji, A. I. Obzhirov, Y. K. Jin, J. Poort, E. A. Logvina, H. Minami, H. Sakagami [et al.] // *Geological Society, London, Special Publications*. – 3191. – P. 51–72: DOI: 10.1144/SP319.5
303. McCrory, P. A. Helium as a tracer for fluids released from Juan de Fuca lithosphere beneath the Cascadia fore arc / P. A. McCrory, J. E. Constantz, A. G. Hunt, J. L. Blair // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2016. – Vol. 17, No. 6. – P. 2434–2449. – DOI: 10.1002/2015GC006198.

304. McQuaid, J. Air pressure and methane fluxes / J. McQuaid, A. Mercer // *Nature*. – 1990. – Vol. 351. – P. 528.
305. Mikhail, S. A secretive mechanical exchange between mantle and crustal volatiles revealed by helium isotopes in ¹³C-depleted diamonds / S. Mikhail, J. C. Crosby, F. M. Stuart, L. DiNicola, F. A. J. Abernathy // *Geochemical Perspectives Letters*. – 2019. – Vol. 11. – P. 39–43. – DOI: 10.7185/geochemlet.1926.
306. Milkov, A. V. Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates / A. V. Milkov // *Marine Geology*. – 2000. – Vol. 167, No. 1–2. – P. 29–42. – DOI: 10.1016/S0025-3227(00)00022-0.
307. Milkov, A. V. Worldwide distribution and significance of secondary microbial methane formed during petroleum biodegradation in conventional reservoirs / A. V. Milkov // *Organic Geochemistry*. – 2011. – Vol. 42, No. 2. – P. 184–207. – DOI: 10.1016/j.orggeochem.2010.12.003.
308. Minami, H. Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project II, 2015, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 70 / H. Minami, Y. K. Jin, B. Baranov, N. Nikolaeva, A. Obzhairov. – Kitami: Kitami Institute of Technology, 2016. – 119 p.
309. Mishukova, G. I. Peculiarities of the distribution of methane concentration and methane fluxes at the water-air interface in the Tatar Strait of the Sea of Japan / G. I. Mishukova, V. F. Mishukov, A. I. Obzhairov, N. L. Pestrikova, O. F. Vereshchagina // *Russian Meteorology and Hydrology*. – 2015. – Vol. 40, No. 6. – P. 427–433. – DOI: 10.3103/S106837391506008X.
310. Mishukova, G. I. Methane Fluxes on the Water–Atmosphere Boundary in the Sea of Okhotsk / G. I. Mishukova, R. B. Shakirov, A. I. Obzhairov // *Doklady Earth Sciences*. – 2017. – Vol. 475, Part 2. – P. 963–967. – DOI: 10.1134/S1028334X17080293.
311. Mishukova, G. Methane Fluxes at the Water–Atmosphere Interface and Gas-Geochemical Anomalies in the Bottom Sediments in the Northwestern Part of the Sea of Japan / G. Mishukova, A. Yatsuk, R. Shakirov, N. Syrbu, M. Valitov,

- A. Ponomareva, O. Mishukova // *Russian Geology and Geophysics*. – 2021. – Vol. 62, No. 12. – P. 1385–1400. – DOI: 10.2113/rgg20204242.
312. Miyakawa, K. The origin of muddy sand sediments associated with mud volcanism in the Horonobe area of northern Hokkaido, Japan / K. Miyakawa, T. Tokiwa, H. Murakami // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2013. – Vol. 14, No. 12. – P. 4980–4988. – DOI: 10.1002/2013GC004924.
313. Mobley, C. D. *Light and Water: Radiative Transfer in Natural Waters* / C. D. Mobley. – New York: Academic Press, 1994. – 565 p.
314. Moore, J. C. Fluids in accretionary prisms / J. C. Moore, P. Vrolijk // *Reviews of Geophysics*. – 1992. – Vol. 30, No. 2. – P. 113–135. – DOI: 10.1029/92RG00209.
315. Morel, A. Bio-optical properties of oceanic waters: A reappraisal / A. Morel, S. Maritorena // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2001. – Vol. 106, No. C4. – P. 7163–7180. – DOI: 10.1029/2000JC000319.
316. Motyka, R. J. Geochemistry, isotopic composition, and origin of fluids emanating from mud volcanoes in the Copper River Basin, Alaska / R. J. Motyka, R. J. Poreda, W. A. Jeffrey // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1989. – Vol. 53, No. 1. – P. 29–41. – DOI: 10.1016/0016-7037(89)90269-3.
317. Mougin, P. Thermodynamic of thermochemical sulphate reduction / P. Mougin, V. Lamoureux-Var, A. Bariteau, A. Huc // *Journal of Petroleum Science and Engineering*. – 2007. – Vol. 58, No. 3–4. – P. 413–427. – DOI: 10.1016/j.petrol.2007.01.005.
318. Nehring, N. L. Gas chemistry and thermometry of the Cerro Prieto, Mexico, geothermal field / N. L. Nehring, F. D'Amore // *Geothermics*. – 1984. – Vol. 13, No. 1–2. – P. 75–89. – DOI: 10.1016/0375-6505(84)90008-7.
319. Nicolae, F. Geogenic emission of methane and carbon dioxide at Beciu mud volcano, (Berca-Arbănași hydrocarbon-bearing structure, Eastern Carpathians, Romania) // *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*. – 2012. – Vol. 7, No. 3. – P. 159–166.

320. Obzhairov, A. I. Relations between Methane Venting, Geological Structure and Seismo-Tectonics in the Okhotsk Sea / A. I. Obzhairov, R. Shakirov, A. Salyuk, E. Suess, N. Biebow, A. Salomatin // *Geo-Marine Letters*. – 2004. – Vol. 24. – P. 135–139. – DOI: 10.1007/s00367-004-0175-0.
321. Obzhairov, A. I. Distribution of methane content and methane fluxes in the Sea of Japan, Sea of Okhotsk, and near-Kuril Pacific / A. I. Obzhairov, N. L. Pestrikova, G. I. Mishukova, V. F. Mishukov, A. K. Okulov // *Russian Meteorology and Hydrology*. – 2016. – Vol. 41, No. 3. – P. 205–212. – DOI: 10.3103/S1068373916030067.
322. OCO 2 (Orbiting Carbon Observatory 2). – URL: <https://ocov2.jpl.nasa.gov/> (дата обращения: 19.03.2026).
323. Ohshima, K. I. Near-surface circulation and tidal currents of the Okhotsk Sea observed with satellite-tracked drifters / K. I. Ohshima, M. Wakatsuchi, Y. Fukamachi, G. Mizuta // *Journal of Geophysical Research*. – 2002. – Vol. 107. – P. 11. – DOI: 10.1029/2001JC001011.
324. Ohshima, K. I. A generation mechanism for mesoscale eddies in the Kuril basin of the Okhotsk Sea: Baroclinic instability caused by enhanced tidal mixing / K. I. Ohshima, Y. Fukamachi, T. Mutoh, M. Wakatsuchi // *Journal of Oceanography*. – 2005. – Vol. 61. – P. 247–260. – DOI: 10.1007/s10872-005-0035-1.
325. Ohshima, K. I. Particle tracking experiments on a model of the Okhotsk Sea: Toward oil spill simulation / K. I. Ohshima, D. Simizu // *Journal of Oceanography*. – 2008. – Vol. 64. – P. 103–114. – DOI: 10.1007/s10872-008-0008-2.
326. Ohshima, K. I. Volume, Heat, and Salt Transports through the Soya Strait and Their Seasonal and Interannual Variations / K. I. Ohshima, D. Simizu, N. Ebuchi, S. Morishima, H. Kashiwase // *Journal of Physical Oceanography*. – 2017. – Vol. 47. – P. 999–1019. – DOI: 10.1175/JPO-D-16-0160.1.
327. Ohshima, K. 50-year volume transport of the Soya Warm Current estimated from the sea-level difference and its relationship with the Tsushima and

- Tsugaru Warm Currents / K. Ohshima, M. Kuga // *Journal of Oceanography*. – 2023. – Vol. 79. – P. 499–515. – DOI: 10.1007/s10872-023-00693-6.
328. Ono, A. Carbon isotopes of methane and carbon dioxide in hydrothermal gases of Japan / A. Ono, Y. Sano, H. Wakita, W. F. Giggenbach // *Geochemical Journal*. – 1993. – Vol. 27. – P. 287–295. – DOI: 10.2343/geochemj.27.287.
329. Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2011, R/V Akademik M. A. Lavrentiev Cruise 56 / Ed. by Y. K. Jin, H. Shoji, A. Obzhairov, B. Baranov. – Hokkaido: Kitami Institute of Technology, 2012. – 140 p.
330. Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2012, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 59 / Ed. by Y. K. Jin, H. Shoji, A. Obzhairov, B. Baranov. – Korea Polar Research Institute, 2013. – 163 p.
331. Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project II, 2013, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 62 / Ed. by H. Shoji, Y. K. Jin, B. Baranov, N. Nikolaeva, A. Obzhairov. – Kitami: Kitami University, 2014. – 110 p.
332. Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project II, 2014, R/V Akademik M. A. Lavrentyev Cruise 67 / Ed. by Y. K. Jin, H. Minami, B. Baranov, N. Nikolaeva, A. Obzhairov. – Korea Polar Research Institute, 2015. – 121 p.
333. Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project II, 2015, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 70 / Ed. by H. Minami, Y. K. Jin, B. Baranov, N. Nikolaeva, A. Obzhairov. – Kitami: Kitami Institute of Technology, 2016. – 119 p.
334. Orange, D. L. Widespread Fluid Expulsion on a Translational Continental Margin: Mud Volcanoes, Fault Zones, Headless Canyons, and Organic-Rich Substrate in Monterey Bay, California / D. L. Orange, H. G. Greene, D. Reed, J. B. Martin, C. M. McHugh, W. Ryan, N. Maher, D. Stakes, J. Barry // *Geological Society of America Bulletin*. – 1999. – Vol. 111, No. 7. – P. 992–1009.

335. Oxburgh, E. R. Helium Isotopes in Sedimentary Basins / E. R. Oxburgh, R. K. O'Nions, R. I. Hill // *Nature*. – 1986. – Vol. 324. – P. 632–635. – DOI: 10.1038/324632a0.
336. Ozima, M. Noble Gas Geochemistry / M. Ozima, F. Podosek. – New York: Cambridge University Press, 2002. – 286 p.
337. Pagano, T. S. Prelaunch and in-flight radiometric calibration of the atmospheric infrared sounder (AIRS) / T. S. Pagano, H. H. Aumann, D. Hagan, K. Overoye // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. – 2003. – Vol. 41, No. 2. – P. 343–351. – DOI: 10.1109/TGRS.2002.808307.
338. Park, K.-A. Relationship between Satellite-Observed Cold Water along the Primorye Coast and Sea Ice in the East Sea (The Sea of Japan) / K.-A. Park, K. Kim, P. C. Cornillon, J. Y. Chung // *Geophysical Research Letters*. – 2006. – Vol. 33, No. 10. – DOI: 10.1029/2005GL025611.
339. Park, K.-A. An oceanic current map of the East Sea for science textbooks based on scientific knowledge acquired from oceanic measurements / K.-A. Park, J.-E. Park, B.-J. Choi, D.-S. Byun, E.-I. Lee // *Journal of Korean Society of Oceanography*. – 2013. – Vol. 18, No. 4. – P. 234–265. – DOI: 10.7850/jkso.2013.18.4.234.
340. Pavlova, V. Yu. GPR results on the territory of the Darginsky hydrothermal system (Sakhalin Island) / V. Yu. Pavlova, R. V. Zharkov // *Geosystems of Transition Zones*. – 2018. – Vol. 2, No. 4. – P. 323–331. – DOI: 10.30730/2541-8912.2018.2.4.323-331.
341. Pavlova, V. Yu. 3-D structure of the discharging zone of the Darginsky hydrothermal system (Sakhalin Island) according to the ground penetrating radar method and well logs / V. Yu. Pavlova, R. V. Zharkov, I. F. Delemen // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. – 2019. – Vol. 324, No. 1. – P. 012026. – DOI: 10.1088/1755-1315/324/1/012026.
342. Ping, Z. Gas geothermometry in selected icelandic geothermal fields with comparative examples from Kenya / Z. Ping, H. Ármannsson // *Geothermics*. – 1996. – Vol. 25, No. 3. – P. 307–347. – DOI: 10.1016/0375-6505(96)00006-5.

343. Pohlman, J. W. The Origin of Thermogenic Gas Hydrates on the Northern Cascadia Margin as Inferred from Isotopic ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and D/H) and Molecular Composition of Hydrate and Vent Gas / J. W. Pohlman, E. A. Canuel, N. R. Chapman, G. D. Spence, M. J. Whiticar, R. B. Coffin // *Organic Geochemistry*. – 2005. – Vol. 36. – P. 703–716. – DOI: 10.1016/j.orggeochem.2005.01.011.
344. Poletaev, A. V. Study of hydrocarbon gas outputs distribution depending on geological structure of the southern Caspian by gas survey / A. V. Poletaev, E. V. Poletaeva // *Proceedings of Tomsk Polytechnic University. Georesource engineering*. – 2018. – Vol. 329, No. 11. – P. 136–152.
345. Porcelli, D. An Overview of Noble Gas Geochemistry and Cosmochemistry / D. Porcelli, C. J. Ballentine, R. Wieler // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2002. – Vol. 47. – P. 1–19. – DOI: 10.2138/rmg.2002.47.1.
346. Poreda, R. J. Mantle Helium in Sacramento Basin Natural Gas Wells / R. J. Poreda, P. D. Jenden, I. R. Kaplan, H. Craig // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1986. – Vol. 50, No. 12. – P. 2847. – DOI: 10.1016/0016-7037(86)90231-0.
347. Poreda, R. J. Magmatic Helium in Subduction-Zone Natural Gases / R. J. Poreda, A. W. A. Jeffrey, I. R. Kaplan, H. Craig // *Chemical Geology*. – 1988. – Vol. 71. – P. 199–210. – DOI: 10.1016/0009-2541(88)90115-5.
348. Prants, S. Mesoscale circulation along the Sakhalin Island eastern coast / S. Prants, A. Andreev, M. Budyansky, M. Uleysky // *Ocean Dynamics*. – 2016. – Vol. 6. – P. 345–356. – DOI: 10.1007/s10236-016-0933-5.
349. Prinzhofer, A. Noble Gas in Oil and Gas Accumulations / A. Prinzhofer // *The Noble Gases as Geochemical Tracers, Advances in Isotope Geochemistry* / Ed. by P. Burnard. – New York: Springer Berlin Heidelberg, 2013. – P. 225–247. – DOI: 10.1007/978-3-642-28836-4_9.
350. Procesi, M. Sediment-hosted geothermal systems: Review and first global mapping / M. Procesi, G. Ciotoli, A. Mazzini, G. Etiope // *Earth-Science Reviews*. – 2019. – Vol. 192. – P. 529–544. – DOI: 10.1016/j.earscirev.2019.03.020.

351. Prokhorov, I. Optical clumped isotope thermometry of carbon dioxide / I. Prokhorov, T. Kluge, C. Janssen // *Scientific Reports*. – 2019. – Vol. 9. – DOI: 10.1038/s41598-019-40750-z.
352. Reay, D. S. Methane and Global Environmental Change / D. S. Reay, P. Smith, T. Christensen, R. H. James, H. Clark // *Annual Review of Environment and Resources*. – 2018. – Vol. 43, No. 1. – P. 165–192. – DOI: 10.1146/annurev-environ-102017-030154.
353. Reeburgh, W. S. Oceanic methane biogeochemistry / W. S. Reeburgh // *Chemical Reviews*. – 2007. – Vol. 107. – P. 486–513. – DOI: 10.1021/cr050362v.
354. Rehder, G. The multiple sources and patterns of methane in North Sea waters / G. Rehder, R. S. Keir, E. Suess, Th. Pohlman // *Aquatic Geochemistry*. – 1998. – Vol. 4. – P. 403–427. – DOI: 10.1023/A:1009610124254.
355. Rehder, G. Methane in the northern Atlantic controlled by microbial oxidation and atmospheric history / G. Rehder, R. S. Keir, E. Suess, M. Rhein // *Geophysical Research Letters*. – 1999. – Vol. 26, No. 5. – P. 587–590. – DOI: 10.1029/1999GL900042.
356. Reyes, A. Petrology and mineral alteration in hydrothermal systems: from diagenese to volcanic catastrophes / A. Reyes. – Reykjavic: United Nations University, 2000. – 77 p.
357. Rodnikov, A. G., Sergeyeva N. A., Zabarinskaya L. P. Deep structure of the Eurasia-Pacific transition zone / A. G. Rodnikov, N. A. Sergeyeva, L. P. Zabarinskaya // *Russian Journal of Earth Sciences*. – 2001. – Vol. 3, No. 4. – P. 293–310. – DOI: 10.2205/2001ES000061.
358. Römer, M. Assessing marine gas emission activity and contribution to the atmospheric methane inventory: a multidisciplinary approach from the Dutch Dogger Bank seep area (North Sea) / M. Römer, S. Wenau, G. Bohrmann, S. Mau, M. Veloso, J. Greinert [et al.] // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2017. – Vol. 18. – P. 2617–2633. – DOI: 10.1002/2017GC006995.

359. Rosentreter, J. A. Half of global methane emissions come from highly variable aquatic ecosystem sources / J. A. Rosentreter, A. V. Borges, B. R. Deemer, M. A. Holgerson, S. Liu, C. Song, J. M. Melack, P. A. Raymond, C. M. Duarte, G. H. Allen, D. Olefeldt, B. I. Poulter, T. I. Battin, B. D. Eyre // *Nature Geoscience*. – 2021. – Vol. 14. – P. 225–230. – DOI: 10.1038/s41561-021-00715-2.
360. Rybalko, S. I. Seasonal and spatial variability of sea currents on the Sakhalin northeastern shelf / S. I. Rybalko, G. V. Shevchenko // *Pacific Oceanography*. – 2003. – Vol. 1. – P. 168–178.
361. Sahling, H. Depth-related structure and ecological significance of cold-seep communities - A case study from the Sea of Okhotsk / H. Sahling, S. V. Galkin, A. Salyuk, J. Greinert, H. Foerstel, D. Piepenburg, E. Suess // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2003. – Vol. 50, No. 12. – P. 1391–1409. – DOI: 10.1016/j.dsr.2003.08.004.
362. Sakai, T. The mud-volcano discovered in Horonobe district northern part of Hokkaido / T. Sakai, S. Ioka, Y. Ishijima, N. Ito // *Japan. Chishitsu News*. – 2010. – Vol. 676. – P. 63–67. (in Japanese)
363. Salyuk, P. A. Physical and biological features of the waters in the outer Patagonian shelf and the Malvinas Current / P. A. Salyuk, S. A. Mosharov, D. I. Frey [et al.] // *Water*. – 2022. – Vol. 14, No. 23. – P. 3879. – DOI: 10.3390/w14233879.
364. Sano, Y. Helium flux from the solid Earth / Y. Sano // *Geochemical Journal*. – 1986. – Vol. 20. – P. 227–232. – DOI: 10.2343/geochemj.20.227.
365. Sano, Y. Accurate Measurement of Atmospheric Helium Isotopes / Y. Sano, T. Tominaga, N. Takahata // *Analytical Sciences*. – 2008. – Vol. 24, No. 4. – P. 521–525. – DOI: 10.2116/analsci.24.521.
366. Sano, Y. Geographical Distribution of $^3\text{He}/^4\text{He}$ Ratios and Seismic Tomography in Japan / Y. Sano, J. Nakajima // *Geochemical Journal*. – 2008. – Vol. 42, No. 1. – P. 51–60. – DOI: 10.2343/geochemj.42.51.

367. Shakirov, R. B. Mud volcanoes and gas vents in the Okhotsk Sea area / R. B. Shakirov, A. Obzhairov, E. Suess, A. Salyuk, B. Nicole // *Geo-Marine Letters*. – 2004. – Vol. 24. – P. 140–149. – DOI: 10.1007/s00367-004-0177-y.
368. Shakirov, R. B. Classification of anomalous methane fields in the Okhotsk Sea / R. B. Shakirov, A. I. Obzhairov, N. Biebow, A. N. Salyuk, U. Tsunogai, V. E. Terekhova, H. Shoji // *Polar Meteorology and Glaciology*. – 2005. – Vol. 19. – P. 50–66.
369. Shakirov, R. B. Isotope and gas-geochemical features of methane and carbon dioxide distribution on Sakhalin Island and adjacent shelf of the Okhotsk Sea / R. B. Shakirov, N. S. Syrbu, A. I. Obzhairov // *Bulletin of KRAESC Earth Sciences*. – 2012. – Vol. 2, No. 20. – P. 100–113.
370. Shakirov, R. B. Natural sources of methane and carbon dioxide on Sakhalin Island and their role in the formation of ecological gas-geochemical zones / R. B. Shakirov, N. S. Syrbu // *Water Resources*. – 2013. – Vol. 40, No. 7. – P. 752–760. – DOI: 10.1134/S0097807813070129.
371. Shakirov, R. B. Distribution of helium and hydrogen in sediments and water on the Sakhalin slope / R. B. Shakirov, N. S. Syrbu, A. I. Obzhairov // *Lithology and Mineral Resources*. – 2016. – Vol. 51, No. 1. – P. 61–73. – DOI: 10.1134/S0024490216010065.
372. Shakirov, R. B. Methane anomalies, its flux on the sea–atmosphere interface and their relations to the geological structure of the South-Tatar sedimentary basin (Tatar Strait, the Sea of Japan) / R. B. Shakirov, M. G. Valitov, A. I. Obzhairov, V. F. Mishukov, A. V. Yatsuk, N. S. Syrbu, O. V. Mishukova // *Marine Geophysical Research*. – 2019. – Vol. 40. – P. 581–600. – DOI: 10.1007/s11001-019-09389-3.
373. Shakirov, R.B. Methane Fluxes at the Water–Atmosphere Interface in the Southern Tatar Strait of the Sea of Japan: Distribution and Variation / R.B. Shakirov, M.G. Valitov, N.S. Syrbu, A.V. Yatsuk, A.I. Obzhairov, V.F. Mishukov, E.V. Lifanskii, O.V. Mishukova, A.S. Salomatin // *Russian Geology and Geophysics*. – 2020. – Vol. 61. – Iss. 9. – P. 994–1006.

374. Shao, S. Deep-sea methane seep sediments in the Okhotsk Sea sustain diverse and abundant anammox bacteria / S. Shao, X. Luan, H. Dang, H. Zhou, Y. Zhao, H. Liu, Y. Zhang, L. Dai, Y. Ye, M. G. Klotz // *FEMS Microbiology Ecology*. – 2014. – Vol. 87, No. 2. – P. 503–516. – DOI: 10.1111/1574-6941.12241.
375. Shimada, Y. Influence of Current Width Variation on the Annual Mean Transport of the East Sakhalin Current: A Simple Model / Y. Shimada, A. Kubokawa, K. Ohshima // *Journal of Oceanography*. – 2005. – Vol. 61. – P. 913–920. – DOI: 10.1007/s10872-006-0008-5.
376. Shindell, D. T. Improved attribution of climate forcing to emissions / D. T. Shindell, G. Faluvegi, D. M. Koch, G. A. Schmidt, N. Unger, S. E. Bauer // *Science*. – 2009. – Vol. 326. – P. 716–718. – DOI: 10.1126/science.1174760.
377. Simizu, D. A model simulation on the circulation in the Sea of Okhotsk and the East Sakhalin Current / D. Simizu, K. I. Ohshima // *Journal of Geophysical Research*. – 2006. – Vol. 111. – P. 05016. – DOI: 10.1029/2005JC002980.
378. Snyder, G. T. Magmatic fluids play a role in the development of active gas chimneys and massive gas hydrates in the Japan Sea / G. T. Snyder, Y. Sano, N. Takahata, R. Matsumoto, Y. Kakizaki, H. Tomaru // *Chemical Geology*. – 2020. – Vol. 535. – DOI: 10.1016/j.chemgeo.2020.119462.
379. Snyder, G. T. Ocean Dynamics and Methane Plume Activity in Tatar Strait, Far Eastern Federal District, Russia as Revealed by Seawater Chemistry, Hydroacoustics, and Noble Gas Isotopes / G. T. Snyder, A. Yatsuk, N. Takahata, R. Shakirov, H. Tomaru, K. Tanaka, A. Obzhairov, A. Salomatin, S. Aoki, E. Khazanova [et al.] // *Frontiers in Earth Science*. – 2021. – Vol. 10. – P. 825679. – DOI: 10.3389/feart.2022.825679.
380. Sokolov, S. Y. Manifestations of Degassing in Sedimentary Cover of the Southeastern Flank of the Knipovich Ridge (North Atlantic) / S. Y. Sokolov, G. D. Agranov, S. I. Shkarubo [et al.] // *Lithology and Mineral Resources*. – 2022. – Vol. 57. – P. 380–391. – DOI: 10.1134/S0024490222050078.

381. Solomon, T. B. Gas Geothermometry and Equilibria in Icelandic Geothermal Systems / T. B. Solomon. – United Nations Reports 7, 2017. – 12 p. <https://orkustofnun.is/gogn/unu-gtp-report/UNU-GTP-2017-07.pdf>.
382. Soloviev, S. L. Structure of the Bay of Patience on Sakhalin with reference to complex geophysical and geological data / S. L. Soloviev, I. K. Tuezov, B. I. Vasyliiev, B. V. Kochergin, M. L. Krasny, A. A. Kulikov, Y. A. Pavlov, B. V. Alekseev, A. I. Shkurchenko-Velichko, G. P. Smirnov [et al.] // *Geology and Geophysics*. – 1974. – Vol. 12. – P. 47–60.
383. Sorey, M. Hydrothermal activity and carbon-dioxide discharge at Shrub and Upper Klawasi mud volcanoes, Wrangell Mountains, Alaska / M. Sorey, C. Werner, R. McGimsey, W. Evans. – U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 00-4207, 2000.
384. Sorochinskaya, A. V. Elements-admixtures in the modern mud breccias on the mud volcanoes in Sakhalin Island / A. V. Sorochinskaya, R. B. Shakirov, A. L. Venikova, N. L. Pestrikova // *Bulletin of KRAESC Earth Sciences*. – 2015. – Vol. 1. – P. 231–242.
385. Stolper, D. A. Formation temperatures of thermogenic and biogenic methane / D. A. Stolper, M. Lawson, C. L. Davis, A. A. Ferreira, E. V. Santos Neto, G. S. Ellis, M. D. Lewan, A. M. Martini, Y. Tang, M. Schoell, A. L. Sessions, J. M. Eiler // *Science*. – 2014. – Vol. 344, No. 6191. – P. 1500–1503. – DOI: 10.1126/science.1254509.
386. Strapoc, D. Biogenic Methane / D. Strapoc // *Encyclopedia of Geochemistry* / Ed. by W. White. – Springer, Cham, 2017. – DOI: 10.1007/978-3-319-39193-9_166-1.
387. Suess, E. Marine cold seeps and their manifestations: geological control, biogeochemical criteria and environmental conditions / E. Suess // *International Journal of Earth Sciences*. – 2014. – Vol. 103, Iss. 7. – P. 1889–1916. – DOI: 10.1007/s00531-014-1010-0.
388. Syrбу, N. S. Geological features for the formation of gas-geochemical fields, including helium and hydrogen, in the water and sediments at the Vietnamese

- part of the South-China Sea / N. S. Syrbu, D. H. Kyong, T. S. Yakimov, A. O. Kholmogorov, Yu. A. Telegin, U. Tsunogai // *Georesources*. – 2021. – Vol. 23, No. 1. – P. 132–142. – DOI: 10.18599/grs.2021.1.14.
389. Syrbu, N. Geochemical distribution of helium, hydrogen, carbon dioxide, and methane in Sakhalin Island mud volcanoes, hot springs, and cold seeps / N. Syrbu, G. Snyder, R. Shakirov, A. Kholmogorov, R. Zharkov, U. Tsunogai // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2022. – Vol. 431. – P. 107667. – DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2022.107667.
390. Syrbu, N. S. Comparative Analysis of Gas-Geochemical Data from Ground-Based and Satellite Observations of the Sakhalin Island and Its Shelf (Northeast Russia): Tectonic Consequences / N. S. Syrbu, A. O. Kholmogorov, I. E. Steepochkin [et al.] // *Geotectonics*. – 2023. – Vol. 57. – P. 184–199. – DOI: 10.1134/S0016852123020085.
391. Syrbu, N. Cold Seeps and Heat Flow: Gas Hydrate Provinces Offshore Sakhalin Island / N. Syrbu, A. Kholmogorov, E. Maltseva, A. Venikova // *Water*. – 2024a. – Vol. 16. – P. 213. – DOI: 10.3390/w16020213.
392. Syrbu, N. Formation of Abnormal Gas-Geochemical Fields and Dissolved Gases Transport at the Shallow Northeastern Shelf of Sakhalin Island in Warm Season: Expedition Data and Remote Sensing / N. Syrbu, A. Kholmogorov, I. Steepochkin, V. Lobanov, S. Shkorba // *Water*. – 2024b. – Vol. 16. – P. 1434. – DOI: 10.3390/w16101434.
393. Syrbu, N. S. Geologic methane emissions from the Darginsky thermo-mineral springs in the northeast of Sakhalin Island: 2024 expedition and remote sensing data / N. S. Syrbu, A. O. Kholmogorov, A. A. Legkodimov, I. E. Steepochkin, R. V. Zharkov, A. N. Salyuk, V. Kantalin // *Geoscience Frontiers*. – 2025. – Vol. 16, Iss. 5. – P. 102127. – DOI: 10.1016/j.gsf.2025.102127.
394. Talley, L. D. Japan Sea water masses and their relationship to the sea's circulation / L. D. Talley, D.-H. Min, V. B. Lobanov, V. I. Ponomarev, A. N. Salyuk, A. Y. Sherbina, P. Y. Tishchenko, I. A. Zhabin // *Oceanography*. – 2006. – Vol. 12. – P. 33–49. – DOI: 10.5670/oceanog.2006.42.

395. Tanaka, I. Results of direct current measurement in the La Perouse Strait (the Soya Strait). 1995–1998 / I. Tanaka, A. Nakata // PICES Scientific Report. – 1999. – Vol. 12. – P. 173–176.
396. Taran, Y. A. Geochemistry of Light Hydrocarbons in Subduction-Related Volcanic and Hydrothermal Fluids / Y. A. Taran, W. F. Giggenbach // Society of Economic Geologists Special Publication. – 2003. – Vol. 10. – P. 61–74.
397. Taran, Y. A. A method for determination of the gas-water ratio in bubbling springs / Y. A. Taran // Geophysical Research Letters. – 2005. – Vol. 32, No. 23. – DOI: 10.1029/2005GL024547.
398. Taran, Y. Seawater hydrothermal system in the middle of the Kuril Arc: Yankich Island, Ushishir Archipelago / Y. Taran, E. Kalacheva // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2023. – Vol. 436. – P. 107784. – DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2023.107784.
399. Tishchenko, P. P. Phytoplankton primary production on the northeastern Sakhalin Island shelf in summer / P. P. Tishchenko // Marine Biological Journal. – 2023. – Vol. 7. – P. 81–97. – DOI: 10.21072/mbj.2022.07.4.07.
400. TROPOspheric Monitoring Instrument (TROPOMI). – URL: <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/technical-guides/sentinel-5p/products-algorithms> (accessed 11.05.2022).
401. Trudinger, P. A. Bacterial Sulfate Reduction: Current Status and Possible Origin / P. A. Trudinger // Early Organic Evolution / Ed. by M. Schidlowski, S. Golubic, M. M. Kimberley, D. M. McKirdy, P. A. Trudinger. – Springer, Berlin, Heidelberg, 1992. – DOI: 10.1007/978-3-642-76884-2_28.
402. Tsunogai, U. Origin and fate of deep sea seeping methane bubbles at Kuroshima Knoll, Ryukyu forearc region, Japan / U. Tsunogai, A. Kosaka, N. Nakayama, D. Komatsu, U. Konno, S. Kameyama, F. Nakagawa, H. Sumino, K. Nagao, K. Fujikura, H. Machiyama // Geochemical Journal. – 2010. – Vol. 44. – P. 461–476. – DOI: 10.2343/geochemj.1.0080.
403. Udalov, A. Census and properties of mesoscale eddies in the Kuril Basin of the Okhotsk Sea / A. Udalov, M. Budyansky, S. Prants, A. Didov // Deep Sea

- Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2024. – Vol. 212. – P. 104374. – DOI: 10.1016/j.dsr.2024.104374.
404. USGS Earthquake Hazards Program. – URL: <https://earthquake.usgs.gov> (дата обращения: 19.03.2026).
405. Vanderkluysen, L. Composition and flux of explosive gas release at LUSI mud volcano (East Java, Indonesia) / L. Vanderkluysen, M. Burton, A. Clarke, H. Hartnett, J.-F. Smekens // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2014. – 15. <https://doi.org/10.1002/2014GC005275>.
406. Vasilenko, N. Contemporary geodynamics of the Garomal active fault (Sakhalin Island) / N. Vasilenko, A. Prytkov // *Geodynamics & Tectonophysics.* – 2019. – Vol. 10. – P. 561–567. – DOI: 10.5800/GT-2019-10-2-0426.
407. Velivetskaya, T. A. Universal method for preparation of liquid, solid and gaseous samples for determining the isotopic composition of carbon / T. A. Velivetskaya, A. Ignatev, S. Kiyashko // *Isotope Ratio Mass Spectrometry of Light Gas-Forming Elements* / Ed. by V. S. Sevastyanov. – CRC Press, 2015. – P. 119–134.
408. Vereshchagina, O. F. Methane in water columns and sediments of the north western Sea of Japan / O. F. Vereshchagina, E. V. Korovitskaya, G. I. Mishukova // *Deep-Sea Research II.* – 2013. – Vol. 86–87. – P. 25–33. – DOI: 10.1016/j.dsr2.2012.07.023.
409. Wadaka, M. Bottom high turbidity water observed off the Soya warm current / M. Wadaka, M. Matsuyama, M. Ishizu, Y. Kitade, Y. Yano // *Bulletin of Coastal Oceanography.* – 2009. – Vol. 46, No. 2. – P. 175–183. (in Japanese)
410. Wakatsuchi, M. Water circulation in the Kuril Basin of the Okhotsk Sea and its relation to eddy formation / M. Wakatsuchi, S. Martin // *Journal of the Oceanographical Society of Japan.* – 1991. – Vol. 47. – P. 152–168. – DOI: 10.1007/BF02301064.
411. Wakita, H. Hydrogen release: New indicator of fault activity / H. Wakita, Y. Nakamura, K. Notsu [et al.] // *Science.* – 1980. – Vol. 210. – P. 188–190.

412. Wakita, H. $^3\text{He}/^4\text{He}$ Ratios in CH_4 -Rich Natural Gases Suggest Magmatic Origin / H. Wakita, Y. Sano // *Nature*. – 1983. – Vol. 305. – P. 792–794.
413. Weather archive RP5. – URL: <https://rp5.ru/> (дата обращения: 19.03.2025).
414. Wei, Y. Helium and natural hydrogen in the Bohai Bay Basin, China: Occurrence, resources, and exploration prospects / Y. Wei, Q. Liu, D. Zhu, Q. Meng, H. Xu, W. Zhang, X. Wu, P. Li, X. Huang, Y. Mou, Z. Jin // *Applied Energy*. – 2025. – Vol. 383. – DOI: 10.1016/j.apenergy.2025.123456.
415. Wever, Th. F. Shallow gas in the muddy sediments of Eckernförder Bay, Germany / Th. F. Wever, F. Abegg, H. M. Fiedler, G. Fechner, I. Stender // *Continental Shelf Research*. – 1998. – Vol. 18. – P. 1715–1740. – DOI: 10.1016/S0278-4343(98)00070-8.
416. Whiticar, M. J. Biogenic methane formation in marine and freshwater environments: CO_2 reduction vs. acetate fermentation—Isotope evidence / M. J. Whiticar, E. Faber, M. Schoell // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1986. – Vol. 50, No. 5. – P. 693–709.
417. Whiticar, M. J. A Geochemical Perspective of Natural Gas and Atmospheric Methane / M. J. Whiticar // *Organic Geochemistry*. – 1990. – Vol. 16, No. 1–3. – P. 531–547. – DOI: 10.1016/0146-6380(90)90068-3.
418. Whiticar, M. J. Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane / M. J. Whiticar // *Chemical Geology*. – 1999. – Vol. 161, No. 1–3. – P. 291–314.
419. Wiessenburg, D. A. Equilibrium solubility of methane, carbon dioxide, and hydrogen in water and sea water / D. A. Wiessenburg, N. L. Guinasso // *Journal of Chemical Engineering Data*. – 1979. – Vol. 24, No. 4. – P. 356–360.
420. Wood, W. Seismic and thermal investigations of the Blake Ridge gas hydrate area: A synthesis / W. Wood, C. Ruppel // *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results*. – 2000. – Vol. 164.
421. Wuebbles, D. Atmospheric Methane: Trends and Impacts / D. Wuebbles, K. Hayhoe // *Non- CO_2 Greenhouse Gases: Scientific Understanding, Control and*

- Implementation / Ed. by J. van Ham, A. P. M. Baede, L. A. Meyer, R. Ybema. – Springer, Dordrecht, 2000. – DOI: 10.1007/978-94-015-9343-4_1.
422. Xu, Y. The Mantle noble Gas of Natural Gases / Y. Xu // *Earth Science Frontiers*. – 1996. – Vol. 3. – P. 63–71.
423. Xu, Y. Geochemistry on Mantle-Derived Volatiles in Natural Gases from Eastern China Oil/gas Provinces (II) / Y. Xu, P. Shen, M. Tao, W. Liu // *Science in China Series D: Earth Sciences*. – 1997. – Vol. 40, No. 2. – P. 315–321. – DOI: 10.1007/BF02877541.
424. Xu, Y. Geochemistry of noble Gases in Natural Gas / Y. Xu, P. Shen, W. Liu, M. Tao, M. Sun, J. Du. – Beijing: Science Press, 1998.
425. Yamamoto, S. Solubility of methane in distilled water and sea water / S. Yamamoto, J.B. Alcauskas, T.E. Crozier // *J. Chem. Eng. Data*. – 1976. – 21. – P. 78–80.
426. Yang, T. F. Composition and exhalation flux of gases from mud volcanoes in Taiwan / T. F. Yang, G. H. Yeh, C. C. Fu [et al.] // *Environmental Geology*. – 2004. – Vol. 46. – P. 1003–1011. – DOI: 10.1007/s00254-004-1100-6.
427. Yang, T. F. Seismogeochemical variations in SW Taiwan: multi-parameter automatic gas monitoring results / T. F. Yang, C. C. Fu, V. Walia [et al.] // *Pure and Applied Geophysics*. – 2006. – Vol. 163. – P. 693–709. – DOI: 10.1007/s00024-006-0044-x.
428. Yatsuk, A. Hydrocarbon gases in seafloor sediments of the TATAR strait, the northern sea of Japan / A. Yatsuk, R. Shakirov, A. Gresov, A. Obzhairov // *Geo-Marine Letters*. – 2019. – Vol. 40. – P. 481–490. – DOI: 10.1007/s00367-019-00628-5.
429. Yatsuk, A. Hydrocarbon Gases in Seafloor Sediments of the Edge Shelf Zone of the East Siberian Sea and Adjacent Part of the Arctic Ocean / A. Yatsuk, A. Gresov, G. T. Snyder // *Frontiers in Earth Science*. – 2022. – Vol. 10. – DOI: 10.3389/feart.2022.856496.

430. Yokose, H. Helium and methane sources and fluxes of shallow submarine hydrothermal plumes near the Tokara Islands, Southern Japan / H. Yokose // Scientific Reports. – 2016. – DOI: 10.1038/SREP34126.
431. Yoon, J.-H. Review on the seasonal variation of the surface circulation in the Japan (East Sea) / J.-H. Yoon, Y.-J. Kim // Journal of Marine Systems. – 2009. – Vol. 78. – P. 226–236. – DOI: 10.1016/j.jmarsys.2009.02.001.
432. Yoshida, O. Methane in the western part of the Sea of Okhotsk in 1998-2000 / O. Yoshida, H. Yoshikawa-Inoue, S. Watanabe, S. Noriki, M. Wakatsuchi // Journal of Geophysical Research. – 2004. – Vol. 109. – P. C09S12. – DOI: 10.1029/2003JC001910.
433. Yuan, T. Seismic velocity studies of a gas hydrate bottom-simulating reflector on the northern Cascadia continental margin: Amplitude modeling and full waveform inversion / T. Yuan, G. D. Spence, R. D. Hyndman, T. A. Minshull, S. C. Singh // Journal of Geophysical Research. – 1999. – Vol. 104. – P. 1179–1191. – DOI: 10.1029/1998JB900051.
434. Yun, J. W. Subsurface gas offshore of northern California and its link to submarine geomorphology / J. W. Yun, D. L. Orange, M. E. Field // Marine Geology. – 1997. – Vol. 154. – P. 357–367. – DOI: 10.1016/S0025-3227(98)00123-6.
435. Zgonnik, V. Evidence for natural molecular hydrogen seepage associated with Carolina bays (surficial, ovoid depressions on the Atlantic Coastal Plain, Province of the USA) / V. Zgonnik, V. Beaumont, E. Deville [et al.] // Progress in Earth and Planetary Science. – 2015. – Vol. 2. – P. 31. – DOI: 10.1186/s40645-015-0062-5.
436. Zhabin, I. A. Interaction of mesoscale and submesoscale eddies in the Sea of Okhotsk based on satellite data / I. A. Zhabin, A. G. Andreev // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. – 2019. – Vol. 55. – P. 1114–1124. – DOI: 10.1134/S0001433819090573.

437. Zhang, J. Carbon isotope fractionation during gas-water exchange and dissolution of CO₂. / J. Zhang, P.D. Quay, D.O. Wilbur // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1995. – 59 (1). – P. 107–114.
438. Zhang, N. Clumped isotope signatures of methane-derived authigenic carbonate presenting equilibrium values of their formation temperatures / N. Zhang, M. Lin, G. T. Snyder, Y. Kakizaki, K. Yamada, N. Yoshida, R. Matsumoto // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2019. – Vol. 512. – P. 207–213. – DOI: 10.1016/j.epsl.2019.02.005.
439. Zhang, N. Doubly substituted isotopologues of methane hydrate (13CH₃D and 12CH₂D₂): Implications for methane clumped isotope effects, source apportionments and global hydrate reservoirs / N. Zhang, G. T. Snyder, M. Lin, M. Nakagawa, A. Gilbert, N. Yoshida, R. Matsumoto, Y. Sekine // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2021. – DOI: 10.1016/j.gca.2021.08.027.
440. Zharkov, R. V. Paromay thermal springs of Sakhalin Island: modern state and prospects for use / R. V. Zharkov, D. N. Kozlov, V. V. Ershov, N. S. Syrbu, O. A. Nikitenko, G. V. Ustyugov [et al.] // *Geosystems of Transition Zones*. – 2019. – Vol. 34. – P. 428–437. – DOI: 10.30730/2541-8912.2019.3.4.428-437.
441. Zharov, E. South Sakhalin tectonics and geodynamics: A model for the Cretaceous-Paleogene accretion of the East Asian continental margin / E. Zharov // *Russian Journal of Earth Sciences*. – 2005. – Vol. 7. – P. ES5002. – DOI: 10.2205/2005ES000190.