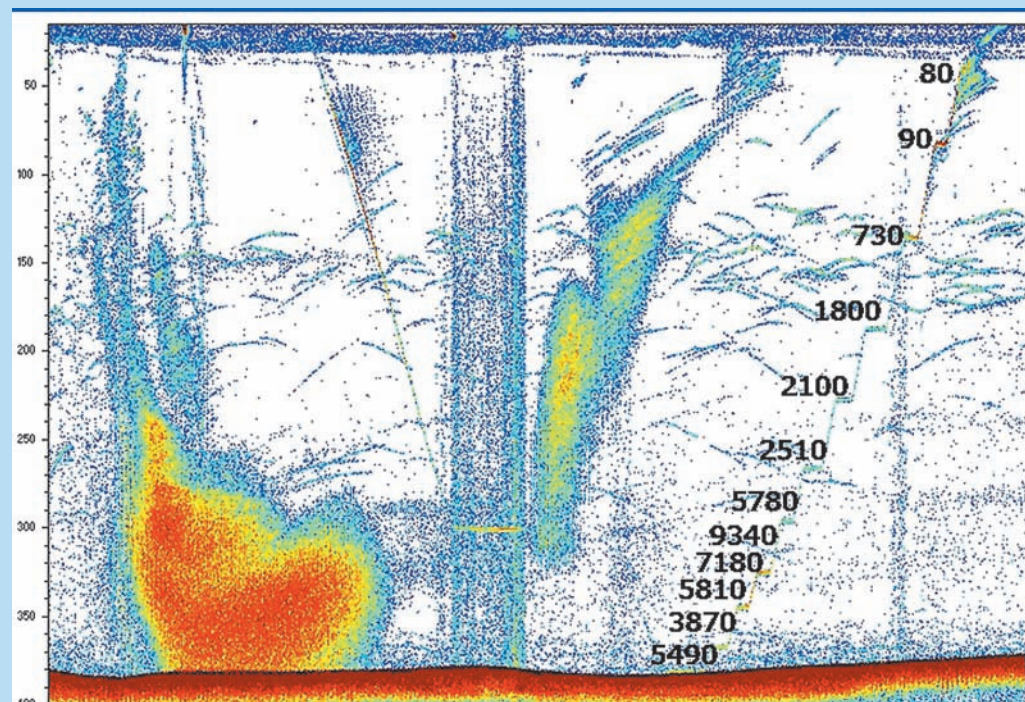




ШАКИРОВ РЕНАТ БЕЛАЛОВИЧ – доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией Газогеохимии ТОИ ДВО РАН, родился 24.02.1975 г. в п.г.т. Тавричанка, с которого началась угольная промышленность Приморского края. Инженер-геолог, выпускник геологического факультета Дальневосточного государственного технического университета (ДВГУИ им. В.В. Куйбышева) по специальности «геологическая съемка и поиски месторождений полезных ископаемых» (1997 г.). В ТОИ ДВО РАН работает с 1997 г., в 2000 г. окончил аспирантуру, в 2003 г. защитил кандидатскую диссертацию, в 2003–2005 гг. прошел пост-докторантуру в Технологическом институте Китами (Япония), в 2008 г. присвоено звание доцента по специальности «океанология», в 2016 г. защитил докторскую диссертацию и возглавил лабораторию Газогеохимии ТОИ ДВО РАН (создана д.г.-м.н., профессором Обжировым А.И. в 1979 г.).

Научные исследования проводил по ФЦП «Мировой океан», «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России», ФЦНТП «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития науки и техники гражданского назначения», международным программам КОМЕХ (Курило-Охотский морской эксперимент, Россия–Германия, 1998–2004 гг.), MULTISGAS (Проект по изучению газовых выходов озера Байкал, INTAS, 2002–2004 гг.), SNAOS (Проект по изучению гидратов метана в Охотском море, Россия–Япония–Корея, 2003–2006 гг.), SSGH (Газовые гидраты сахалинского склона, Россия–Япония–Корея, 2007–2015 гг.). Лауреат премии Роснедра и Росгео 2012 г. Является координатором и участником двух Совместных Российско-Вьетнамских лабораторий и экспертом в ряде морских геологических экспедиций, проводимых МПП СРВ. Был руководителем экспедиции (2007 г., рейс № 42 НИС «Академик М.А. Лаврентьев») и отряда газогеохимии по изучению глубинного строения Охотского и Восточно-Сибирского морей по программе ВГКШ с целью установления суверенитета Российской Федерации (СЕВМОРГЕО – ТОИ ДВО РАН, 2006–2009 гг.). Принимал активное участие в координации комплексной экспедиции Российской академии наук на НИС «Академик Борис Петров» (2017 г., рейс № 42), организованной Советом по гидросфере Земли ФАНО России в рамках международного проекта «Вторая международная индоокеанская экспедиция» (ИОЕ-2). Организовывал и участвовал в более чем 40 морских и 20 прибрежных экспедициях, руководил грантами РФФИ, ДВО РАН, Программами «Дальний Восток», Президента РФ, Фонда «Глобальная Энергия» и др. Является членом Приморского отделения РГО (ОИАК), Российского геологического общества, Ученого и Диссертационного Советов ТОИ ДВО РАН, экспертом РФФИ по направлению «геология нефти и газа». Рецензент, входит в состав редколлегии российских и международных научных журналов, руководит дипломными и кандидатскими работами.



ШАКИРОВ Р.Б. ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

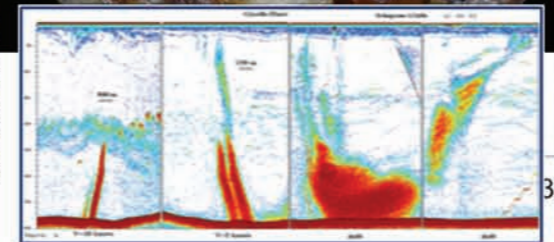
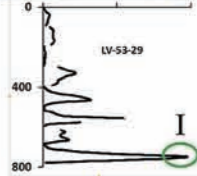
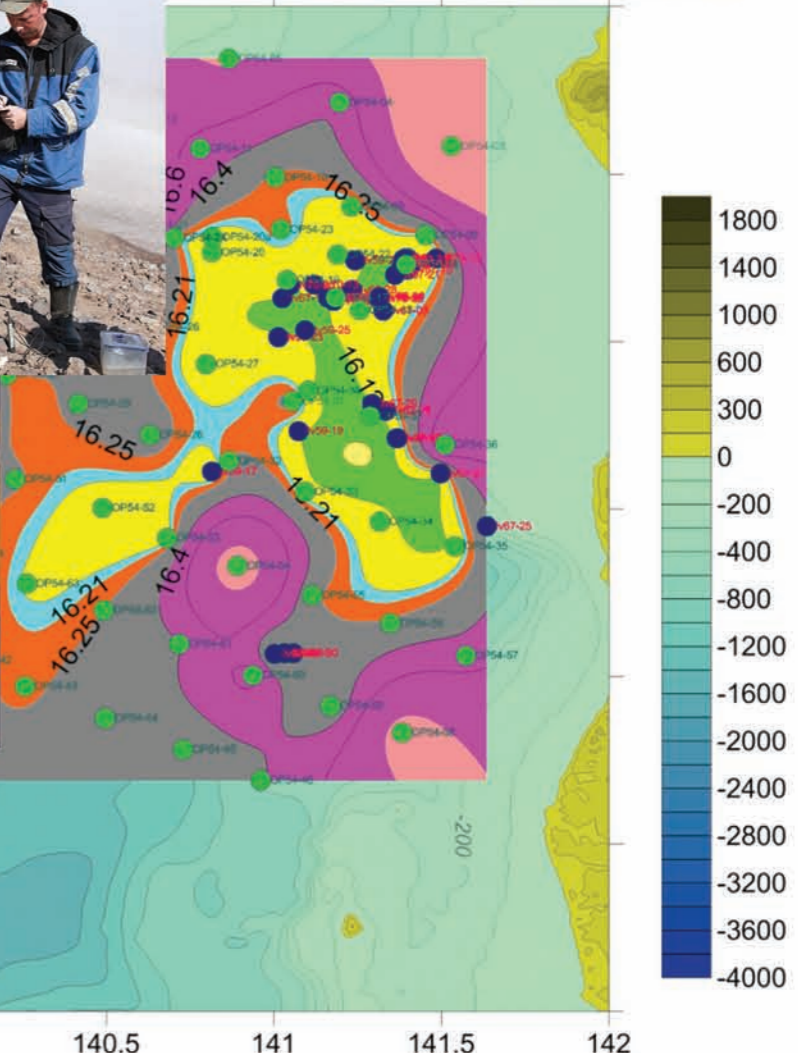
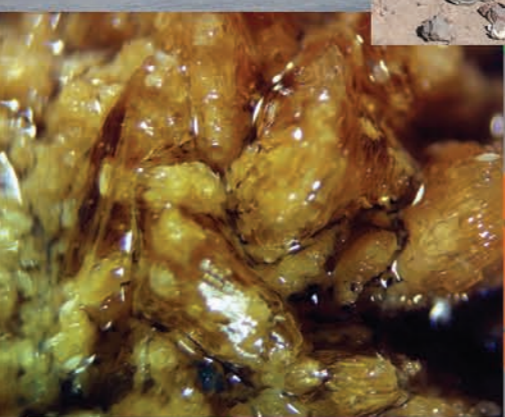
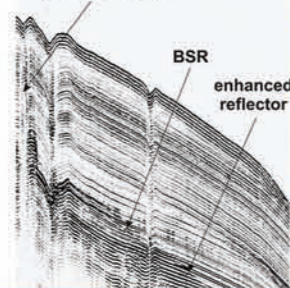
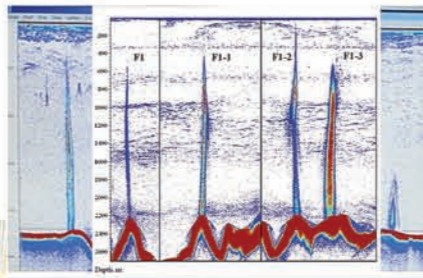
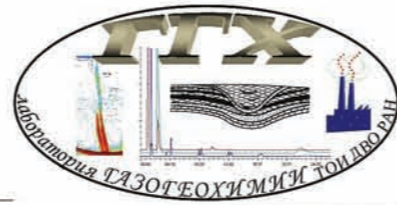
Р.Б. Шакиров

ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ





gas chimney



38.5 139 139.5 140 140.5 141 141.5 142

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
FAR EASTERN BRANCH

V. I Il'ichev Pacific Oceanological Institute



R.B. Shakirov

**GASGEOCHEMICAL FIELDS
OF THE EASTERN ASIA
MARGINAL SEAS**

Moscow
GEOS
2018

Р.Б. Шакиров

**ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ
ОКРАИННЫХ МОРЕЙ
ВОСТОЧНОЙ АЗИИ**

Ответственный редактор: д.г-м.н., проф. *А.И. Обжиров*

Москва
ГЕОС
2018

УДК 553.044: 553.981.4 + (57)

ББК 26.323

Ш 76

Шакиров Р.Б. ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ –
М.: ГЕОС, 2018. – 341 с. + 1 вклейка. ISBN 978-5-89118-783-2

В монографии рассматриваются особенности генезиса и распространения газогеохимических полей в зоне перехода континент – океан и их использование как индикаторов геологических структур, углеводородных скоплений и сейсмоструктуры в окраинных морях Восточной Азии. Доказано, что качественные и количественные характеристики приповерхностных газогеохимических полей и газопроявлений отражают особенности геологического строения региона. Показана доминирующая роль геологического строения в формировании газогидратных скоплений (при благоприятных геохимических и термобарических условиях). Впервые предложено выделение газогеохимических провинций на примере Охотоморского региона. Даны рекомендации, которые позволяют повысить эффективность поиска и прогноза газогидратов и нефтегазовых залежей, а также геокартирования.

Книга предназначена для геологов, океанологов, геохимиков, экологов, специалистов научных и производственных организаций нефтегазовой промышленности и геолого-разведочных предприятий, а также для студентов и аспирантов профильных специальностей.

Ил. 130, табл. 47, библи. 600.

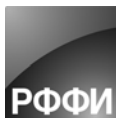
Ключевые слова: газогеохимия, газогеохимические поля, месторождения углеводородов, зона перехода, геология нефтегазоносных бассейнов, изотопная газогеохимия, газогидраты, Дальневосточные моря, моря Восточной Арктики, углеводородные ресурсы, Тихий океан.

Ответственный редактор: д.г.-м.н., проф. *А.И. Обжиров*

Рецензенты: к.г.-м.н. *Ю.И. Мельниченко*, к.г.-м.н. *О.В. Веселов*

Члены редколлегии: д.г.-м.н. *А.И. Гресов*, вед. инж. *Н.К. Вагина*, н.с. *М.В. Шакирова*, к.г.-м.н. *Н.С. Сырбу*, к.г.-м.н. *Е.В. Мальцева*

Издание осуществлено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований, по проекту № 18-15-00015



Издания РФФИ не подлежат продаже.

Shakirov R.B. GASGEOCHEMICAL FIELDS OF THE EASTERN ASIA MARGINAL SEAS –
Moscow: GEOS Publishers, 2018. 341 p.

The monograph examines the genesis and distribution of gasgeochemical fields in the continent-ocean transition zone and their significant as an indicators of geological structures, hydrocarbon accumulations and seismotectonics in the marginal seas of East Asia. It is proved that qualitative and quantitative characteristics of the gasgeochemical fields and gas manifestations reflect features of the geological structure of the region. The dominant role of the geological structure in the formation of gas hydrate clusters is shown (in case of favorable geochemical and thermobaric conditions). For the first time, gasgeochemical provinces revealed on the example of the Okhotsk Sea region. Recommendations are given on increasing the efficiency of search and forecast of gas hydrates and oil and gas deposits, as well as geomapping.

The monograph is intended for geologists, oceanologists, geochemists, ecologists, specialists of scientific and organizations of the oil and gas industry and geological exploration enterprises, as well as for undergraduate and graduate students of profile specialties.

This work was published with the support of the RFBR grant No. 18-15-00015.

IL. 130, tab. 47, bibl. 600.

Key words: gasgeochemistry, gasgeochemical fields, hydrocarbon deposits, transition zone, geology of oil and gas basins, isotope gas geochemistry, gas hydrates, the Far Eastern seas, the Eastern Arctic seas, hydrocarbon resources, the Pacific Ocean.

© Российская академия наук, 2018

© Шакиров Р.Б., 2018

© Издательство ГЕОС, 2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	7
Глава 1. ИЗУЧЕННОСТЬ ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ	12
Глава 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ	24
Глава 3. ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА	34
3.1. Основные черты геологического строения Охотского моря	34
3.2. Центрально-Охотоморская газогеохимическая провинция	42
3.3. Западно-Охотоморская газогеохимическая провинция	52
3.4. Южно-Охотоморская газогеохимическая провинция	90
3.5. Восточно-Охотоморская газогеохимическая провинция	105
3.6. Северо-Охотоморская газогеохимическая провинция	115
3.7. Источники газогеохимических полей Охотоморского региона	119
Глава 4. ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ЯПОНОМОРСКОГО РЕГИОНА	131
4.1. Основные черты геологического строения Японского моря	131
4.2. Газогеохимические поля северной части Японского моря	137
4.3. Газогеохимические поля континентального шельфа и склона	143
4.4. Газогеохимические поля Приморского побережья	155
4.5. Газогеохимические поля центральной части Японского моря и Японской островной дуги	166
4.6. Источники газогеохимических полей Япономорского региона	168
Глава 5. ГАЗОГИДРАТЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА	170
5.1. Берингоморская газогидратоносная провинция	175
5.2. Охотоморская газогидратоносная провинция	177
5.3. Япономорская газогидратоносная провинция	194
5.4. Газогидратоносная провинция Восточно-Китайского моря	208
5.5. Газогидратоносная провинция Южно-Китайского моря	210
5.6. К вопросу об источниках углеводородных газов в газогидратоносных осадках	213
Глава 6. ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И ИХ СВЯЗЬ С СЕЙСМОТЕКТОНИКОЙ ВОСТОЧНОАЗИАТСКОЙ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ КОНТИНЕНТ – ОКЕАН	224
6.1. Связь газогеохимических полей и сейсмоструктуры Охотоморского региона	228
6.2. Связь газогеохимических полей и сейсмоструктуры Япономорского региона	238
6.3. Связь газогеохимических полей и сейсмоструктуры Южно-Китайского моря	242

6.4. Связь газогеохимических полей и сейсмоструктуры Восточно-Сибирского моря	265
Глава 7. НЕКОТОРЫЕ ГАЗОГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ И ПОТОКОВ МЕТАНА	287
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	300
СЛОВАРЬ ТЕРМИНОВ	304
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ	307
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	308
ПРИЛОЖЕНИЯ	331

ВВЕДЕНИЕ

Газогеохимические поля являются важнейшими характеристиками геоструктур переходной зоны континент – океан наряду с данными геофизических, стратиграфических, минералогических, магматических, литохимических и других исследований. Актуальность исследования газогеохимических полей углеводородных газов, гелия, водорода, углекислого газа, азота, кислорода, радона и других связана с возможностью их использования как индикаторов явлений и процессов в геологии, океанологии и геоэкологии. Область влияния субмаринных газопроявлений охватывает верхнюю часть литосферы, гидросферу и нижнюю часть атмосферы. При этом, участки подводной дегазации в совокупности занимают более 10 % площади Мирового океана, но в настоящее время являются недостаточно исследованными [Леин, Иванов, 2009]. Учитывая, что ареалы рассеяния природных газов от их литосферных источников могут распространяться на сотни километров, проникая в толщу вод и атмосферу [Мониторинг метана..., 2002], это явление приобретает глобальные масштабы. Актуальность исследования обусловлена также прикладными и геоэкологическими вопросами: изучением альтернативных источников углеводородов (газогидратов, угольного метана, грязевулканического и геотермального газа и др.), природных выбросов парниковых, взрывоопасных и токсичных газов (CH_4 , CO_2 , CO , H_2 и др.) и картированием газонасыщенных осадков, что важно для проектирования инженерных сооружений [Миرونюк, Отто, 2014]. Изучение потоков природных газов способствует решению проблемы происхождения углеводородных полезных ископаемых, которая все теснее становится связанной с вопросами нефтегазоносности кристаллических пород [Коблов и др., 2008; Черепанов и др., 2013; Petford, McCaffrey, 2003] и глубинного флюида [Дмитриевский, Валяев, 2010; Никифоров и др., 2013]. В активных зонах перехода континент – океан на относительно небольших площадях могут быть представлены разнообразные типы дегазации литосферы и скоплений углеводородов: потоки метана, грязевые вулканы, газогидраты, углегазоносные месторождения, нефтегазовые залежи, геотермальные и гидротермальные системы. В этой связи окраин-

ные моря Дальневосточного региона и Восточно-Арктический шельф в настоящее время являются первоочередными объектами геохимических исследований. Экспрессность экономически эффективных газогеохимических методов позволяет значительно их расширить. В монографии раскрываются эти вопросы на примере окраинных морей Восточной Азии. Представляемая работа соответствует политике экологической и топливно-энергетической безопасности России, положения которой изложены в «Государственной программе социально-экономического развития Дальнего Востока и Байкальского региона» Постановления Правительства Российской Федерации № 308 от 15 апреля 2014, ряду пунктов Морской доктрины РФ и другим документам.

Вопросы распределения, генезиса и других научных аспектов, связанных с потоками природных газов в Мировом океане и его континентальном обрамлении: низкотемпературными сипами, газогидротермами, потоками газов из угленосных толщ, грязевыми вулканами и особенно газогидратами (источники энергии в будущем), отражены в сотнях публикаций, отчетов и патентов. За последние тридцать лет изданы сводки и обзоры, которые можно рекомендовать по данной проблеме, например: [Гинсбург, Соловьев, 1994; Глотова и др., 2007; Гресов и др., 2009а; Карпюк, 1988; Леин, Иванов, 2009; Лисицын, 1983; Обжиров, 1996; Подолян и др., 1999; Judd, Hovland, 2007; Max, 2000; Max et al., 1999; Milkov, 2000; Reeburgh, 2007; Sloan et al., 2007; Suess, 2014; и др.]. При этом объем знаний резко сокращается при удалении от берегов в сторону глубоководных районов. Не описывая в деталях историю изучения газогеохимических полей, можно выделить два основных этапа их исследований в морях Дальневосточного региона и прилегающих районов. Первый связан с успешным поиском возможности их применения как индикаторов нефтегазоносности. Вначале были выявлены некоторые особенности распределения углеводородных газов в донных отложениях Охотского моря [Геодекян и др., 1976 и позднее]. Затем были разработаны газогеохимические критерии прогноза залежей нефти и газа, определены основные закономерности распределения метана и углеводородных газов в придонном слое

толщи вод окраинных морей северо-западной части Тихого океана [Обжиров, 1993; Обжиров, 1996]. Одновременно системно изучались природные газы Камчатки [Таран, 1998], Курильских [Гидротермы..., 1976; и др.] и Японских островов [Kiyosu, Asada, 1995; и др.], а также Приморского края [Обжиров, 1979; и др.]. Немного позднее был изучен ряд аспектов взаимосвязи газогеохимических полей и минеральных парагенезисов донных отложений в окраинных морях СЗ сектора Тихого океана [Обжиров и др., 1999]. В этот же период в ряде окраинных морей проводилось глубоководное бурение, в ходе которого установлены признаки углеводородов в осадочном чехле и фундаменте Японского, Южно-Китайского и других морей.

Следующий этап (1998 г. – настоящее время) ознаменовался изучением распределения природных газов в Охотском и Японском морях в международных экспедициях (проект «Курило-Охотский морской эксперимент», КОМЭКС, 1998–2004 гг.), исследованием газогидратов в Охотском и Японском морях (проекты CHAOS, SSGH, 2003–2014 гг. и ряд других проектов). Благодаря этим исследованиям были детально изучены сейсмостратиграфические, морфотектонические, литологические, минералогические и другие характеристики районов газопоявлений в западной части Охотского моря [Деркачев и др., 2000; Николаева и др., 2009; Cruise Report..., 1999, 2000; Matveeva et al., 2005; Operation report..., 2012, 2013, 2014, 2015; Shakirov et al., 2004]. В рамках государственной программы по ВГКШ (Внешняя Граница Континентального Шельфа) в Охотском и Восточно-Сибирском морях (2006–2009 гг.), под руководством ФГУП «Севморгео» [Верба, 2011а; Сакулина и др., 2011б] и с участием ТОИ ДВО РАН, автором проведен значительный объем газогеохимических исследований (более четырехсот пикетов отбора кернов осадка) [Шакиров и др., 2013; Шакиров, Обжиров, 2009]. Большой объем геохимических данных по проблеме нефтегазоносности приводится в продолжающейся серии монографий [Осадочные бассейны Востока России, 2004]. Хорошо изучена гидрохимия геотермальных и водоминеральных источников Дальневосточного региона [Харитонов, 2013; Чудаев, 2003], генезис газовой составляющей которых признается до сих пор дискуссионным. В настоящее время усиливаются гидрогеологические исследования, направления которых были заданы В.И. Вернадским, в том числе в аспектах взаимодействия вода – природные газы – нефть [Колодий, 1982; Шварцев и др., 2006]. Это важно, поскольку многие газопро-

явления на побережье морей так или иначе связаны с водными источниками, а газ морских осадков – с поровыми и флюидными водами. В настоящее время особенно востребованы исследования перспектив поисков углеводородов на Российском континентальном шельфе в морях Беринговом, Чукотском, Восточно-Сибирском и Лаптевых (моря Восточной Арктики, МВА), которые являются недостаточно изученными [Геология и полезные ископаемые..., 2004]. Исходя из актуальности и разработанности проблемы, в монографии представлены главным образом авторские результаты исследования газогеохимических полей и газогидратов окраинных морей Восточной Азии при сопоставлении с газопоявлениями континентального и островного обрамления.

Главной научной проблемой, которой посвящена монография, является генезис и распространение газогеохимических полей в зоне перехода континент – океан и их использование как индикаторов углеводородных скоплений и геодинамических обстановок.

Объектом работы является газогеохимический режим зоны перехода континент – океан Восточной Азии. **Предмет** исследования – газогеохимические поля, газопоявления и газогидраты в окраинных морях северо-западной части Тихого океана и Восточной Арктики. Особенное внимание уделено газогеохимическим полям и геоструктурам, несущим углеводородную специализацию, как индикаторам нефтегазовых, газогидратных, углегазовых залежей и других газоносных структур.

Цель монографии: изложить основные закономерности происхождения и распределения газогеохимических полей и их связь с геоструктурами, газогидратами и сейсмоструктурной геотектоникой в морях Восточной Азии и прилегающих районах.

Теоретическая и практическая значимость

1) Установлено, что аномальные газогеохимические поля Охотского и Японского морей имеют в целом углеводородную специализацию, а их характеристики позволяют диагностировать источники природного газа.

2) Выявленные особенности связи качественных и количественных характеристик газовых потоков с флуктуациями сейсмоструктурных процессов важны для оценки безопасности населенных территорий. В этом аспекте особую важность имеют превентивные измерения (мониторинг) концентраций ряда природных взрывоопасных (метан, угарный газ, сероводород) и токсичных газов (углекислый газ и др.), в том числе, в «фоновых» районах.

3) Закономерности геологического контроля газогидратоносности и распределения аномальных газогеохимических полей в Азиатско-Тихоокеанском регионе раскрывают взаимосвязь углеводородных скоплений различного генезиса.

4) Комплекс газогеохимических исследований является научно- и технико-экономически эффективным для исследования связи зон проницаемости земной коры и залежей углеводородов всех типов. Полигенетические аномальные геохимические поля в поверхностных условиях можно дешифровать и использовать как поисковые и геоэкологические индикаторы.

5) Результаты газогеохимических исследований вошли в отчеты совместных экспедиционных работ ФГУП Севморгео – ТОИ ДВО РАН по государственной программе «Внешняя Граница Континентального Шельфа ВГКШ (Охотское и Восточно-Сибирское моря, 2006–2009 гг.)». По этим работам, в том числе в результате данного исследования выявлено, что повышенный региональный фон термогенных углеводородных газов и гелия, относительно равномерное распределение водорода, а также связанные с газогеохимическими полями особенности химического состава донных отложений, характеризуют комплексное газогеохимическое поле шельфа Восточно-Сибирского моря, протягивающееся от берега на расстояние не менее 560 км. Сходство основных характеристик газогеохимического поля на всем шельфе и склоне Восточно-Сибирского моря является еще одним доказательством протяжения суверенного Российского шельфа от берега до глубоководной котловины Северного Ледовитого океана.

Результаты исследований вошли в отчеты экспедиционных работ по поискам и разведке газогидратов (ТОИ ДВО РАН, 2003–2015 гг.), государственной программе Внешняя Граница Континентального Шельфа (ВГКШ; ФГУП Севморгео – ТОИ ДВО РАН, Охотское и Восточно-Сибирское моря, 2006–2009 гг.), комплексу работ в прибрежно-шельфовой зоне залива Петра Великого (ВНИИОкеангеология – ТОИ ДВО РАН) и поддержаны грантами ФЦП – 02.515.11.5017; 2012-1.2.2-12-000-1007-005; РФФИ – 09-05-07133, 13-05-93000, 14-05-00294; Президента РФ – МК 2714.2005.5; НП «Глобальная энергия» – МГ-2010/04/6 и Программы «Дальний Восток» – 15-1-1-017. Монография соответствует основным положениям «Государственной программы социально-экономического развития Дальнего Востока и Байкальского региона» (Постановление Правительства Российской Федерации № 308 от

15 апреля 2014 г.) и современным задачам прикладной геохимии [Лаверов и др., 2003].

Методы исследования

1. Изотопно-газогеохимический метод сочетает оригинальные приемы натуральных, лабораторных и теоретических исследований лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН. В основе аналитических методов лежит газовая хроматография, масс-спектрометрия и хромато-масс-спектрометрия. Аналитические методы и основные методики интерпретации закреплены в Паспорте лаборатории ПС 1.037-15, Свидетельство Росстандарта № 41 от 15.09.2015 г. Применяются статистические методы для расчета фоновых концентраций газов и корреляционный для выявления взаимосвязи концентраций газов с содержанием рассеянного органического углерода и химическими элементами вмещающих осадков.

2. Геоструктурный метод обеспечивает анализ геологического контроля формирования газогеохимических полей. Проводилась увязка локальных зон флюидной разгрузки с контролирующими тектоническими структурами разных рангов. Выполнение метода реализовано на базе технологии ГИС (Геоинформационных Систем).

3. Классификационный метод базируется на интерпретации полученных и заимствованных эмпирических газогеохимических, изотопно-геохимических и геолого-структурных материалов с целью типизации газогеохимических полей.

4. Для получения дополнительной информации об активных геологических процессах в некоторых районах в осадках (совместно с А.В. Сорочинской, лаборатория газогеохимии ТОИ ДВО РАН), в которых анализировалось содержание углеводородных газов, изучались гранулометрический и элементный состав и содержание органического углерода. Гранулометрический анализ осадков выполнен лазерно-дисперсионным методом на установке «Microtrac-100». При определении содержания в донных осадках основных элементов использовался метод атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой (ICP-OES), при определении содержания примесных элементов – метод масс-спектропии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) (ДВГИ ДВО РАН). Погрешность определения для основных элементов 1–2 %, для микроэлементов не более 15 %. Содержание органического углерода определялось методом сжигания на анализаторе фирмы «SHIMADZU» (к.г.-м.н. Т.А. Коровина, СургутНИПИнефтегаз, н.с. А.А. Марьяш, ТОИ ДВО РАН). Привлекались данные по объемной

активности радона и содержанию ртути (к.г.н. Л.Н. Лучшева, н.с. М.В. Иванов).

Базовые научные положения

1. Характеристики газогеохимических полей Охотоморского региона определяются его геологическим строением, что позволяет широко применять их как индикаторы геоструктур и углеводородных скоплений. На этой основе в Охотоморском регионе выделены пять газогеохимических провинций. Аномальные газогеохимические поля в них имеют полигенетический состав с различным сочетанием миграционных (термогенных, метаморфогенных, магматогенных) компонентов.

2. Отличие состава и интенсивности аномальных газогеохимических полей Охотского и Японского морей определяется балансом источников углеводородов в этих морях и различной сейсмоструктурной активностью их геоструктур. Сходство фоновых газогеохимических полей и геологических типов газопроявлений указывает на региональный контроль распределения углеводородных и других газов.

3. Газогидратоносность окраинных морей западной части Тихого океана обусловлена потоками миграционных и микробных газов, которые концентрируются в зонах разломов на бортах тектонических прогибов. Основными источниками миграционных углеводородных газов являются нефтегазоносные и угленосные толщи, в зонах проницаемости существует вклад глубинных компонентов. Признаки термогенных флюидов и многоярусное залегание указывают на возобновляемость газогидратов и возможность использования их как важных индикаторов цикла метана.

4. Газогеохимический режим окраинных морей переходной зоны востока Азии закономерно зависит от сейсмоструктурной обстановки, которая контролирует газовые потоки и формирование газогеохимических полей. Выделен комплекс газогеохимических критериев, который является высокоэффективным для решения фундаментальных и поисковых задач: картирования активных разломов, оценки генезиса газовых потоков, поиска углеводородных скоплений, газогеохимического районирования и других.

Достоверность результатов

Достоверность результатов исследования определяется представительной базой газогеохимических данных (15246 газохроматографических определений, дополненных измерениями соотношения стабильных изотопов углерода метана, этана, углекислого газа и др. в количестве более

800 определений) при соблюдении статистического нормоконтроля измерений согласно действующим методикам и ГОСТ РФ. Достоверность результатов работы подтверждается сходимостью аналитических (газохроматографических, масс-спектрометрических и хромато-масс-спектрометрических) определений, современным уровнем применявшегося аналитического оборудования, методов отбора и обработки проб, используемых стандартов, констант и алгоритмов расчёта. Все приборы поверялись в соответствии с методическими указаниями и требованиями Госстандарта к метрологическому обеспечению аналитической лаборатории (Свидетельство о состоянии измерений лаборатории газогеохимии № 49 к Паспорту лаборатории ПС 1.021-12). Выявленные особенности распределения газов в морских осадках и наземных газопроявлениях хорошо согласуются для различных районов и разных периодов наблюдений.

Научные результаты, изложенные в монографии, представлены на 46 международных совещаниях и конференциях, из которых можно отметить Fourth International conference of Asian marine geology (1999), VI–VII International conference «Gas in marine sediments» (2001, 2002), International Conference «Climate drivers of the north» (2002, GEOMAR, Киль), Международный научный симпозиум «Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей северо-западной Тихоокеанской плиты» (Южно-Сахалинск, 2002), Fifth Workshop on Russian – German Cooperation in the Sea of Okhotsk – Kurile Island Arc System (Владивосток, 2004), Международная научная конференция (Школа) по морской геологии (Москва, 2009; 2010), PETRAD-CCOP-PETROVIETNAM-VASI Workshop on Gashydrates (Халонг, 2011), JKASP (2010, 2011, 2014), Minerals of the ocean-6(7) (Санкт-Петербург, 2012, 2014), 8-th International Conference on Gas Hydrates (ICGH8, Пекин, 2014), «Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов» (Казань, 2007) и 23 российских совещаниях, таких как «Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы» (Москва, 2008), «Геодинамические процессы и природные катастрофы в Дальневосточном регионе» (Южно-Сахалинск, 2011), «Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии» (Хабаровск, 2011), «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит» (Владивосток, 2014). Опубликовано лично и в

соавторстве 5 монографий, 70 научных статей в международных и российских научных изданиях из списка журналов, рекомендованных ВАК и отраженных в базах РИНЦ, SCOPUS, и Web of Science, пять статей в монографиях, 130 тезисов и материалов конференций, получен патент на вакуумную систему дегазации. Научные отчеты по морским экспедициям с участием автора приведены в списке использованной литературы.

Автор выражает искреннюю благодарность научному консультанту и учителю д.г.-м.н., профессору Обжирову Анатолию Ивановичу. Осадочный материал по региональным профилям в Охотском и Восточно-Сибирском морях 2006–2009 гг. был получен в экспедициях под руководством ФГУП Севморгео. Автор благодарен за совместную работу сотрудникам ФГУП Севморгео: А.А. Мережко, А.Д. Краснюку, П.В. Васильеву, А.Г. Мочалову и другим. Осадочный материал для химических и хромато-масс-спектрометрических анализов, полученный по Российско-Японо-Корейскому проекту SSGH I-II (руководитель д.г.-м.н. А.И. Обжиров) в Охотском и Японском морях, предоставлен д.г.-м.н. А.Н. Деркачевым (ТОИ ДВО РАН). Автор благодарит к.г.-м.н. Т.А. Веливецкую (ДВГИ ДВО РАН) за масс-спектрометрические анализы и консультации по изотопной геохимии, к.г.-м.н. О.В. Веселова за консультации по тепловому потоку и геологии о-ва Сахалин и Охотского моря, к.ф.-м.н. В.В. Ершова за совместное изучение грязевого вулканизма.

Весомый вклад в исследование внесли сотрудники лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН во главе с д.г.-м.н. А.И. Обжировым: д.г.-м.н. А.И. Гресов, н.с. А.В. Сорочинская, вед. инж. И.Г. Югай, вед. инж. Б.А. Буров, к.г.-м.н. Е.В. Мальцева, н.с. О.Ф. Верещагина, к.г.н. Г.И. Мишукова. Искренняя благодарность коллегам из отдела геологии и геофизики ТОИ ДВО РАН за многолетнюю совместную работу в морских и сухопутных экспедициях, дискуссии и консультации: д.г.-м.н. Р.Г. Кулиничу, к.г.-м.н.

Б.Я. Карпу, к.г.-м.н. М.Г. Валитову, д.г.-м.н. Е.П. Леликову, д.г.-м.н. Л.А. Изосову, д.г.-м.н. Л.М. Грамм-Осипову, д.г.-м.н. Ф.Р. Лихту, д.г.-м.н. А.Н. Деркачеву, вед. инж. Г.А. Крайникову, к.г.-м.н. В.Г. Прокудину, д.г.-м.н. А.Н. Калягину, д.г.-м.н. А.Г. Аблаеву, н.с. Е.Н. Суховееву, к.г.-м.н. А.В. Яцуку, к.х.н. Н.С. Полонику, к.г.-м.н. К.И. Аксентову, к.г.н. В.В. Калининчу. Работа была бы менее представительной без поддержки сотрудников ТОИ ДВО РАН: к.ф.-м.н. А.Н. Салюк, вед. инж. А.А. Воронина, к.г.н. В.А. Соснина, вед. инж. Б.Я. Ли, к.г.н. В.Б. Лобанова, к.ф.-м.н. А.С. Саломатина и других коллег. Автор выражает признательность капитанам и командам НИС «Академик М.А. Лаврентьев»; НИС «Профессор Гагаринский», МБ «Утес» и вертолета МИ-8 «ВладАвиа», а также НИС «Малахит» и «Импульс» за поддержку научных исследований. Газохроматографические анализы выполнены при участии О.Ф. Верещагиной, Е.В. Мальцевой, Н.С. Сырбу, Н.Л. Пестриковой и А.Л. Вениковой (ТОИ ДВО РАН). Особая благодарность коллективу лаборатории научно-технической информации ТОИ ДВО РАН (зав. лабораторией к.х.н. А.А. Набиуллин) за поддержку электронным литературным депозитарием. Помощь в нормоконтроле текста – вед. инженер Н.К. Вагина (ТОИ ДВО РАН).

Автор признателен коллективу преподавателей геологического факультета Дальневосточного государственного технического университета (ДВПИ им. В.В. Куйбышева, 1992–1997 гг.). Первое знакомство с газогеохимией подземных горных выработок связано с Т. Ахтямовым (дедом автора) и Б.Г. Шакировым (отцом автора). Ахтямов Т. проводил газометрические обследования Тавричанского бурогоугольного месторождения, а Шакиров Б.Г. работал командиром отделения Военизированной горноспасательной части п. Тавричанка (ВГСЧ) и выполнял контроль состава подземной атмосферы.

Глава 1. ИЗУЧЕННОСТЬ ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

В настоящее время проблема распределения и изменчивости газогеохимических полей природных газов в окраинных морях и обрамляющих геоструктурах переходной зоны континент – океан является одной из самых сложных и наиболее актуальных. Типичный состав природного газа: метан – 70–90 %, этан-бутан – 0–20 %, углекислый газ – 0–8 %, кислород – 0–0,2 %, азот – 0–5 %, сероводород – 0–5 %, редкие газы (аргон, гелий, неон и др.), – в следовых количествах отражает их распределение в литосферных скоплениях.

Исследование природных газов и их скоплений на акваториях и побережье России проводится научно-исследовательскими институтами РАН (ИО РАН, ААНИИ РАН, ТОИ ДВО РАН, ИМГиГ ДВО РАН, ГИН РАН, ИВиС ДВО РАН, СВКНИИ ДВО РАН, ЛИН СО РАН, ИМБИ РАН и др.), производственно-научными организациями МПР РФ (ВНИИОкеангеология им В.И. Грамберга, ФГУНПП «Севморгео», «Южморгео», «Дальморгео» и др.), СНИИГиМС, организациями нефтегазовой отрасли (СахалинНИПИМорнефть, Сургут-НИПИнефтегаз, ОАО Славнефть и др.), научными подразделениями ОАО НК «Роснефть», ОАО «Газпром», ОАО «Зарубежнефть», а также научно-исследовательскими организациями угольной промышленности. Значительная исследовательская работа в области природных газов проводится в РГУ Нефти и газа им. И.М. Губкина, МГУ им. М.В. Ломоносова, Томском политехническом университете и других. Тем не менее, системное представление о газогеохимических полях осадков окраинных морей, островных и прибрежных газопроявлений Восточной Азии в настоящее время отсутствует.

Литохимические и газогеохимические исследования позволили открыть универсальное явление геохимической зональности, установить важнейшую роль ландшафтно-геохимических и структурно-тектонических условий в проявляемости и особенностях строения первичных ореолов рассеяния и вторичных ореолов-потоков вещества [Лаверов и др., 2003]. На примере морей западной части Тихого океана была изучена роль геодинамического фактора в распределении минералов и химического состава донных отложений [Деркачев, Николаева, 2010]. Газогеохимические поля угле-

водородных скоплений хорошо исследованы на континенте, в результате были созданы фундаментальные труды и газогенетические классификации отечественными учеными [В.А. Соколов, И.С. Старобинец, В.И. Высоцкий, Ф.А. Алексеев, Н.А. Озерова, В.П. Федорчук, Л.М. Зорькин, А.И. Фридман, Г.Д. Гинсбург, В.А. Соловьев, А.И. Обжиров и др.]. В последние годы исследования за рубежом также вышли на передовые позиции [Petford, McCaffrey, 2003], в том числе за счет проведения программ глубоководного бурения. Для наземных обстановок закономерности формирования фоновых и аномальных газогеохимических полей хорошо изучены. Знание этих закономерностей позволило разработать эффективные методы определения фоновых и аномальных полей концентраций газообразных углеводородных соединений, которые успешно использовались для прогнозирования и поисков залежей углеводородных полезных ископаемых [Основы теории..., 1993; Соколов, 1971; Физико-химические..., 1986]. Для морских бассейнов такие исследования сопряжены со сложностью определения генезиса и разделения фоновых и аномальных полей, а также трудностями постановки систематических наблюдений. Одним из несомненных успехов в изучении газогеохимических полей придонного слоя окраинных морей являются работы А.И. Обжирова с соавторами [Обжиров, 1993; Обжиров, 1996; Обжиров и др., 1989; и др.], в которых разработана концепция поиска нефтегазовых залежей экспрессными методами газогеохимии. Доказана также поисковая информативность газов донных отложений внутренних морей [Черткова, 1973]. Однако, несмотря на эти и другие работы [Геодекан, 1979а; Гинсбург, Соловьев, 1994; и др.], газогеохимические поля осадочных отложений в Охотском, Японском, Южно-Китайском и Восточно-Сибирском морях изучены мало, особенно на горизонтах ниже поверхности дна, что очень важно с точки зрения фундаментальных и поисковых аспектов.

Повышение концентрации различных газов в донных отложениях, как правило, обусловлено диффузией и фильтрационными процессами миграции газов [Основы теории..., 1993; Физико-химические..., 1986; Etiope et al., 2000; Hagen, Vogt,

1999; Heggland, 1998; Lammers et al., 1995; Lorenson et al., 2002; Vogt et al., 1999], связанными с активным переносом вещества, особенно вдоль границ литосферных плит, внутриплитных рифтогенных зон и пост-магматических очагов, в зонах сочленения земной коры разных типов (океаническая–субокеаническая–континентальная), в областях подъема астеносферы и других, включающих неотектонические активные структуры, а также очаги и пояса повышенной сейсмичности. Генетическая связь подводных выходов метана, его изомеров, гелия, водорода, углекислого газа и ареалов их рассеяния с залежами нефти и газа, скоплениями газогидратов, глубинными очагами и разломными зонами установлена для многих морей западной части Тихого океана и прилегающих островных и континентальных структур [Кулинич, Обжиров, 1985; Кулинич, Обжиров, 2003; Обжиров, 1989; Обжиров и др., 1985; Обжиров, Мустафин, 1989; Abrams, 1992; Dafner et al., 1998; Hovland et al., 1994]. Более того, характеристики распределения углеводородных газов фумарольных и термальных полей, полученные предшественниками [Алексеев и др., 1978; Высоцкий, 1979; Гидротермы..., 1976; Мархинин, Стратула, 1977], позволяют сделать вывод, что углеводороды – неотъемлемая часть вулканических газов Японо-Курило-Камчатской островной дуги. Современные исследования газов подводных вулканов и гидротерм Японо-Курильского сегмента подтверждают наличие в них метана и углеводородных газов [Обжиров и др., 1999; Шакиров, 2014]. Углеводородные газы также обнаружены и в других вулканических районах мира [Taran, 2010]. Глубоко исследуются геохимические процессы вулканических газов Камчатки и Японских островов [Fischer et al., 2002; Selyangin, Ponomareva, 1999; Taran, 2009; Taran et al., 1992; Tsunogai et al., 2010]. Широко применяются методы дистанционных измерений потоков вулканических газов (проекты Global Volcanism Program, DOAS, FLYSPEC и др.) и метана [Frankenberg et al., 2006], которые очень важны для мониторинга активности газовой эмиссии и интегральных оценок газовых потоков. Установлено, что распределение и формирование газо-гидротермальных систем может контролироваться зонами сквозных трансструктурных линеаментов [Кулинич, 1988], одним из наиболее крупных в регионе исследования является Япономорский линеамент [Лихт, 2001; Jolivet, Cadet, 1983]. Можно отметить некоторые работы, в которых обсуждаются взаимосвязь сейсмоструктурных процессов и

изменчивость газовых потоков в местах их разгрузки в Дальневосточном регионе [Астахов и др., 2002; Кулинич и др., 2007; Obzhirov et al., 2004]. Также необходимо отметить резко увеличивающийся рост знаний о влиянии потоков природных газов на распределение химических элементов в осадках, аутигенное минералообразование, формирование сообществ микроорганизмов и изменчивость концентраций парниковых газов [Леин, Иванов, 2009].

Российскими и зарубежными исследователями обнаружены тысячи наземных и подводных очагов разгрузки углеводородных, главным образом метаноносных флюидов, вдоль континентальных окраин (рис. 1). Основные очаги и проявления природных газов и углеводородных флюидов расположены в Тихоокеанском нефтегазоносном регионе [Гинсбург, Соловьев, 1994; Suess, 2014; Vogt et al., 1999]. К настоящему времени изучено более 300 районов с выходами углеводородных газов, высачиваний нефти и подземных вод [Гинсбург, Соловьев, 1994; Обжиров и др., 1999; Леин, Иванов, 2009]. Необходимо отметить, что даже на примере авторских исследований можно утверждать, что количество обнаруживаемых подводных участков эмиссии природных газов растет год от года, ширится разнообразие газопроявлений, появляются новые сведения об условиях залегания газовых гидратов и новые факты о связи газовых потоков и сейсмоструктурной активности. В восточной части Тихого океана одними из наиболее детально исследованных являются газопроявления на континентальном склоне штата Орегон [Kulm et al., 1986]. Есть и другие известные районы, например, только в северной части канала Санта-Барбара (штат Калифорния, США) на дне насчитывается более 1500 сосредоточенных выходов, из которых выделяются углеводородные газы и нефть. Всего в пределах подводной калифорнийской окраины насчитывается около 4000 осипинообразных структур (покмаков) на дне [Yun et al., 1997], которые образованы локальными потоками термогенного природного газа. В Атлантическом океане подобных районов с локальными выходами природных газов обнаружено более 30, включая потоки абиогенного метана в гидротермальных системах зоны спрединга САХ [Леин, Сагалевиц, 2000].

Наиболее многочисленные выходы углеводородных газов термогенного (нефтегазового) генезиса в Атлантическом океане установлены в Мексиканском заливе; известны выходы природных газов вблизи Азорских островов, в заливе

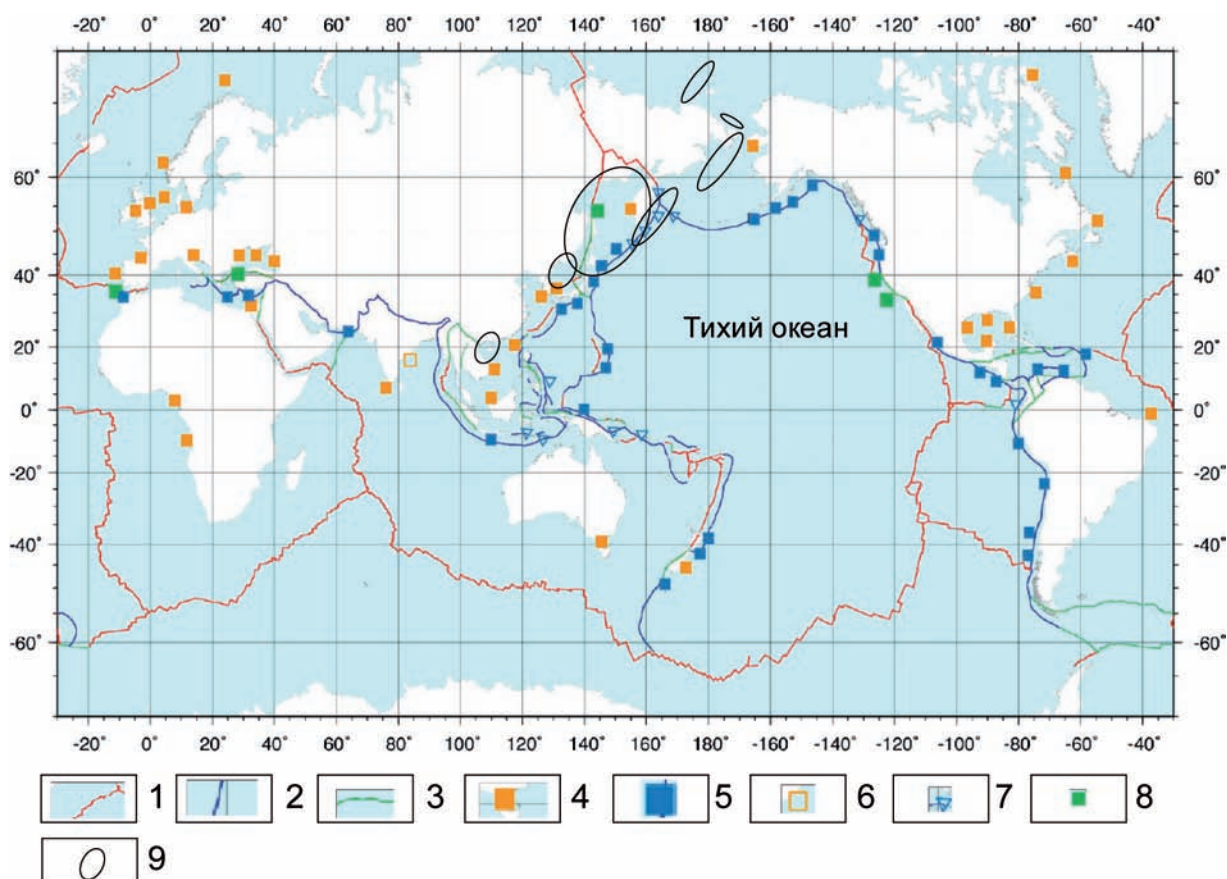


Рис. 1. Карта основных участков потоков метана и распределения газогидратов [Suess, 2014]

1 – границы литосферных плит и планетарные разломные зоны; 2 – активные континентальные окраины; 3 – трансформные литосферные границы; 4 – проявления подземных вод и углеводородного флюида; 5 – активные выходы природного газа; 6 – места палеовыходов метана около западной Индии; 7 – газопроявления, зафиксированные по бентосной фауне; 8 – участки наиболее интенсивных потоков метана, связанных с газогидратами; 9 – районы работ автора

Кадиз (северо-западный склон Испании) [Baraza et al., 1999] и в других районах. Подводные выходы природных газов, не связанные с гидротермальной деятельностью, распространены в пределах материковых окраин на шельфовых и склоновых глубинах [Гинсбург, Соловьев, 1994; Зубова, 1988; Callender, Powell, 1999; Kvenvolden, 1988; Trehu et al., 1999]. Участки с выходами природных газов обнаруживаются в пределах мощных (свыше 2 км) осадочных толщ, содержащих различные скопления углеводородов: залежи нефти и газа, газогидраты, насыщенные метаном осадки. Необходимым условием для углеводородной дегазации таких участков является, как правило, наличие разрывных нарушений [Hovland et al., 1994], дополнительными – складчатые дислокации, а также повышенная сейсмичность.

По генезису и температурному фактору все подводные выходы природных газов условно можно разделить на три типа. Первый тип – низкотемпе-

ратурные (в основном < 20°C) источники метана. Как правило, предлагается следующий механизм их образования. За счет тектонического сжатия происходит дефлюидизация аккреционных осадочных толщ, сформированных у подножий континентов [Von Rad et al., 1996]. Выжимаемое вещество (в том числе газ) поступает на поверхность морского дна по зонам разломов. К таким зонам относят районы холодных сипов Орегонской зоны субдукции: западный шельф и склон штата Орегон (США), газопроявления (покмаки, сипы, венты), которые были впервые описаны в 1970 г. на шельфе Канады и с тех пор выявлены в различных частях Мирового океана (в Северном, Норвежском, Баренцевом, Каспийском, Средиземном, Черном, Беринговом, Охотском морях, Мексиканском, Гвинейском заливах и т.д.) на глубинах от 5 м до 3000 м и более [Elverta et al., 2000; Heggland, 1998; Hovland, 1998; Suess et al., 1998]. Следует отметить, покмаки могут иметь не только газовую

природу, но также тектоническую (замкнутые депрессии) [Баранов и др., 2013] и термокарстовую (термокарстовые воронки на арктическом шельфе). Но и эти структуры в виде локальных зон проницаемости, могут служить причиной возникновения газовых потоков. Газовый генезис имеют структуры холодных сипов шельфа Аравийского моря (Индийский океан), влияющие на содержание метана в поверхностных водах этой акватории [Bange et al., 1998]. Установлено, что активные выходы природного газа могут влиять на формирование рельефа дна континентальных окраин [Yun et al., 1997]. Результаты сейсмических исследований в Северном море позволили Р. Хеггланд [Heggland, 1998] сделать вывод, что эмиссия газа носит периодический (пульсационный?) характер и может быть индикатором углеводородных залежей. Одними из самых интересных являются также источники, возникающие в местах скопления субмаринных газогидратов на склонах континентальных окраин [Гинсбург, Соловьев, 1994]. Установлено, что газогидраты и связанные с ними выходы этого газа влияют на устойчивость осадков на материковых склонах [Миرونюк, Отто, 2014; Long et al., 1998; Mienert, Posewang, 1999]. Предполагается также возможность выбросов значительных количеств метана через толщу вод в атмосферу в результате катастрофических геологических событий [Горяинов и др., 2000; Max et al., 1999; Mienert, Posewang, 1999; Schubert et al., 1997]. В северных широтах природный газ может мигрировать также из подземных вод и криолитозоны суши [Гресов и др., 2014; Cramer et al., 1999]. На ряде участков подводного грязевого вулканизма установлена приуроченность гидратов метана к потокам грязевулканического вещества [Ginsburg et al., 1999; Milkov, 2000], при этом основным газовым компонентом флюида являются углеводородные газы. Установлено, что на участках газогидратов расположенных в пределах вулканически активных районов в составе флюида возрастает доля углекислого газа [Гинсбург, Соловьев, 1994; Обжиров и др., 1999]. Та же закономерность наблюдается и в отношении грязевых вулканов (ГВ) [Etiore, 2002]. Большинство наземных грязевых вулканов локализируются в пределах Альпийско-Гималайского, Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов, а подводные ГВ встречаются как вдоль пассивных, так и активных континентальных окраин [Холодов, 2001]. Одним из основных образующих факторов грязевулканического процесса является углеводородный потенциал осадочных бассейнов, в част-

ности скопления углеводородных газов [Якубов и др., 1980]. Литературные данные свидетельствуют, что грязевые вулканы, как и другие источники метана, встречаются обычно в областях глубокого прогибания, в окраинных бассейнах и в зонах субдукции континентальных окраин [Luckge et al., 2002; Nelson et al., 1979], особенно в условиях тектонического сжатия [Kopf, 2002]. На глубинах в несколько километров генерация газа протекает в масштабах, необходимых для выноса пород на поверхность [Холодов, 2002], при этом основную массу твердых выносов составляют пластичные глинистые породы с конкрециями и обломками (грязевулканическая брекчия). Также в деятельности грязевых вулканов значительную роль играет вода: во-первых, проникая в пустоты и поры, она приводит к разжижению пород, превращая их в вязкую массу, а во-вторых, совместно с газом способствует выдавливанию глинистой массы с обломками пород на поверхность. Одним из основных факторов возникновения грязевых вулканов являются разрывные нарушения [Занюков и др., 1982; Мельников, Ильев, 1989; Milkov, 2000]. В грязевых вулканах установлено наличие глубинных флюидов – гелия, изотопно «тяжелого» метана, водорода, углекислого газа [Ершов и др., 2010; Ершов и др., 2011; Лаврушин и др., 1996].

Второй тип – источники и системы разгрузки природных газов, связанные с современной и пост-магматической вулканической и гидротермальной активностью (табл. 1). Среди них хорошо известны гидротермальные поля ТАГ, Рейнбоу, Логачев и др. Срединно-Атлантического хребта [Леин, Сагалевич, 2000], гидротермальные образования активного хребта Хуан-де-Фука [Геологическое строение и гидротермальные образования хребта..., 1990], гидротермальная активность в Антарктике [Bohrmann et al., 1998], вблизи Японских островов [Yoshida, 1989] и др. Эти поля связаны с магматическими очагами [Sarano et al., 1989]. Роль эндогенных процессов выводится на первое место и в образовании углеводородных залежей [Кучин, 2001]. Для подводных гидротермальных систем характерен вынос значительных количеств рудных элементов в водную толщу и «тяжелый» изотопный состав углерода метана – результат неорганического синтеза (поле Рейнбоу $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4 = -13.4 - -14.3 \text{ ‰}$) [Леин, Сагалевич, 2000]. Например, в Атлантическом океане в поверхностных горизонтах водной толщи (3–4 м) над полем ТАГ выявлены ореолы меди, цинка, железа, кремнезема и метана [Горяинов и др., 2000]. Гидротермальные поля часто обнаруживаются на

глубинах 2200–2300 м. Выходы природных газов, связанные с гидротермальными системами, известны также и в западной части Тихого океана [Пропп и др., 1992]. Гидротермальные источники сосредоточены в основном в зонах современного растяжения земной коры, а холодные источники и грязевые вулканы – в зонах, подверженных процессам тектонического сжатия [Korff, 2002]. Восходящая эмиссия природных газов из недр определяет формирование газогеохимических полей в поверхностных осадках и водной толще. Подводные газогидротермальные источники положительно влияют на развитие биологических организмов и биогенного осадкообразования [Пинчот, 1981; Сывороткин, 2000]. Во многих районах гидротермальной активности отмечаются выходы углеводородных газов и сопутствующая им карбонатная и сульфидная минерализация. В настоящую эпоху гидротермальные процессы наиболее интенсивно развиваются в сейсмо-тектонически активных зонах планеты – в областях современного вулканизма и сейсмически активных районах, к которым относятся многие участки в регионе исследования.

К третьему типу выходов природных газов можно отнести зоны подводной и наземной разгрузки газового флюида, связанные с геотермальными системами (без формирования ассоциаций характерных гидротермальных минералов, температуры до +70–80°C). Такие системы часто сопровождаются выходами природного газа с выносом переработанных магматических и вулканических пород и, вероятно, углеводородных газов неорганического происхождения, которые относят к высокотемпературным грязевым вулканам [Wheat et al., 2008]. Это, например, серпентинитовый грязевой вулкан Южный Чаморро (South Chamorro) [Ocean Drilling Program, 2001; Wheat et al., 2008], который находится у южного окончания Марианской островной дуги и является одним из 16 подобных вулканов в этом районе. Их происхождение связывают с геологическими процессами и потоком глубинного вещества, включая метан, обусловленными субдукцией Тихоокеанской плиты под Марианскую плиту, а температуры таких флюидов могут достигать +350°C [Wheat et al., 2008]. Однако грязевые вулканы островов Сахалин, Хоккайдо и Хонсю, несмотря на признаки наличия глубинных флюидов, по газогеохимическим и температурным характеристикам, в целом, отличаются от вулканов подобного типа [Шакиров и др., 2012; Шакиров, Сырбу, 2012].

В регионе исследования развиты газовые выходы, связанные с проявлениями термальных вод побережья Охотского и Японского морей, на о-ве Сахалин, Курильских островах, полуострове Камчатка, в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса и некоторых других районах. Основными газовыми компонентами этих источников является азот, метан и углекислый газ, в литературе отмечено наличие гелия и других газов [Гидротермы., 1976; Чудаев, 2003]. При этом углекислый газ и гелий в водоминеральных источниках и подземных водах северо-востока России имеют магматогенный и коровый генезис, при незначительно примеси атмосферной, радиогенной и карбонатной компоненты [Харитоновна, 2013]. Анализ опубликованных данных показывает, что во многих термальных источниках присутствует метан, иногда до 0.5 % (Кульдур). Однако, в большинстве случаев он не определен, вероятно, из-за сложности отбора и сохранения пробы с малыми концентрациями исследуемого компонента. Но наличие углеводородных газовых компонентов в таких источниках дает принципиальную возможность получить изотопные характеристики глубинного (за вычетом атмосферного, наличие которого возможно за счет циркуляции вод) метана в Охотоморском и Япономорском обрамлении, что представляет несомненный интерес для геохимии природных газов.

Как известно, Охотское и Японское моря, Камчатка, Курильские острова, о. Сахалин – уникальные области современных газовых потоков, сопровождающихся гидротермальным, грязевулканическим и холодносиповым минералообразованием. Среди гидротерм выделяются два типа: 1) гидротермы, не образующие в местах разгрузки заметных проявлений халькофильных элементов (например, Паужетская система, Горячий пляж на о-ве Кунашир, Дагинские газогеоотермы на о-ве Сахалин); 2) гидротермы, формирующие заметные рудопоявления халькофильных элементов. Типичным представителем этого типа гидротерм служит Узонская на Камчатке, где в настоящее время идет образование современных сульфидных руд мышьяка, сурьмы и ртути.

Геохимия и условия образования отдельных гидротермальных систем, особенно на п-ове Камчатка и Курильских островах, хорошо исследованы [Каменский и др., 1976; Таран и др., 1987; Чудаев, 2003]. Примечательно, что наиболее интенсивные потоки природных газов, равно как гидротермальных, грязевулканических и холодносиповых аппаратов, в регионе исследований

Таблица 1. Изотопно-газогеохимические индикаторы магматических пород и результаты лабораторных экспериментов

Категория / объект	Источник	T (°C)	P (bar)	H ₂ (моль/кг)*	CH ₄ (моль/кг)*	δ ¹³ CH ₄ (‰ PDB)	δ ¹³ CO ₂ (‰ PDB)	Литература
Теоретически	Перидотит	350	500	3–164.9	-	-	-	[Wetzel, Shock, 2000]
Теоретический расчет	Гарцбургит	50–400	350	> 0–350	-	-	-	[McCollom, Bach, 2009]
Гидротермальная система (Потерянный город)	Перидотит + габбро	40–75	249–428	136–285	NA	-	-	[Kelley et al., 2001]
Гидротермальная система (Потерянный город)	Перидотит + габбро	40–90	-	< 1–15	1–2	-13.6 – -8.8	-8 – -2	[Kelley et al., 2005]
Континентальные ультрамафиты	Zambales офиолиты	110–125	-	<u>8.4–42.6</u> (моль %)	<u>13.0–55.3</u> (моль %)	-7.0 ± 0.4	-32	[Abrajano et al., 1988]
Континентальные ультрамафиты	Оманские офиолиты	32–67	-	<u>< 1 ppm –</u> <u>81 %</u>	<u>< 0.002 –</u> <u>2.2 %</u>	-34.5	-9.6 – -10.7	[Sano et al., 1993]
Базальтовая группа реки Колумбия	Базальт	22	1	0.06	0.002–0.481	-	-20 – + 20	[Stevens, McKinley, 1995; 2000]
Гидротермальная система Восточно-Тихоокеанское поднятие	Базальт	307–388	-	0.08–0.51	0.05–0.12	-20.1 ± 1.2	-4.08 ± 0.16	[Proskurowski et al., 2008]
Гидротермальная система Восточно-Тихоокеанское поднятие	Базальт	18–33	-	0.01–0.16	0.06–1.87	-30.2 ± 2.7	-4.55 ± 0.5	[Proskurowski et al., 2008]
Гидротермальная система Рэйнбоу (САХ)	Перидотит + габбро	365	-	16	2.5	-15.8	-3.15	[Charlou et al., 2002]
Лабораторный эксперимент	Оливин Fo88	300	500	0–158	0.084	-	-	[Berndt et al., 1996]
Лабораторный эксперимент	Оливин	300	350	0–17	0.0188	<u>11%</u> <u>¹³CH₄</u>	<u>99%</u> <u>NaH¹³CO₃</u>	[McCollom, Seewald, 2001]
Лабораторный эксперимент	Оливин	177–250	350	16–107	0.0067–0.037	<u>1%</u> <u>¹³CH₄</u>	<u>99%</u> <u>NaH¹³CO₃</u>	[McCollom, Seewald, 2003]
Лабораторный эксперимент	Перидотит a	200	500	0–76.7	-	-	-	[Seyfried Jr et al., 2007]
Лабораторный эксперимент	Оливин Fo89	400	500	1–2.3	-	-	-	[Allen, Seyfried, 2003]
Лабораторный эксперимент	Гарцбургит b	300	500	0.1–0.33	0.066	-	-	[Janecky, Seyfried Jr., 1986]
Лабораторный эксперимент	Базальт c	300–400	400	0.06–0.87	1–1.6	-	-	[Seewald, Seyfried Jr., 1990]
Лабораторный эксперимент	Оливин Fo91	30–70	1	<u>0.1–1.28</u> (нмоль/г, проба)	<u>0.048–0.208</u> (нмоль/г, проба)	-51.08 – -42.09	<u>90%</u> <u>NaH¹³CO₃</u>	[Duc, 2012]
Лабораторный эксперимент	Железо-никелевый катализатор							Шакиров Р.Б., Горячев В.А., ТОИ, 2002

Примечание: * – растворенный газ, (а) – 62 % об. оливин, 26 % об. ортопироксен, 10 % об. клинопироксен, 2 % об. шпидель. (б) – 75 % масс. оливин, 25 % масс. ортопироксен. (с) – гиалофитовая текстура, состоящая из микрофенокристаллов плагиоклаза и клинопироксена с приблизительным содержанием 5 % больших (0,5 мм) плагиоклазов фенокристаллов, 3 % оливина и 3 % стекла.

часто приурочены к зонам пересечения разломов. бинные компоненты (CO₂ в Узон-Гейзерном и В этих же местах фиксируются наиболее глу- Мутновском участках, H₂S в вулканах Менделеева

и Головнина и др.). Однако, до сих пор не изучены многие источники углеводородных газов в восточной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса, многих объектов Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы, Курильских островов, Камчатского края и других районов. То, что изотопное соотношение углерода метана ($\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$) и сопутствующих углерод-содержащих соединений (углекислый газ, оксид углерода и др.) является важнейшим индикатором генезиса углеводородных газов в магматических и гидротермальных породах, подтверждают также работы многих исследователей, вне зависимости от их взглядов на генезис углеводородов (табл. 1). Основным выводом из этой таблицы: результаты измерений $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ и химического состава природных газов являются устойчивыми и воспроизводимыми критериями с учетом геологического строения районов.

Важными геохимическими критериями являются также гелий и водород. Вопросами их геохимии занимались многие отечественные ученые (В.П. Савченко, А.В. Соколов, В.В. Белоусов, В.П. Якуцени, В.В. Тихомиров, И.Г. Высоцкий, И.И. Нестеров; А.И. Кравцов и др.). Являясь индикаторами глубинных флюидов и сейсмоактивных геоструктур, эти газы мигрируют по проницаемым зонам и концентрируются в углеводородных флюидах, циркулирующих в зонах разломов. В этом случае они формируют аномальные газогеохимические поля (АГП) в поверхностных осадках и водах. Это справедливо даже в тех случаях, когда разломы перекрыты мощным чехлом осадочных отложений. В поисковой геохимии гелий и водород являются признанными индикаторами полезных ископаемых, глубинных разломов, сейсмической активности и наличия восходящего глубинного флюида. Аномальные концентрации этих газов служат маркерами метаморфических процессов, и также применяются для трассирования глубинных разломов земной коры, картирования зон трещиноватости и других проницаемых зон. Газогеохимические поля подводных гидротерм отличаются повышенными концентрациями водорода и гелия, а также наличием сероводорода. Аномальные поля метана и тяжёлых углеводородов обнаруживаются в придонной воде акваторий над месторождениями нефти и газа, в активных гидротермальных зонах, где также увеличивается содержание водорода, гелия по отношению к метану. Водород чаще всего присутствует в газовой составляющей гидротерм и зон активных разломов, а содержание его в гидротермальных водах составляет несколько мл/л. Концентрация

водорода прямо зависит от сеймотектонической активности района исследования. Аномальные поля водорода также фиксируются в нефтегазонасных районах и имеют индикативное значение [Перевозчиков, 2012].

В последние три десятилетия изучение рассеяния горючих природных газов стало одним из самых актуальных направлений. Это связано с увеличивающимся ростом знаний о влиянии их потоков и сопутствующих газов на ряд геохимических (аутигенное минералообразование), биологических (формирование донных сообществ микро- и макроорганизмов) и экологических (взрывоопасность, токсичность, повышение концентрации парниковых газов) процессов. С потоками метана вовлекаются в миграцию ТУВГ, гелий, радон и др. В этой связи очень важным направлением является изотопная геохимия углерода в нефтегазовой геологии, развитие хроматографических и масс-спектрометрических методов, которые расширили возможности изотопно-газогеохимических исследований [Галимов, 1968; Галимов, 1973; Галимов, 1981; Хёфс, 1983; Clark, Fritz, 1997]. В этих и других работах установлено, что углерод-содержащие соединения несут генетическую изотопную метку – характерное распределение изотопов углерода (рис. 2), дающую возможность диагностики условий их происхождения и преобразования. При этом продукты их преобразования (в том числе метан и его гомологи) продолжают нести эту метку до дневной поверхности, морского дна и даже толщи вод.

Метан продолжает сохранять свои изотопные характеристики и в атмосфере, в которой он является наиболее распространенным представителем органических веществ, имеющих свой цикл [Ehhalt, 1974]. Время жизни метана в атмосфере составляет 8–12 лет, и выводится он по реакции $\text{OH} + \text{CH}_4 = \text{H}_2\text{O} + \text{CH}_3$ [Бажин, 2000]. Например, в работе [Sugawara et al., 1996] проведены исследования в верхней тропосфере Сибири, которые выявили два основных ареала: «болотный» $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -75 – -67 ‰ и «газонефтяной» около -47 ‰. Последнее значение при этом считается средним для атмосферы [Gamo et al., 2012]. Доля литосферных источников метана в атмосфере составляет до 20 %, а общая масса его достигает 4×10^{15} г [Ehhalt, 1974]. Палеоциклы метана в атмосфере также определяются по его концентрациям в ледниках [Blunier et al., 1998], при этом обсуждается анаэробный бактериальный генезис этого газа в толще льда [Wadham et al., 2008]. В атмосфере Тихого океана также проводятся наблюдения изо-

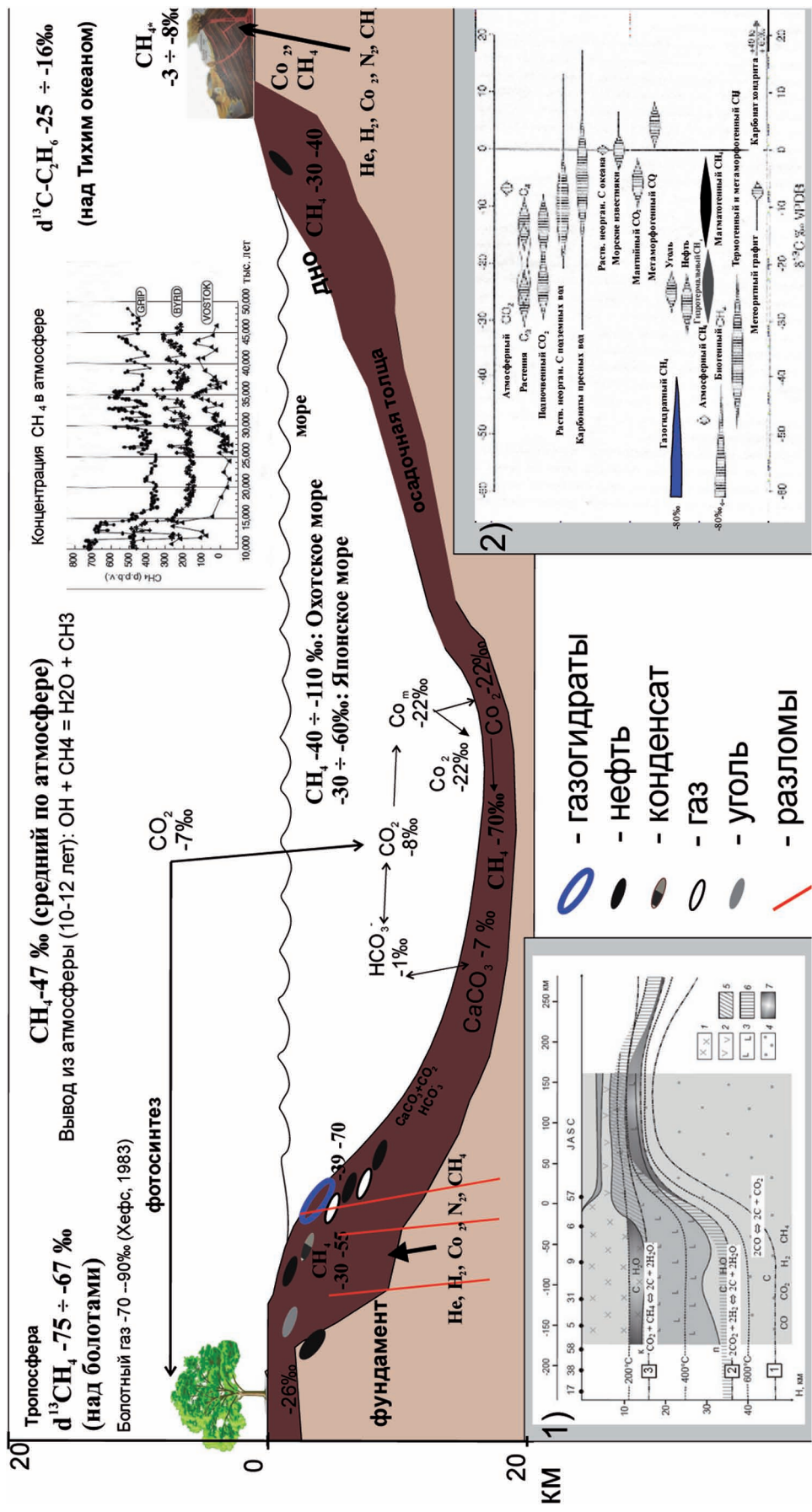


Рис. 2. Схема основных элементов природного цикла метана и изотопные отношения цикла углерода в окраинных морях. Составлено на основе литературных данных с дополнениями автора [Ленин, Иванов, 2009; Ленин, Сагалевич, 2000; Никифоров, Кулинич и др., 2013 (врезка 1); Emerson, Hedges, 2008; Clark, Fritz, 1997 (врезка 2), Gamo et al., 2012; Sugawara et al., 1996]

топного состава углерода этана [Saito et al., 2011], который составил -16 – -25 ‰.

Результаты этих и других исследований позволяют выделить в глобальном цикле углерода его неотъемлемую составляющую – цикл метана (см. рис. 2). Одним из важнейших звеньев цикла метана и сопутствующих ему потоков других газов (газообразных гомологов, гелия, водорода, углекислого газа и др.) являются газовые гидраты (газогидраты). Отношения стабильных изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C}$) метана и других соединений при этом являются объективными характеристиками гидратообразующих газов и связанных с ними газогеохимических полей.

Роль аутигенной карбонатной минерализации в исследовании подводных выходов углеводородных газов. С точки зрения фундаментальных и поисковых исследований очень важно, что в пределах участков морского дна с выходами природных газов в верхнем слое осадочной толщи образуются специфические ассоциации химических элементов и парагенезисы аутигенных минералов [Астахова и др., 1987; Астахова, Нарнов и др., 1993; Астахова, Обжиров и др., 1993; Деркачев, Николаева, 2010; Леин, Сагалевич, 2000; Николаева и др., 2009; Von Rad et al., 1996]. Примечательно, что наиболее интенсивное образование карбонатов в Охотском море наблюдается именно в местах выходов свободных газов [Обжиров и др., 2000]. В глобальном масштабе аутигенные карбонаты и газогидраты имеют значительное влияние на цикл углерода благодаря способности накапливать его гигантские количества [Dickens, 2002; Judd et al., 2002]. При этом для морей Восточной Арктики (МВА), где газогидраты только начинают обнаруживать (из-за сложности постановки поисковых и других исследований), и карбонатная минерализация не так распространена как в тихоокеанских окраинных морях, основными формами накопления углерода являются РОВ терригенно-морских пород, угольные и углеводородные залежи. Плотность распространения аутигенных карбонатов в отдельных районах с выходами метана достигает 85 % покрытой карбонатами поверхности дна. При карбонатообразовании путем метаноокисления ($\text{CH}_4 \rightarrow \text{CO}_2 \rightarrow \text{HCO}_3^- \rightarrow \text{CaCO}_3$) из 1 г метана образуется 6.25 г карбоната (кальцит). Исследования, проведенные немецкими учеными, показали, что только около 14 % бикарбоната, произведенного в результате анаэробного окисления метана, осаждается в виде кальцита и арагонита [Luff, Wallmann, 2003], а остальная часть метана формирует газогеохи-

мические поля в лито- и гидросфере. Эмиссия углеводородных газов и флюидов вдоль трансформных разломных зон континентальной окраины [Ханчук, Голозубов, 2004; Ханчук и др., 1997] выражается в образовании дискретных участков активного окисления метана, микробной сульфатредукции и также активным осаждением карбонатов, как правило, кальцита, доломита, арагонита [Леин, Иванов, 2009; Николаева и др., 2009; Krylov et al., 2011]. Для Японского моря обосновано, что разные формы карбоната кальция доломитизируются в осадках под воздействием высокой концентрации углекислоты, которая образуется в результате распада органического вещества [Тищенко и др., 2001а]. Активное окисление органического вещества в глубоких водах может также вызывать дефицит кислорода [Tsunogai, Noriki, 1987]. Особый интерес для газогеохимии представляют зоны совместного нахождения вулканокластических пород (поставщиков ионов кальция и железа для роста кристаллов кальцита и пирита на ранней стадии диагенеза) с зонами окисления метана в верхних слоях осадков [Mork et al., 2001]. Изучение $\delta^{13}\text{C}$ карбонатных образований (цемента, зерен, конкреций, корок и др.) является дополнительным методом для выявления генезиса полей природных газов и развивается за рубежом с 60-х годов [Cheney, Jensen, 1966]. На западном борте впадины Дерюгина и в ряде других районов, где в поверхностных отложениях с признаками интенсивной газовой эмиссии были обнаружены карбонаты, установлено, что последние образовались за счет окисления микробных газов [Деркачев и др., 2000; Николаева и др., 2009]. Рассмотрен также механизм хемогенного образования карбонатных конкреций, согласно которому сульфатредукция и метаногенез создают высокий щелочной резерв поровой воды [Тищенко и др., 2001б; Тищенко и др., 2001в]. Обязательным условием образования конкреций при этом является удаление пузырьками метана из поровой воды растворенной углекислоты. В Охотском море вблизи о-ва Парамушир выявлено, что согласно соотношению стабильных изотопов углерода при значениях $\delta^{13}\text{C}$ -28.7 – -50.1 ‰, карбонатные корки образовались, главным образом, при окислении микробного метана с незначительным вкладом термогенного [Леин и др., 1989]. Известно, что микробные маты, а также водная толща в районах подводных выходов метана являются местом активной деятельности как облигатных (метанотрофов), так и факультативных метилотрофных микроорганизмов. При этом факультативные метилотрофы

не способны ассимилировать метан, но в своем энергетическом и в конструктивном обмене используют продукты метаболизма метанотрофов. Процесс микробного окисления метана выглядит следующим образом:



При таких исследованиях важно учитывать также изотопный состав кислорода. В местах выделения метана изучен химический состав (щелочность, рН, Ca^{2+} , SO_4^{2-} и др.) поровых вод осадков Охотского моря [Тищенко и др., 2001a]: были выявлены вариации в щелочности, обусловленные процессами сульфатредукции и метаногенеза. На сегодняшний день установлено, что в процессе анаэробного окисления метана в морях остается еще много неясного, особенно в источниках и изотопном спектре карбонатообразующих элементов [Леин, Иванов, 2009, стр. 24]. Также учитывается важная роль карбонатной системы морских вод в формировании придонной минерализации. Изменение параметров этой системы (например, pCO_2 и рН) регулирует степень насыщения морской воды арагонитом и/или кальцитом и контролирует растворение карбонатов [Андреев, 2010]. Роль микробного сообщества в образовании карбонатов путем окисления метана не всегда может трактоваться однозначно: например, в донных осадках озера Байкал до 95 % извлеченного из метана углерода усваивается микроорганизмами, не переходя в свободную углекислоту [Дагурова и др., 2004]. Тем не менее, формирование аутигенных карбонатов в результате окисления потоков метана и смежного с ним процесса сульфатредукции выявлено во всех районах Мирового океана [Aloisi et al., 2002]. Таким образом, аутигенная карбонатная минерализация является одним из важнейших индикаторов цикла метана и углерода гео- и экосистем.

Важно, что в угольных бассейнах и месторождениях Дальневосточного региона установлена значительная доля миграционных газов (нефтегазового и конденсатного генезиса, подстилающих отложений и фундамента), в том числе континентально-морских бассейнов, в которых она составила не менее 30 % об. [Гресов, 2014]. В Приморье планомерные газогеохимические исследования начались в 1968 г. под руководством А.И. Обжирова [Обжиров, 1979]. В результате исследований установлены основные закономерности распределения природных газов на угольных месторождениях Приморского края, Амурской и Магаданской областей. Также изучением газов угольных место-

рождений Приморья с помощью различных методов занимались А.С. Савушкин, Ю.В. Светлаков, О.И. Чернов, В.А. Рычков, А.И. Романов и др.

Параллельно с изучением газов угольных месторождений Приморья, проводились исследования газов при проведении специальных работ по выяснению нефтегазоносности Приморского края и других районов. В 1936 г. проведены первые исследования на нефть и газ в Приморье под руководством В.И. Берляевского. В 1954–1955 гг. М.С. Гуревич и К.С. Кутукова проводили газовую съёмку в Южном Приморье. В результате исследований в составе почвенных и водорастворённых газов на отдельных площадях зафиксировано содержание метана, этана, пропана, бутана и высших гомологов метана в пропорциях, свойственных нефтяным газам. Это позволило выделить наиболее перспективные площади для детальных исследований на нефть и газ: Партизанский каменноугольный бассейн, северо-западная часть Угловского бурогоугольного бассейна, район Спасского антиклинария и сопредельных с ним территорий. Основной объём исследований, направленный на поиски нефти и газа в Приморье, выполнен в 1960–1966 гг. Они выявили осадочные бассейны и прогибы, выполненные осадочными комплексами, в которых возможно обнаружение нефти и газа. Но бурение в этих районах со сложным геологическим строением не выявило залежей, в связи с чем нефтегазопромысловые работы в Приморье были прекращены и направлены на более перспективные объекты Сибири. Необходимо отметить, что в некоторых скважинах, например, в скважине глубиной 3 км в районе с. Борисовка были обнаружены признаки нефтегазоносности, и работы эти следовало продолжать [Мельников, Изосов, 1990]. Кроме того существуют работы, которые также раскрывают положительные перспективы нефтегазоносности Япономорского региона [Кириллова и др., 2002; Мельников, Изосов, 1990]. В настоящее время изданы капитальные сводки истории изученности и перспектив нефтегазоносности [Глотова и др., 2007] и углегазоносности [Гресов, 2014; Гресов и др., 2009] Востока России. Необходимо особо выделить серию коллективных монографий, изданных под руководством академика А.И. Ханчука и д.г.-м.н. Г.Л. Кирилловой, раскрывающих вопросы геодинамики и нефтегазоносности осадочных бассейнов Дальнего Востока России.

В пределах зон перехода континент – океан происходит взаимодействие структур континентального и океанического типов [Кеннет, 1987; Конохов, 1987]. Это определяет очень сложное

геологическое строение активных континентальных окраин западной части Тихого океана. Активные и пассивные окраины континентов имеют важнейшее значение, поскольку являются средоточием углеводородных и негорючих полезных ископаемых. Поэтому в связи с истощением запасов полезных ископаемых на суше и с учетом возрастающих потребностей человечества изучение зон перехода приобретает важнейшее значение. 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.).

В данном аспекте очень важно сравнение районов, которые отличаются тектоническим строением, сейсмической активностью и другими факторами, определяющими интенсивность и генетический облик газогеохимических полей, а также их поисковое значение. Масштабное участие миграционных газов подстилающих толщ и фундамента в формировании газоносности угленосных бассейнов востока России [Гресов и др., 2009] очень важно, так как многие из них имеют подводное продолжение [Аблаев, Тащи, Мельников, 2002]. Важным в настоящее время является обоснование потоков глубинных газов [Кадик, Луканин, 1986] в проницаемых зонах региона исследований [Никифоров и др., 2013]. Проявления глубинных газов установлены в современных гидротермальных системах Дальневосточного региона [Чудаев, 2003]. В соответствии с этими и другим исследованиями [Галимов, 1981; Лаврушин и др., 1996; Поляк и др., 2010], природные газы, проникающие в донные осадки и дневную поверхность, сохраняют изотопно-геохимические признаки глубинного, метаморфогенного и термогенного генезисов флюида – это один из главных принципов, требующих изучения. С недавнего времени распределение водорода в толще морских вод также является важным направлением океанологических исследований [Conrad, Seiler, 1988].

С практической точки зрения, исследование газогеохимических полей лито- и гидросферы позволяет оценить степень участия магматических, вулканических, метаморфогенных и термогенных газов в формировании ареалов рассеяний

газов и скоплений каустобиолитов, в том числе газогидратов в верхних слоях осадочной толщи. В настоящее время необходимость прироста энергетических ресурсов расширила диапазон рассматриваемых источников природных газов за счет небольших газовых скоплений [Немченко, 2010], газогидратов [Обжиров и др., 2014; Мах, 2000], углегазовых толщ [Гресов, 2009], сланцевого газа при растущем значении роли глубинных флюидов, что, в свою очередь, требует дальнейшего раскрытия информации, содержащейся в газогеохимических полях. Они, по причине своей доступности для изучения прямыми методами, становятся особенно важным предметом исследований в связи с тем, что в настоящее время уделяется большое внимание нефтегазоносности кристаллического фундамента как морских [Коблов и др., 2008; Черепанов и др., 2013; Юркова, Воронин, 2009], так и континентальных [Гатиятуллин и др., 2012] осадочных бассейнов.

Исследование газогеохимического режима континентальных окраин невозможно без изучения взаимосвязи морских и обрамляющих наземных геологических структур, что также является необходимым в аспектах стратиграфии, тектоники, глубинного строения, вулканизма и прогноза минеральных и углеводородных ресурсов [Авдейко и др., 1984; Валитов, 2009; Емельянова, Леликов, 2010б; Емельянова, Леликов, 2012; Изосов и др., 2000; Изосов, Мельников, 1988; Лихт, 1984; Мельников, Изосов, 1990; Уткин, 1997; Цой, 2002]. Исследования газогеохимических полей должны учитывать миграцию газов не только из нефтегазовых и угольных залежей, но и локальных активных систем газовой разгрузки (грязевые вулканы, геотермальные системы, водоминеральные источники и др.). Все эти виды проявлений природных газов широко развиты в морях восточноазиатского региона и прилегающих районах, но исследованы недостаточно. Интерес к газогеохимическим полям обусловлен не только фундаментальными и энергетическими проблемами: потоки газов из литосферы континента и морских бассейнов участвуют в процессах формирования климатических и экологических условий [Bange et al., 1994; Chung, Tans, 1997; Cicerone, Oremland, 1988; Dlugokencky et al., 2001; Judd et al., 2002; Oremland, 1979; Owens et al., 1991; Rehder et al., 1998; Rehder et al., 1999; Swinnerton, Linnenbom, Cheek, 1969]. За последние десятилетия концентрация CO_2 и CH_4 в атмосфере возрастает, соответственно, на 0.4 и 0.3–1.2 % в год [Blunier et al., 1998; Etheridge et al., 1998], что также требует

полноты знаний о распространении аномальных газогеохимических полей и их источников в геологических структурах континентальных окраин.

Таким образом, с одной стороны, существует сильная нехватка экспедиционно-аналитических данных для освещения актуальных фундаментальных и прикладных вопросов рассеяния природных газов в регионе исследования. С другой стороны, существуют все необходимые предпосылки и условия для исследования газогеохими-

ческих полей в донных осадках и поверхностных газопроявлениях в едином методическом комплексе. В связи с этим, представляемая работа является актуальной и ставит целью изучение закономерностей распределения природных газов в приповерхностных и придонных условиях, и их взаимосвязи с геологическими структурами, нефтегазовыми залежами, газогидратами и сейсмотектоникой на примере переходной зоны континент – океан востока Азии.

Глава 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Основным отличием настоящего исследования от работ предшественников является изучение природных газов в морских донных отложениях на основе более шестисот пикетов отбора осадков под руководством автора до глубины 6 метров ниже поверхности дна (рис. 3) и широким привлечением данных по побережью для сопоставления (рис. 4).

Многие газопроявления обнаружены в пределах геологических структур (тектонических прогибов, впадин, горных хребтов и др.), расположенных на суше и под водой. Поэтому важной частью работы являются также измерения природных газов на структурах побережья, имеющих продолжение или сопряженных с подводными структурами. Донное опробование выполнялось по ранее разработанной методике ТОИ ДВО РАН. Для опробования в Охотском, Японском и Восточно-Сибирском морях использовались пробоотборники трех типов: а) ударная прямоточная трубка без вкладышей (ПТ) длиной 3 м и с внутренним диаметром 6 см; б) ударные прямоточные трубки «большого диаметра» с вкладышами (ТБД) длиной 4–6 м и с внутренним диаметром 9 см; в) гидростатический разборный пробоотборник с вкладышами (ГСП-2) конструкции Ю.Л. Гаранько (1978 г., ТОИ ДВО РАН), длиной 5–7 м. В Южно-Китайском море осадок отбирался при помощи короткой прямоточной трубки (длина 130–400 см, вес 50–500 кг). Основной объем пробоотбора обеспечен техническим оснащением лаборатории седиментологии и стратиграфии ТОИ ДВО РАН (зав. лаб. д.г.-м.н. А.Н. Деркачев). Пробоотбор в Южно-Китайском море осуществлен лабораторией газогеохимии ТОИ ДВО РАН. Отбор проб донных отложений в небольшом объеме проводился также из дночерпателя ОКЕАН-2, Ван-Вин и MULTICORER.

Предварительно, по сейсмическим данным, определялся характер залегания осадочных отложений. Далее, по данным эхолотного промера и сейсмического профилирования, определялось заложение станций и выполнялся отбор осадочного материала. Для быстроты извлечения осадка из трубки использовался полиэтиленовый вкладыш, разрезанный вдоль на две секции. Отобранный керн перемещался в судовую лабораторию, про-

ходил литологическое описание и представлялся для последующего газогеохимического анализа. Литологическое изучение донных осадков в основном выполнялось лабораторией седиментологии и стратиграфии ТОИ ДВО РАН. На региональных профилях 2-ДВ-М, 1-ОМ и 5-АР было отработано 417 пикетов опробования по результатам предварительной интерпретации сейсмоакустического профилирования, геологической съемки и материалов ТОИ. Газогеохимические поля изучались в осадках, которые представляли различные сочетания пелитов, алевритов от зеленовато-серого либо серовато-зеленого цвета до темных, почти черных и смоляно-черных (Восточно-Сибирское море) оттенков, с характерными текстурами, часто обусловленными наличием газовых включений, гидротроилита, пирокластики и биотурбацией. Там, где керны осадков в Охотском море отбирались на участках газовых эманаций, в осадках присутствовали, как правило, карбонатные конкреции, раковины *Calyptogena* и псевдобрекчиевидная текстура, маркирующие газопроявления [Деркачев, Николаева, 2010]. Отбор кернов осадка в ходе исследований газогидратов сопровождался отбором воды с разных горизонтов и вертикальным гидрологическим зондированием (температура, соленость, давление и др. параметры). Данные сопоставлялись с результатами мониторинга метана в толще вод Охотского моря с участием автора в период 1998–2001 гг. [Мониторинг метана..., 2002].

Большинство структур фокусированной разгрузки природных газов были обнаружены благодаря сейсмическим (В.Г. Прокудин, ТОИ ДВО РАН), батиметрическим (А.А. Коптев, ТОИ ДВО РАН) и гидроакустическим (А.С. Саломатин, ТОИ ДВО РАН) исследованиями морского дна.

Лабораторные методы. Методики газогеохимических исследований закреплены в Паспорте лаборатории газогеохимии ПС 1.021-12, утвержденном Свидетельством Росстандарта № 49, в патентах и публикациях [Обжиров, 1993; Dafner et al., 1998] и отчетах по морским экспедициям и НИР. Для анализа газов в морских осадках применялись методы равновесных концентраций, вакуумной и термовакуумной дегазации. В экспедициях отбор осадка производился в стеклян-

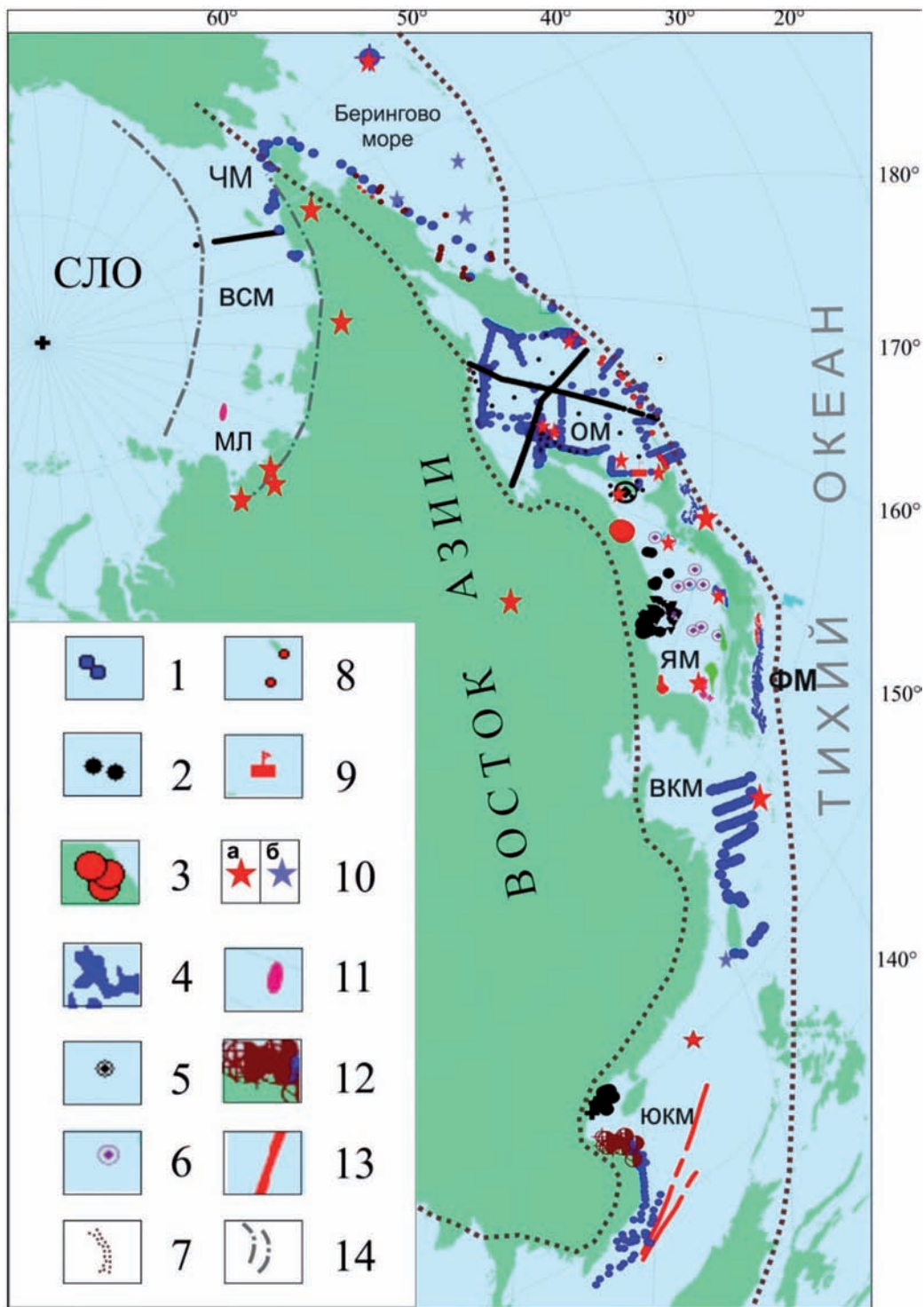


Рис. 3. Карта фактического материала, полученного автором на море. Показаны пикеты и основные участки газогеохимических съемок 1995–2014 гг.

1 – отбор воды; 2 – отбор осадка; 3 – газы термальных выходов; 4 – газогидратоносные площади; 5 – точка мониторинга метана в Тихом океане; 6 – скважины глубоководного бурения; 7 – схематичная граница активной зоны перехода; 8 – отбор газов на Курильских островах; 9 – положение гигантского факела в Курильской котловине; 10 – скопления газогидратов (а – установленные; б – предполагаемые); 11 – площадная эмиссия метана в море Лаптевых [Сергиенко и др., 2012]; 12 – низкоинтенсивное аномальное поле метана в Южно-Китайском море; 13 – схематичные разломные границы блока океанической коры в Южно-Китайском море; 14 – схематичная граница пассивной Восточно-Арктической окраины. ВСМ – Восточно-Сибирское море; ЧМ – Чукотское море; ОМ – Охотское море; ЯМ – Японское море; ВКМ – Восточно-Китайское море; ЮКМ – Южно-Китайское море; ФМ – Филиппинское море

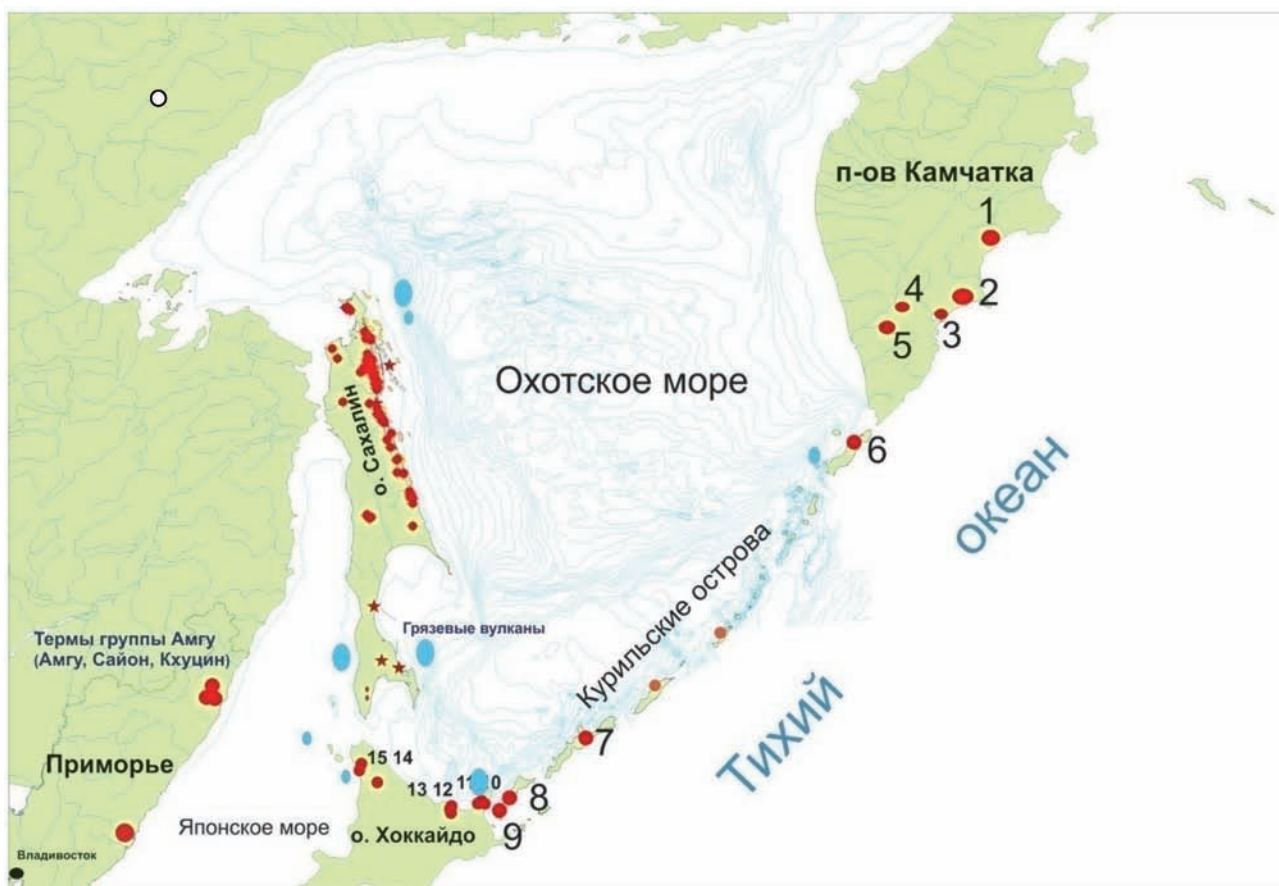


Рис. 4. Карта основных районов фактического материала, полученного автором на побережье, 1997–2014 гг. 1 – Узон-Гейзерное термальное поле; 2 – Паратунское термальное поле; 3 – Мутновское термальное поле; 4 – Малкинские термы; 5 – Апачинские термы; 6 – Остров Парамушир, вулкан Эбеко; 7 – Остров Итуруп, вулкан Баранского; 8–9 – Остров Кунашир (вулканы Менделеева и Головнина). Приморье: группы термальных источников Амгу (Амгу, Сайон, Кхуцин). Остров Хоккайдо, гидротермальные источники: 10 – Раусу (> 90°C T); 11 – Иваубетсу; 12 – Охотсуку; 13 – Умеда; 14 – Токива; 15 – Тойотоми. Голубые овалы – скопления газогидратов

ные ёмкости объема 70 мл и 275 мл, для которых применялся ультразвук с целью разрыхления отобранных проб донных отложений.

Анализ газового состава проводился на борту судна и в стационарной лаборатории на газовых хроматографах КристалЛюкс-4000М; Кристал-5000; SRI-8110; ЭХО-ЕW-ПИД; Газохром-2000; АХТ-ТИ. При анализе гелия и водорода использовался портативный газовый хроматограф «Хроматэк-Газохром 2000» (ОАО «Хроматэк», г. Йошкар-Ола), в котором применяется детектор по теплопроводности повышенной чувствительности – 2 ppm (2×10^{-4} % об.) по гелию и водороду. Длительность анализа – 5 минут. Извлечение гелия и водорода из донных осадков проводилось методом равновесных концентраций, из воды – методом вакуумной дегазации и равновесных концентраций. Для калибровки газовых хроматографов

применялись сертифицированные поверочные газовые смеси производства Германии и России с концентрациями метана 10, 100, 1000 ppm (ppm – part per million = 1×10^{-4} %) и 1 %. Использовались калибровочные смеси газов «SCOTTY II» производства «Altech Associates, Inc.» и ООО «ЮГРА-ПГС». Ошибка анализа для углеводородных газов составляла 5 %, для углекислого газа 15–20 %, для остальных газов 5–10 %. Определялись углеводородные газы, углекислый газ, кислород, азот, гелий, водород, сернистые газы, а также объемная активность радона (радиометр альфа-активных газов РГА-500). Для расчета концентраций растворенных газов использовались общепринятые уравнения [Wiesenburg, Guinasso, 1979; Yamamoto et al., 1976] и другие.

Анализ ГХ/МС проводился на приборе Shimadzu GCMS-QP2010 Ultra (Shimadzu, Япония).

В качестве устройства для ввода пробы в инжектор использовался многофункциональный пиролизёр Multi-Shot Pyrolyser EGA/PY-3030 (Frontier Lab., Япония), укомплектованный дополнительными блоками Carrier Gas Selector CGS-1050Ex и Selective sampler SS-1010E (Frontier Lab., Япония). Образец пробы массой около 5 мг переносили в металлическую чашечку для пиролиза Eco-Cup LF; чашечку с образцом помещали в пиролизёр с помощью дозатора Double-Shot Sampler. Пиролиз проводился при постоянной температуре 500 °С в течение 1 минуты. Температура интерфейса пиролизёра составляла 400 °С. Разделение компонентов осуществлялось на капиллярной колонке Ultra ALLOY-5 MS/HT (Frontier Lab., Япония; длина – 30 м, толщина фазы – 0.25 мкм, диаметр – 0.25 мм, фаза – 5 %, дифенил 95 % диметилполисилоксан). В качестве газа-носителя использовался гелий марки А. Продукты пиролиза вводились в инжектор, нагретый до температуры 280 °С (деление потока 1 к 20). Линейная скорость газа-носителя – 40 см/с, начальное давление газа – 76.1 кПа. Образцы хроматографировали в следующем режиме: изотермически в течение 3 мин при 70 °С, при градиенте температуры от 70 до 280 °С со скоростью нагрева 5 °С/мин, затем изотермически в течение 5 мин при 280 °С. Температура ионного источника –250 °С, температура интерфейса масс-спектрометра +300 °С. Диапазон сканирования масс-спектрометра от 35 до 600 а.е.м с ионизацией электронным ударом при 70 эВ. Хроматограммы регистрировались как по полному ионному току, так и по выбранным ионам 57, 71 (алканы); 128 (нафталин); 142 (метилнафталин), 154 (бифенил); 156 (диметилнафталин); 168 (метилбифенил + дибензофуран); 170 (триметилнафталин), 178 (фенантрен + антрацен), 182 (диметилбифенил + метилдибензофуран); 184 (тетраметилнафталин), 192 (метилфенантрен), 206 (диметилфенантрен). Интерпретацию органических соединений проводили на основе сопоставления полученных масс-спектров с масс-спектрами соединений из библиотеки NIST 08. Соединение считалось идентифицированным при величине Match-factor > 0.75. Полуколичественный анализ проводился на основе метода внутренней нормализации. Также для работы с морскими осадками проводилась экстракция для выполнения специальных анализов (к.х.н. Н.С. Полоник).

В процессе исследований качественного состава газа магматических пород и вулканических образований использовались методы изучения газа свободных выделений на поверхности и из скважин, газовой и водорастворенной фаз подземных

(минеральных) вод, а также шахтового шпурового опробования и керна скважин, отобранных в герметические сосуды, с применением термовакuumной дегазации (ТВД) при температуре прогрева 80 °С и разрежением 10–15 мм ртутного столба (Сахалинский, Партизанский, Раздольненский и др. бассейны) [Гресов и др., 2009]. Применение метода термовакuumной дегазации (ТВД) давало возможность извлекать не только газ сообщающихся пор и трещин (свободный газ), но и также часть сорбированного газа закрытых пор [Гресов и др., 2009]. Подземные и минеральные воды магматических и интрузивных комплексов дегазировались с применением метода вакуумирования при комнатной температуре и разрежением 15 мм ртутного столба. В ряде случаев использовался прямой метод отбора проб газа из керна магматических пород керногазонаборниками типа КА-61М, а вулканических газов с помощью силиконовой магистрали и двухходового насоса из нержавеющей стали.

Изотопные исследования выполнены в лабораториях ДВГИ ДВО РАН (Т.А. Веливетская, А.В. Игнатъев), Технологическом институте Китами (А. Хачикубо), Университетов Хоккайдо и Нагойя (У. Цуногаи), IFM-GEOMAR (Шт. Ламмерс) и МГРИ (О.И. Кропотова). Интервальные оценки для средних значений $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ и $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$, составляли не более ± 0.35 и ± 0.26 соответственно. В работе дополнительно использованы данные масс-спектрометрических анализов из литературных и фондовых источников. В исследовании газогеохимических полей углеводородных газов в газогидратоносных районах применена оценка изотопных соотношений углерода [Hayes, 1982; Zeebe, Wolf-Gladrow, 2001] с целью оценки «масс-балансного эффекта».

Микроэлементный состав пиритов и карбонатов выполнен в Аналитическом центре ДВГИ на микроанализаторе IXA-8100 (Н.В. Зарубина). Изотопный состав углерода и кислорода аутигенных карбонатов, а также углерода метана и углерода углекислого газа определялся в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН на масс-спектрометре Finnigan MAT-252 (Т.А. Веливетская). Элементный состав образцов осадков и сопочной брекчии определялся методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрально-аналитическом комплексе PLASMAQUANT-110 в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН (Н.В. Зарубина, А.А. Карабцов). Взаимосвязь химического состава донных отложений и газо-

геохимических полей исследовалась совместно с научным сотрудником лаборатории газогеохимии А.В. Сорочинской.

Основной объем фактического материала для Японского моря получен в российском секторе (Татарский пролив [проект SSGH 2012-2014], континентальный шельф и склон, глубоководные районы). Большинство проб взято в водной толще, но в ряде районов удалось отобрать представительный объем материала из донных отложений. В 2010 г. в ходе экспедиционных работ на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» выполнены исследования на 4 участках. Было проанализировано 169 проб осадков из 38 колонок и донного черпателя VAN VEEN. Выполнено 19 станций STD-зондирования с отбором проб морской воды для анализа растворенных в ней газов методом равновесных концентраций (232 анализа проб). В рамках работ по проекту «Выполнение комплекса газогеохимических работ прибрежно-шельфовой зоны залива Петра Великого» совместно с ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга» (руководитель работ к.г.-м.н. В.А. Щербаков) в 2012–2014 гг. были выполнены измерения углеводородных газов, азота, кислорода, углекислого газа, гелия и водорода в поверхностном слое донных отложений по регулярной сетке станций (газогеохимическая съемка). Всего было отобрано 185 проб донных осадков и столько же проб воды. Для отбора проб воды с борта судна использовался 12-позиционный пробоотборник «Rosette 1016» с батометрами системы Нискин (объем 5 л), укомплектованный зондом STD. В районе обнаружения аномальных газогеохимических полей проводился дополнительный пробоотбор и извлечение газа методом вакуумной дегазации для анализа углеводородных газов, углекислого газа, водорода, гелия, кислорода и азота. В 2012–2015 гг. были проведены опробования осадков и толщи вод, при этом впервые обнаружены мелководные и глубоководные газогидраты в Татарском проливе и юго-западной части Охотского моря (рейсы 59, 62, 67, 70 НИС «Академик М.А. Лаврентьев», руководители д.г.-м.н. А.И. Обжиров и с.н.с. Н.А. Николаева).

Отбор и анализ вулканических газов. Газ отбирался через систему кварцевых или тефлоновых трубок (в зависимости от температуры) и шлангов из силиконовой резины методом вытеснения, принудительного закачивания. В лаборатории не поглощенные газы (H_2 , He, N_2 , O_2 , Ar, CO, CH_4 и углеводороды C_2-C_3) определялись методом газовой хроматографии. В пробах воды также выбо-

рочно определяли изотопный состав кислорода и водорода.

Основными методами газогеохимических исследований являются:

1. *Изотопно-газогеохимический.* Метод является сочетанием оригинальных методических приемов натуральных, лабораторных и теоретических исследований лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН. В основе газогеохимического метода лежит технология представительного отбора газовых проб из различных сред, газохроматографический анализ и применение комплекса критериев анализа фонового и аномального газогеохимических полей. В основе исследований лежит использование данных о рассеянии природных газов и поведении стабильных изотопов углерода метана и других углеродсодержащих компонентов в очагах их разгрузки. Применялись стандартные и авторские методы отбора и подготовки проб, стандартизированные и закрепленные в паспорте лаборатории газогеохимии [Паспорт..., 2012] к Свидетельству Росстандарта № 49. Основные анализируемые компоненты и параметры: метан, углеводородные газы, азот, углекислый газ, гелий, водород, кислород, $\delta^{13}C-CH_4$, $\delta^{13}C-CO_2$. В специальных случаях использовались измерения $\delta^{18}O$, δH , $\delta^{13}C$ -карбонат; орг. углерод; химический состав пород; температура и дебит источников и др., в том числе полученных в соавторстве, на что приведены соответствующие ссылки.

2. *Геоструктурный.* Анализ геологического контроля потоков рассеяния природных газов и образуемых ими аномальных полей. Проводилась увязка зон газовой разгрузки и аномальных газогеохимических полей со структурами первого и второго порядков. Выполнение метода реализовано на базе технологии Географических Информационных Систем (ГИС).

3. *Геоэкологический.* Интерпретация полученных и архивных газогеохимических, изотопно-геохимических и геолого-структурных материалов с целью выявления изотопно-газогеохимической зональности и определения участков интенсивной эмиссии природных газов в атмосферу.

4. *Геохимический.* Анализ распределения основных и редких элементов во вмещающих осадках с целью установления корреляции с распределением углеводородных и других газов. В определенных случаях изучались гранулометрический состав осадков, содержание Hg и $C_{орг.}$, объемная активность Rn, химический состав рассеянного органического вещества осадков и изотопный состав аутигенных карбонатов.

Таблица 2. Фактический материал и методы исследования

№	Методы исследования 1996–2014	Направления / Отбор проб	Фактический материал (авторский, лаборатория газогеохимии)	
			Район	Керны (станции) / пробы (шт.)
1	2	3	4	5
1.	Газогеохимическая съемка: региональные профили, районы и участки. Отбор проб: отбор кернов (до 6 м длиной), дночерпатели, multicor. Морские и сухопутные экспедиции 1996–2014 гг. (17 экспедиций с участием автора, 2007–2009 гг. и полевые исследования 2001–2014 гг. под руководством автора) Газохроматографический анализ. Оборудование: ЛХМ-80 КристалЛюкс-4000М, Газохром-2000, Кристалл 5000, РГА-500, АХТ-ТИ, ЭХО-ЕВ-ПИД	Донные осадки. Методики: равновесных концентраций (headspace), вакуумная дегазация (ВД, СВД), термовакуумная дегазация	Охотское море	395 / 2028
			Японское море	590
			Южно-Китайское море	130 / 384
			Восточно-Сибирское море	56 / 224
			Чукотское море	22 / 22
		Морская вода. Метод равновесных концентраций, вакуумная дегазация	Охотское море	2026
			Японское море	427
		Вода из скважин. Метод равновесных концентраций, вакуумная дегазация	Южно-Китайское море	164 / 320
			Сахалин, Приморский край, Камчатка, Северный Вьетнам	423 пробы
		Морской лед. Метод равновесных концентраций, вакуумная дегазация	Охотское море, Японское море	26 проб
Охотское море, Сахалин, Приморский край, Курилы, Камчатка	1211 проб			
Свободный газ. Методы вытеснения, барботирования и др.	Сахалин, Приморский край, Курилы, Камчатка, Вьетнам	342 пробы		
	Курильская островная дуга	167 пробы		
Подпочвенный газ. Метод вытеснения	П-ов Камчатка	143 пробы		
	В каждом районе	Периодический		
Вулканические газы. Методы вытеснения, барботирования и др.	Охотское море. Осадок / вода	74 / 39		
	Сахалин	540 / 22		
2.	Масс-спектрометрический анализ (авторский материал, выполнены в ДВГИ, Университете Хоккайдо, Университете Нагойя, Геомар)	Восточно-Сибирское море	34 пробы	
		Японское море	9 / 4	
		Южно-Китайское море	16 / 8	
3.	Хромато-масс-спектрометрический анализ (лаборатория газогеохимии)	Охотское море	26 образцов	
		о. Сахалин	14 образцов	
		Южно-Китайское море	11 проб	
		Уголь ДВ	18 образцов	
4.	Химический анализ осадков (ДВГИ, совместно с А.В. Сорочинской)	Исследование состава рассеянного органического вещества осадков и поиск биомаркеров УВ скоплений. Исследование взаимосвязи активности газопровялений с химическим составом органического вещества	Охотское море, Японское море, Сахалин, Восточно-Сибирское море, Южно-Китайское море	224 пробы
		Исследование взаимосвязи распределения химических элементов осадков с газогеохимическими аномалиями		

1	2	3	4	5
5.	Мониторинг газогеохимических полей и газопроявлений	Изучение связи газогеохимического режима геоструктур с сеймотектонической активностью, сравнение, аналогия	Южно-Сахалинский грязевой вулкан	2001–2014 – о-в Сахалин
			Охотское море: мониторинг метана в толще вод, 1988–2014	1988–2014 – Охотское море, Японское море
6.	Обработка фактического материала	– Нормоконтроль – Таблицы Excell, – Surfer, Grapher, – ГИС (Mapinfo, ArcGIS)	СЗ часть Тихого океана и моря Восточной Арктики (Восточно-Сибирское и Чукотское)	Реестр изотопно-газохроматографических данных (более 8000 определений) Диаграммы, карты, разрезы
7	Интерпретация	Газо-генетические критерии, определение фона и аномалии, увязка с геологическим строением, пространств. – типизация, районирование.	СЗ часть Тихого океана и моря Восточной Арктики (Восточно-Сибирское и Чукотское)	Комплекс газогеохимических индикаторов, таблицы, диаграммы, карты

Ряд ценных материалов получен совместно с ФГУНПП «Севморгео» (А.А. Мережко, А.Д. Краснюк, А.Г. Мочалов), ИМГиГ и ИВиС ДВО РАН. Некоторые материалы по о-ву Сахалин были предоставлены или получены совместно с сотрудниками ИМГиГ ДВО РАН: О.А. Мельниковым, А.И. Иващенко, О.В. Веселовым, Р.В. Жарковым, В.В. Ершовым, а также специалистами отраслевых нефтяных организаций А.В. Харахиновым, В.И. Писаревым, Е.В. Грецкой и др. Материалы по п-ову Камчатка получены при содействии Камчатского комитета по недропользованию (Н.И. Крикун), ИВиС ДВО РАН (И.Ф. Делемень, В.Ю. Павлова, А.В. Рашидов) и Камчатским филиалом ГС РАН (О.В. Соболевская). Основной объем фактического материала приведен в табл. 2.

При анализе геоструктурного положения газогеохимических полей использовались материалы ТФГИ Приморского края, Сахалинской области и Камчатского края. Представлено много исходного фактического материала, что увеличивает объем работы, но делает ее более доступной для оценки. Значительным пробелом автор считает нехватку фактического материала по территории Хабаровского края и Магаданской области и надеется в будущем провести там газогеохимические исследования совместно с коллегами.

Особенности распределения фоновых характеристик ГПП. Некоторые принципы газогеохимических исследований. При определении фоновых концентраций метана в донных отложениях применялись методы, регламентированные действующими нормативными указаниями установления фоновых концентраций веществ (газов), и имеющиеся методические вероятностно-

статистические опубликованные источники [Дэвис, 1990; Нормативно-методическое..., 1995; Поротов, 1977; Смирнов, 1983]. Согласно данным документам: «Фоновая концентрация устанавливается либо единым значением (региональный фоновый показатель), либо, в случае выявления существенной изменчивости, дифференцировано по территории региона (локальные фоновые показатели)». Необходимым условием для интерпретации газогеохимических данных является установление фонового газогеохимического поля (региональный фон) и аномальных газогеохимических полей. В работе использовано следующее определение геохимического поля: «*геохимическое поле – это соответствующее пространственное распределение концентраций ингредиентов твердой, жидкой и газовой фаз и физико-химических параметров среды в пределах некоторой части геологического пространства*» [Основы теории..., 1993, с. 8]. Следуя этому определению: *газогеохимическое поле – это взаимосвязанное пространственное распределение газовых компонентов, химических соединений в определенном объеме геологического пространства.* Изучалось пространственное распределение и временная изменчивость концентраций углеводородных газов, гелия, водорода, углекислого газа, азота и ряда химических элементов. Информацию о возможном генезисе газов в осадках несут и фоновые их содержания, которые преобладают в общем массиве данных. Методы исследования фонового газогеохимического поля были успешно применены при региональных газогеохимических съемках 2006–2009 гг. в рамках государственных проектов по изучению глубинного строения Охотского

моря совместно с ФГУНПП «Севморгео». При определении регионального фоновый показатель применялась статистическая модель изменчивости распределения метана в донных отложениях (Приложение 1).

Суть его заключается в том, что чрезвычайно сложно правильно проинтерпретировать результаты детальных газогеохимических съемок, не привлекая региональные данные. Так как детальные работы проводятся, в основном, в пределах перспективных площадей, где средние значения содержаний УВГ повышены, адекватная оценка фона и, соответственно, выделение аномалий становится сложным. Главным в данной модели является предположение о независимости измеренных в донных отложениях концентраций метана, и, следовательно, безразлично, как станции газогеохимического опробования размещены на разрезе (неравномерный шаг опробования). Мерой изменчивости в модели служили дисперсия и среднеквадратичное отклонение, определяемые по формулам: $D = \sigma^2$; $\sigma = \sqrt{\sum (c_i - c_{cp})^2/n}$; где D – дисперсия; c_i – концентрации метана в i точке наблюдения ($i = 1, \dots, n$); c_{cp} – средние концентрации; n – количество точек наблюдений. Объектом расчета являлись концентрации CH_4 верхних горизонтов донных отложений в интервале опробования 0.05–0.25 м в районе исследований по региональным профилям. В данном случае соблюдается правило всеобщего охвата опробования по станциям и равнозначности интервальной оценки – горизонт деметанизации. Опробование по станции 163 (охотоморское подножие о-ва Уруп, $c_i = 186.2 \text{ см}^3/\text{м}^3$) в расчёт не принималось, так как наблюдается эффект «самородков», и при расчёте фоновых концентраций, такие значения не учитывались.

Результаты определения D , σ , C_{cp} и $C_{ф.}$ (средний и фоновый показатель концентрации метана; $\text{см}^3 \text{CH}_4$ на м^3 – метаноносность отложений) приведены в Приложении 4. Ошибка определения: $0.003 \text{ см}^3/\text{м}^3$. Доверительный интервал ($C_{cp} \pm \sigma$) для четвёртого приближения: $(3.1 - 0.4) - (3.1 + 0.4) = 2.7 - 3.5 \text{ см}^3/\text{м}^3$. Аналогично для четвёртого и пятого приближения: $C_{cp} = 3.09 - 3.08 \text{ см}^3/\text{м}^3$; то есть, достигнуты практически неизменяемые – пороговые значения осредненных концентраций метана. *Значение C_{cp} (с учётом изменчивости стандартного отклонения σ), равное $3.1 \text{ см}^3/\text{м}^3$, представляет собой фоновый показатель концентраций метана ($C_{ф.}$) в донных отложениях Охотского моря. По данным газогеохимических исследований минимальной изменчивости со-*

держаний метана в центральной части Охотского моря выбран полигон с относительно однородными геологическими условиями для определения фоновых концентраций метана в донных отложениях.

В результате установлено, что значения фоновый показатель концентраций метана в условиях практического отсутствия влияния природных очагов и техногенного воздействия составляет $2.9 \text{ см}^3/\text{м}^3$. Таким образом, при проведении газогеохимических и других газо-исследовательских работ применялись значения фоновых концентраций метана в донных отложениях Охотского моря, равные $3 \text{ см}^3/\text{м}^3$ (3 ppm). Оценка локальных фоновых показателей концентраций метана для каждого структурно-геологического элемента Охотского моря не целесообразна, так как такой подход ведёт к значительным ошибкам и хаотичности при проведении региональных газогеохимических исследований. Аналогичным способом были определены фоновые содержания гелия (5 ppm) и водорода (3 ppm). Фоновые содержания УВГ отдельно не рассчитывались, особенности их распределения анализировались с учетом поведения метана, других газов и их соотношений. Фоновые концентрации метана характерны для центральных районов моря, поднятий, некоторых участков шельфа. Изотопные характеристики фоновый поля, характерные для микробных газов, обычно составляли: $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -72.7 – -77.8 ‰ VPDB, $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ -24 – -25 ‰ VPDB, $\delta\text{D}-\text{CH}_4$ -204 – -240 ‰ VSMOW, что совпадает с характеристиками фоновый поля осадков Японского моря. Фоновые содержания водорода в газах донных отложений Татарского пролива составили 5.4 ppm, а гелия 5.6 ppm. По результатам газогеохимических исследований было установлено, что фоновые содержания гелия в донных отложениях залива Петра Великого составляют 6 ppm, а водорода – 3 – 4 ppm. Установлено, что региональный фон по метану, гелию и водороду является объективным показателем нормального распределения газогеохимических полей. Превышения этих значений в разных газах характеризуют появление дополнительных источников, обусловленных геологическими или биологическими причинами (при отсутствии антропогенного фактора). При этом в ряде районов могут наблюдаться повышенные фоновые значения газов в осадках без резких всплесков аномальных концентраций или с редкими газопроявлениями. Например, фоновые концентрации метана в донных осадках Восточно-Сибирского моря по региональному профилю,

который пересек все море, составили 13 ppm (8 мкл/дм³). Таким образом, в Восточно-Сибирском море наблюдается достаточно высокий региональный углеводородный фон, который указывает на длительное диффузионное просачивание природного газа через слабо проницаемые толщи. Это значение в три раза выше, чем в Охотском море. При этом выявленные в последние годы единичные аномалии метана в донных отложениях [Шакиров и др., 2012] и морской воде [Сергиенко и др., 2010; Сергиенко и др., 2012], характеризуют наличие газовой эмиссии в Восточно-Сибирском море. Наличие повышенного регионального фона при признаках миграционного потока (высокие концентрации ТУВГ и термогенный изотопный состав углерода УВГ) указывают на положительные перспективы обнаружения углеводородных залежей. Для сравнения, в Южно-Китайском море фоновые концентрации метана в донных осадках залива Тонкин составили – 4 ppm (3.5 мкл/дм³), фоновые содержания гелия – 10.4 ppm, водорода – 6.4 ppm (в морской воде фоновые содержания гелия – 8.55 ppm, водорода – 4.5 ppm). При этом

как в осадках, так и в морской воде наблюдались повышенные содержания УВГ, что хорошо согласуется с литературными данными [Илатовская и др., 2012; Обжиров, 1993]. То есть, оценка распределения фоновых концентраций газов в осадках морей является важным аспектом исследования газогеохимических полей на межрегиональном уровне и позволяет выявлять особенности дегазации недр. Превышение фона характеризует появление локальных, дополнительных источников газов и наличие аномальных газогеохимических полей. Интенсивность газогеохимических аномалий – уровень превышения фоновых содержаний полеобразующих компонент. Согласно этому критерию выделяются высокоинтенсивные (превышение фона в 10 раз и более), средней интенсивности (5–10 раз), слабо интенсивные (3–5 раз) и «скрытые» газогеохимические аномалии (выявленные по косвенным признакам на поверхности или установлены в нижних интервалах опробования, включая бурение).

В результате обобщения многочисленных опубликованных материалов составлена таблица

Таблица 3. Типичные генетические изотопные метки ¹³C метана и углекислого газа

Генетические типы УВГ газов	$\delta^{13}\text{C}, \text{CH}_4, \text{‰ PDB}$	$\delta^{13}\text{C}, \text{CO}_2, \text{‰ PDB}$	T, °C	H, м
Микробные газы	-110 – -60	-120 – -25	< 30	< 500
Термогенные газы	-55 – -40	-25 – -10	30–200	500–5000
Метаморфогенные газы	-35 – -15	-10 – -6	200–300	8000–10000
Магматогенные газы	> -15	> -6	> 300	> 10000

(табл. 3) генетических типов метана, согласно соотношениям стабильных изотопов углерода:

Автор учитывает, что применение лишь соотношений стабильных изотопов углерода метана и углекислого газа не всегда достаточно для установления их генетической принадлежности. В таком случае используются дополнительные критерии, в том числе, изотопный состав углерода этана, соотношение углеводородных газов, концентрации сопутствующих газов, особенности химического состава неорганической и органической компонент донных отложений, карбонатной минерализации и другие, приведенные в результативных разделах. Тем не менее, при имеющейся базе авторских и литературных данных, включающей более 800 определений $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ и $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$, выводы по этим критериям являются достаточно обоснованными. Ранее была установлена четкая тенденция роста ³He/⁴He с обогащением метана тяжелым изотопом ¹³C [Лаврушин и др., 1996]. Эта тенденция имеет общий характер увеличения

доли мантийного гелия и термогенного метана в местах магматической активности [Поляк и др., 2010], а также в тектонических зонах проницаемости. Нехватка данных по изотопии гелия и водорода была восполнена широким привлечением литературных данных, геологических материалов и подробным анализом других компонентов газогеохимических полей. Автором принято во внимание, что наряду с общепринятой международной терминологией генетических типов углеводородных газов, существуют давно разработанные классификации зональности газо- и нефтеобразования: на стадиях литогенеза различают диагенетические газы (микробные или биохимические), газы зоны катагенеза (термогенные газы) и метаногенеза (метаморфогенные газы). Оба подхода не противоречат друг другу. Нефтегазовые классификации являются более детальными, основаны на большом объеме данных бурения и относятся больше к практической области. Например, зона катагенеза подразделяется на три подстадии:

протокатагенез, мезокатагенез и апокатагенез [Архипов, 1982; Геохимия и геология..., 1982]. В работе используется международная терминология при ее соотнесении к отечественным классификациям. Описание газогеохимических полей представлено, главным образом, в виде таблиц, графиков, карт, диаграмм и схем, раскрывающих и

указывающих на качественные и количественные характеристики окраинноморских геоструктур.

Следует отметить, что зоны оптимального формирования и накопления углеводородов в Охотском и Японском морях соответствуют областям с определенными значениями геотемпературного градиента и теплового потока [Веселов, 2005].

Глава 3. ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА

В геолого-геофизическом отношении Охотское море является хорошо изученным районом. Здесь за минувший век российскими геологами и геофизиками была проделана огромная работа по решению научно-исследовательских и практических задач. Основной вклад принадлежит научным и производственным организациям (ОАО «Роснефть-Сахалинморнефтегаз», «Сахалингеофизразведка», ГП «Востокгеология», «Дальморгеология», трест «Дальморнефтегеофизика», ФГУНПП Севморгео, ВНИИОкеангеология и др.) и научно-исследовательским институтам Российской академии наук: ТОИ ДВО РАН, ИМГиГ ДВО РАН, ИВиС ДВО РАН, ИО РАН и др. Накопленный геолого-геофизический материал обобщен и опубликован в обширной литературе по вопросам геодинамики, геотектоники, морской геологии, седиментологии, стратиграфии, геологии нефти и газа и геохимии Охотского моря.

Несмотря на хорошую изученность, в Охотском море до сих пор не было проведено глубоководное бурение. В разделе преследуется цель: осветить вопросы, которые характеризуют этот регион как природный объект, в котором действуют активные геологические процессы, способствовавшие как накоплению углеводородных полезных ископаемых, так и активной современной дегазации некоторых районов дна Охотского моря. Характеристика газоносности его побережья необходима, чтобы представить целостную картину распределения газогеохимических полей в геологических структурах, которые занимают площадь морского дна, а так же и островного и континентального побережья. Наряду с принятым в геологии выделением металлогенических, минералогических, геохимических и других провинций, автором впервые выполнено районирование Охотского моря на газогеохимические провинции. Основным фактором их выделения являются особенности распределения и генезиса природных газов в увязке с геологическим строением и сейсмическо-тектонической активностью Охотоморского региона.

3.1. Основные черты геологического строения Охотского моря

В настоящее время активно развиваются представления плюмовой тектоники, концепция террейнов и др., при этом следует отметить, что результаты газогеохимических исследований находят отклик в положениях как плитовой, так и геосинклинальной тектоники. Согласно этим представлениям, Охотская литосферная плита [Злобин, 2006] расположена между Северо-Американской, Евразийской и Тихоокеанской литосферными плитами (рис. 5). Ее границей со стороны Тихого океана является Курило-Камчатский глубоководный желоб, а с континентальной стороны — глубинные разломы Сахалино-Хоккайдской складчатой системы (звено Охотско-Япономорского линеамента).

Краткая физико-географическая характеристика Охотского моря. Охотское море расположено в северо-западной части Тихого океана у берегов Азии и отделено от океана Курильской островной дугой и полуостровом Камчатка. С юга и запада оно ограничено побережьем о-ва Хоккайдо, восточным берегом о-ва Сахалин и берегом Азиатского материка. Море вытянуто с юго-запада на северо-восток в пределах сферической трапеции с координатами $43^{\circ}43' - 62^{\circ}42'$ с.ш. и $135^{\circ}10' - 164^{\circ}45'$ в.д. Наибольшая длина акватории в этом направлении равна 2463 км, а ширина достигает 1482 км. Акватория Охотского моря занимает площадь около 1.6 млн км², являясь самой обширной в западном секторе Тихого океана после Южно-Китайского и Филиппинского морей. Охотское море соединяется с Тихим океаном многочисленными проливами Курильской островной гряды, с Японским морем — проливом Лаперуза, а через Амурский лиман — проливами Невельского и Татарским. Средняя глубина моря составляет около 821 м, а наибольшая — 3374 м (в Курильской котловине). Более 40 % площади дна Охотского моря занято шельфом с глубинами до 200 м с мощным осадочным чехлом (до 10 км) [Сакулина и др., 2011б], что во многом определяет его углеводородный потенциал.



Рис. 5. Схема тектонического районирования Дальневосточного региона с точки зрения плитовой тектоники [Злобин, 2006]

Аномальные газогеохимические поля и геологические признаки газоносности осадочного чехла и фундамента в Охотском море и обрамлении обнаружены в различных геологических структурах. Эффект звукорассеивания, связанный с выходами природных газов, обнаруживается в краевых частях моря с 80-х гг. [Обжиров и др., 1989]. Опыт авторских исследований показывает, что наиболее четко распределение газогеохимических полей подчиняется тектоническому контролю, начиная с линеаментов, зон прогибания и крупных тектонических прогибов: Северо-Сахалинского, Пограничного, Анивского и залива Терпения, Дерюгинской депрессии, Восточно-Дерюгинского грабена и других (согласно схеме тектонического районирования Охотоморского региона В.В. Харахинова [1998] и др). В данных прогибах развит мощный (как правило, более 2 км) осадочный чехол. Тектонические прогибы, выполненные мощными, свыше 4 км, толщами осадочных отложений (впадины Южно-Охотская, Дерюгина, отдельные участки Присахалинского и Магаданского шельфов) характеризуются также зонами высоких значений теплового потока [Сеначин и др., 2013] и аномальных газогеохимических полей. Термическая эрозия низов

коры, подъем изотерм под прогибами, переработка «гранитно-метаморфического» слоя и ряд других признаков приводят многих исследователей к выводу о рифтогенной природе основных прогибов Охотоморского региона [Гнибиденко, 1979; Харахинов, 1998; и др.]. В них сосредоточены основные открытые и прогнозируемые крупные скопления углеводородов: нефтегазовые и газоконденсатные залежи [Обзорная карта..., 1983; Обзорная карта, 1987], насыщенные газом осадки и газогидраты. По последним представлениям, прогибы сформировались в результате рифтогенной деструкции и находятся в настоящее время под влиянием современной сейсмической активности [Харахинов, 2010]. Границами прогибов являются крупные, обычно субмеридиональные, разломные зоны (РЗ): Западно-Сахалинская, Центрально-Сахалинская, Хоккайдо-Сахалинская, Восточно-Сахалинская, Западно-Охотская, Восточно- и Западно-Дерюгинская, Центрально-Охотская и другие. В северной, центральной и южной частях моря развиты разломы, которые нередко имеют субширотное простирание.

На о-ве Сахалин и в западной части Охотского моря в число основных разломов первого порядка вместе с нарушениями субмеридионального

направления входят разломы северо-западного и северо-восточного простираний [Рождественский, 1982, 1997, 1999]. Разломы здесь имеют характер правых сдвигов с амплитудами горизонтальных смещений до 25 км (например, в Восточно-Сахалинских горах). Зоны сдвигов являются одними из важнейших дислокаций литосферы [Разломообразование..., 1991]. Вдоль разломов ранее были закартированы многочисленные проявления нефти и газа [Алексейчик, 1959]. В.С. Рождественский [1982] также отмечает, что главные разломы хорошо выражены в рельефе в виде различных понижений, которые часто используются реками, там же возникают грязевые вулканы и газоводные источники. Современная высокая сейсмичность и газопроявления этого сектора Охотоморского региона [Карп, Бессонова, 2002] указывают на то, что движения по этим разломам продолжаются и поныне.

Геоморфология. Основное пространство Охотоморского региона занимает континентальная подводная окраина, которую по геодинамическим признакам делят на пассивную и активную [Проблемы морфотектоники..., 2001]. Им соответствуют внутренняя зона континентальной окраины, прилегающая к побережью материковой суши, включая п-ов Камчатка, и внешняя зона, включая Курильскую островную дугу, входящую в состав единого Тихоокеанского подвижного пояса. Обособленное место занимает о-в Сахалин, его шельф и склон, характеризующиеся особыми геодинамическими признаками. Его территория характеризуется повышенной сейсмичностью, лишена современного вулканизма, однако вдоль Западно-Сахалинского хребта и на современном юго-западном шельфе (Южно-Татарский прогиб) обнаружены палеовулканические эруптивные центры, приуроченные к активизации, наиболее сильно проявившейся в начале миоцена [Мельников, 1987; Харахинов, 2010]. Наличие вулканов и вулканических отложений обычно вызывает формирование полей углекислого газа и изотопно-тяжелых по углероду углеводородных газов, а также может быть причиной разрушения нефтяных залежей. Метан нефтяных залежей, подвергшихся термальному или контактно-термальному воздействию может иметь утяжеленные изотопные характеристики [Dai et al., 2009].

Структура дна Охотского моря содержит как субокеанические (глубоководная котловина), так и континентальные элементы (шельф) с переходной зоной (континентальный склон) между ними [Удинцев, 1957]. Шельф Охотского моря подраз-

деляется на Прикамчатскую, Северо-Охотскую и Присахалинскую части, а также глубокий шельф с возвышенностями, впадинами и желобами в центральной части моря [Сваричевский, 2001]. При этом ширина Присахалинского шельфа изменяется от 50 до 150 км, Прикамчатского – от 100 до 150 км. Присахалинская часть шельфа несколько отличается от других: она имеет хорошо выраженную бровку на глубине около 180–200 м и отчетливо выраженный уступ с шириной 50–80 км. Северо-Охотский шельф имеет ширину около 300 км, он плавно переходит в глубокий шельф, простирающийся на юго-восток до желоба Лебеда. В этом направлении глубины от бровки шельфа (изобата 200 м) до 500 м достигаются на расстоянии даже около 400 км. В центральной части моря поверхность глубокого шельфа плавно погружается по направлению к Курильской котловине и на глубине около 1000–1500 м переходит в континентальный склон.

На поверхности глубокого шельфа выделяются следующие возвышенности: Охотский свод, Академии Наук СССР, Института океанологии; банки: Лебеда, Кашеварова и Св. Ионы. Минимальные глубины в центральной части Охотского моря приурочены к возвышенности Института океанологии – 860 м и к возвышенности Академии Наук СССР – 894 м. Склоны этих возвышенностей расчленены многочисленными долинами с крутыми бортами, по которым обнажаются породы складчатого фундамента [Удинцев, 1957]. Восточнее о-ва Сахалин по изобате 1500 м отчетливо выделяется впадина Дерюгина (максимальная глубина 1780 м), в которую открываются желоба Св. Ионы, Лебеда, Макарова и Петра Шмидта. Западнее Камчатки, в месте сочленения желоба Шелихова и субмеридионального отрезка желоба Лебеда располагается относительно небольшая впадина ТИНРО с максимальной глубиной 991 м.

В южной части моря расположена Курильская котловина, отделенная от его центральной части хорошо выраженным уступом с наибольшей крутизной 8–10° между изобатами 2000–3000. Большая часть котловины имеет глубину 3000–3300 м и ровную поверхность дна. Котловина имеет форму вытянутого треугольника с максимальной шириной в западной (гидратоносной и газоактивной) части около 220 км. Со стороны Курильских островов борта впадины крутые (20–28°). Курильская островная гряда протяженностью 1200 км отгораживает Охотское море от Тихого океана, с которым оно сообщается много-

численными проливами общей шириной 490 км [Марков и др., 1967]. По последним данным, подошва чехла Курильской котловины характеризуется верхнемеловым возрастом (67–71 млн лет) пород [Прокудин, 2013]. В верхнем сейсмостратиграфическом слое чехла (0.4–0.6 км, N_1^3-Q) при этом четко выделяется два типа BSR (параллельно дну инверсивное отражение сейсмических волн): диагенетический, обусловленный переходом опал А – кристобаллит, и «газогидратный», маркирующий границу газонасыщенных осадков и зону стабильности газогидратов [Прокудин, 2013].

Так как основной объем подводных нефтегазовых месторождений открыт на шельфе Мирового океана, а около 40 % акватории Охотского моря представлены нефтегазоносным шельфом и газогидратоносным склоном, эти области являются с практической точки зрения наиболее важными для изучения газогеохимических полей.

Глубинное строение. Охотоморская провинция соответствует крупному геоблоку земной коры [Гнибиденко и др., 1983] в зоне перехода от Евразийского континента к Тихому океану. Данная обширная область кайнозойского погружения более чем на три четверти залита морем и обладает почти сплошным осадочным чехлом. Охотское море со всех сторон обрамляется горными сооружениями: на западе и востоке – Хоккайдо-Сахалинской и Корьякско-Камчатской кайнозойскими складчатými системами, на севере – Охотско-Чукотским меловым вулканическим поясом, на юге и юго-востоке – Курило-Камчатской островной дугой; что также предопределяет особенности газогеохимического режима. Глубинное строение региона в целом типично для областей активных островодужных окраин [Маргулис, 2002; Марков и др., 1967]. Отчетливо выделяются северная, более обширная сейсмо-тектонически «пассивная» часть с преобладанием континентального и субконтинентального типов земной коры, и южная часть, с субокеанической корой (Курильская глубоководная котловина). Строение земной коры Охотского моря определяется принадлежностью его к Охотоморскому сектору Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода от континента к океану, которая представляет собой «шовную» структуру глобального уровня и область интенсивной разрядки глубинной энергии, активной позднекембрийско-кайнозойской и современной геодинамики [Харахинов, 2010].

По данным многих исследователей [Гнибиденко и др., 1983; Марков и др., 1967; Сакулина и др., 2011б; Строение дна..., 1981; Структура и ди-

намика..., 1996; Харахинов, 2010;], земная кора Охотского моря имеет трехчленное строение. По последним данным комплексирования ГСЗ и МОВ ОГТ пластовые скорости различаются: верхняя кора 5.9–6.2, средняя 6.2–6.4, нижняя 6.6–6.8 км/с [Сакулина и др., 2011б]. В структуре земной коры по комплексу геолого-геофизических данных выделяются два основных тектонических элемента: Охотская плита и Курильская глубоководная котловина. Кора континентального и субконтинентального типов мощностью 20–30 км (Охотская плита) распространяется до Курильской котловины, в районе которой она сменяется корой субокеанического типа мощностью 7–10 км [Гнибиденко, 1979]. По глубинному строению кора континентального типа разделяется на северную (мощностью около 30 км) и южную (25–27 км) территории. Эти районы различаются по структуре верхней части земной коры, в которой выделяется система блоков, разделенных зонами глубинных разломов, образующих систему рифтов в фундаменте Охотоморской плиты [Гнибиденко, 1979; Гнибиденко и др., 1983; Gribidenko, 1990]. По авторским наблюдениям, охотоморские рифты являются одними из наиболее активных зон газовой проницаемости, что согласуется также с литературными данными [Верба и др., 2011б]. Континентальный тип коры характерен для структур континентального и островного обрамления Охотского моря (северо-восток России, п-ов Камчатка, о-в Сахалин), северной его части, северного и южного флангов Курильской островной дуги (мощность коры 28–32 км, мощность гранитного слоя 2–16 км при пластовых скоростях 5.5–6.0 км/с). Субконтинентальный тип коры характерен для центральной части моря — возвышенности Академии Наук и Института океанологии (мощность коры уменьшается до 20 км). Субокеанический тип коры развит в пределах Курильской глубоководной котловины. Здесь выделяются три слоя: осадочная толща мощностью 3–7 км (скорость 2.0–4.0 км/с); слой мощностью 0.5–1.5 км (скорость 2.0–4.0 км/с); и слой, возможно габбро-базальтового состава, мощностью 5 км (скорость 6.6–7.0 км/с) [Леликов, 1992]. Согласно последним работам, формирование структур Охотского и Японского морей происходило в результате двух крупных тектономагматических этапов (позднекембрийско-раннекайнозойского и позднекайнозойского) [Емельянова, Леликов, 2012]. В ходе первого этапа на окраине континента формировались Восточно-Сихотэ-Алинский и Охотско-Чукотский вулканические пояса, харак-

теризующиеся определенным газовым составом современных газо-флюидных источников и газогеохимических полей. Деструкция и переработка континентальной коры в процессе развития глубоководных котловин Японского моря и Курильской котловины (2 этап) нашли свое выражение в формировании специфической газоносности этих районов. Особенно важно, что природные газы и глубинные газовые флюиды являются, с одной стороны, движущей силой и активными участниками магматических и вулканических процессов [Никифоров и др., 2013]. А с другой, тектономагматическая деятельность и вулканические процессы, определяя характер динамического, термального и флюидного режима осадочных толщ, участвуют в образовании разнородных потоков газов, оказывают влияние на состав и характер распределения газогеохимических полей в приповерхностных и придонных условиях.

В геологическом строении акустического фундамента Охотского моря принимают участие осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы палеозой-мезозойского возраста, вмещающие многочисленные интрузивы гипабиссальных гранитоидов и кайнозойских вулканитов [Леликов, 1992; Леликов, Емельянова, 2007]. На границе верхнего мела и палеогена вдоль северной и западной границ Охотоморской плиты заложилась седиментационные прогибы глубиной до 6–7 км [Васильев и др., 2001]. Примечательно, что большинство открытых и прогнозируемых нефтегазовых месторождений в Охотском море приурочено к западной и северной шельфовым областям бассейна. Положительные перспективы нефте- и газоносности также установлены на Западно-Камчатском шельфе (Западно-Камчатский прогиб, включающий Ичинский и Колпаковский прогибы) и в Курильской котловине, в двух районах которой обнаружены газовые гидраты (Голыгинский прогиб и западный борт котловины). Проявлявшийся в течение длительного геологического времени активный магматизм обеспечил наличие огромных объемов материала, разрушение и снос которого в сформировавшиеся впоследствии кайнозойские тектонические прогибы, обусловили накопление осадочных толщ. Мощность последних оказалась достаточной для реализации масштабных процессов генерации и аккумуляции катагенетических и метаморфогенных углеводородов. Особенности строения земной коры во многом определяют распространение и специфику строения, как осадочного чехла, так и его газогеохимических полей.

Тектоника. Тектоническое строение дна Охотского моря в настоящее время вызывает острые дискуссии в связи со сложностью собственно строения, и характером взаимоотношений с глубинными структурами и со смежными территориями. Представления об истории геодинамического развития и современного тектонического строения Охотоморского региона, изложены в ряде обобщающих научных работ [Гнибиденко, 1979; Объяснительная записка..., 2000; Харахинов, 1998]. Не ставя целью анализировать историю представлений по тектонике дна Охотского моря, кратко остановимся на положениях, касающихся вопросов формирования флюидодинамической системы региона. Согласно ряду последних данных, Охотоморская плита, сдавливаемая Евразийской, Амурской, Североамериканской и Тихоокеанской плитами [Baranov et al., 1999; Baranov et al., 2000; Baranov et al., 2002a], вращается против часовой стрелки. Об этом также свидетельствует правосторонний тектогенез в зонах субширотных литосферных разломов Охотоморской плиты [Харахинов, 1998]. Проведенный В.В. Харахиновым [Харахинов, 1998] анализ особенностей строения осадочных бассейнов Охотоморского региона показывает, что подавляющее их большинство контролируется тектоническими прогибами, развивавшимися в условиях деструктивного тектогенеза. Деструктивные рифтогенные процессы обеспечили не только образование крупных осадочных бассейнов, но и создание благоприятных предпосылок для интенсивной генерации, накопления и разрушения углеводородных скоплений. При этом рифты, являясь наиболее эффективными проводниками глубинного тепла Земли, сформировали здесь не только оптимальную для процессов образования нефти и газа термодинамическую обстановку, но, являясь крупнейшими проницаемыми структурами литосферы, служили проводниками восходящих флюидных потоков [Харахинов, 1998].

Схема рифтовой системы Охотского моря, разработанная Г.С. Гнибиденко [Гнибиденко, 1979] показана на рис. 6. В истории кайнозойской тектонической эволюции региона в настоящее время выделяют два основных этапа [Baranov et al., 1999]. Согласно этой модели первый этап характеризуется режимом растяжения, второй – сжатия. В течение первого этапа происходило: 1) формирование неглубоких грабенов, их углубление и расширение фронта деструкционных процессов (ранний олигоцен); 2) обрушение и формирование мощных толщ глубоководных осадков (поздний олигоцен) [Харахинов, 1998]; 3) углубление дна

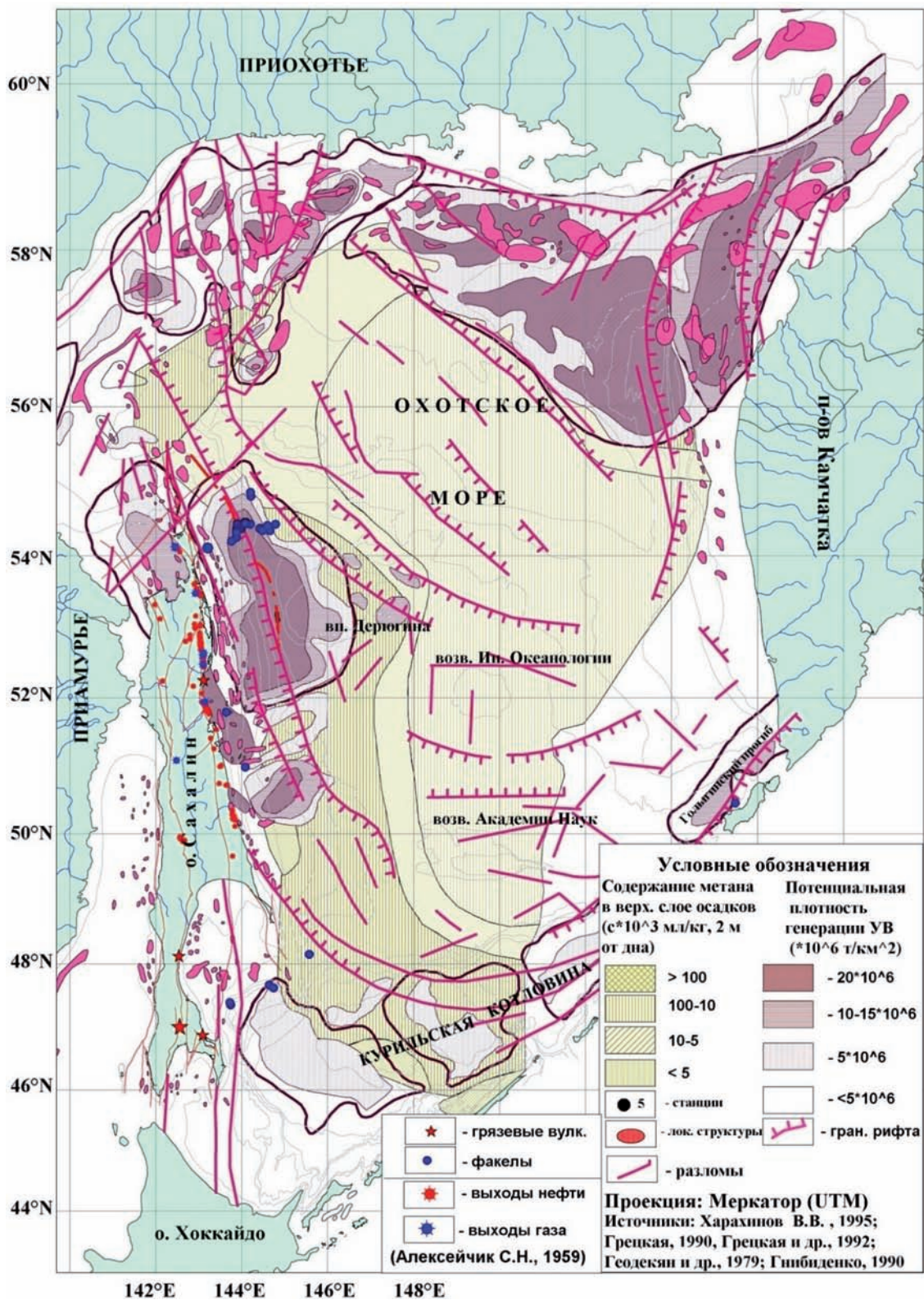


Рис. 6. Карта распространения газопроявлений и результатов геолого-геохимических исследований углеводородов в осадках Охотского моря на основе карты рифтовой системы дна [Gnibidenko, 1990; Карта локальных..., 1995]

прогибов и развитие деструкции в сторону центральных частей Охотоморской плиты (ранний – средний миоцен). Начиная со среднего миоцена, геодинамический режим растяжения сменяется режимом сжатия. Этот этап занимает поздний миоцен – плиоцен [Харахинов, 1998]. Современные исследования свидетельствуют, что компрессионный режим во многих районах Охотского моря существует и в настоящее время. Это характеризуется усилением интенсивности тектонических процессов и выражается в активной сейсмичности [Карп, Бессонова, 2002; Поплавская, Оскорбин, 1977; Харахинов, 1998; Baranov et al., 1999; Luedmann et al., 2002a] на границе Охотоморской, Амурской и Евразийской плит [Baranov et al., 2002a]; (район наиболее интенсивной разгрузки углеводородных газов в регионе).

Особое место в строении Охотоморского региона занимает Курильская глубоководная котловина. Она является переходной структурой между Охотской плитой и Курильской островной дугой. Данная структура представляет собой задуговой бассейн, который образовался, в соответствии с концепцией тектоники плит, благодаря субдукции [Объяснительная записка..., 2000]. Вопросам строения и происхождения Курильской котловины посвящены работы, например [Гнибиденко, 1979; Baranov et al., 2002b], в которых предлагаются различные гипотезы истории ее образования. В настоящее время многие исследователи пришли к выводу, что Курильская котловина является новообразованной структурой, в которой активный тектогенез и переработка земной коры продолжают и поныне [Baranov et al., 2002]. По новым данным, осадочный бассейн в пределах Курильской котловины существовал уже в позднем мезозое [Прокудин, 2013]. Эти данные, в общих чертах, находятся в согласии со схемой акустического фундамента Охотского моря [Ильев и др., 2004]. Отложения чехла накапливались в обстановке конседиментационного погружения впадины. Бассейн заложился на континентальной окраине и претерпел существенные перестройки в среднем эоцене, позднем олигоцене, позднем миоцене и плейстоцене [Прокудин, 2013].

Согласно этой карте и другим приведенным данным, можно отчетливо выделить 5 крупных районов Охотского моря, отличающиеся друг от друга геологическими и нефтегазогеологическими характеристиками. Эти районы в целом соответствуют четырем основным краевым зонам прогибания дна Охотского моря (западной, южной, северной и восточной) и, отдельно, цен-

тральной части, осложненной поднятиями, желобами и др.

Ниже рассмотрены распределение метана, его гомологов, гелия, водорода, углекислого газа, азота и др. газов морских осадков и газопроявлений Охотского моря, Хоккайдо-Сахалинской складчатой области, Курильской островной дуги и ряда структур на полуострове Камчатка согласно этой схеме. Наиболее целесообразно проводить анализ распределения природных газов в следующей иерархии геологических структур: зона прогибания – осадочный бассейн – тектонический элемент (прогибы, поднятия, разломные зоны и т.д.) – морфотектонические элементы – геологический объект. При этом особенно важно учитывать сейсмотектонический контроль распределения и интенсивности (уровень превышения над фоном) газогеохимических полей, который является определяющим при исследованиях по латерали в пределах конкретных районов. Для исследования особенностей распределения и возникновения углеводородной дегазации литосферы в регионе, были рассмотрены некоторые региональные и глобальные линеаменты.

Описание газогеохимических полей Охотоморского региона представлено в виде авторской концепции газогеохимических провинций, основанной, в том числе, на принципах теории геохимических полей углеводородных скоплений [Основы теории..., 1993]. Газогеохимические провинции (по аналогии с литохимическими, металлогеническими, биогеохимическими, минерагеническими и др.) [Деркачев, 2008; Иванов, Мейтув, 1972; Перельман, 1979] – отдельные области, характеризующиеся определенной «специализацией» по комплексу газов и их отличительных характеристик.

Эта закономерность прослеживается также в вертикальном разрезе литосферы, то есть определяется историей геологического развития. Проявляется в отклонении от фоновых содержаний газов: чем больше отклонение, тем контрастнее выражена данная газогеохимическая провинция и тем сильнее она отражает особенности локализации в данной области месторождений определённых типов, особенно углеводородных, полезных ископаемых, характерные черты геологического строения и другие. Границы газогеохимических провинций, имеющих свои «типоморфные» качественные и количественные изотопно-газогеохимические характеристики, устанавливаются не только по распределению газогеохимических полей, но и на основе тектонических, магматических, сейсмических других признаков. Изучение геохимиче-

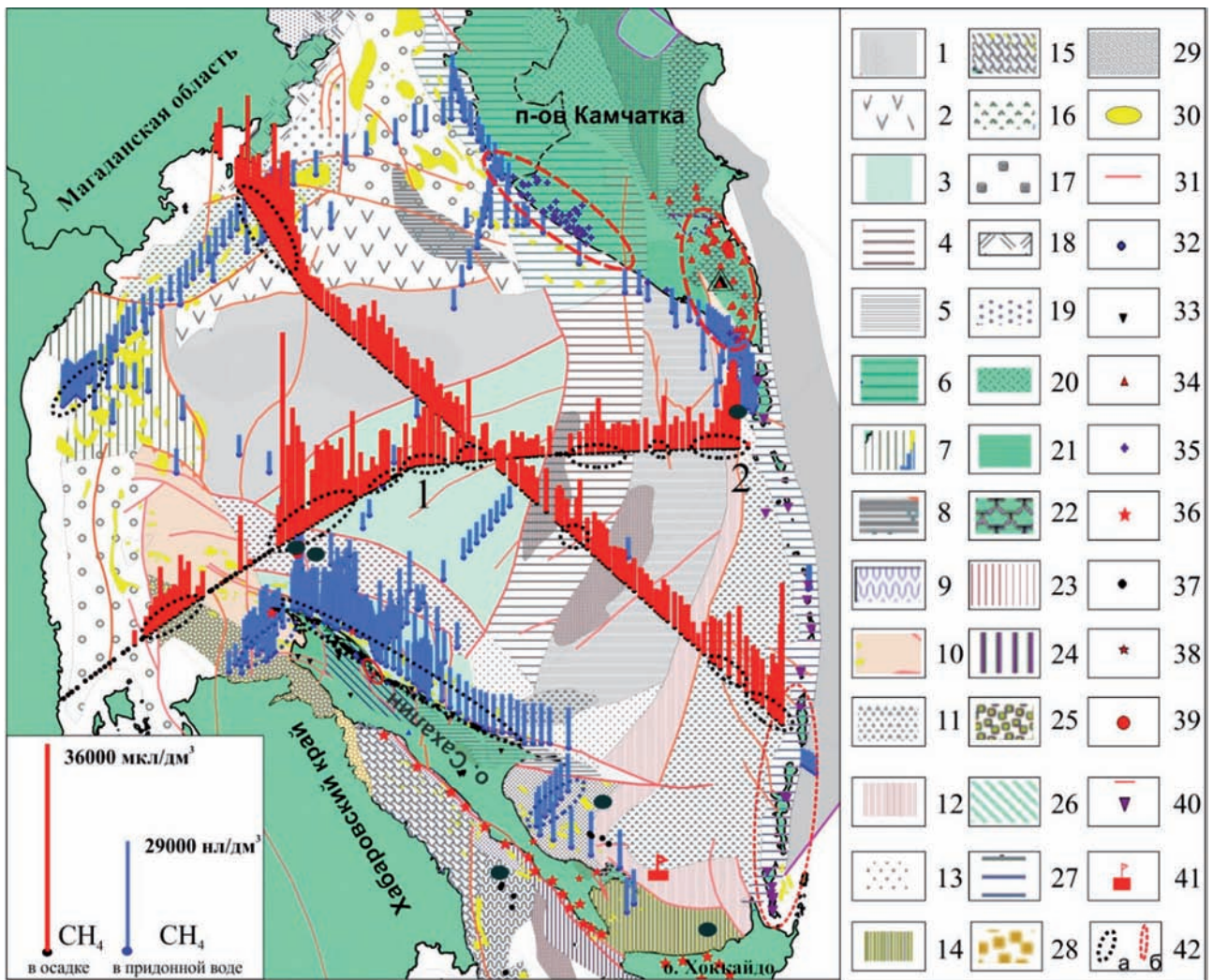


Рис. 7. Распределение CH₄ и газопоявлений в Охотоморском нефтегазоносном регионе на основе тектонической карты В.В. Харахинова [Харахинов, 1998].

1 – Центрально-Охотский массив; 2 – Тинровская деструкционная система; 3 – Восточно-Дерюгинский грабен; системы при-сдвиговых впадин и поднятий; 4 – грабен Макарова; 5 – Академии наук; 6 – Западно-Камчатский прогиб; 7 – Кухтуйский прогиб; 8 – котловина ТИНРО; 9 – Южно-Татарский грабен; 10 – Шмидтовская складчато-сдвиговая зона; 11 – Дерюгинский прогиб; 12 – поднятия; 13 – Пограничный прогиб; 14 – Анивский прогиб; 15 – Центрально-Татарский прогиб; 16 – Магаданский прогиб; 17 – Гижигинская впадина; 18 – Кони-Тайгоносский террейн; 19 – Южно-Охотская котловина; 20 – Центрально-Камчатский вулканогенный пояс; 21 – Ирунейский позднемеловой террейн; 22 – Ганальский метаморфический террейн; 23 – континентальный склон; 24 – прогиб Исикари; 25 – Северо-Татарский прогиб; 26 – Северо-Сахалинский прогиб; 27 – вулканическая дуга; 28 – Пограничный прогиб; 29 – аккреционный склон; 30 – локальные возможно нефтегазоносные структуры; 31 – разломы; 32 – термальные углеводородные проявления; 33 – поверхностные газопоявления; 34 – термальные источники; 35 – станции отбора придонной воды; 36 – палеовулканы; 37 – пикеты отбора осадков; 38 – грязевые вулканы; 39 – газогидраты установленные; 40 – газогидротермы; 41 – гигантский газовый факел; 42а – зоны проявления аномальных газогеохимических полей высокой интенсивности; 42б – аномальные поля преимущественно метаморфогенных газов с проявлениями геотермального флюида

ских провинций важно и актуально для прогнозирования месторождений полезных ископаемых, охраны среды, геоэкологического картирования

и других. Газогеохимические провинции также могут подразделяться на газогеохимические зоны [Шакиров и др., 2012], районы и участки.

3.2. Центрально-Охотоморская газогеохимическая провинция

В Охотском море в международных проектах КОМЕХ, СНАОС, SAKHALIN, SSGH I-II, в НИР по ряду российских проектов, а также в результате 40, 42, 45 и 48 рейсов НИС «Академик М.А. Лаврентьев» по региональным опорным профилям «Магадан – Южные Курилы» и «Шантарские острова – Северные Курилы» в 2006–2009 гг., проведены представительные исследования по изучению газогеохимических полей в основных геологических структурах (рис. 7).

В результате установлены особенности распределения УВГ и проведена оценка фоновых и аномальных показателей газогеохимических полей в донных отложениях. Выявлено, что метан является основным компонентом углеводородных газов геоструктур Охотоморского региона. Он обнаружен в морских осадках, а также в виде холодносиповых, грязевулканических и других газопроявлений в концентрациях от 0.001 до 99 % в интервале глубин 0.1–3300 м. Рассмотрим распределение и генезис газогеохимических полей последовательно в центральной части Охотского моря, западной части Охотского моря и побережья, южной части (прогибы залива Анива и Терпения, Курильская котловина и Курильская вулканическая дуга), восточной зоны прогибания Охотского моря (Западно-Камчатский прогиб) и углеводородные проявления на п-ове Камчатка и Северо-Охотском шельфе.

Центральная часть Охотского моря. В центральной области Охотского моря в маломощных осадках формируются, главным образом, фоновые газогеохимические поля (метан 3 ppm, гелий 5 ppm, водород 2 ppm) (см. гл. 2). Но выделяются локальные аномальные поля метана, углеводородных и других газов, а также ртути, в Восточно-Дерюгинском грабене, Кашеваровском прогибе, Макаровском желобе, а также в зонах структурных выступов, где могут, в том числе за счет оползневых явлений, формироваться относительно мощные линзы осадочного материала.

В этих осадочных телах, по аналогии с другими газоносными участками высокопродуктивного Охотского моря, могли идти процессы генерации газообразных углеводородов. Наличие признаков пост-магматических процессов в Кашеваровской рифтогенной зоне также заставляет принять их во внимание при интерпретации распределения газов.

Восточно-Дерюгинский грабен (участок «Баритовых Холмов»), Кашеваровская рифтоген-

ная зона. В Восточно-Дерюгинском грабене на сегодняшний день известен уникальный выход метана (рис. 8), пространственно совпадающий с локальной аутигенной барит-карбонатной минерализацией [Деркачев и др., 2000; Suess, 1999]. Изучаемый участок расположен в районе активного проявления деструктивных тектонических процессов [Харахинов, 1998]. Для этого района характерен повышенный тепловой поток, и предполагается деструкция низов осадочной толщи под влиянием высоких термобарических условий в глубинных слоях [Харахинов, 1998]. Согласно этой работе, в таких жестких условиях преимущественно глинистые и кремнисто-глинистые толщи не успевают полностью реализовать свой нефтематеринский потенциал, и одновременно идет разрушение уже генерированных нефтяных углеводородов. Предполагается, что здесь должна возрастать доля абиогенных углеводородов [Харахинов, 1998]. В пределах изучаемого участка Восточно-Дерюгинского грабена современный тектонический режим является компрессионным [Cruise Report, 2000]. Фундамент бассейна разбит на систему грабенов и горстов, причем грабены заполнены мощными толщами хорошо стратифицированных осадков.

Аномальные поля метана на участке с проявлением массивной баритовой минерализации достигали 1000–5700 нл/л, превышая фоновые значения в 100 раз (период 1998–2004 гг.). Максимальная концентрация 5700 нл/л обнаружена на станции Ge99-32, находящейся ближе всего к взбросу (рис. 9). Примечательно, что станция Ge99-32 лежит между двумя локальными небольшими возвышениями с отметками 1500 м. Аномальные поля метана встречаются на небольшой площади (около 10–20 км²) в слое придонной воды мощностью 50–70 м на глубине 1420–1500 м. Участок «Баритовых Холмов», в пределах которого обнаружено устойчивое придонное поле метана, расположен в зоне грабенообразных структур и приурочен к крутопадающим взбросам, оперяющим предполагаемые крупные субмеридиональные (С-С3) сдвиги [Vaganov et al., 1999; Vaganov et al., 2000]. Взбросы в пределах участка баритовой минерализации, в пределах которого обнаружены аномалии метана до 5700 нл/л, являются результатом компрессионного геодинамического режима согласно [Vaganov et al., 1999]. Благодаря этому взбросы активизированы и достигают поверхности дна, а места их пересечений со сдвиговыми дислокациями служат наиболее вероятными путями миграции метанбарий-содержащего флюида на поверхность дна.

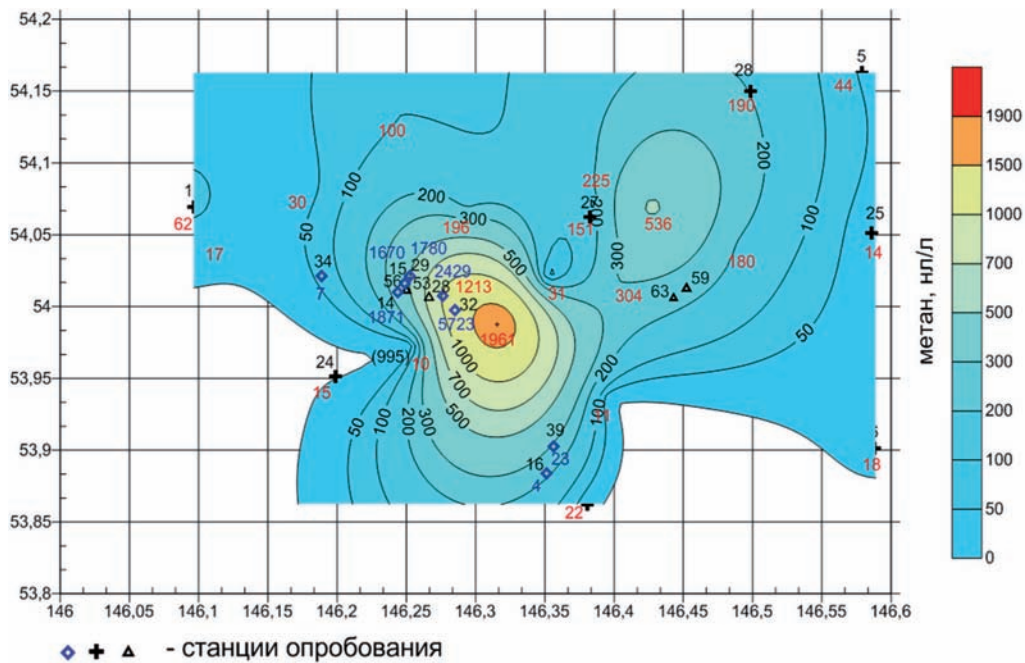


Рис. 8. Придонное устойчивое аномальное поле метана высокой интенсивности на участке баритовой минерализации во впадине Дерюгина

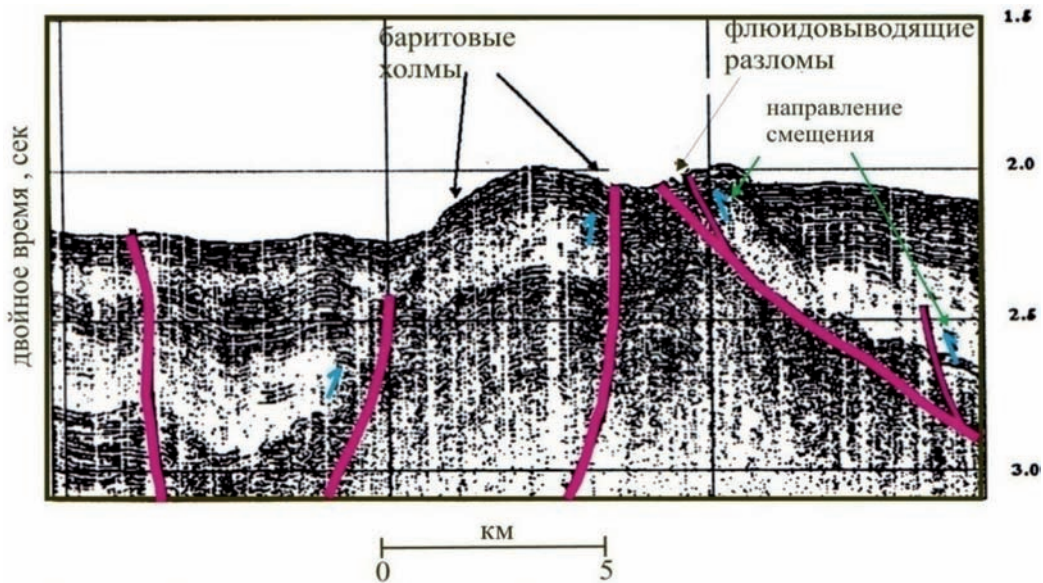


Рис. 9. Сейсмический разрез НСП по профилю, проходящему через участок баритовой минерализации [Cruise Report, 2000]. Красными линиями обозначены активные разломы

Обнаружение нами высоко интенсивного устойчивого аномального поля метана в пределах этих структур является подтверждением тектонического контроля Восточно-Дерюгинского источника.

Природа источника, с которым связана эмиссия метана во впадине Дерюгина, вызывает острые дискуссии. Дискуссия вызвана наличием аутиген-

ной баритовой минерализации в осадках участка на северо-восточном борте впадины Дерюгина, сопряженной с эмиссией метана. Крупные постройки барита («Баритовые Холмы»), часто достигающие высоты 15 м, обнаружены на небольшой площади (около 15–20 км²). В настоящее время существуют следующие основные

гипотезы природы рассматриваемого источника. Согласно самой ранней, источником флюидов является низкотемпературная гидротермальная деятельность [Астахова и др., 1987; Астахова и др., 1993], согласно второй – это долгоживущие холодные газово-флюидные источники [Деркачев и др., 2000]. Результаты комплексной интерпретации магнитных, гравитационных и газогеохимических данных и анализа имеющихся сведений по геологии района легли в основу другой гипотезы [Кулинич, Обжиров, 2003]. В ней обосновано, что барит-карбонатная минерализация и аномальное поле метана расположены в пределах вулканогенно-осадочной депрессии в узле пересечения разнонаправленных тектонических разломов. Согласно данной работе, эта структура была сформирована, главным образом, в результате тектоно-магматической активности в олигоцене – миоцене, и в настоящее время представляет собой вулканотектоническую депрессию [Астахова и др., 1987]. При этом современная эмиссия метана может быть проявлением остаточных постмагматических процессов, а барит-карбонатная минерализация является вторичным эффектом этих процессов. С этим согласуются выводы В.В. Харахинова [1998], согласно которым в подошве осадочной толщи впадины Дерюгина существуют или существовали такие термобарические условия, которые не давали органическому веществу реализовать нефтематеринский потенциал в достаточной мере. Это, вероятно, обусловило генерацию преимущественно метана.

Таким образом, геолого-тектонические условия в пределах района, куда входит изучаемый участок, создали возможность, в основном, газовой реализации органического вещества осадочных пород. Данный вывод хорошо согласуется с гипотезой Р.Г. Кулинича и А.И. Обжирова [2003], так как длительная тектоно-магматическая активность должна благоприятствовать или разрушению уже сформированных нефтегазовых залежей, или генерации природного газа преимущественно метанового состава в условиях остаточной постмагматической активности. Этот же вывод подтверждается исследованиями Г.С. Гнибиденко [1979], показавшего на региональном разрезе в пределах изучаемого участка крупное вертикальное тело мощностью около 10 км и достигающее верхних горизонтов чехла (рис. 10). Можно сделать вывод, что локальный долгоживущий выход метана у северо-восточного борта впадины Дерюгина (западная часть Восточно-Дерюгинского грабена) контролируется узлами

пересечения взбросов с крутыми углами падения (см. рис. 8) и сдвигов северо-северо-западного простирания. Устойчивое придонное аномальное поле метана (см. рис. 9) в нижнем 70-метровом слое водной толщи участка «Баритовых Холмов» характеризует современную активность барий-метанового проявления, причиной которого, возможно, являются постмагматические и наложенные биогенные процессы.

Заслуживает внимание результат сопоставления глубинного разреза и положения участка баритовой минерализации. Положение аномального поля метана (см. рис. 10) и баритовой минерализации совпадает с выступом комплекса пород, прорванного, предположительно, интрузиями гранитоидов. Это говорит в поддержку гипотезы постмагматического происхождения флюида, поскольку масштабы такой структуры неизбежно накладывают длительный в геологическом времени характер формирования флюидной системы района.

Масса баритов, подсчитанная акустическим методом во впадине Дерюгина, составляет около 3.0 млн т [Саломатин, Юсупов, 2009]. В настоящее время существует три гипотезы происхождения флюида, насыщенного барием: ремобилизация бария в верхней части осадочного разреза впадины Дерюгина [Деркачев и др., 2000]; гидротермальность активности структуры [Астахова и др., 1987], постмагматическое проявление [Кулинич, Обжиров, 2003].

Подтверждением этой гипотезы являются результаты исследования комплексом физико-химических методов (барий-стронциевый модуль, параметры элементарной ячейки барита, фазовый минералогический анализ, радиационная оценка, сопоставление с баритами установленного генезиса) травертиноподобных баритов [Ахманов и др., 2015]. Авторы пришли к выводу о гидротермальном происхождении баритовых построек. Эти данные указывают на миграционную природу аномального поля метана в придонном слое толщи вод района баритовой минерализации. Для более детальной диагностики необходимо проведение масс-спектрометрических исследований газовых компонентов. Данный участок входит в структуру Восточно-Дерюгинского грабена, подобного клинораздвигой системе горстов и грабенов. В донных отложениях Восточно-Дерюгинского грабена установлены: метан и его гомологи – этилен, этан, пропилен, пропан. Полученные материалы позволили выявить основные особенности газовой углеводородной изменчивости по профилю и по разрезу (рис. 11, рис. 12). Метан установлен во всех газо-

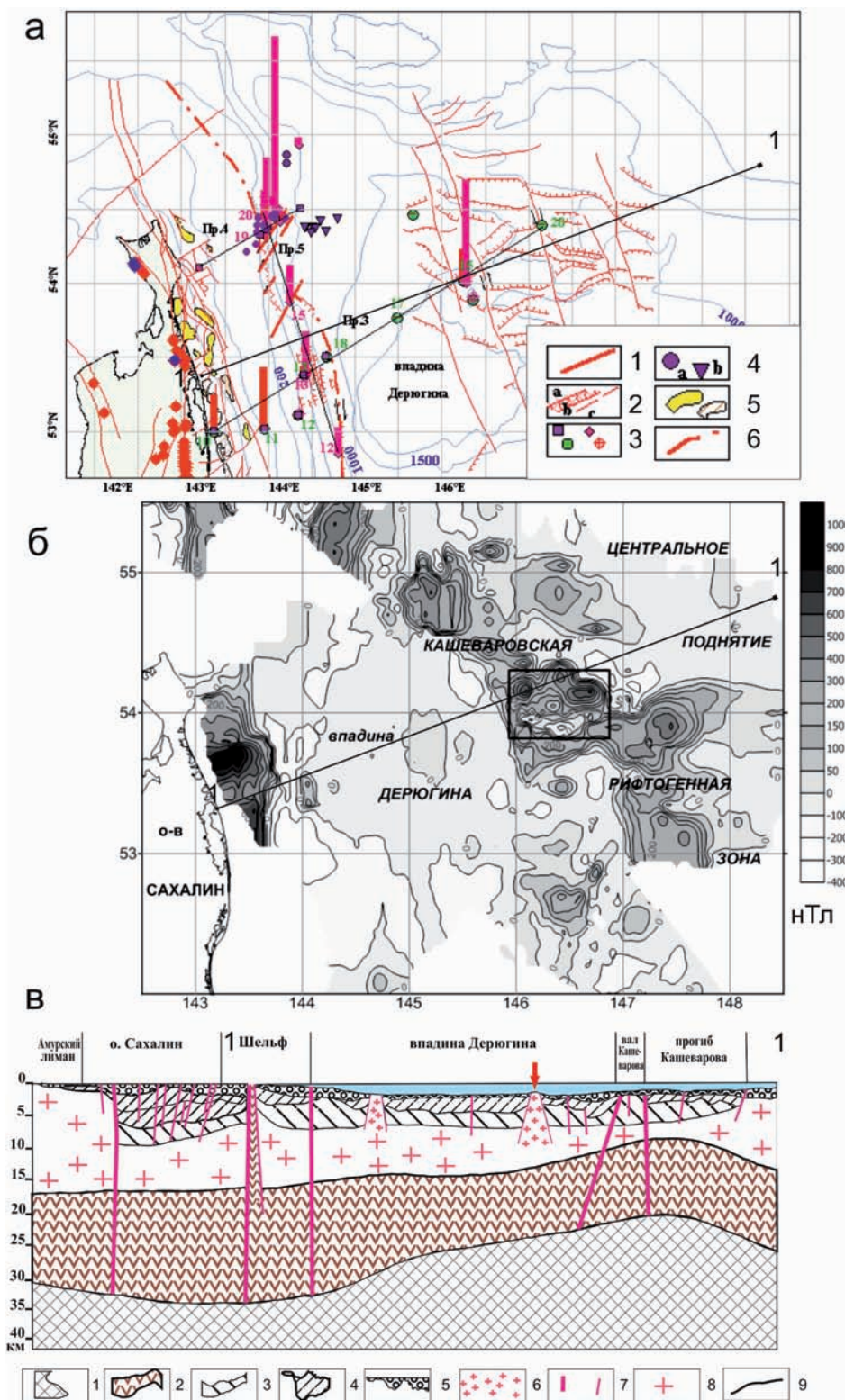


Рис. 10. а – тектоническое строение северо-восточного шельфа и склона о-ва Сахалин и восточной части впадины Дерюгина; б – магнитное поле [Кулинич, Обжиров, 2003]; в – глубинная структура северо-восточного шельфа о-ва Сахалин, впадины Дерюгина [Гнибиденко, 1979] и Кашеваровской рифтогенной зоны [Кулинич, Обжиров, 2003]. На разрезе положение участка «Баритовых Холмов» показано стрелкой.

в: 1 – верхняя мантия; 2 – metabазальтовый слой; 3 – вулканогенно-осадочный складчатый геосинклинальный комплекс; 4 – нижняя деформированная терригенная толща чехла; 5 – верхняя, плиоцен-четвертичная толща чехла; 6 – выступы гранитоидного комплекса; 7 – разломы (глубинные и коровые); 8 – гранитно-метаморфический слой; 9 – границы разделов

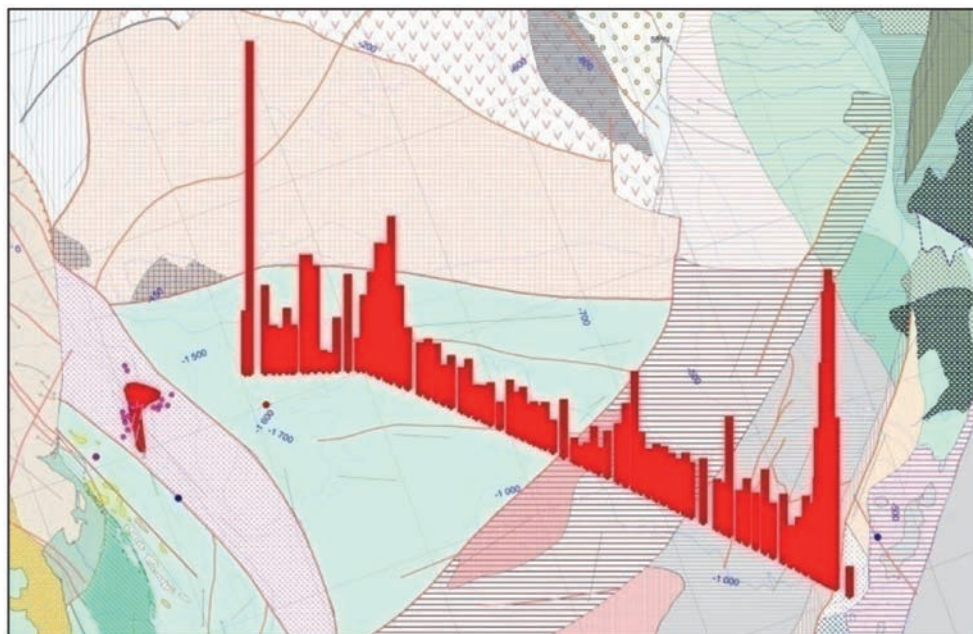


Рис. 11. Распределение метана в донных отложениях по профилю 1-ОМ (2009) на тектонической карте районирования Охотоморской нефтегазоносной провинции В.В. Харахинова [1998] (фрагмент рисунка 7, условные обозначения – те же)

Столбчатые диаграммы содержания метана (мкл/дм³) в осадках построены по логарифмической шкале; красный полигон – залежь газогидратов; розовые и синие точки – газовые «факелы»; розовые овалы – локальные структуры; желтые – нефтегазовые месторождения; красные линии – разломные зоны [Харахинов, 1998]

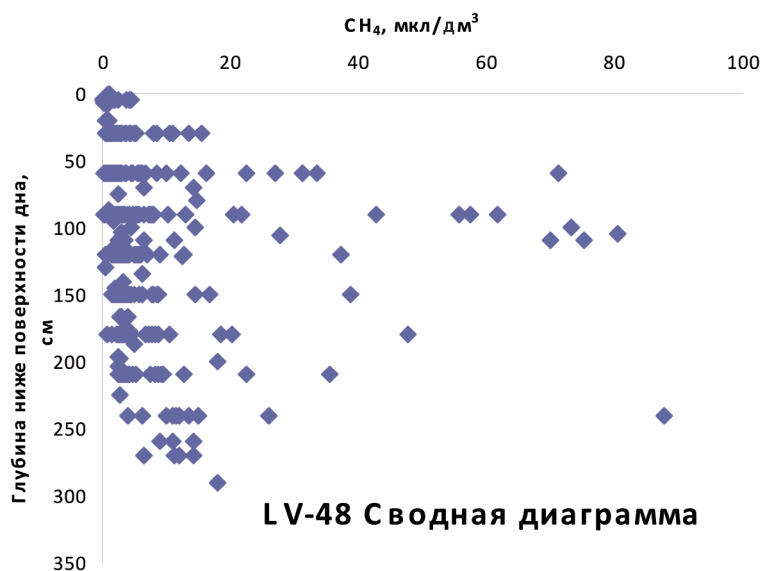


Рис. 12. Сводная диаграмма вертикального распределения метана в ядрах осадка в Охотском море, профиль впадина Дерюгина – Гольгинский прогиб, 2009 г.

вых пробах, отобранных из донных отложений в концентрациях от 0.02 до 87.7 мкл/дм³.

Отмечается общая закономерность возрастания концентраций метана вниз по разрезу с различным градиентом (см. рис. 11), отражающим

газонасыщенность осадков. Наибольший градиент обнаружен в зонах разломов (рис. 12–13). Выделяется не менее 7 зон проявления аномальных полей метана в осадке (рис. 13). В отдельные аномальные зоны можно выделить участок

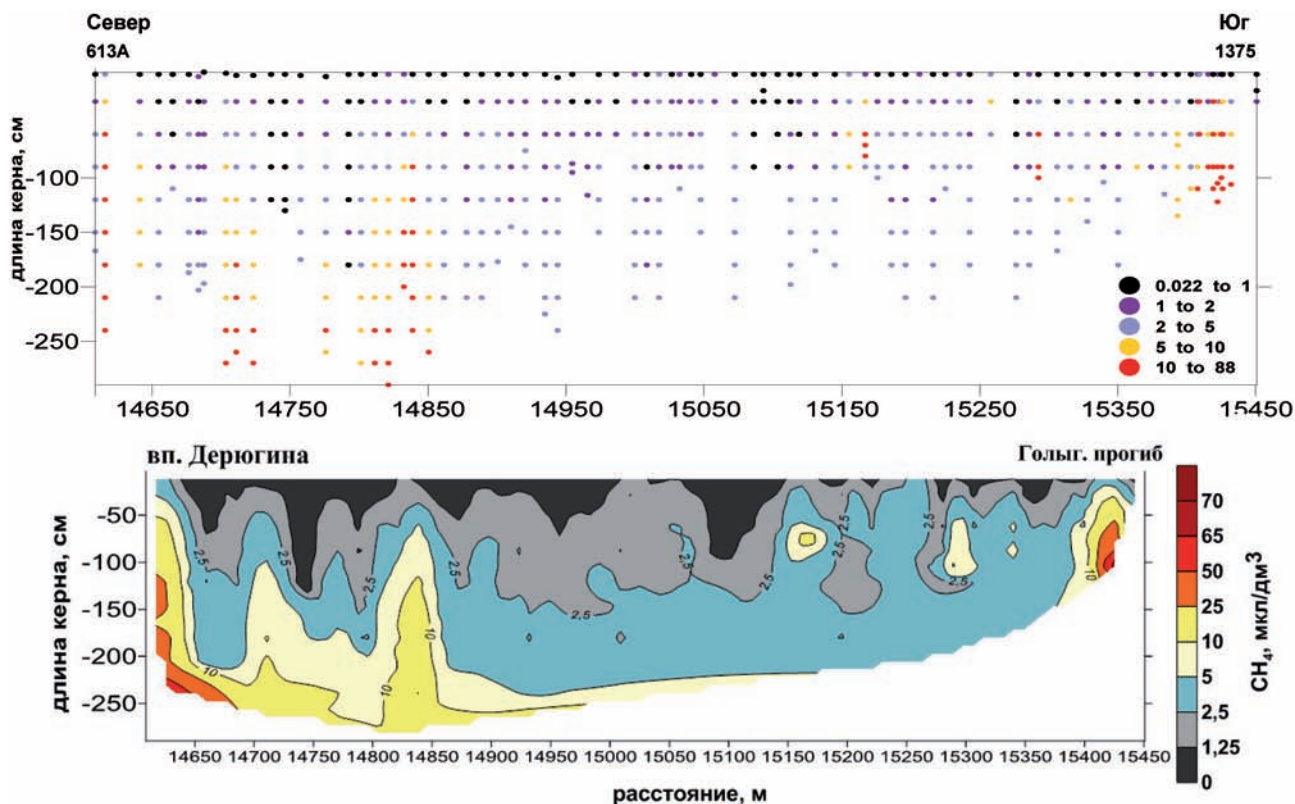


Рис. 13. Распределение метана (мкл/дм³) в осадках Охотского моря по профилю 1-ОМ, 2009 г. Градациями желтого и красного показаны «слепые» АГП метана

в северо-восточной части впадины Дерюгина, Кашеваровский прогиб, желоб Макарова и участок на склоне Курильской котловины протяженностью около 30 км (рис. 14).

Эти участки с увеличенным градиентом концентраций метана отмечают потоки миграционных газов. Аномальные концентрации метана (более 3 ppm) и углеводородных газов этан-бутан приурочены, как правило, к интервалам 90 см и ниже по керну осадка.

Распределение газогеохимических полей на региональном профиле Магаданский шельф–о. Уруп. В рамках работ по созданию опорных профилей в Охотском море ФГУП «Севморгео» на основе МОВ ОГТ было освещено строение осадочного чехла и частично консолидированной коры, а ГСЗ позволило уточнить положение нижней границы чехла и строение земной коры до границы Мохо [Сакулина и др., 2011б]. При этом было выявлено большое количество глубинных разрывных нарушений. Авторскими исследованиями в пределах Магаданского шельфа выделено 4 аномальных поля концентраций метана (до 1230 мл/дм³); далее на профиле преобладали фоновые концентрации с небольшими всплесками в районах желобов. В от-

дельную аномальную зоны отнесена Курильская котловина; в ней обнаружены аномальные поля метана (см. рис. 14), (рис. 15) и его гомологов (до пентана включительно), а также высокие концентрации углекислого газа на участке современной вулканической деятельности у подножия Курильской островной дуги. В составе природного газа донных отложений газогеохимическими исследованиями установлена изменчивость содержания следующих важнейших индикаторов: метан и его гомологи до пентана, включительно, а также кислород, азот, гелий и водород. Кроме того, в донных отложениях определялся углекислый газ с целью установления возможных закономерностей совместного распределения с углеводородными газами и газовой зональности.

Метан. Метан установлен во всех газовых пробах, отобранных из донных отложений, в концентрациях от 2 до 1547 ppm (10–4 %). Максимальные содержания метана от 10–150 до 1000–1550 ppm (пикеты 160, 161, 162а и 163 км от магаданского берега на юг) установлены в донных отложениях Курильской котловины (см. рис. 15); минимальные (ниже расчетных фоновых содержаний) от 1.5 до 10 ppm – в центральной части Охотского

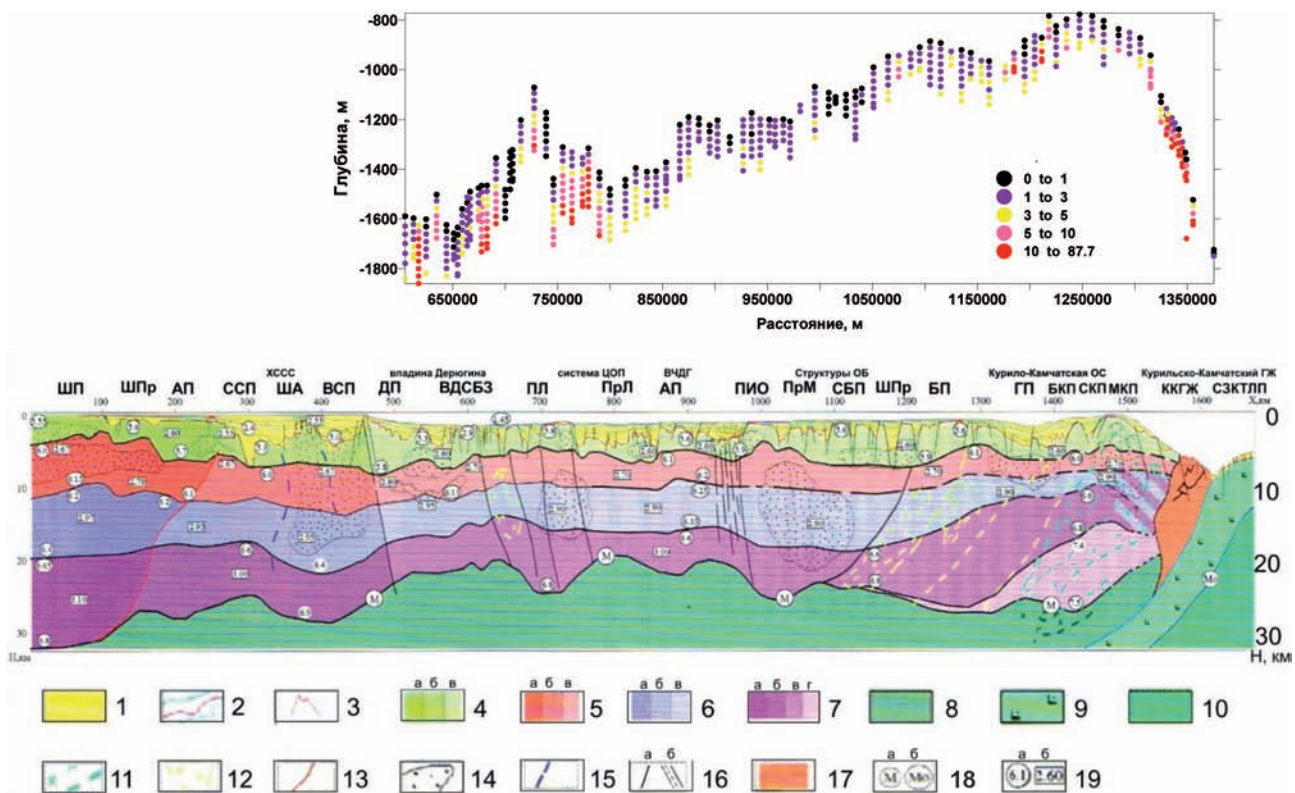


Рис. 14. Распределения метана в кернах осадка (верх, мкл/дм³) по профилю 1-ОМ в соответствии с профилем дна и комплексным геолого-геофизическим разрезом земной коры [Сакулина и др., 2011б]

1 – кайнозойские катаплатформенные и плитные комплексы; 2 – сейсмические границы; 3 – отдельные вулканические постройки; 4 – супракрустальные комплексы (а – палеозой-мезозойские, осадочные, б – мезозойские вулканогенно-осадочные, в – позднемезозойские вулканогенные и осадочные); 5 – верхняя кора: а – Монголо-Охотский блок (J-K₁), б – Сихотэ-Алиньский блок (K₂), Охотский блок (K₂); 6 – средняя кора (а – Монголо-Охотский блок, б – Сихотэ-Алиньский блок, в – Охотский блок); 7 – нижняя кора (а – Монголо-Охотский блок, б – Сихотэ-Алиньский блок, в – Охотский блок, г – специфические по скоростным характеристикам образования в низах «базальтового слоя»); 8 – мантия; Тихоокеанская зона: 9 – базальты океанического типа; 10 – мантия океанической плиты; структуры Стик-слипа современных субдукционных систем: 11 – потоки, объемы частично расплавленных масс, сопровождаемые формированием вулканоплутонических структур; субдукционных систем раннего кайнозоя: 12 – структуры, фиксируемые как небулитовые (теневые) реликты в матрице слоевой системы коры; 13 – структуры древних субдукционных систем, активизированных разрывными нарушениями и четвертичными вулканическими явлениями; 14 – области высокомагнитных (S от 500–2000 до 5000x10⁶ SGS) образований гидротермального, метасоматического, магматического генезиса; 15 – внешние контуры Хоккайдо-Сахалинской складчатой зоны; 16 – тектонические нарушения (а – единичные, б – системы тектонических сдвигов); 17 – структура аккреционной призмы (?); 18 – значения (а – пластовой скорости (км/с), б – плотности (г/см³)); 19 – положение поверхности Мохо (а – в континентальной зоне; б – в океанической зоне). Географические названия на профиле: ШП – Шантарское поднятие; ШПр – Шантарский прогиб; АП – Александровское поднятие; ССП – Северо-Сахалинский прогиб; ХССС – Хоккайдо-Сахалинская складчатая системы; ША – Шмидтовский антиклинорий; ВСП – Восточно-Сахалинский прогиб; ДП – Дерюгинский прогиб; ВДСБЗ – Восточно-Дерюгинская складчато-блоковая зона; ПЛ – поднятие Лебеда; система ЦОП – Система Центрально-Охотских прогибов; ПрЛ – прогиб Лебеда; ВЧДГ – Восточная часть Дерюгинского грабена; АП – Атласовское поднятие; ПИО – поднятие Института Океанологии; Структуры ОБ – структуры Охотского бордерлэнда; ПрМ – прогиб Макарова; СБП – Северо-Большерецкое поднятие; ШПр – Шмидтовский прогиб; БП – Большерецкое поднятие; ГП – Гольгинский прогиб; БКП – Большеекурильское поднятие; СКП – Срединно-Курильский прогиб; МКП – Малокурильское поднятие; ККГЖ – Курило-Камчатский глубоководный желоб; СЗКТЛП – Северо-Западная котловина Тихоокеанской литосферной плиты

моря; промежуточные значения занимают концентрации метана от 5–15 до 315–475 ppm (станции 2–28) в донных отложениях Северо-Охотского шельфа. Установлены горизонты деметанизации

и четкая закономерность увеличения концентраций метана с глубиной опробования: содержание метана в нижних горизонтах опробования в 2–150 раз выше, чем в окисленном слое.

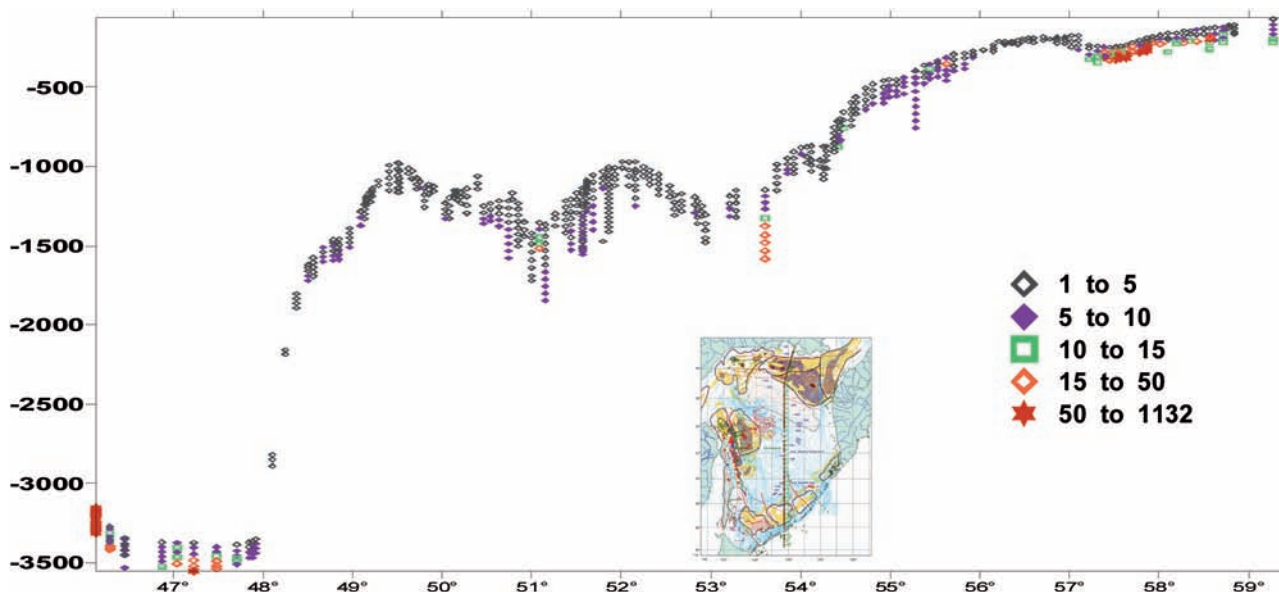


Рис. 15. Вертикальное распределение метана в осадках по профилю 2-ДВ-М с юга (Курильская котловина, слева) на север (Магаданский шельф, справа) Охотского моря (мкл/дм³)

Гомологи метана. Углеводородные газы в составе природного газа донных отложений представлены этаном и пропаном, *i*-бутаном и *n*-бутаном, *n*-пентаном и *i*-пентаном.

Этан. Этан в составе природного газа донных отложений установлен в 86 % отобранных газовых проб. Концентрации этана в составе природного газа донных отложений на исследованной площади Охотского моря варьируют в пределах 0.1–13.40 ppm. Максимальные содержания этана выявлены в донных осадках Северо-Охотского шельфа, где его концентрации в отобранных пробах газа изменяются от 1.37 до 13.42 ppm; минимальные – 0.1–1.7 ppm – в центральной части Охотского моря (возвышенности Института океанологии и Академии наук); промежуточным положением характеризуется его распределение в донных осадках Курильской котловины – 0.8–6.9 ppm.

Типичным районом с фоновым распределением углеводородных и других газов является Охотский свод, перекрытый маломощным чехлом осадочных отложений (рис. 16), с отсутствием активных зон проницаемости и низкой сейсмичностью. Здесь фоновые содержания метана составили 1–3 ppm, углеводородные газы обнаружены в единичных пробах в следовых количествах.

Пропан. Установлен в единичных пробах газа, отобранных из донных осадков Северо-Охотского шельфа, где его концентрации изменяются в пределах 0.1–0.8 ppm (станции 12, 16, 18).

Бутан. Представлен двумя изоформами – *i*-бутаном и *n*-бутаном; максимальные концентрации зафиксированы в донных отложениях Курильской котловины в пределах 0.9–4.1 ppm (станции 138, 140, 145, 159, 160, 161). Коэффициент Кс4 в Курильской котловине в коридоре 0.3–1.1 составляет 40 % проб поверхностных донных отложений, указывая на миграционную природу его полей.

Пентан. Установлен в микропримесях газа в виде «следов» (менее 0.1 ppm) или незначительных концентрациях (не более 2 ppm) в донных осадках Северо-Охотского шельфа – 0.1–0.9 ppm (станции 12, 13, 15, 18); центральной части – 0.4 ppm (станция 75) и Курильской котловины – 0.1–1.8 ppm (станции 150, 155, 159, 160, 161).

Углекислый газ. В процессе газогеохимических исследований выявлены закономерности распределения CO₂, связанные с влиянием геологических факторов, к которым, прежде всего, относится наличие угленосных подстилающих отложений (Охотоморский угольный бассейн) и глубинных разломов (Северо-Охотский, Тауйский и др.), глубины залегания донных осадков на Северо-Охотском шельфе; вулканизм, сейсмичность, магматическая деятельность, температурный режим, тектоника (Прикурильский разлом и оперяющие его нарушения) и глубинные процессы в Курильской котловине. Это обусловило зональное распределение CO₂. Аномалии метана сопровождалась повышенными концентрациями других газов, что позво-

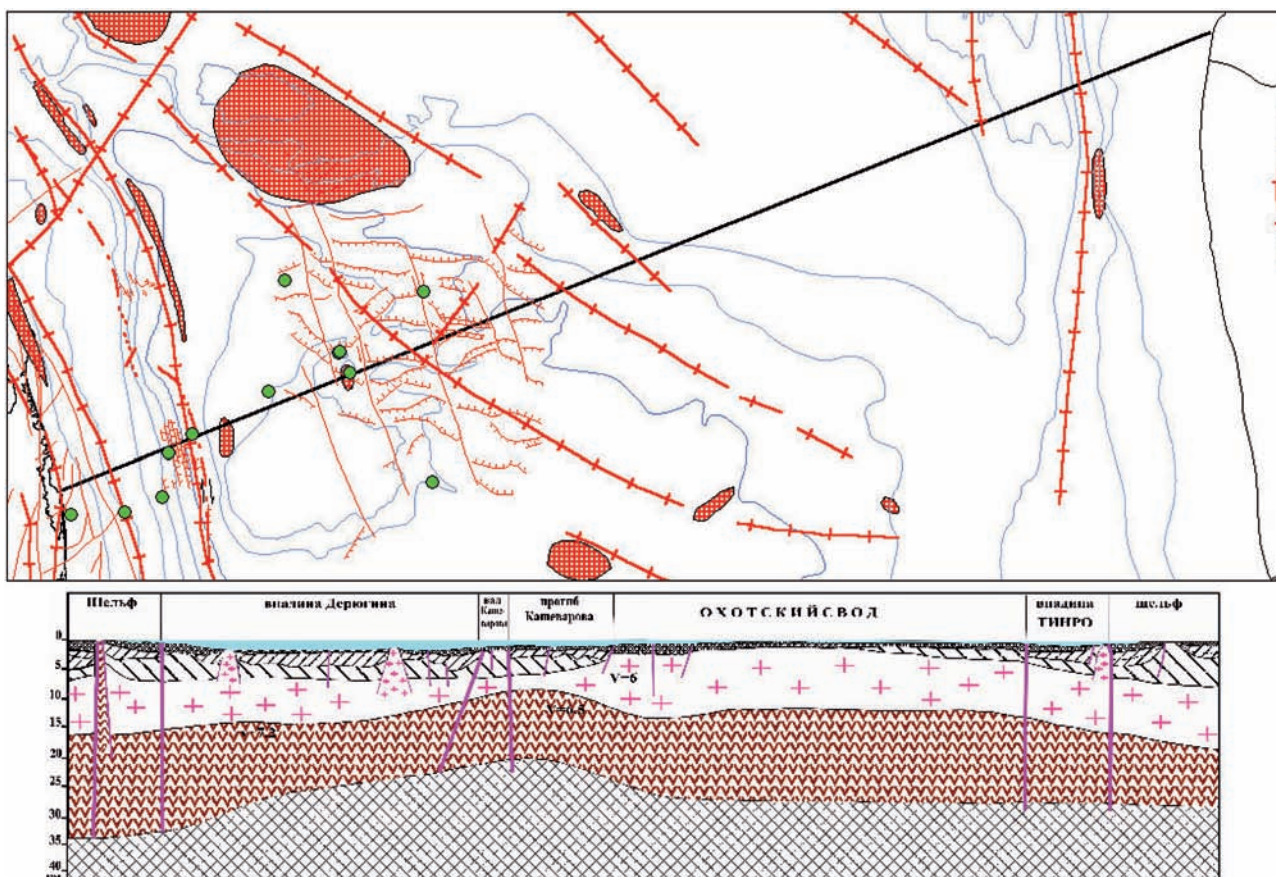


Рис. 16. Карта рифтовой системы дна Охотского моря и ее глубинный разрез [Гнибиденко, 1979]. Зеленые точки – станции опробования (см. условные обозначения к рис. 10)

Таблица 4. Метанодность донных отложений Охотского моря по профилю 2-ДВ-М

Геоструктуры	Метанодность отложений по горизонтам опробования (м), $\text{см}^3/\text{м}^3$ осадка								
	0.05–0.25	0.25–0.50	0.50–0.75	0.75–1.0	1.0–2.0	2.0–3.0	3.0–4.0	4.0–5.0	в целом
Северо-Охотский шельф	$\frac{2.3-5.8}{3.7}$ (39)	$\frac{2.9-36.8}{7.6}$ (38)	$\frac{3.1-159.6}{31.1}$ (22)	$\frac{4.3-438.7}{64.1}$ (21)	$\frac{9.2-439.0}{73.8}$ (15)	$\frac{179.0}{179.0}$	$\frac{206.4}{206.4}$	–	$\frac{2.3-439.0}{28.9}$ (137)
Северо-Охотская возвышенность (Охотский свод)	$\frac{2.4-5.7}{3.7}$ (18)	$\frac{2.7-7.5}{4.4}$ (15)	$\frac{3.4-16.2}{6.7}$ (13)	$\frac{3.9-9.6}{6.9}$ (15)	$\frac{4.1-8.9}{6.9}$ (23)	$\frac{6.2-7.9}{6.9}$ (4)	$\frac{6.1-7.9}{6.9}$ (3)	–	$\frac{2.4-16.2}{5.8}$ (91)
Центрально-Охотский район	$\frac{1.7-5.5}{2.9}$ (79)	$\frac{1.7-6.4}{3.4}$ (80)	$\frac{1.8-8.2}{3.5}$ (83)	$\frac{1.6-8.2}{3.8}$ (72)	$\frac{1.8-22.8}{4.7}$ (138)	$\frac{1.8-15.9}{5.4}$ (39)	$\frac{2.1-20.1}{7.0}$ (25)	$\frac{3.3-22.5}{7.9}$ (12)	$\frac{1.6-22.8}{4.2}$ (518)
Курильская котловина	$\frac{2.1-186.2}{16.4}$ (22)	$\frac{2.2-203.7}{31.2}$ (27)	$\frac{2.6-189.6}{44.4}$ (24)	$\frac{47-340.8}{45.6}$ (23)	$\frac{2.8-1131.9}{117.5}$ (45)	–	–	–	$\frac{2.1-1131.9}{61.0}$ (141)
Охотское море	$\frac{1.7-186}{5.2}$ (158)	$\frac{1.7-203.7}{9.1}$ (160)	$\frac{1.8-189.6}{15.0}$ (142)	$\frac{1.6-438.7}{19.5}$ (130)	$\frac{1.8-1131.9}{32.5}$ (221)	–	–	–	$\frac{1.6-1131.9}{17.4}$ (877)

*1.7 – 186.2/5.2 (158). В числителе: минимум – максимум; в знаменателе: среднее значение, в скобках количество проб.

лило выделить в осадках 9 зон с проявлениями миграционных газов (рис. 17).

Природная метанодность донных отложений (табл. 4). Максимальной метанодностью донных отложений на трассе Магадан

– о-в Уруп характеризуется Курильская котловина, где её значения достигают 1000 и более $\text{см}^3/\text{м}^3$, в среднем составляя по всей структуре 61 $\text{см}^3/\text{м}^3$ (см. табл. 4). Природная метанодность донных отложений Северо-Охотского

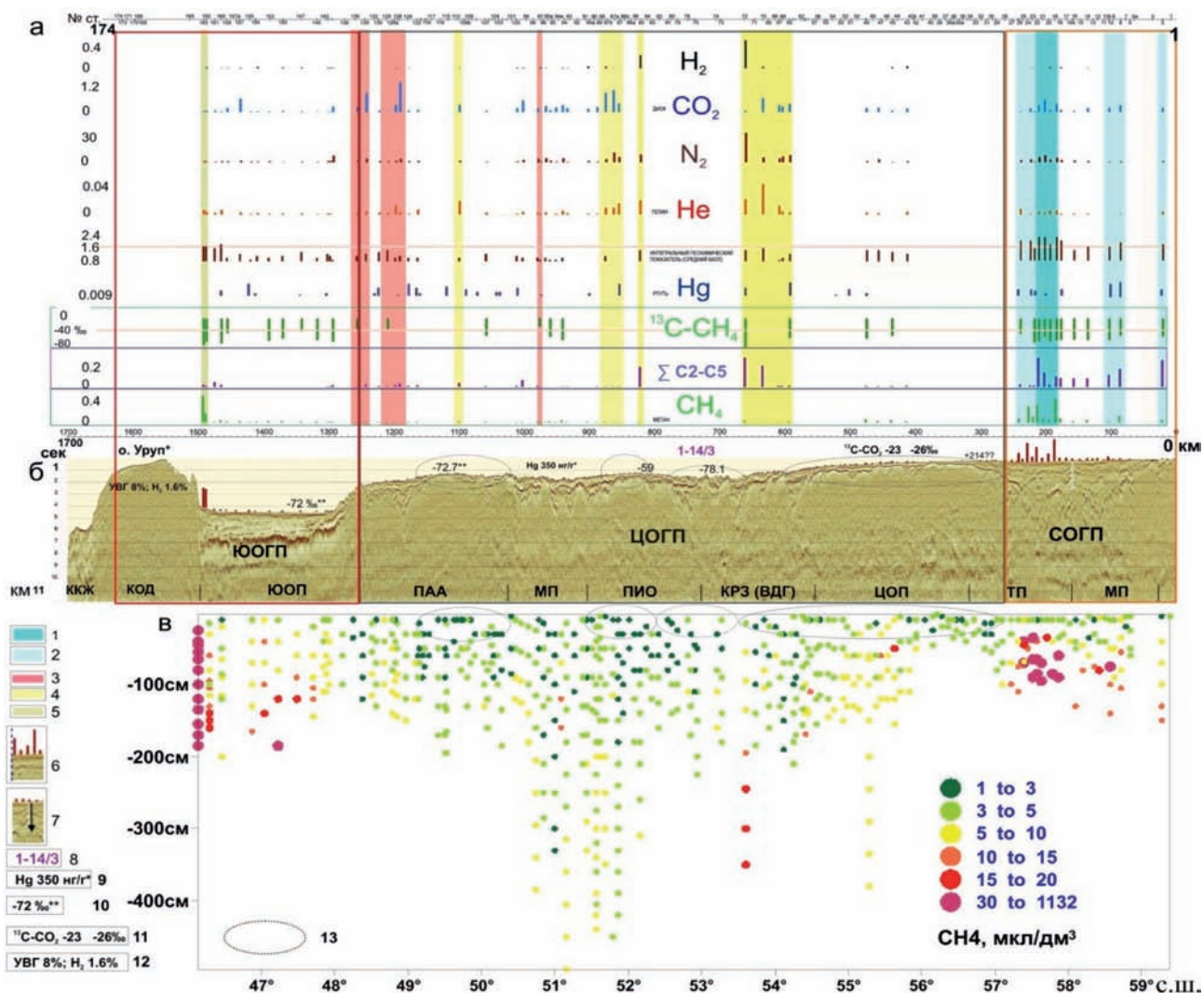


Рис. 17. Химический и изотопный состав комплексного газогеохимического поля поверхностных осадков Охотского моря по региональному профилю 2-ДВ-М, выполненному под руководством ФГУП «Севморгео», 2007 г. (руководитель экспедиции Шакиров Р.Б.).

а – химический состав газов и содержание ртути на горизонте 50 см ниже поверхности дна [Верба и др., 2011б]; газогеохимическая съемка выполнена группой под руководством к.г.-м.н. А.Д. Краснюк и к.г.-м.н. Р.Б. Шакирова (1 – наиболее перспективные нефтегазоносные зоны; 2 – второстепенные флюидопроводящие зоны; 3 – глубинные; 4 – глубинные с аномально высокими содержаниями гелия; 5 – внутрiformационные; 6 – результаты экспресс-анализа метана, совмещенные с временным разрезом МОВ ОГТ (б); 7 – скважина Магаданская; 8 – минимальная–максимальная концентрация метана и средняя в осадках анклава; 9 – аномальное содержание ртути в осадках Макаровского прогиба (измерения выполнил М.В. Иванов); 10 – примеры изотопного состава микробного метана в осадках (единичные измерения); 11 – изотопный состав углерода углекислого газа в «фоновых» осадках; 12 – содержание УВГ и водорода в фумароле Солнечная [Гидротермы..., 1976]); 13 – зоны распространения преимущественно фонового поля; в – концентрации метана в осадках до глубины 4.8 метра ниже поверхности дна; ККЖ – Камчатско-Курильский глубоководный желоб; ЮОП – Южно-Охотский прогиб; ПАО – поднятие Академии Наук; МП – Макаровский прогиб; ПИО – поднятие Института Океанологии; КРЗ (ВДГ) – Кашеваровская рифтогенная зона (восточная часть Восточно-Дерюгинского грабена) [Кулинич, Обжиров, 2003]; ЦОП – Центрально-Охотское поднятие (Охотский свод); ТП – Тинровский прогиб, МП – Магаданский прогиб; ЮОГП – Южно-Охотоморская газогеохимическая провинция; ЦОГП – Центрально-Охотоморская газогеохимическая провинция; СОГП – Северо-Охотоморская газогеохимическая провинция

шельфа изменяется от 2 до 439 см³/м³, в среднем составляя 29 см³/м³; Северо-Охотской возвышенности – 3–16 см³/м³ и 6 см³/м³, соответственно.

Минимальная метаноносность донных отложений установлена в центральной части Охотского моря, где её значения варьируют в пределах 1.6–23 см³/м³; в среднем составляя 4.2

см³/м³. Максимальные значения метаноносности в Центрально-Охотоморской газогеохимической провинции определены в прогибе Макарова – 6–23 см³/м³. Метаноносность донных отложений в пределах возвышенностей Института Океанологии и Академии Наук характеризуется минимальной изменчивостью, варьируя в пределах 2–6 см³/м³, в среднем составляя 4 см³/м³. Обращает на себя внимание сходство распределения газогеохимического поля метана в центральной части моря (бывший «анклав») и смежных районов, что указывает на региональное единство газогеохимических процессов Российского шельфа Охотского моря.

3.3. Западно-Охотоморская газогеохимическая провинция

Геоструктуры западной части Охотского моря и Сахалинского сегмента Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы за период исследований были самыми активными в отношении природной углеводородной дегазации литосферы Охотоморского региона. Западная часть моря, включая о-в Сахалин, контролируется Япономорским (или Охотско-Япономорским) линеamentом [Лихт, 2001]. Здесь было зарегистрировано более 500 газовых потоков, не считая грязевулканических, геотермальных, нефтяных, водоминеральных и других газопоявлений (рис. 18).

Компонентный состав углеводородных газов. В составе природного газа донных отложений западной части (Западной области прогибания) Охотского моря газогеохимическими исследованиями установлены: метан и его гомологи – этилен, этан, пропилен, пропан, бутан и пентан. Полученные материалы позволяют наметить основные особенности изменчивости газогеохимических полей.

Метан. Метан установлен во всех газовых пробах, отобранных из донных отложений в концентрациях от 2.0 ppm до 5 % (северная часть газогидратоносного участка на западном борте впадины Дерюгина). Отмечается общая закономерность возрастания концентраций метана вниз по разрезу с различным градиентом, отражающим газонасыщенность осадков. Иногда эта закономерность нарушается (например, пикет LV45-585), где на горизонте 115–120 см наблюдается резкое снижение концентрации метана (1.7 мкл/дм³).

Подобные факты могут быть связаны с тем, что проба отобрана в прослоях осадка иного литологического состава и разной степени влажности, или отмечает границу литотипа осадка. Необходимо

отметить, что 2 ppm – самое низкое содержание метана в осадках Охотского моря, обнаруженное за период выполнения региональных профилей. Обращает на себя внимание относительно плавное волнообразное чередование увеличения–уменьшения содержания метана вдоль профиля с резким всплеском ураганных значений (до 5 %) над газогидратоносным северо-восточным склоном о-ва Сахалин. Пики содержания метана также характерны для зон сочленения тектонических прогибов, северной части Северо-Татарского прогиба и, в меньшей степени, для локальных структур Шмидтовской складчато-сдвиговой зоны.

По содержанию метана в осадках района Шантарский грабен – Восточно-Дерюгинский грабен можно выделить участки по уменьшению его концентраций:

1. Максимальные содержания метана до 5 % об. (станции 465–515) установлены в донных отложениях Дерюгинской депрессии (западный борт впадины Дерюгина). Глубины 200–1200 м. В осадках этой структуры многократно были обнаружены газогидраты. Кроме газогидратных сипов зафиксированные концентрации метана одновременно отмечают наличие локальных зон свободного выхода природного газа, где при благоприятных P–T условиях образование газогидратов возможно.

2. Северный борт впадины Дерюгина (Восточно-Дерюгинский грабен). Пикеты 535–605. Глубины 1400–1600 м. Максимальные содержания метана варьируют от 20 до 65 ppm. В отдельную зону выделяются станции 625, 655, 675а и 705а. Глубины 1325–1624 м. Максимальные значения содержания метана 6–14 ppm, обнаруженные в поднятых кернах, указывают на пониженную газонасыщенность данного участка, по сравнению с соседними западными зонами. В процессе газогеохимических работ в донных отложениях установлены горизонты дегидратации и общая закономерность увеличения концентраций метана с глубиной опробования. Содержание метана в нижних горизонтах опробования в 2–150 раз выше, чем в окисленном слое.

Тяжёлые углеводородные газы (ТУВ). ТУВ в составе природного газа донных отложений представлены этаном, пропаном, бутаном и пентаном.

Этилен в составе природного газа донных отложений установлен практически во всех отобранных газовых пробах. Концентрации этилена в составе природного газа донных отложений на исследованной площади Охотского моря варьируют в пределах 0.03 до 11 ppm. Характерно, что максимум обнаружен на самом близком к берегу

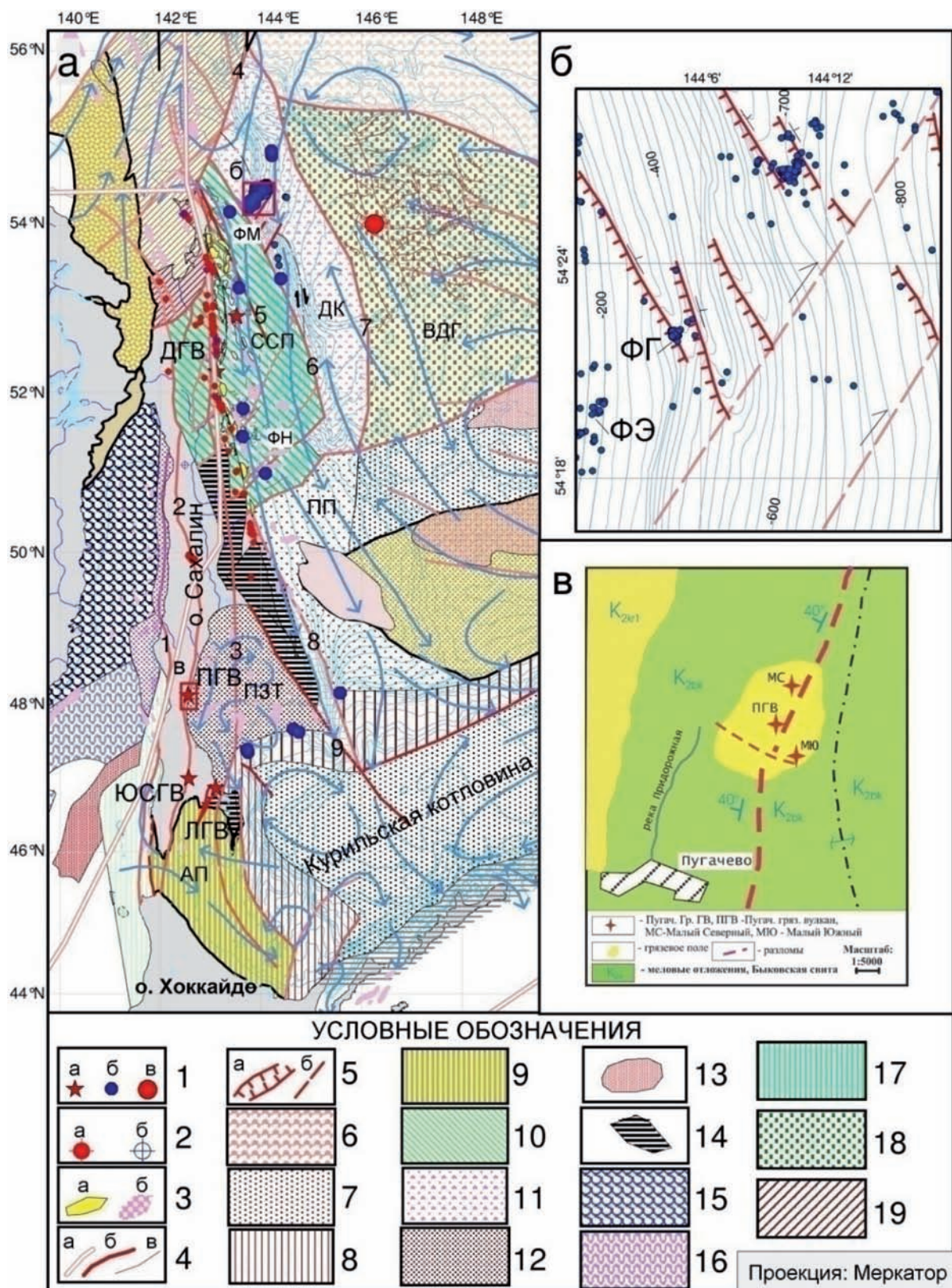


Рис. 18. Расположение подводных выходов метана и грязевых вулканов в районе исследований на схеме тектонического районирования В.В. Харахинова [1998], рельеф дна и тектоника на врезке и во впадине Дерюгина [Cruise Report..., 1999; Cruise Report..., 2000].

18б – расположение факелов на структурной схеме участка с приповерхностными скоплениями газогидратов в осадке; 18в – структурное положение Пугачевской группы грязевых вулканов.

Условные обозначения: 1 – а – грязевые вулканы; б – факелы (ФМ – «Миллениум», ФН – «Николь», ФГ – «Гизелла», ФЭ – «Эрвин»); с – локальный выход метана во впадине Дерюгина (участок «Баритовых Холмов»); 2 – а, б – поверхностные нефте- и газопроявления (Алексейчик, 1959); 3 – а – нефтегазовые и газоконденсатные месторождения; б – локальные структуры; 4 – а – схематичное расположение границы между литосферными плитами [Vaganov et al., 2002b]; б – глубинные разломы и разломные зоны (1 – Западно-Сахалинская РЗ, 2 – Центрально-Сахалинская, 3 – Хоккайдо-Сахалинская, 4 – Западно-Охотская, 5 – Восточно-Сахалинская, 6 – Западно-Дерюгинская, 7 – Восточно-Дерюгинская, 8 – Пограничная – Пограничный надвиг, 9 – Вальзинская); в – разрывные нарушения; 5 – а – системы взбросов и сбросов, б – сдвиги (предп.); б – Центрально-Охотский массив; 7 – Пограничный прогиб; 8 – континентальный склон; 9 – Анивский прогиб; 10 – Северо-Сахалинский прогиб; 11 – Дерюгинская котловина; 12 – прогиб залива Терпения; 13 – поднятия; 14 – зоны абразии; 15 – Северо-Татарский прогиб; 16 – Южно-Татарский прогиб; 17 – прогиб Исикари; 18 – Восточно-Дерюгинский грабен; 19 – Шмидтовская складчато-сдвиговая зона. Голубые стрелки – схема течений Охотского моря. Составил Шакиров Р.Б.

пикете, что характеризует активные микробные процессы, протекающие на дне шельфа.

Этан обнаружен в 90 % отобранных проб и, как правило, одновременно с этиленом. В ряде проб отмечается в следовых количествах. Максимум 2.3 ppm найден на пикете 255а (пик метана в Шмидтовской складчато-сдвиговой зоне).

Пропилен появляется на 215 пикете (215 км от берега) и фиксируется практически на всех пикетах на всех горизонтах керна и исчезает только на последнем пикете 705а. Максимальное содержание пропилена 1 ppm обнаружено также на пикете 255а, как и этана.

Пропан установлен везде, где и пропилен, и лишь за редкими исключениями в пробах со своим изомером его не обнаружено. Максимум 1 ppm также характерен для пикета 255а.

Бутан обнаружен в 60 пробах, главным образом, в северо-западной части впадины Дерюгина (зона 2). Максимальное содержание 0.3 ppm зафиксировано в донных отложениях на пикете 215 (зона сочленения Шантарского грабена и Северо-Татарского прогиба).

Пентан установлен в микропримесях газа в виде «следов» (0.1–0.2 ppm) в 6 пробах (Северо-Татарский прогиб и впадина Дерюгина).

Шантарский грабен (Северо-Шантарский осадочный бассейн). В Шантарском грабене было выполнено исследование распределения природных газов на 18 пикетах отбора осадков. Несмотря на невысокие концентрации метана, которые постепенно увеличивались от побережья в сторону Сахалина (рис. 19), в осадках были также обнаружены углеводородные газы до бутана. Содержание углекислого газа не превышало 0.8 % об., а гелий и водород находились в пределах фоновых значений (не выше 5 ppm). Содержание этана – 0.11–0.2 ppm, пропана – 0.18–0.22 ppm, бутана – 0.1–0.3 ppm, изопентана – 1.64 ppm.

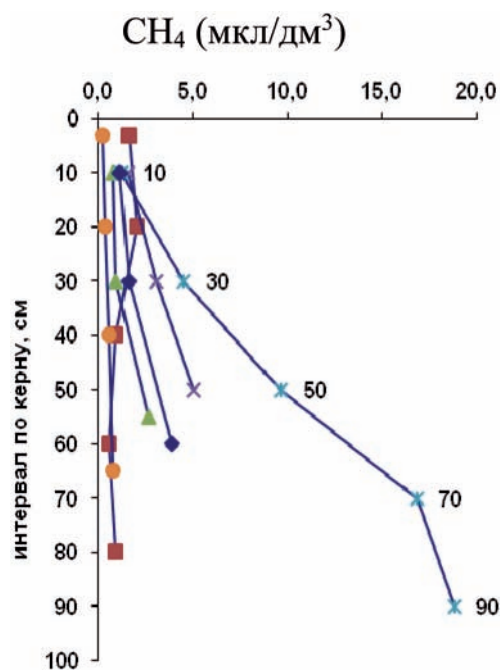


Рис. 19. Диаграммы вертикального распределения метана в осадках Шантарского грабена

Максимальное содержание углеводородных газов проявлено в нижних горизонтах осадков в зоне сочленения Шантарского грабена и Северо-Татарского прогиба. Изотопный состав углерода метана составил $-44.8 \div -55.9 \text{ ‰}$ при углекислом газе $-16.8 \div -16.2 \text{ ‰}$ (табл. 5). В целом, такие геохимические характеристики осадков указывают на приток термогенных газов при наложении микробных. Слабоинтенсивный характер плавных аномалий характеризует хорошую сохранность углеводородов при невысокой сейсмической активности этой структуры. В осадках Шантарского грабена зафиксированы минимальные содержания метана в донных отложениях Охотского моря около 2 ppm.

Таблица 5. Химический и изотопный состав углерод-содержащих газов осадков западной части Охотского моря и западной части впадины Дерюгина

Станция	Глубина	CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₆	C ₃ H ₈	i-C ₄ H ₁₀	i-C ₅ H ₁₂	CH ₄	CO ₂
№	м	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	δ ¹³ C _{pdb} , ‰	δ ¹³ C _{pdb} , ‰
Lv 45-105	86	0.13	28	0.43	0.47	0.06	0.18	сл.*	сл.	-44.8	-16.8
Lv 45-205	142	0.16	67	0.14	0.08	0.04	0.07	0.22	1.64	-55.9	-16.2
Lv 45-215	146	0.16	96	0.32	0.26	0.08	0.09	сл.	сл.	-63.1	-22.5
Lv 45-255	163	0.21	296	0.18	0.36	0.07	0.09	сл.	сл.	-58.3	-23.7
Lv 45-265	153	0.54	74	0.13	0.11	0.04	0.04	сл.	сл.	-58.2	-22.9
Lv 45-335	128	2.45	63	0.44	0.21	0.11	0.15	сл.	сл.	-64.1	-20.7
Lv 45-375	89	0.13	46	0.50	0.96	0.08	0.34	сл.	сл.	-30.1	-15.9
Lv 45-385	90	0.02	127	0.13	0.17	сл.	сл.	сл.	сл.	-57.9	-23.5
Lv 45-465	562	0.53	95897	0.22	14.33	сл.	0.69	сл.	сл.	-77.4	-23.9
Lv 45-485	993	0.01	859	0.15	0.35	сл.	сл.	сл.	сл.	-62.1	-23.4
Lv 45-505	1146	0.02	128	0.13	0.08	сл.	сл.	сл.	сл.	-64.7	-21.8
Lv 45-515	1234	0.15	178	0.14	0.15	сл.	сл.	сл.	сл.	-60.8	-22.9
Lv 45-555	1515	0.09	104	0.19	0.14	сл.	сл.	сл.	сл.	-42.5	-23.4
Lv 45-565	1524	0.10	100	0.09	0.09	сл.	сл.	сл.	сл.	-62.4	-22.5
Lv 45-575	1610	0.21	38	0.15	0.06	0.04	0.03	сл.	сл.	-61.4	-19.7

Примечание: следовые количества компонента на пределе чувствительности прибора. Пикет Lv 45-465 – газогидратоносный участок. LV – НИС "Академик М.А. Лаврентьев", 45 – номер рейса, 465 – пикет отбора осадка (например, 465 км от берега по профилю).

Северо-Татарский прогиб. Куполообразное поле высоких концентраций метана, сопровождаемых повышением УВГ, выявлено в осадках в зоне сочленения Шантарского грабена и Северо-Татарского прогиба (станции 175–295, глубины 100–150 м) с отдельными пиками на станциях 255А (16 ppm), 265А (8 ppm) и 275 (15 ppm). Изотопный состав газа здесь составил δ¹³C–CH₄ -58 – -63 ‰ и δ¹³C–CO₂ -22.5 – -23.7 ‰, то есть наблюдается возрастание доли микробных газов относительно осадков Шантарского грабена при сохранении общего термогенного фона.

Газогеохимические поля Северо-Сахалинского осадочного бассейна. В Северо-Сахалинский осадочный бассейн входят Шмидтовская складчато-сдвиговая зона и Северо-Сахалинский прогиб – один из самых крупных в Охотском море, занимающий также северо-восточную часть о-ва Сахалин.

Шмидтовская складчато-сдвиговая зона. Область высоких содержаний метана с максимумами 5–26 ppm распространяется на всю Шмидтовскую складчато-сдвиговую зону и часть Дерюгинского прогиба (см. рис. 19, табл. 6). Пикеты 305–445. Средние глубины 100–150 м. Характерно, что практически вся зона была обработана дночерпателями, то есть высокие концен-

трации обнаружены в поверхностных осадках. Профиль распределения метана имеет пилообразную форму над локальными структурами и над разломами.

Северо-Сахалинский прогиб. Анализ нефтегазовых газогеохимических полей, распространенных в Северо-Сахалинской осадочной бассейне, выполнен на основе авторских исследований на Присахалинском, Приохотском и Камчатском шельфе, на площадях Киринская, Южная-Киринская, Астрахановская-Море, Пильтун-Астоская и Лунская, а также на основе данных фондовых отчетов и опубликованных работ, в том числе по о-ву Сахалин (рис. 20).

Анализ распределения данных по островным месторождениям показывает, что в газовых месторождениях (неоген) при преобладании термогенного метана сумма тяжелых углеводородных газов не превышает 0.71 % об., углекислого газа – 1.5 % (в сумме с сероводородом), азота – 5.3 %. В целом такая особенность распределения газов повторяется в газопроявлениях и донных отложениях в поверхностных интервалах. Примечательно, что изотопный состав метана скважины 54 на Центрально-Сабинской площади (-47.7 ‰), близкой к Дагинским геотермальным источникам (-57 ‰), может указывать на измен-

Таблица 6. Химический состав газов осадков западной части Охотского моря

Станция	№ пробы	Горизонт	CO ₂ %	O ₂ %	N ₂ %	CH ₄ , ppm	C ₂ H ₄ , %	C ₂ H ₆ , %	C ₃ H ₆ , %	C ₃ H ₈ , %	и-C ₄ H ₁₀ , %
lv45-345											
lv45-5	1	0-10	0.228	20.15	79.62	2.2	0.001146				
lv45-15	2	0-10	0.228	20.46	79.31	2.4					
lv45-15A	4	0-10	0.203	21.04	78.75	1.9					
lv45-35	3а	0-10	0.508	18.84	80.64	2.5	0.000034	0.000011			
lv45-45A	5	0-10	0.410	19.57	80.02	2.2					
lv45-65	6	0-10	0.216	21.37	78.41	2.0					
lv45-75	7	0-10	0.278	21.23	78.49	1.9		0.000015			
lv45-85	8	0-10	0.324	21.33	78.35	1.9					
lv45-95	9	0-10	0.561	20.98	78.46	1.9					
lv45-95	10	0-10	0.549	20.99	78.46	1.9					
lv45-105	11	0-10	0.573	20.97	78.46	1.8					
lv45-105	12	0-10	0.432	21.05	78.52	1.9					
lv45-115	13	0-10	0.397	20.96	78.65	2.0					
lv45-115	14	0-10	0.248	21.21	78.54	1.9					
lv45-135	15	0-10	0.758	19.89	79.35	2.2	0.000019	0.000006	Следы		
lv45-135	16	0-10	0.779	19.57	79.65	2.4	0.000022	0.000007	Следы		
lv45-145	17	0-10	0.895	19.40	79.70	2.6	0.000030	0.000010	Следы		
lv45-145	18	0-10	0.787	19.87	79.34	2.6	0.000019	0.000007	Следы		
lv45-155A	3	3	0.538	18.45	81.01	3.8	0.000027	0.000007	Следы		
	4	20	0.349	18.71	80.94	4.9	0.000026	0.000008	Следы		
	5	40	0.186	19.64	80.17	2.8	0.000023	0.000006	Следы		
	1	60	0.466	19.65	79.88	2.5	0.000020	0.000005	Следы		
	19	80	0.195	19.55	80.26	3.2	0.000027	0.000007	Следы		
lv45-175	6	3	0.549	19.95	79.50	2.2	0.000009	0.000004	Следы	0.000008	
	20	20	0.208	20.24	79.56	2.2	Следы	Следы	Следы	Следы	
	21	40	0.164	19.88	79.96	2.4	0.000018	0.000005	Следы	Следы	
	22	65	0.132	18.78	81.09	3.0	0.000024	0.000008	Следы	Следы	
lv45-185	23	10	0.645	18.72	80.64	2.9	Следы	Следы	Следы	Следы	
	24	30	0.227	18.37	81.41	3.1	Следы	Следы	Следы	Следы	
	25	55	0.198	18.25	81.55	6.1	Следы	Следы	Следы	Следы	
lv45-195	26	10	0.756	18.76	80.48	3.3	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы
	27	30	0.322	19.28	80.40	3.7	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы
	28	60	0.163	17.13	82.70	7.2	Следы	Следы	Следы	0.000010	Следы
lv45-205	29	10	0.759	17.34	81.90	3.4	0.000041	0.000008	Следы	Следы	Следы
	30	30	0.291	18.71	81.00	5.0	0.000032	0.000007	Следы	Следы	Следы
	31	50	0.243	18.01	81.75	8.4	0.000035	0.000008	Следы	Следы	Следы
	32	10	0.807	16.45	82.74	3.6	0.000050	0.000011	Следы	0.000019	0.000011
	33	30	0.436	16.78	82.79	7.7	0.000054	0.000015	0.000018	0.000017	0.000023
	34	50	0.259	15.69	84.05	18.9	0.000062	0.000016	0.000022	0.000018	0.000028
	36	70	0.107	16.01	83.88	17.5	0.000054	0.000020	0.000019	0.000021	0.000020
	35	90	0.156	20.17	79.68	25.6	0.000016	0.000013	Следы	Следы	Следы

чивость изотопного состава углерода пластовых газов и поверхностных. Облегчение изотопного соотношения углерода может объясняться вкладом интенсивной бактериальной деятельности в отложениях Дагинского участка. В целом изотопный состав углерода метана газонефтяных залежей Северо-Сахалинского осадочного бассейна соответствует среднему значению нефтяных месторождений, приведенных на значительной выборке (табл. 7; табл. 8). Изотопный состав углерода «сахалинского» этана при этом оказывается несколько тяжелее среднестатистических значе-

ний. Вообще следует заметить, что в Сахалинской нефтегазоносной провинции обнаруживается самый изотопно «тяжелый» по углероду грязевулканический метан [Шакиров, Сырбу, 2012] среди остальных нефтегазоносных провинций мира. При этом современная магматическая активность на участке его обнаружения отсутствует.

Северо-Сахалинский прогиб занимает часть западной акватории Охотского моря и большую часть территории Северного Сахалина. Вместе с обрамляющими его с северо-востока Шмидтовским поднятием и Шмидтовской складчато-сдвиговой

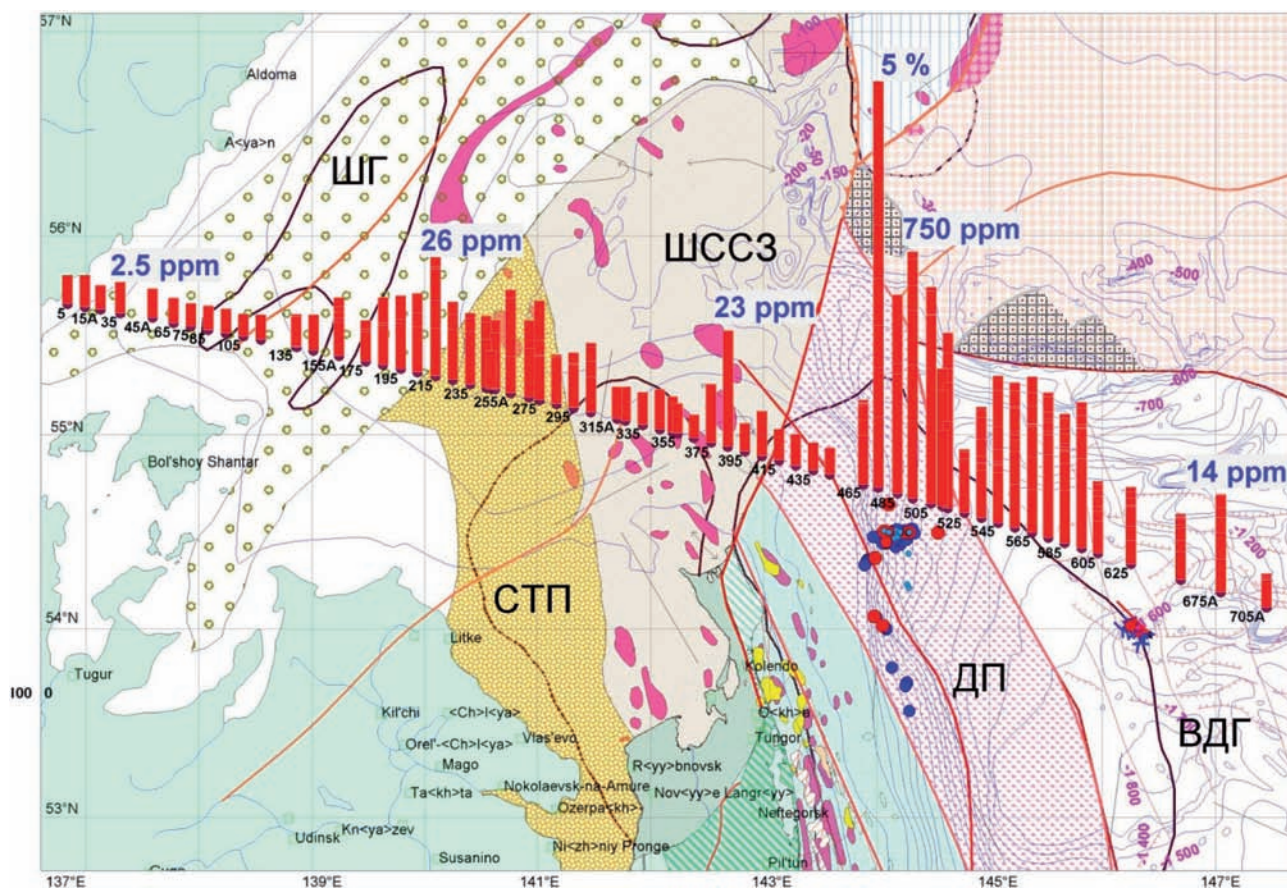


Рис. 20. Распределение метана (красные столбцы, ppm) в донных осадках западной части Охотского моря. Выполнено на основе карты [Харахинов, 1998] с дополнениями автора
 ШГ – Шантарский грабен, СТП – Северо-Татарский прогиб, ШССЗ – шмидтовская складчато-сдвиговая зона, ДП – Дерюгинская депрессия, ВДГ – Восточно-Дерюгинский грабен

Таблица 7. Изотопный состав углерода газов и нефти из месторождений и рассеянного органического вещества (РОВ) осадочных пород [Прасолов, 1990]

Вещество	Число залежей (образцов РОВ)	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	σ , ‰
Метан	520	-42.6	9
Этан	501	-31.3	4.5
Углекислый газ	93	-8.7	7
Нефть	260	-29.7	3.1
РОВ	768	-25.0	4.0

σ – среднеквадратичное отклонение.

зоной он входит в Северо-Сахалинский осадочный бассейн. Протяженность последнего в северо-западном направлении составляет 900 км при ширине в 80–120 км. Этому району соответствует Северо-Сахалинская нефтегазоносная об-

ласть, которая объединяет перспективные бассейны Северного Сахалина, сопредельных акваторий Сахалинского залива и северо-восточного шельфа о-ва Сахалин [Обжиров, Мустафин, 1989]. В пределах Северо-Сахалинского осадочного бассейна нами также обнаружено около десятка факелов, расположенных в субмеридиональном направлении на большом расстоянии друг от друга на глубинах до 100 м. На этой же линии лежит Пильтунский грязевой вулкан и немного к западу, на восточном побережье Сахалина – Дагинская газо-геотермальная система и Лунские термальные источники. Структура осадочной толщи, выполняющей Северо-Сахалинский прогиб, образована в результате палеоген-раннемиоценовой рифтогенной деструкции; в конце неогена в результате активизации тектонических движений в зонах мегасдвигов бассейн представлял собой складчатую область – северное звено Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы [Мельников, 1987; Харахинов, 1998]. Согласно В.В. Харахинову [1998; 2010]

кайнозойская осадочная толща бассейна делится на семь структурно-стратиграфических комплексов. Позднеолигоценый комплекс образован батиальными кремнисто-глинистыми отложениями, мощностью до 1.5 км. Комплекс расчленен на ряд горстовых, горст-антиклинальных и грабен-синклинальных форм северо-западного простирания, контролируемых продольными разрывными нарушениями. К последним приурочены очаги кремненакопления и вулканизма олигоценового времени. Для окобыкайско-ранненутовского комплекса характерно развитие складчатых дислокаций различной интенсивности. В зонах разломов их амплитуда достигает 1500–1000 м. Процессы сжатия, приведшие к их формированию, особенно мощно были проявлены в позднем плиоцене.

Верхненутовский и помырский комплексы образованы глинисто-песчаными отложениями, мощностью до 2–5 км, занимающими, в основном, восточную часть Северо-Сахалинского бассейна. Дерюгинский комплекс зафиксирован в виде небольших линз осадочного материала на его восточной границе в зоне сочленения с Дерюгинским бассейном [Харахинов, 1998; Жаров и др., 2013]. В работе [Грецкая и др., 1992] отмечено, что наиболее благоприятные возможности для образования и накопления УВ существуют в Дерюгинской и Присахалинской нефтегазоносных зонах. В этих зонах средний региональный сейсмо-стратиграфический комплекс имеет наибольшую мощность для Охотского моря (до 4–5 км), и к нему приурочено большинство прогнозируемых залежей углеводородов [Харахинов, 1998].

В Северо-Сахалинском прогибе известны следующие виды выходов природных газов: мелководные единичные факелы, грязевулканическая структура [Обжиров и др., 1999], просачивания метана через зоны разломов над нефтегазоносными структурами, прибрежные геотермальные системы Дагинская и Лунская, поверхностные нефте- и газопроявления.

Газопроявления, химический состав газов осадков. В Северо-Сахалинском прогибе на мелководном северо-восточном шельфе о-ва Сахалин в осадках, отобранных дночерпателями, обнаружен весь спектр углеводородных газов, а также гелий и водород (табл. 9). Содержание водорода часто находится на пределе чувствительности прибора, но гелия превышает фоновые значения в 2–3 раза. В пределах Пильгун-Астохской структуры в поверхностном слое донных отложений обнаружен комплекс миграционных углеводородных газов, при этом содержание бутана иногда превышало

содержание пропана, а содержание пропана превышало содержание этана (см. табл. 9). Таким образом, нарушается обычная нисходящая закономерность концентраций углеводородных газов от низших к высшим членам, что является прямым указанием на миграцию термогенной компоненты. Генетические коэффициенты углеводородных газов указывают на полигенезис полей, при этом 40 % газов характеризуются миграционной (термогенной) природой.

Участки сосредоточенной газовой разгрузки (см. рис. 18). На мелководье Северо-Сахалинского прогиба (северо-восточный шельф о-ва Сахалин) обнаружены единичные газовые факелы вблизи локальных разрывных нарушений. Самый северный факел «Миллениум» зафиксирован на северо-восточном шельфе Сахалина в районе п-ова Шмидта на мелководном шельфе и расположен в месте пересечения разломов. Южнее него на 100 км, непосредственно над нефтегазовым месторождением и на линии Восточно-Сахалинской РЗ закартирован факел в ледовой экспедиции в условиях дрейфа на льдине. Еще южнее на 37 км, также прямо над Пильгунским нефтегазовым месторождением геофизическими методами закартирована структура, предположительно грязевулканической природы [Обжиров, 1993].

В 80 км на юг-юго-запад от ПТГВ на восточном побережье острова расположена Дагинская геотермальная система (ДГС), ранее описываемая как грязевулканическое проявление [Мельников, Ильев, 1989; Мельников, Сабиров, 1999], которое контролируется активным Гаромайским разломом, входящим в зону влияния Хоккайдо-Сахалинской РЗ. Во время широкого отлива на дне лагуны автором были опробованы (2001, 2006, 2006, 2007, 2012, 2013 гг.) многочисленные выходы природного газа в виде пузырей, пробулькивающих из многочисленных кратеров (до 4 м в диаметре), неравномерно рассеянных по дну и с узкими жерлами, уходящими на глубину. Газохроматографический анализ показал, что газ пузырей имеет преимущественно метановый состав – 91–95 % (углекислый газ – до 0.5 %, азот – < 7.3 %, кислород – < 0.3%, этан и пропан – микроконцентрации). Полученные обследования ДГС хорошо согласуются с данными газогеохимических исследований на подводной части прогиба: 1) на акватории Северо-Сахалинского прогиба (ССП) (мелководный восточный шельф о-ва Сахалин) выявлены сквозные устойчивые аномальные поля метана миграционной природы при добавлении микробной компоненты. АКМ достигали средней интен-

Таблица 8. Химический и изотопный состав природных газов газовых и газонефтяных месторождений восточной части о. Сахалин

Тип месторождения	Наименование площади. Номер скв.	Интервал опробования	Возраст горизонт	Химический состав газа, об. %						ИЗС, %			Источник	Дополнительно
				5	6	7	8	9	10	11				
Газовые	Глядко-Абуланское. 30	1300–1400	N1-XV (залежь)	CH ₄	ΣТУВГ	CO ₂ +H ₂ S	N ₂ +ред. газы	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈				
				94.75	0.71	0.8	3.6	-37.3	-	-				
				96.88	0.52	0.2	2.4	-40.1	-	-				
				98.98	0.26	0.4	0.35	-47.7	-	-				
				98.47	0.05	1.0	0.45	-35.3	-	-				
				89.14	0.05	1.2	9.6	-35.8	-	-				
				93.03	0.17	1.5	5.3	-53.6	-	-				
				95.54	0.05	0.0	4.4	-39.2	-	-				
Газонефтяные (смешанные)	Некрасовское. 29	2180–2185	N1-XIIIa	CH ₄	ΣТУВГ	CO ₂ +H ₂ S	N ₂ +ред. газы	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈				
				87.94	10.06	1.0	1	-36.9	-27.2	-				
				88.08	9.52	0.8	1.6	-40	-26.4	-				
				87.29	8.71	0.4	3.6	-37.5	-	-				
				94.56	1.03	3.1	1.3	-40.5	-	-				
				79.24	1.43	12.1	7.2	-37	-	-				
				70.4	3.12	21.0	4.22	-37	-	-				
				75.04	2.16	0.8	21.1	-38.8	-25.1	-				
				71.78	10.84	14.6	2.3	-36.4	-	-				
				68.74	4.55	14.6	12.1	-46.3	-28.9	-				
Газовые	Эхабинское. 254	–	N1-XII	CH ₄	ΣТУВГ	CO ₂ +H ₂ S	N ₂ +ред. газы	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈				
				65.85	6.55	10.1	17.5	-37.2	-27.8	-				
				58.44	13.42	14.5	13.64	-35.1	-26.3	-13.8				
				76.5	6.8	16.2	0.5	-34.4	-	-				
				86.65	4.2	8.5	0.65	-34	-	-				
				92.39	4.81	2.0	0.8	-37.9	-	-				
				71.81	6.96	20.7	0.5	-37.3	-23.0	-				
Нефтяные	Одоптинское. 67	2211–2288	N1-XXI	CH ₄	ΣТУВГ	CO ₂ +H ₂ S	N ₂ +ред. газы	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈				
				92.01	1.57	4.4	2	-33.2	-	-				
				94.36	4.6	0.0	1	-31.6	-	-				
				76.3	12	9.3	2.4	-34.8	-	-				
Газовые	Восточно-Дагинское. 18	1035–1065	N1	CH ₄	ΣТУВГ	CO ₂ +H ₂ S	N ₂ +ред. газы	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈				
				94.36	4.6	0.0	1	-31.6	-	-				
Газовые	Глядко-Абуланское. 56	2404–2411	N1-XXIX (залежь)	CH ₄	ΣТУВГ	CO ₂ +H ₂ S	N ₂ +ред. газы	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈				
				76.3	12	9.3	2.4	-34.8	-	-				

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Газокодецатные	Астрахановское. 4	2804–2814	N1	93.87	5.23	0.3	0.6	-32.4	-25.2		1	
	Узловое. 7	2482–2490	N1	92.45	5.0	1.9	0.65	-32.6			1	
Нефтегазовые (состав свободных газов)	Колендо	700	N ₁₋₂	98.7	0.1	0	1.2	-4			2	0,001
	Тунгор	500	N ₁₋₂	97.9	0.9	0.2	1	-34			2	0,009
	Колендо	1200	N ₁₋₂	98.8	2	0.9	0.3	-			2	0,001
	Тунгор	1500	N ²⁻³	88.6	3.6	6	1.4	-			2	0,002
	Кыдыланы	400	N ²⁻³	96.2	0.2	2.6	1	-			2	0,001
	Эрри	1200	N ²⁻³	96.2	0	0.2	3.6	-			2	0,003
	Сабо	1000	N ²⁻³	98.5	0	0.4	1.1	-48			2	0,001
	Малое Сабо	900	N ²⁻³	96.9	0	0	3.1	-			2	0,001
	Некрасовка	2200	N ²⁻³	88.8	9.7	0.3	1.2	-38			2	0,003
	Крапивинское	900	N ²⁻³	97.5	1.3	0.2	1.3	-			2	0,002
	Тунгор	1900	N ²⁻³	78.8	3.9	15	2.3	-37			2	0,002
	Кыдыланы	1700	N ²⁻³	92.2	3.8	2.2	1.8	-			2	0,001
	Эрри	1800	N ²⁻³	95.7	2.3	0.3	1.7	-			2	0,001
	Сабо	1800	N ²⁻³	96.7	1.3	1.5	0.5	-			2	0,001
	Волчанка	2000	N ²⁻³	95.4	2.4	0.6	1.6	-			2	0,001
	Крапивинское	1600	N ²⁻³	97.5	0.9	0.3	1.3	-			2	0,001
	Центральное Гыргылыны	300	N ²⁻¹	97.8	0.3	0.3	1.6	-			2	0,003
Прибрежное	300	N ²⁻¹	98.8	0.1	0	1.1	-35			2	0,002	
Тунгор	0	N ²⁻¹	71.6	5.5	21.6	1.3	-			2		
Малое Сабо	2160	N ²⁻¹	96	3.2	0.4	1.2	-			2	0,002	
Крапивинское	400	N ²⁻¹	97.6	1.4	0.6	0.4	-			2	0,003	
Узловая	600	N ²⁻¹	73.6	24.9	1.2	1.3	-			2	0,001	
Восточно-Луговое	1200	N ²⁻³⁻¹	94.4	1.7	1.7	2.1	-			2	0,003	

Источники: 1 – [Кудрявцева, Лобков, 1984]; 2 – [Равдоникас, 1986], прочерк – нет данных.

Таблица 9. Химический состав газов и коэффициенты УВГ осадков Пильгун-Астохской структуры

Координаты		He	H ₂	CH ₄	O ₂	N ₂	CO ₂	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	иС ₄ H ₁₀	ΣТУ	КС ₂ *	C ₂ /C ₃	КС ₄ *	C ₁ / C ₂ +C ₃	W*
Lat (N)	Lon (E)	ppm	ppm	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
52.23218	143.6218	17.3	3.1	0.01	15.28	77.35	4.4	—	0.0001641	0.000564	—	0.00062	—	—	—	375	4.24
52.83467	143.3845	11.6	2.6	—	—	—	—	—	—	—	—	0.00000	—	—	—	—	—
52.0496	143.8694	18.2	0.7	0.83	1.968	86.17	7.8	0.0000597	0.0001362	0.000259	—	0.00048	0.062	0.208	—	13944	0.05
52.15497	143.7608	10.6	1.6	7.25	1.6	79.51	7.9	—	—	0.000158	—	0.00016	—	—	—	—	0.002
52.3959	143.6536	19.2	1	0.06	2.246	90.89	3.0	—	—	0.000374	0.0004000	0.00105	0.167	—	1.07	368	1.87
52.8209	143.3644	13.9	1.1	0.003	21.55	74.87	0.2	—	—	0.000024	0.000045	0.00011	0.538	—	1.91	76	3.63
52.02602	143.7543	12.6	2.3	0.63	18.35	85.47	8.0	0.0001056	—	0.000202	—	0.00061	0.992	—	—	2057	0.08
53.09683	143.3048	13.1	2.5	0.08	1.806	90.46	5.2	0.0000200	0.0005002	0.000335	—	0.00069	0.697	5.642	—	296	0.79
52.55228	143.3413	13.2	2.5	0.25	1.82	89.75	5.1	0.0000151	0.0005544	0.000339	—	0.00056	0.368	2.715	—	1693	0.21
52.868	143.3945	13.8	1.9	0.59	1.72	89.65	4.6	—	—	0.000549	—	0.00072	0.319	—	—	3377	0.12
52.35862	143.5386	10.2	2.9	0.00	12.07	83.43	1.5	0.0000664	0.0003836	0.000095	—	0.00021	0.049	0.254	—	431	3.30
53.25	143.3212	11.6	2.1	0.09	1.796	92.37	3.6	0.0001575	0.0002899	0.000192	—	0.00122	0.905	1.995	—	150	0.20

КС₂* – этановый коэффициент, КС₄* – бутановый коэффициент, W – газогенетический коэффициент (коэффициент влажности)

сивности (до 563 нл/л) на поверхности и высокой (до 5510 нл/л) на дне (июнь 2000 г.), 30 рейс НИС «Профессор Гагаринский», станция Ga28-02); 2) в составе газа Дагинских газовых выходов (ДГВ) присутствуют этан, пропан в количествах, соответствующих газам пластовых залежей на наземной части ССП. Результаты экспедиций по мониторингу метана на восточном и северо-восточном шельфе о-ва Сахалин также выявили наличие ТУВ на Лунской, Пильгун-Астохской, Кириной и Южно-Кириной площадях в осадках. Мы предполагаем существование на мелководном шельфе выходов метана, аналогичных Дагинским, что подтверждается наличием Пильгунского грязевого вулкана (выделенного по геофизическим признакам) [Обжиров, 1993] в направлении на северо-северо-восток от местоположения ДГВ. Ареалы рассеяния природных газов существуют вокруг очагов, образованных струйными истечениями пузырей природного газа. Такие на шельфе носят спорадический характер и зарегистрированы также в 62 км на юг-юго-восток от ДГС вблизи разлома С-СВ простираются недалеко от контура нефтегазоносной структуры. Факел «Николь» закартирован в пределах Лунской антиклинальной структуры (амплитуда поднятия 200–500 м), в 40 км прямо на юг от предыдущего факела. Здесь же, в течение мониторинга, фиксировался сквозной устойчивый тип АПКМ порядка 500–3000 нл/л. Структура Лунского газоконденсатного месторождения представляет собой антиклинальную складку, разбитую разломами на блоки, что создает благоприятные условия с одной стороны: для формирования площадных высокоинтенсивных аномальных полей миграционных газов, а с другой свидетельствует о разрушении залежи. В пределах контуров локальной Лунской антиклинальной структуры с амплитудой поднятия 200–500 м ранее были установлены сквозные аномальные поля метана порядка 5000–7000 нл/л (станции Ga25-13 (1997), Ut99-9 (1999) и Ga28-12 (2000 г.). При максимальной интенсивности аномальное газогеохимическое поле достигало концентрации 10000 нл/л. Самое южное газопроявление типа «факел» в Северо-Сахалинском прогибе зарегистрировано в его южной части в 60 км на юг от факела «Николь». Необходимо отметить, что три последних факела расположены вблизи разломов северо-восточного простираются и среди группы нефтегазовых и газовых месторождений, а также локальных структур (рис. 21).

Таким образом, Северо-Сахалинский прогиб характеризуется поступлением миграционных

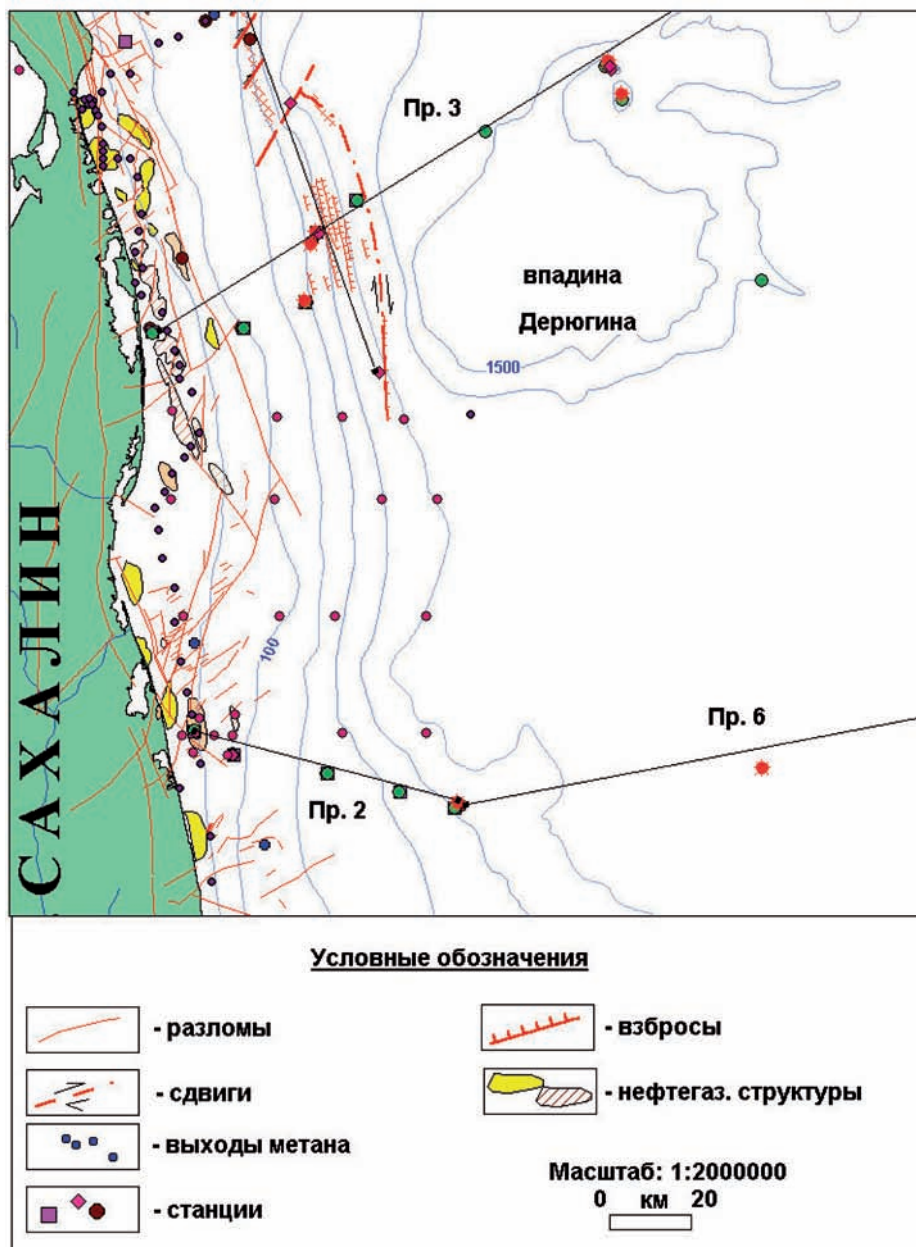


Рис. 21. Расположение локальных единичных выходов метана среди нефтегазовых залежей и тектонических нарушений в Северо-Сахалинском прогибе

газов, преимущественно термогенных нефтегазового ряда, которые формируют локальные и площадные газогеохимические аномалии. В целом, данная обстановка указывает на плохую сохранность нефтегазовых залежей, структуры которых нарушены разломами.

Поскольку наиболее важным с точки зрения генезиса и взаимосвязи с геологическим строением в данном прогибе являются углеводородные газы, необходимо было выполнить исследования типового их распределения в нефтегазовых зале-

жах Охотского моря. Для анализа распределения углеводородных газов нефтегазового генезиса были привлечены данные по газам, отобраным в устье и окрестностях разведочных и эксплуатационных скважин на участках ряда месторождений. В дальнейшем распределение газов в данных объектах используется так же, как репер для определения генетического ряда углеводородных компонентов.

Кириновское газовое месторождение. Исследования по газогеохимическому обследованию за-

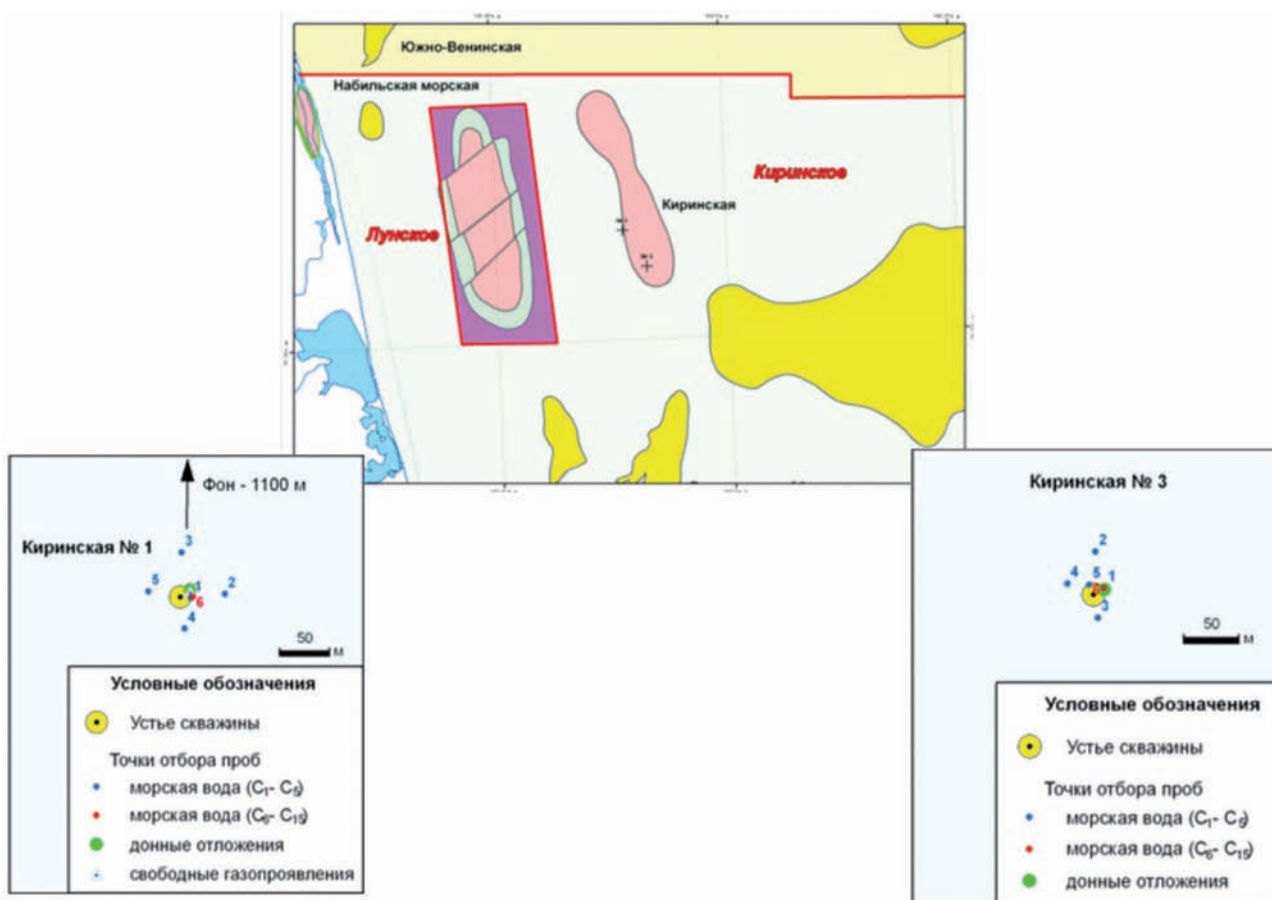


Рис. 22. Схема расположения Кири́нской морской площади и точек отбора проб морской воды и донных отложений в районе скважин Кири́нская № 1 и Кири́нская № 3 (обозначены крестиками)

консервированных и ликвидированных скважин на Кири́нском месторождении были проведены, в том числе, для получения геоэкологической информации о состоянии устьев скважин, газогеохимической обстановке в районе устьев скважин. Кири́нский лицензионный участок расположен на северо-восточном шельфе о-ва Сахалин и находится в пределах Кири́нского блока проекта «Сахалин-3». Блок примыкает к центральной части острова Сахалин, в районе Лунского залива, с севера Кири́нский блок ограничивается линией на широте южной границы Набильевского залива, с юга – на траверзе устья реки Нампи. Восточная граница Кири́нского блока проходит, примерно, по изобате 250 м и удалена от береговой линии на расстояние около 75 км. Кири́нская морская площадь находится на расстоянии 29 км от берега и в 15 км на восток от Лунского месторождения. Глубина моря на месторождении меняется в пределах 85–95 м (см. рис. 21). Ранее, автором было установлено сквозное устойчивое аномальное поле метана в толще вод в двух километрах

к западу от контура Кири́нского газового месторождения. Месторождение находится в пределах Кири́нской локальной антиклинальной структуры (рис. 22) с амплитудой поднятия 100–200 м.

Водная толща характеризуется сквозной устойчивой площадной аномалией метана порядка 1000–4000 нл/л [Шакиров, 2003; Shakirov et al., 2005].

Краткое описание геологического строения [Геологическое строение..., 1990]. Согласно региональной стратиграфической схеме, в пределах Кири́нской площади выделены следующие стратиграфические подразделения: свиты мачигарская (нижний эоцен), даехури́нская (олигоцен), уйни́нская (нижний миоцен), дагинская (нижний – средний миоцен), окобыка́йская (средний миоцен), нутовская (верхний миоцен – нижний плиоцен) и помы́рский горизонт (верхний плиоцен – плейстоцен).

Из указанных свит дагинская подразделяется на три подсвиты, нутовская подразделяется на нижнюю (верхний миоцен) и верхнюю (верхний миоцен – плиоцен). Дагинская свита (ниж-

ний – средний миоцен), согласно залегающая на уйнинских породах, представлена циклическим переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов с редкими включениями мелкого гравия и гальки, с прослоями каменного угля. Мощность свиты колеблется от 1500 до 1800 м. Породы свиты содержат ископаемые фаунистические остатки моллюсков и фораминифер, характерных для мелководных условий осадконакопления. Количество прослоев каменного угля в разрезе уменьшается по мере удаления от береговой линии. Фундаментом кайнозойского осадочного чехла развитого в пределах Киринской площади являются породы верхнего мела, залегающие на глубинах от 7000 м до 9000 м. Представлены они преимущественно аргиллитами и алевролитами с толщей песчаников и туфоалевролитов и аргиллитов. Отметим, что этому интервалу глубин и возрасту (быковская свита) соответствует рассчитанная по изотопным геотермометрам глубина генерации изотопно тяжелых газов Южно-Сахалинского грязевого вулкана [Ершов, Шакиров и др., 2010]. Примечательно, что несмотря на явно высокое газонасыщенное и углеводородное значение комплекса меловых толщ Сахалина, знание о его вещественном составе невелико. Не останавливаясь подробно на составе стратиграфических подразделений, следует отметить их высокую глинистость и угленосность, особенно проявленную в Среднедагинской подсвите (глинистые алевролиты и аргиллитоподобные глины с 1–2 метровыми прослоями каменного угля). Формирование её происходило в пределах внешнего шельфа. Нижненутовская подсвита (верхний миоцен) перекрывает дагинские отложения и вскрыта на Усть-Томинской, Чайво-море и Аркутун-Дагинской площадях; глинистость разреза подсвиты увеличивается в восточном и юго-восточном направлениях и с глубиной (максимальную мощность подсвита достигает в Чайвинской синклинальной зоне, 2000–2200 м). Верхненутовская подсвита (нижний плиоцен) вскрыта на Монги (900 м) и Северо-Венинской площади (450 м), где она представлена глинами, диатомитовыми глинами и диатомитами с прослоями слабо уплотненных алевролитов и песков и слабо литифицированных песчаников; глинистость подсвиты изменяется с запада на восток. Помырский горизонт (верхний плиоцен – нижний плейстоцен) состоит из глинистых и аргиллитовых диатомитовых слоев мощностью в несколько сотен метров. Дерюгинский горизонт (плейстоцен) развит к северо-востоку от Киринской площади, где его мощность может достигать 2000–2500 м.

В Чайвинской синклинальной зоне его мощность составляет 500–600 м. Дерюгинское стратиграфическое подразделение занимает особенное место в стратиграфии восточно-сахалинского шельфа и склона [Жаров, Митрофанова, Тузов, 2013; Харахинов, 2010]. Четвертичные и современные отложения распространены повсеместно и имеют мощности от 60 м на западе площади до 115 м и более на востоке. Отлагались они в условиях открытого морского шельфа, в обстановке с переменным энергетическим уровнем. Стратиграфическое расчленение четвертичных образований было произведено путём выделения в составе четвертичного покрова комплекса геологических тел, имеющих соответственные геологические границы, фиксируемые в разрезах буровых скважин и выделенные по материалам сейсмоакустического профилирования и сейсмических исследований высокого разрешения, а также по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов, датировкам абсолютного возраста. В результате ранее проведённых и настоящих исследований в разрезе четвертичных отложений выделяется шесть сеймостратиграфических комплексов. Верхний комплекс, доступный для прямого опробования, сложен голоценовыми отложениями мощностью от первых сантиметров до 34 м.

Всего на каждой скважине на 5 станциях для определения газогеохимического состава отбиралось по 5 проб придонной морской воды: центральная точка отбора (№ 1) была расположена над скважиной, точки № 2–5 – в пределах 30 м от скважины (по направлению частей света) (см. рис. 21) [Лабораторные газогеохимические..., 2014]. Для определения в воде содержания высокомолекулярных углеводородов на каждой скважине отбиралась 1 проба морской воды. Станция № 6 располагалась непосредственно над скважиной. Кроме того, была отобрана проба морской воды на станции № 1ф, которая располагалась на расстоянии 1 км от устья скважины. Данная станция может считаться условно фоновой для данного района, так как не учитывает геологические особенности и параметры местной циркуляции океанических вод. Пробы донных осадков отбирались возле устьев скважин. Всего было отобрано 2 пробы донных осадков. На рис. 14 представлена схема расположения точек исследования, в табл. 2 – координаты станций отбора проб.

Для определения в донных отложениях углеводородов групп C_6 – C_{15} после поднятия дночерпателя на борт судна грунт отбирался с помощью цилиндрических тefлоновых пробоотборников.

Таблица 10. Компонентный состав природных газов придонных вод, донных отложений и свободных газопроявлений Киринской площади

№ станции, место отбора	Газовые компоненты, %												
	СО ₂	О ₂	№ ₂	СН ₄	С ₂ Н ₄	С ₂ Н ₆	С ₃ Н ₆	С ₃ Н ₈	и-С ₄ Н ₁₀ , %	С ₄ Н ₁₀	и-С ₅ Н ₁₂ ,	С ₅ Н ₁₂	Н ₂
Свободные газопроявления													
скв. 1	0.110	1.074	3.212	95.588	0.0000	0.0155	0.0000	0.0003	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000	0.0004
Придонные пробы воды													
	СО ₂ , мл/л	О ₂ , мл/л	№ ₂ , мл/л	СН ₄ , нл/л	С ₂ Н ₄ , мл/л	С ₂ Н ₆ , мл/л	С ₃ Н ₆ , мл/л	С ₃ Н ₈ , мл/л	и-С ₄ Н ₁₀ , мл/л	С ₄ Н ₁₀ , мл/л	и-С ₅ Н ₁₂ , мл/л	С ₅ Н ₁₂ , мл/л	Н ₂ , мл/л
1 фон	1.231	7.81	25.88	481	0.000001	0	0	0	0	0	0	0	0
	СО ₂ , %	О ₂ , %	№ ₂ , %	СН ₄ , нл/л	С ₂ Н ₄ , %	С ₂ Н ₆ , %	С ₃ Н ₆ , %	С ₃ Н ₈ , %	и-С ₄ Н ₁₀ , %	С ₄ Н ₁₀ , %	и-С ₅ Н ₁₂ , %	С ₅ Н ₁₂ , %	Н ₂ , %
Скважина №1													
1	0.207	4.27	16.07	344.3	0	0	0	0	0	0.00007	0	0	0
2	0.169	5.31	16.3	1020.6	0	0	0	0	0	0.00003	0	0	0
3	0.386	1.24	16.07	651.7	0	0	0	0	0	0.00008	0	0	0
4	0.216	4.199	16.28	366.5	0	0	0	0	0	0.00006	0	0	0
5	0.161	5.63	15.75	561.9	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Скважина №3													
1	0.143	5.05	13.18	570.4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2	0.137	4.768	12.48	456.3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	0.152	4.68	12.74	376.5	0.00001	0.0000	0	0	0	0	0	0	0
4	0.139	5.39	14.32	216.8	0	0	0	0	0	0.00002	0	0	0
5	0.143	6.01	16.27	348.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Донные отложения													
	СО ₂ , мл/л	О ₂ +Аг, %	№ ₂ , %	СН ₄ , нл/л	и.о.	и.о.	и.о.	и.о.	и.о.	и.о.	и.о.	и.о.	и.о.
скважина № 1	6.166	0.82	9.03	1263.7	и.о.	и.о.	и.о.	и.о.	и.о.	и.о.	и.о.	и.о.	и.о.
скважина № 3	1.285	0.88	9.47	286.8	и.о.	и.о.	и.о.	и.о.	и.о.	и.о.	и.о.	и.о.	и.о.

и.о. – не определено

Пробоотборник ставился вертикально на ненарушенную поверхность грунта и вдавливался в него на глубину 4–5 см, затем вынимался и с помощью специального поршня грунт в ненарушенном состоянии выдавливался на поверхность отборника. Кроме отбора проб воды и осадков, на участке скважины № 1 Киринского месторождения в ходе подводного обследования ТНПА «Triton» XLX № 006 удалось обнаружить свободные газопроявления на дне. Отбор газа со свободного газопроявления был произведён с помощью ТНПА «Triton» XLX № 006 в батометр системы Нискина. Результаты анализа газа в донных отложениях, опробованных в районе скважин № 1 и № 3 Киринского газоконденсатного месторождения, представлены в табл. 10, результаты лабораторного анализа по определению углеводородов группы C₆-C₁₅ в морской воде и донных отложениях – в табл. 11. В морской воде обнаружено аномальное поле концентраций УВГ в придонной воде как в условно «фоновой» точке, так и в районе скважин. Как уже было сказано выше, фоновая концентрация метана в придонных слоях водной толщи не превышает 100–150 нл/л. Из табл. 10 видно, что концентрация метана в придонной воде в районе скважин составляет от 350 до 1000 нл/л, что превышает фон

в 3–10 раз (аномальное поле средней и высокой интенсивности).

Полученные результаты позволяют сделать заключение о том, что насыщение метаном шельфовых вод связано с поступлением газа не из скважин, а площадным подтоком его из нефтегазоносных пород Киринского, Лунского и других нефтегазовых месторождений. Над Лунской структурой обнаружено аномальное поле метана высокой интенсивности (до 10000 нл/л) над разломами, разбивающими месторождение на блоки.

Кроме того, в этом же районе были встречены свободные выделения пузырей метана из донных отложений, которые также насыщают придонную воду метаном. В растворенной фазе практически отсутствуют УВГ (C₂–C₄), в то время как, в пластовом газе месторождения присутствует этан (около 4 %) и десятки доли пропана и бутана.

Это также позволяет говорить о региональном насыщении воды метаном. Тяжелые углеводороды сорбируются донными осадками вблизи от поверхности при низкой температуре, и поэтому в случае поступления газа из скважины в придонной воде над ней должно было увеличиться количество тяжелых углеводородов. Анализ пробы свободного газопроявления показал, что в газе присутствует, в основном, метан (95.6 %), и в УВГ (0.016 %

Таблица 11. Содержание углеводородов группы C₆-C₁₅ в морской воде (придонный горизонт) и донных отложениях. Скважины № 1 и № 3 Киринского месторождения, 2012 г.

Определяемый показатель	Единица измерений	Скважина №1	Скважина №3	ПДК, мг/дм ³
Морская вода				
н-C ₆ H ₁₄	мг/дм ³	0.0002	0.0007	0.5
н-C ₇ H ₁₆	мг/дм ³	0.0018	0.0020	–
н-C ₈ H ₁₈	мг/дм ³	0.0012	0.0018	–
н-C ₉ H ₂₀	мг/дм ³	0.0030	0.0012	–
н-C ₁₀ H ₂₂	мг/дм ³	0.0086	0.0019	–
н-C ₁₁ H ₂₄	мг/дм ³	<0.0001	0.0016	–
н-C ₁₂ H ₂₆	мг/дм ³	0.0039	0.0059	–
н-C ₁₃ H ₂₈	мг/дм ³	<0.0001	<0.0001	–
н-C ₁₄ H ₃₀	мг/дм ³	<0.0001	<0.0001	–
н-C ₁₅ H ₃₂	мг/дм ³	<0.0001	<0.0001	–
Донные отложения				
н-C ₆ H ₁₄	мкг/г	<0.5	<0.5	–
н-C ₇ H ₁₆	мкг/г	<0.5	<0.5	–
н-C ₈ H ₁₈	мкг/г	8.1	11.0	–
н-C ₉ H ₂₀	мкг/г	<0.5	<0.5	–
н-C ₁₀ H ₂₂	мкг/г	<0.5	<0.5	–
н-C ₁₁ H ₂₄	мкг/г	<0.5	<0.5	–
н-C ₁₂ H ₂₆	мкг/г	<0.5	<0.5	–
н-C ₁₃ H ₂₈	мкг/г	<0.5	<0.5	–
н-C ₁₄ H ₃₀	мкг/г	<0.5	<0.5	–
н-C ₁₅ H ₃₂	мкг/г	<0.5	<0.5	–

Таблица 12. Состав основных газовых компонентов, растворенных в воде и в свободном газе на Киринском газопроявлении в Охотском море

Морская вода (дегазация)										
Пробы (№)	проба	CO ₂ , мл/л	O ₂ , мл/л	N ₂ , мл/л	CH ₄ , мл/л	C ₂ H ₆ , мл/л	C ₃ H ₈ , мл/л	и-C ₄ H ₁₀ , мл/л	He % об.	H ₂ % об.
7	фон	0.561	10.205	30.555	0.374	0.000025	0.000000	0.000000	0.0009	0.0001
8	фон	0.472	14.452	49.169	0.345	0.000029	0.000000	0.000000	0.001	0.0002
5	устье	0.958	1.112	21.597	38.681	0.004537	0.000090	0.000065	0.003	0.00003
6	устье	1.318	0.425	8.566	31.051	0.004071	0.000071	0.000048	–	–
Свободный газ (пузыри)										
Пробы (№)	проба	CO ₂ , %	O ₂ , %	N ₂ , %	CH ₄ , %	C ₂ H ₆ , %	C ₃ H ₈ , %	и-C ₄ H ₁₀ , %	He % об.	H ₂ % об.
1	газ	0.1	1.2	3.0	87.6	0.001	0.0001	0.0001	0.001	–
2	газ	0.2	0.7	3.2	87.8	0.01	0.0001	0.0001	0.0005	0.014
3	газ	0.2	0.6	2.5	88.5	0.01	0.0001	0.0001	0.0006	0.014

этан, 0.0003 % пропан и 0.0001 % бутан) (табл. 12). В свободном проявлении в газе было зафиксировано фоновое присутствие водорода (0.0004 %).

Результаты анализа проб морской воды и донных отложений по определению высокомолекулярных углеводородов метановой группы (C₆–C₁₅) показали, что концентрации данных углеводородов в воде и в грунте возле скважины были крайне низкими.

По некоторым углеводородам концентрации находились ниже предела обнаружения метода лабораторного анализа (см. табл. 12). Анализ данных показывает, что:

1. Концентрация метана в придонной воде (от 300 до 1000 нл/л) в районе скважин превышает фон (100–150 нл/л) в 3–10 раз.

2. Наблюдается невысокая разница в концентрациях метана в придонной воде как в условно фоновой точке, так и в районе скважин.

3. В газе придонной воды практически отсутствуют тяжелые углеводороды (C₂–C₄), в отличие от пластового газа месторождения, в котором содержание этана составляет около 4 %, пропана и бутана – десятые доли.

4. В газе свободного проявления присутствует в основном метан (95.6%), тяжелые углеводороды составляют: этан – 0.016%, пропан – 0.0003% и бутан – 0.0001%.

5. Концентрация высокомолекулярных углеводородов группы C₆–C₁₅ в придонной воде и в грунте возле обследуемых скважин очень низкая.

Полученные результаты позволяют сделать заключение о том, что насыщение метаном шельфовых вод связано с поступлением метана не из скважин, а региональным подтоком его из нефтегазоносных пород Киринского, Лунского и других

нефтегазовых месторождений. Кроме того, в этом же районе были встречены свободные выделения пузырей метана из донных отложений в воду. Эти и другие выделения метана также насыщают придонную воду.

В 2013 г. эти данные были проверены, концентрации газовых компонентов представлены в табл. 12. Проявление газа случилось при бурении пилотного ствола скважины на глубине около 400 м. Координаты скважины: 51°27'55.98" с.ш.; 143°51'29.80" в.д.

Необходимо отметить, что наряду с термогенными газами, на шельфе в пределах Киринской площади существует газопроявление, которое представлено микробным метаном с δ¹³C -77 ‰ (три пробы, 2012–2014 гг.). Это еще раз подтверждает сосуществование микробных и термогенных полеообразующих газогеохимических компонент в верхних отложениях.

Над Киринской структурой обнаружены аномальные концентрации растворенного в воде метана (31–38 мл/л), что превышает фоновые значения на 6 порядков (сверхинтенсивные аномалии). Фон в придонной воде в Охотском море в районе отсутствия структур с залежами нефти и газа составляет не более 0.00001 мл/л. Концентрация метана в воде 0.34–0.37 мл/л показывает, что пробы отобраны в районе структуры с залежью, так как она превышает фон в районе отсутствия поступления метана из недр в воду почти на 4 порядка (сверхинтенсивное АПП). Но в районе устья скважины в воде содержатся аномальные концентрации метана (31–37 мл/л). В свободном газе метана содержится 87–88 %. Это обычные концентрации метана в газе нефтегазовых месторождений восточного шельфа Сахалина. В газоги-

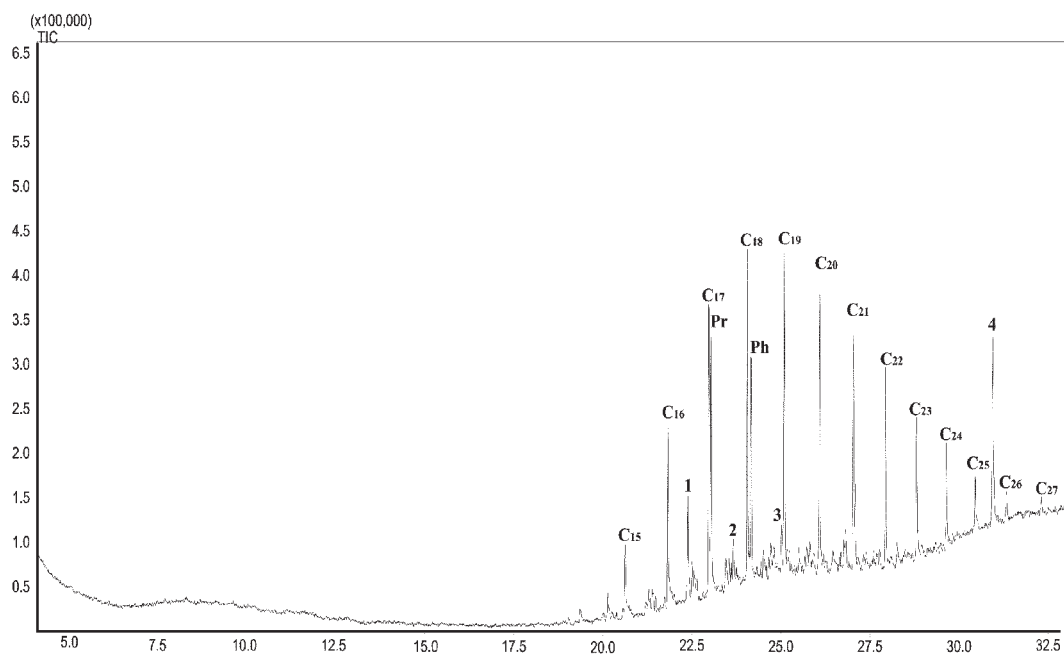


Рис. 23. Хроматограмма экстракта пробы морского осадка N-2 по полному ионному току (1 – 2,6,10-триметилпентадекан, 2 – 2-метилгептадекан, 3 – 2,6,10,14-тетраметилгептадекан, 4 – диоктилфталат)

дратах, которые обнаружены нами в Дерюгинской депрессии на глубинах моря 400–1000 м, так же содержится, в основном, метан при сходных концентрациях его гомологов. Этан присутствует как в растворенных газах в воде (0.004 мл/л), так и в свободном газе пузырей – 0.009 %. Пропан и бутан в растворенном газе отсутствуют или находятся в следовых количествах, но в свободном газе их суммарные концентрации достигают 0.00015 мл/л. Это так же высокие концентрации этих газов и они практически отсутствуют в фоновых районах. Концентрация гелия в пробах газа в воде и пузырях близка к его концентрации в воздухе (0.0005 %). Содержание водорода в свободном газе превышает его фоновое количество на 2 порядка (0.0135–0.0143 %). Низкие концентрации кислорода (0.6–1.1 мл/л) и азота (2.5–3.0 мл/л) в свободном газе и в воде около устья скважины говорят о том, что пробы отобраны достаточно качественно. Исходя из полученных данных, можно с высокой степенью достоверности установить, что газ на устье скважины поступает из нефтегазодобывающей структуры (термогенный газ). Кроме того, наличие аномалии водорода в газе говорит о том, что в районе скважины проходит тектонически-активный разлом. Разломы, осложняющие структуру, не имеют глубокого заложения, так как аномалий гелия и углекислого газа не зафиксировано. Аномалию метана, по всей видимости, в основном формируют микробные газы.

Результаты хромато-масс-спектрометрических анализов (рис. 23). Проанализированы пробы морских осадков (N-2, N-9, N-16). По данным хромато-масс-спектрометрии экстракт из пробы морского осадка N-2 не содержит углеводородов ряда C_6 – C_{14} . В экстракте были идентифицированы *n*-алканы C_{15} – C_{27} и природные изопреноиды регулярного строения: пристан, фитан, 2,6,10-триметилпентадекан, 2,6,10,14-тетраметилгептадекан, а также *и*-алкан 2-метилгептадекан.

Концентрационный максимум на кривой распределения *n*-алканов находится в области C_{19} – C_{20} . Органическое вещество имеет природное микробное происхождение и не является результатом загрязнения нефтяными углеводородами.

По данным хромато-масс-спектрометрии экстракт проб морского осадка N-9 и N-16 не содержит углеводородов ряда C_6 – C_{27} (рис. 24). Таким образом, подтверждается «сухой» тип газов данной площади. Отсутствие признаков высших углеводородов в данном случае не является индикатором отсутствия миграционного подтока.

Следующей структурой, исследованной в Северо-Сахалинском прогибе, является Лунское газоконденсатное месторождение.

Лунское газоконденсатное месторождение. Работы по анализу компонентного состава газа выполнялись в лаборатории «СахалинНИПИморнефть» [Геологическое строение..., 1990]. Исследования

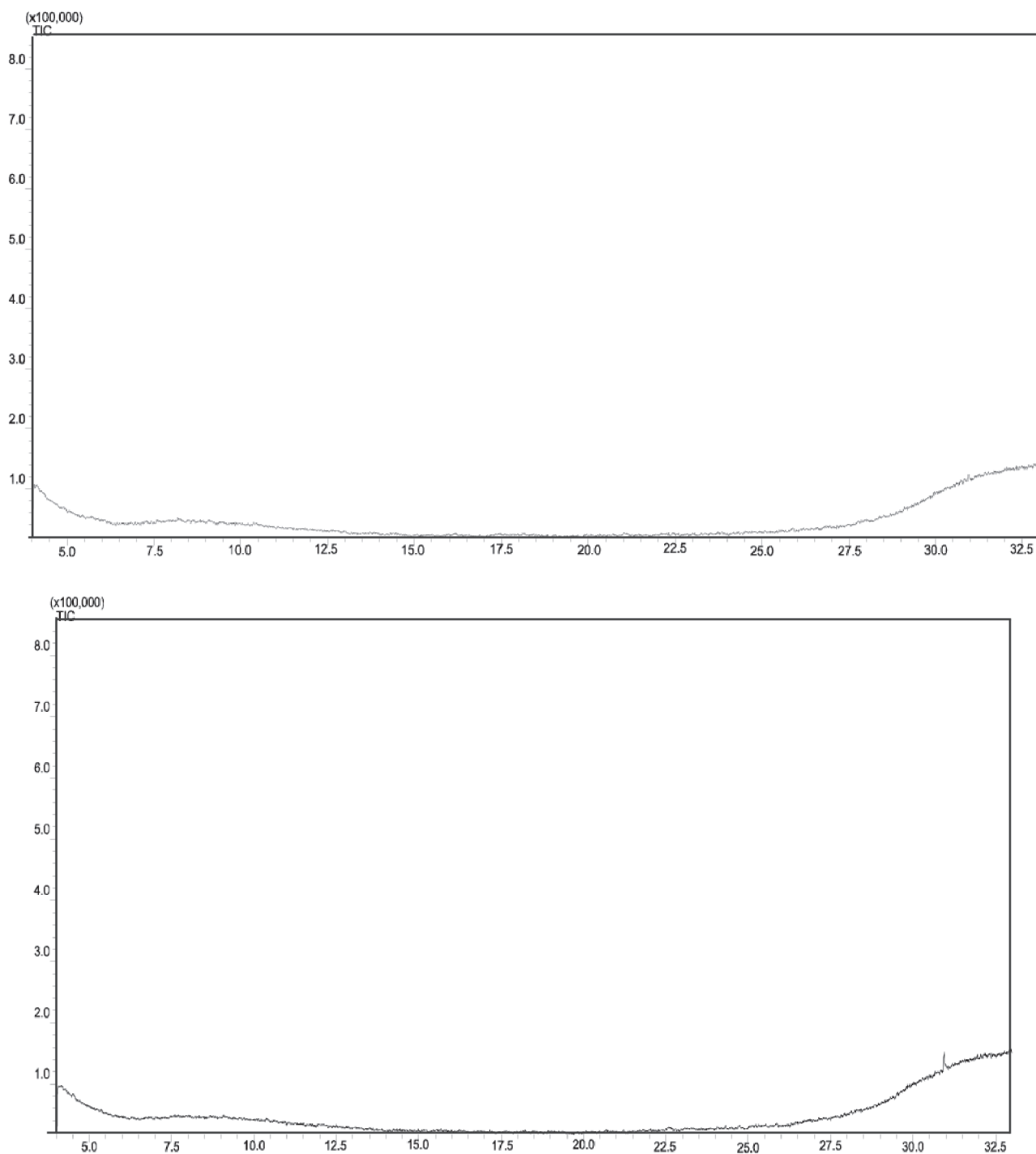


Рис. 24. Хроматограммы экстракта пробы морского осадка N-9 и N-16 по полному ионному току

проб показали, что для газов характерна небольшая изменчивость химического состава по площади и разрезу. Содержание метана колеблется от 89.9 до 91.88 мольных процентов (далее – %), при средней концентрации 91.19 %, этана – от 4.10 до 5.26 % (в среднем 4.62 %), пропана – от 1.29 до 1.88 % (в среднем 1.73 %), изобутана – от 0.34 до 0.40 %

(в среднем 0.38 %), нормального бутана – от 0.34 до 0.61 % (в среднем 0.56 %), изопентана – от 0.13 до 0.38 % (в среднем 0.24 %), нормального пентана – от 0.05 до 0.27 % (в среднем 0.18 %), а содержание C_5 и высших углеводородов в среднем составляет 0.14 %. В свободном газе содержатся азот (в среднем 0.35 %), углекислый газ (в среднем

0.63 %), отмечено незначительное количество водорода и гелия (0.001 %). ГХ анализ также показал, что содержание газообразных гомологов метана подчиняется закономерности $C_2 > C_3 > C_4 > C_5$, в распределении изомеров и углеводородов нормального строения содержание *n*-бутана больше, чем изобутана (соотношение *i*-C₄ / *n*-C₄ изменяется в пределах от 0.7 до 0.9), а содержание нормального пентана меньше, чем изопентана (соотношение *i*-C₅ / *n*-C₅ изменяется в пределах от 1.2 до 3.7). Компонентный состав пластового газа по площади и разрезу изменяется также незначительно. Преобладающим компонентом пластового газа является метан (88.69–90.13 %). Содержание этана варьирует от 4.39 до 4.63 %, пропана – от 1.33 до 2.40 %, *n*-бутана – от 0.41 до 0.69 %, изоктана – от 0.32 до 0.50 %, C₅ и высших углеводородов – от 1.81 до 2.83 %, CO₂ – от 0.35 до 1.37 % и N₂ – от 0.16 до 1.77 %. Свободные газы по своему составу относятся к полужирным (коэффициент жирности, то есть отношение содержания тяжелых фракций к содержанию метана, составляет 7.83), низкоазотным (менее 5.0 %), бессернистым, низкоуглекислым (менее 2.0 %) и низкогелиевым (менее 0.001 %). Свободный газ обладает высокой теплотворной способностью (от 35 740 до 41 500 кдж/м³ [Геологическое строение..., 1990]). Этот газ считается ценным сырьем как для целей химической переработки, так и для его использования в качестве топлива для промышленных и бытовых целей.

В соответствии с отчетом [Геологическое строение..., 1990], растворенный в нефти газ содержит больше тяжелых углеводородов (от 8.77 до 9.70 %, в среднем 9.24 %), чем свободный газ, содержание тяжелых углеводородов в котором составляет 7.7 %. Соотношение всех гомологов метана в растворенном газе аналогично соотношению для свободного газа, а отношение содержания метана к содержанию тяжелых фракций превышает 8.0 ($C_2 / C_3 - 3.1$; $i\text{-}C_4 / n\text{-}C_4 - 0.80$ и $i\text{-}C_5 / n\text{-}C_5 - 1.7$). Состав пластовых газов вполне сопоставим с анализом газогеохимических проб, взятых в поверхностных донных отложениях. Таким образом, газогеохимическая съемка в поверхностных отложениях позволяет судить о качественном составе природного газа нефтегазовых месторождений, находящихся на глубинах до 2 км. Данный вывод справедлив даже для разных тектонических блоков (табл. 13).

Таким образом, газогеохимические поля поверхностных осадков наследуют основные закономерности химического состава пластовых га-

Таблица 13. Компонентный состав растворенного газа в Лунском газоконденсатном месторождении (мольный %)

Газ	Блок 2	Блок 4	Среднее значение
N ₂	0.20	0.28	0.24
CO ₂	0.58	0.80	0.69
C ₁	89.52	89.68	89.60
C ₂	5.64	5.74	5.69
C ₃	2.28	2.09	2.19
<i>i</i> C ₄	0.46	0.38	0.42
<i>n</i> C ₄	0.62	0.52	0.57
<i>i</i> C ₅	0.27	0.21	0.24
<i>n</i> C ₅	0.20	0.14	0.17
C ₆₊	0.23	0.15	0.19
Всего	100.00	100.00	100.00

зов и позволяют определить на примере Лунской и Кириной площадей, что их газы относятся к конденсатному типу, проявляясь в поверхностных отложениях характерным распределением метана, углеводородных газов и водорода. Состав этих газов незначительно изменяется по площади и разрезу, характеризуя газогеохимический режим этого района Северо-Сахалинского прогиба, при этом средний состав $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4 - 41.4$ ‰ VPDB отмечает показатель миграционного газа термогенного генезиса. Следует отметить, что некоторые образцы свободного газа, отобранного из свободного газопроявления на Южно-Кириной структуре, показали $\delta^{13}\text{C}$ метана, типичный для микробных газов. Суммируя, можно заключить, что поверхностные газогеохимические поля ССП имеют полигенетический состав, при наличии локального и площадного поступления миграционных газов термогенного генезиса, при этом возможен вклад глубинный флюидов. Участие глубинных углеводородных флюидов и нефтегазоносность мезозойского кристаллического фундамента северо-восточного и восточного шельфа Сахалина (Северо-Сахалинский и Пограничный прогибы) в настоящее время установлена и обсуждается как в научных [Разницин, 2012], так в научно-производственных работах [Черепанов и др., 2013]. Следует отметить важнейшее значение распространения ультраосновных пород, с которыми чаще всего ассоциируются скопления углеводородов (рис. 25). Тела ультраосновных пород также картируются на промышленно нефтегазоносном южном привьетнамском шельфе и склоне [Обжиров, 1993]. При лабораторных исследованиях брекчированных

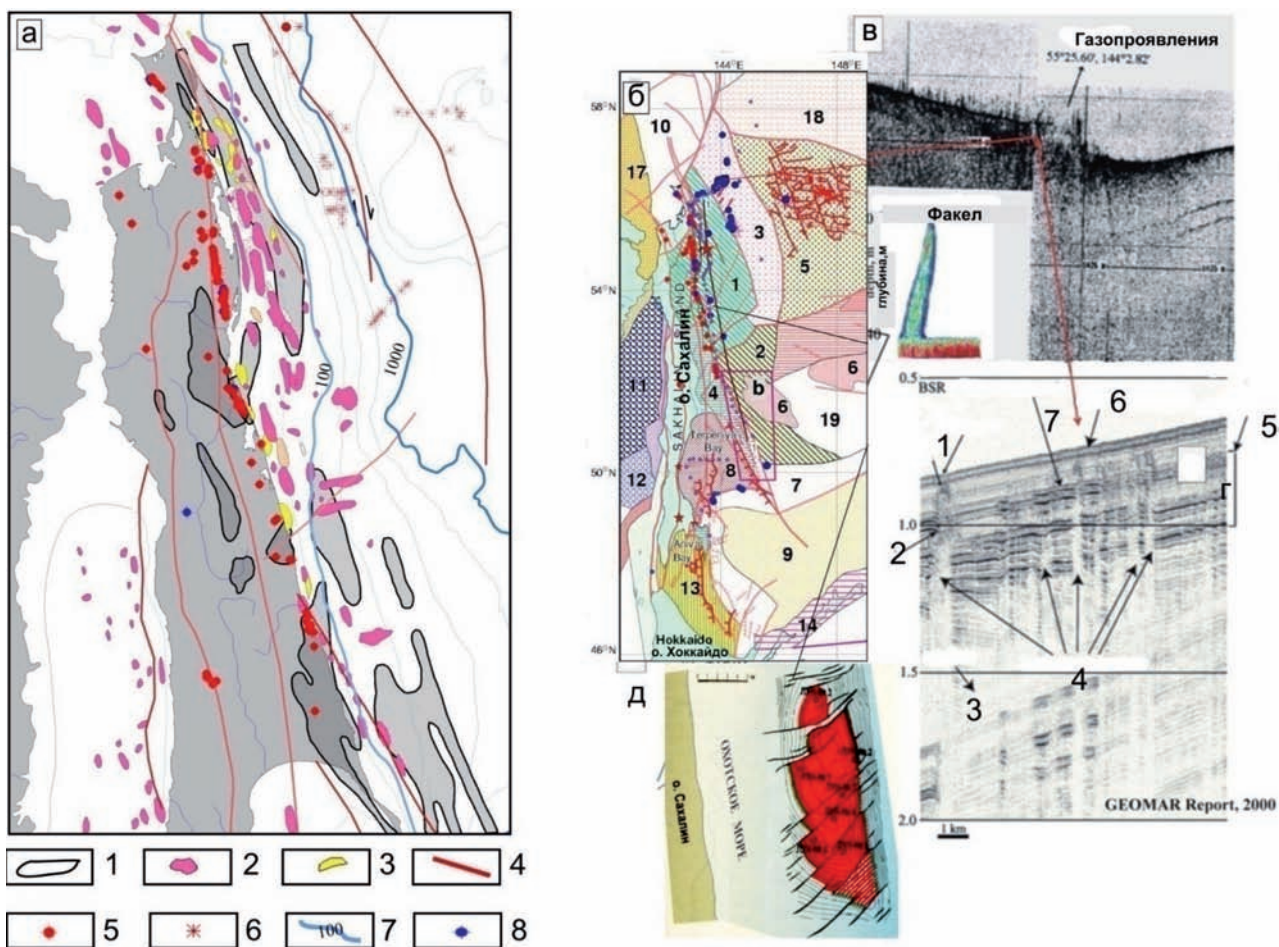


Рис. 25. Карта размещения нефтегазовых месторождений и офиолитовых аллохтонов, газопроявления и зоны газонасыщения в осадочных отложениях западной части Охотского моря, восточного Сахалина и его шельфа. а) 1 – офиолитовые аллохтоны, преимущественно ультраосновного состава [Разницын, 2012]; 2 – локальные структуры; 3 – месторождения нефти и газа; 4 – разломы; 5 – нефтепроявления; 6 – структуры газовых потоков в осадке; 7 – изобаты; 8 – газопроявления на о. Сахалин; б) фрагмент тектонической карты Охотского моря с газопроявлениями различного генезиса (услов. обозначения см. на рис. 18); в) газопроявления западного борта впадины Дерюгина, зарегистрированные при помощи высокочастотного сейсмоакустического профилирования [Cruise report, 2000]; г) разрез НСП через газогидратоносную и газоносную толщу верхних отложений: 1 – аномалия скорости сейсмических волн (усиленное отражение) под газопроявлением типа «покмак»; 2 – снижение скорости сейсмических волн; 3 – кратные отражения; 4 – структуры газовых выходов; 5 – зона газонакопления; 6 – поверхностное отражение (положительное); 7 – горизонт BSR; по оси ординат – двойное время (с); д) структура Лунского газоконденсатного месторождения, разбита разломами северо-восточного простирания на блоки

серпентинитов Окружного месторождения (60 км на юго-запад от Киринского блока) были установлены характеристики битуминозности, характерные для терригенных коллекторов северного Сахалина.

Разуплотненные серпентиниты вскрыты на всем протяжении СВ шельфа Сахалина, при этом наиболее перспективными являются зоны серпентинитового меланжа заполняющего межблоковые полости [Черепанов и др., 2013]. В целом зоны серпентинитовых пород океанической коры

являются признанным источником углеводородов [Дмитриевский и др., 2002].

Дерюгинская депрессия (западный борт впадины Дерюгина). Эта структура является наиболее заметной в отношении активной дегазации (рис. 25) с образованием гидроакустических аномалий «факелов» высотой до 1000 м в толще вод северо-восточного склона о-ва Сахалин. Согласно тектонической карте В.В. Харахинова [1998], он располагается в пределах северной части Дерюгинской депрессии, которая граничит с запада с Северо-

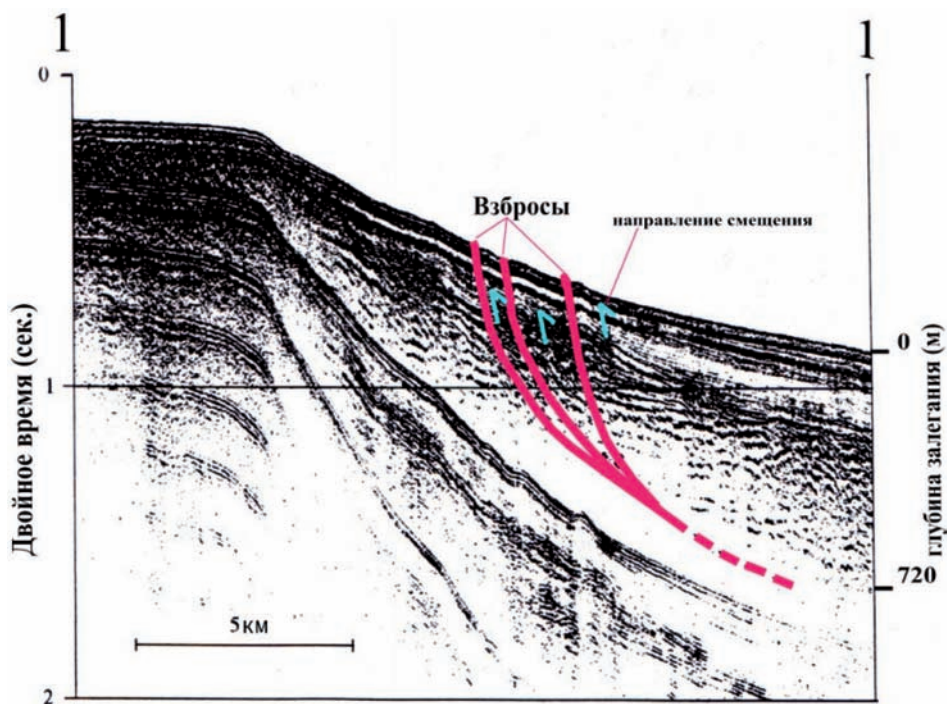


Рис. 26. Фрагмент субширотного сейсмического разреза (профиль 28), проходящего через выходы метана на западном борте впадины Дерюгина. Рейс 22 НИС «Профессор Гагаринский»

Сахалинским прогибом, а с востока – с Восточно-Дерюгинским грабенom. Здесь к 2012 г. закартировано не менее 500 активных сосредоточенных выходов природного газа, расположенных в пределах двух площадей обнаружения газогидратов на глубинах от 300 до 1200 м (см. рис. 25) [Cruise Reports..., 1999; Cruise Report..., 2000; Operation Report..., 2012]. Участок с основным скоплением факелов («северный») занимает площадь около 400 км² и, видимо, характеризует наиболее ослабленную зону в Дерюгинской депрессии. Примерно в 110 км на юго-юго-восток закартировано еще одно поле, называемое Южный участок.

Наибольшее расстояние между самым северным и самым южным факелами в Дерюгинской котловине составляет 250 км (на период наблюдений).

Морфотектоническое строение площади. В пределах Северного участка северо-восточный Присахалинский склон имеет С-СЗ простирание, а его морфология незначительно изменяется с юга на север [Cruise Report..., 1999]. Переход склона в дно впадины Дерюгина плавный, но иногда осложнен уступами, связанными со сбросами и взбросами, а угол наклона дна в окрестностях газопроявлений на интервале от бровки до глубин 680 м круче, чем в более глубокой части района.

Склон этого участка делится на две части: нижний (840–660 м) и верхний (660–560 м), раз-

личающиеся локализацией, интенсивностью и высотой газовых потоков. Морфология верхнего склона характеризуется многочисленными уступами рельефа, которые распространены в интервале глубин 380–750 м, а самые большие из них расположены в верхней части этого интервала. Б.В. Баранов [Baranov et al., 1999] отмечает, что уступы совпадают с положением взбросов (см. рис. 26), к которым приурочены многие газовые «факелы». Поверхность нижнего склона местами усложнена небольшими выемками и холмиками, возможно, связанными с активными выходами метана газогидратоносных структур. Основными тектоническими структурами, контролирующими строение данного района, является Западно-Дерюгинская и Восточно-Дерюгинская разломные зоны. Восточный склон о-ва Сахалин является морфологическим выражением большой трансформной зоны северо-северо-западного направления, которая отделяет о-в Сахалин от впадины Дерюгина (см. рис. 25). Участок с активными выходами метана расположен в пределах Дерюгинской плиоцен-голоценовой зоны нефтегазонакопления [Обжиров, Мустафин, 1989]. Эти исследователи считают, что Дерюгинская зона (Восточно-Сахалинский прогиб), по распространению мелководных морских песчано-глинистых отложений, заслуживает рассмотрения, как одна

из наиболее перспективных в отношении нефтегазоносности бассейна. Изучаемая площадь принадлежит к системе древних и современных разломов восточного склона о-ва Сахалин, объединяющихся в мощную сейсмически активную зону газовой проницаемости сдвигового характера С–Ю простирания. Согласно результатам сейсмических исследований, проведенных в проекте КОМЭКС, здесь существует две основные системы разломов: это взбросы северо-северо-западного простирания и правосторонние сдвиги северо-восточного простирания [Baranov et al., 1999]. Большинство сосредоточенных газопроявлений закартировано вблизи пересечений взбросов и предполагаемых сдвигов и расположены в наиболее узких зонах (1–2 км) между разломами. Убедительным доказательством того, что эти структуры контролируют выходы метана, являются результаты обнаружения над ними или в непосредственной близости от них газопроявлений и сквозных аномальных полей метана высокой интенсивности 10000–20000 нл/л с изотопным составом углерода от термогенного до микробного происхождения (1998–2007 гг.).

В плане основное скопление сосредоточенных газопроявлений на северном участке вытянуто в северо-северо-восточном направлении и совпадает с простиранием сдвигов, которые, как и взбросы, занимают секущее положение по отношению к Западно-Дерюгинской и Восточно-Дерюгинской разломным зонам, являющимися границами Дерюгинской депрессии. Основными кинематическими типами активных разломов западного борта впадины Дерюгина являются сдвиги, крутопадающие сбросы и взбросы. Следует отметить, что ниже по восточному склону о-ва Сахалин существуют изометричные депрессии проседания осадков с линейными размерами до первых километров при глубине 50–250 метров. Они напоминают по морфоструктурным признакам структуры типа «покмак», однако обусловлены не выбросами газа, а изометричными структурами проседания по разломам [Баранов и др., 2013]. Эти структуры создают своего рода локальные приповерхностные зоны проницаемости, которые могут отмечаться низко интенсивными аномальными полями метана и других углеводородных газов.

Источники газогеохимический полей. Активные выходы свободного газа в Дерюгинской депрессии формируются благодаря разрывным нарушениям, секущим верхние слои осадков вплоть до поверхности [Cruise Reports..., 1999; Cruise

Reports..., 2000]. Существование газогидратов в осадках рассматриваемого участка доказано неоднократным обнаружением их в кернах осадка. Регистрирование акустических аномалий типа «факел» во всех экспедициях в этом районе свидетельствует, что в зоне приповерхностных скоплений газогидратов существует устойчивый подток метана из нижних слоев осадочной толщи Дерюгинского и Северо-Сахалинского осадочных бассейнов. Благодаря потокам метана через сцементированные газогидратами осадки в узлах пересечения разнонаправленных тектонических нарушений наблюдался устойчивый сквозной тип АПКМ непосредственно над выходами газа на дне (1998–2007 гг.). Метан в этом регионе образуется в основном за счет термогенного и микробного преобразования рассеянного органического вещества в осадочной толще. Определение глубинных компонент, ожидаемых в активной зоне проницаемости, осложнено наложением вторичных процессов. Наличие термогенного этана, который не образует самостоятельных скоплений или газовых струй, позволяет говорить о том, что микробный газ вовлекается в общий поток в верхних осадочных отложениях (зона диагенеза, мощность около 400 метров). Термогенный метан присутствует в составе нефтегазовых месторождений в осадочной толще на глубинах более 2 км, а мигрируя к верхам осадочной толщи, он смешивается с метаном микробного происхождения. Это косвенно подтверждается работами сотрудников ТОИ ДВО РАН, пришедших к выводу, что образование аутигенных карбонатов в осадках впадины Дерюгина происходит также за счет окисления микробного и термогенного метана, при этом $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ составляет $-29 \div -55 \text{ ‰}$ [Обжиров и др., 2000]. В подтверждение того, что метан, поступающий со дна этого участка, является полигенным соединением, могут свидетельствовать результаты масс-спектрометрического анализа 26 проб, отобранных с различных горизонтов водной толщи на северо-восточном склоне о-ва Сахалин в 4 экспедициях КОМЭКС 1998–2000 гг. (см. прил. 3, отбор и анализ – Ш. Ламмерс, ГЕОМАР, Германия). При этом $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ $-41 \div -110 \text{ ‰}$ (PDB), в этот диапазон входит изотопный состав углерода как микробного, так и термогенного происхождения [Иванов и др., 1992]. В Дальневосточном регионе плюмы термогенного метана с изотопными соотношениями $-46.1 \pm 4.8 \text{ ‰}$ и $-51.4 \pm 5.8 \text{ ‰}$ также обнаружены в толще вод газогидратоносного Нанкайского трога [Tsunogai et al., 2012]. Соотношение изотопного состава углерода метана

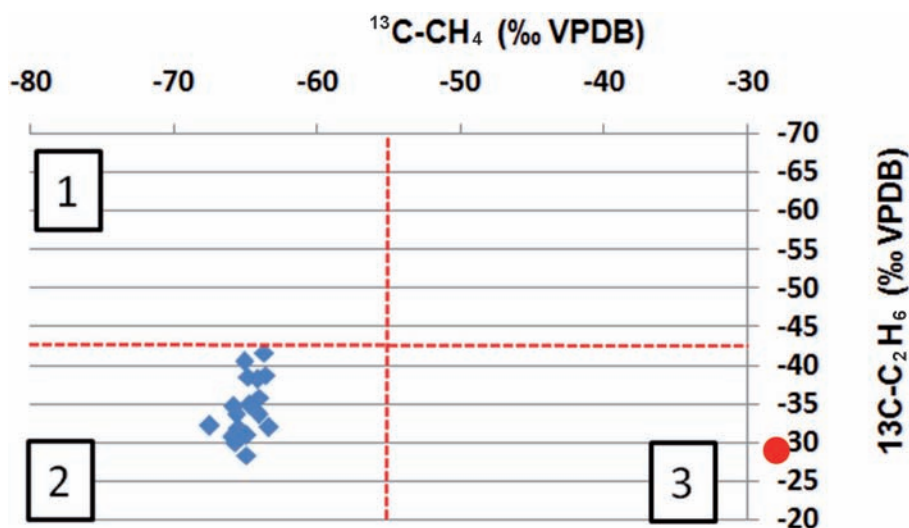


Рис. 27. Генетическая диаграмма микробных (C_1) и термогенных (C_2) газов в газогидратоносных осадках западного борта впадины Дерюгина [проект CHAOS, Nachikubo, 2010]. Представлены данные по газогидратоносным структурам КОПРИ (2 пробы), ТОИ (7 проб), Иероглиф (4 пробы), Китами (2 пробы), Хаос (2 пробы), ВНИИОкеангеология (1 проба), Гизелла (1 проба). Поле 1 – микробные C_1 и микробные C_2 газы; поле 2 – микробные C_1 и термогенные C_2 газы; 3 – термогенные C_1 и термогенные C_2 газы. Красной точкой обозначены значения, обнаруженные автором (анализ Цуногаи У., 2008 г.) в осадочных отложениях Шмидтовской складчато-сдвиговой зоны

в осадках газогидратосной геоструктуры впадины Дерюгина указывает на преимущественно бинарную смесь углеводородных газов, при преобладании микробных газов (метана) в поверхностных отложениях (рис. 27). Наблюдение интенсивных аномальных полей метана с 1984 г. на восточном шельфе и склоне о-ва Сахалин свидетельствует о постоянном разрушении углеводородных залежей.

С другой стороны, благодаря устойчивому подтоку метана из зон катагенеза и метагенеза, происходит обновление газогидратов впадины Дерюгина реликтовыми газами, что подтверждается наличием потоков метана через поверхностные разрывы, секущие газогидратсодержащие осадки. Таким образом, на наш взгляд, обеспечивается сохранность газогидратного геохимического барьера, в местах нарушения которого идут процессы аномального изменения целого ряда геологических, геохимических и других характеристик осадков. Отметим, что прямыми методами (отбор гравитационными трубками, газогеохимическое опробование) существование гидратов метана подтверждено в четырех районах Охотского моря: на северо-восточном склоне о-ва Сахалин, северо-западном склоне о-ва Парамушир, западном борте Курильской котловины, а также вблизи о-ва Хоккайдо [Sasaki et al., 2001]. Что касается оценок площадей распространения, то материалы геологического бурения свидетельствуют о том,

что BSR на глубинах от 1000 м и глубже может быть обусловлено границей перехода органогенного опала в кристобаллит под действием возрастающих температуры и давления [Proceedings..., 1989]. При этом образуется градиент плотности, который фиксируется в сейсмической записи аналогично «параллельному дну отражению» (ПДО). Эти данные необходимо учитывать при интерпретации ПДО, обнаруженных на глубинах до 1000 м.

Таким образом, установлено, что основные скопления выходов метана микробного генезиса и термогенного этана в Северо-Сахалинском прогибе и западной части впадины Дерюгина контролируются разломами. Основными структурами, контролирующими сосредоточенные выходы метана, являются узлы пересечений приповерхностных взбросов (глубина заложения около 700 м) и правосторонних сдвигов. Факелы, которые наблюдались в водной толще этого участка в течение двадцати лет наблюдений, говорят о современной высокой активности обнаруженных выходов метана. Также доказано, что поток миграционных природных газов создает в гидратоносных осадках повышенные содержания парафиновых углеводородов [Обжиров и др., 2013] (рис. 28). Выбранные керны имеют неодинаковый уровень концентрации метана. В частности, на станции LV47-6 распределение метана в керне донных осадков превышает фоновые в 5–10 раз

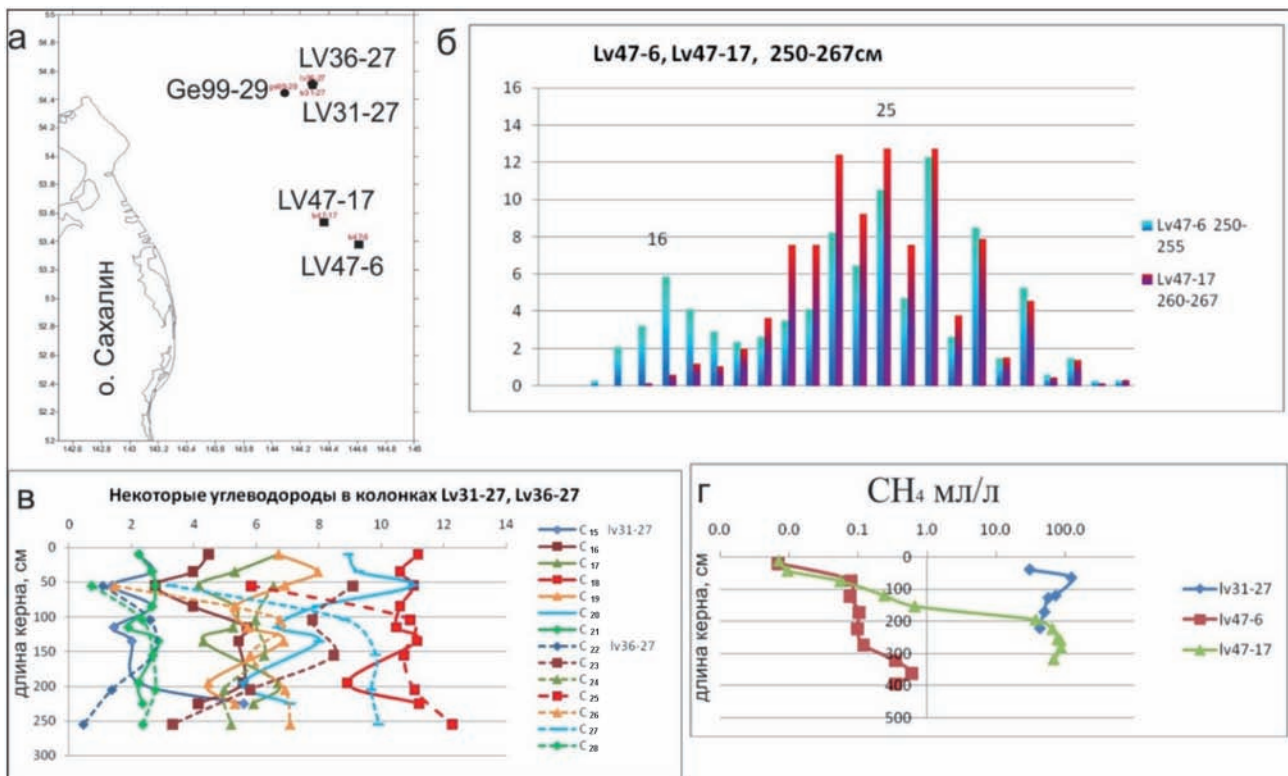


Рис. 28. Карта станций и диаграммы распределения метана и углеводородных компонентов $C_{15}-C_{28}$ в осадках «фоновых» и гидратоносных районов с активными газопроявлениями. Станция Lv47-6 является фоновой с максимальной концентрацией метана 0.6 мл/дм^3 (362 см). Керна станции Lv47-17 содержит газогидраты, максимальная концентрация $\text{CH}_4 - 88 \text{ мл/дм}^3$ (282 см). Представлены результаты газеохимических исследований 59 образцов донных осадков Охотского моря, которые были отобраны из кернов различных экспедиций, станции: Ge-99-28, 1999; LV31, LV36, LV47, 2005–2009; «Sonne» (So178, 2004).

а – карта станций отбора осадка; б – распределение парафиновых углеводородов (LV47-6 – фоновая станция; LV47-17 – станция с газогидратоносными осадками); в – некоторые УВ в колонках станций LV31-27, LV36-27 (одно место отбора в разные годы); г – распределение метана по длине керна

(0.5–0.7 мл/л на глубине 300–400 см от поверхности). На станции LV47-17 на этой же глубине концентрация метана в керне донных осадков превышает фоновые концентрации в 1000–10000 раз и достигает 100 мл/л. Аномальная концентрация метана (около 100 мл/л) наблюдается во всей колонке керна на станции LV31-27, начиная с поверхности. Представленные результаты исследования органического вещества показывают различие распределения парафиновых углеводородов по глубине осадка в интервале фонового или аномального полей метана в осадках. В керне осадков с фоновыми концентрациями метана наблюдается превышение более легких парафиновых углеводородов ($C_{14}-C_{17}$), и ниже более тяжелых ($C_{23}-C_{25}$) по сравнению с газогидратоносными осадками, содержащими аномальные концентрации метана.

Метан, формирующий аномалии на северо-восточном склоне о-ва Сахалин, является смесью

микробного и термогенного компонентов (этана), которые установлены, в том числе, японскими коллегами [Nachikubo et al., 2011]. Преобладание микробной компоненты в газовых потоках газогидратоносного кластера может объясняться активными процессами микробной генерации газа в насыщенных органическим веществом осадках. Аномально высокая газогенерационная способность отложений северо-восточного склона о-ва Сахалин, возможно, также связана с тем, что осадки данного района формируются под сильным влиянием терригенного стока реки Амур (рис. 29).

Палеогеографические данные свидетельствуют о том, что в периоды четвертичных регрессий палеодельта Амура располагалась на территории Северного Сахалина [Александров, 1973], а в период последней регрессии Амур, вероятно, огибал Сахалин с севера и впадал в Охотское море к востоку от острова [Линдберг, 1972]. Мощный речной

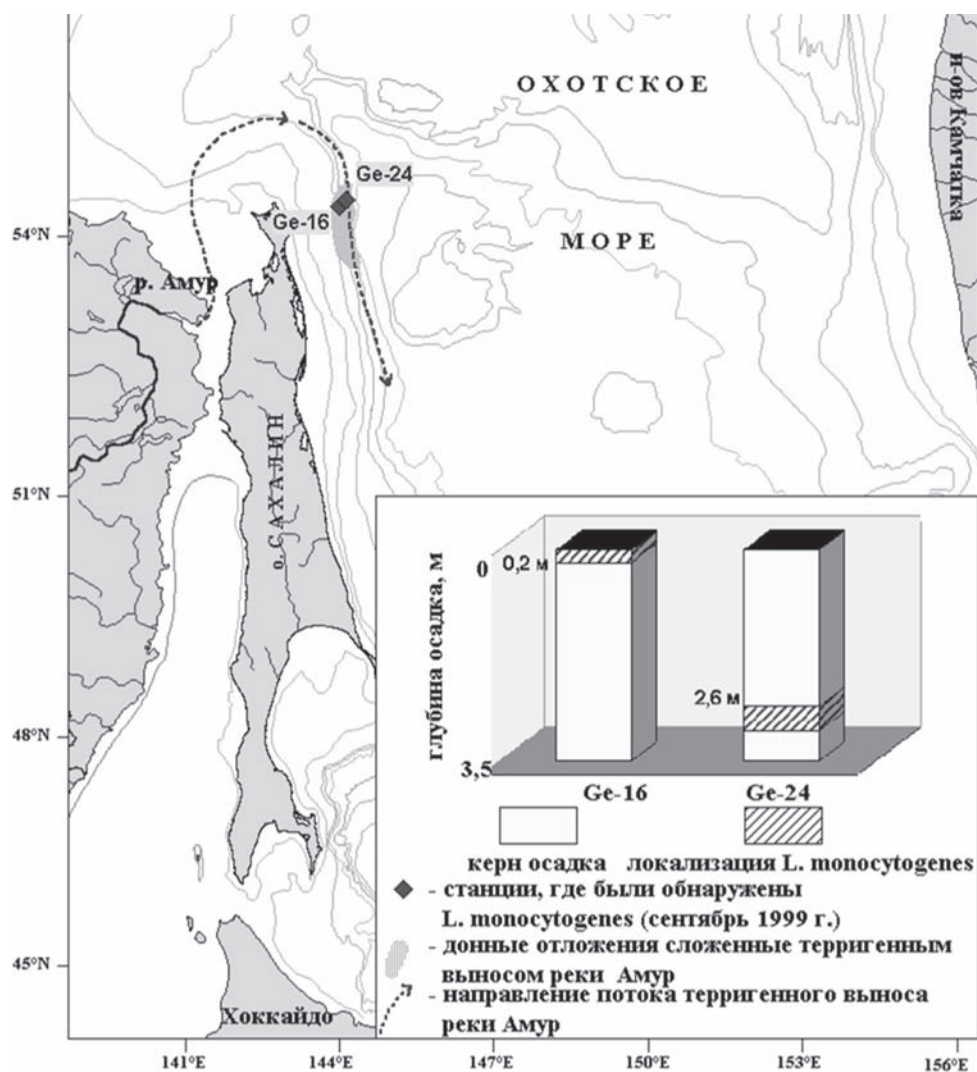


Рис. 29. Обнаружение *Listeria monocytogenes* в газогидратоносных осадках, накопленных под влиянием стока р. Амур [Терехова и др., 2010]. Выполнил Шакиров Р.Б.

вынос вещества, смешиваемого в зоне слияния с Восточно-Сахалинским течением, также сопряжен с привносом психрофильных метилотрофных бактерий, которые выживают в морской среде данного района [Терехова и др., 2010; см. рис. 29]. При этом они могут обнаруживаться в газогидратоносных осадочных отложениях, сформированных под влиянием стока р. Амур, разнос осадка также контролируется Восточно-Сахалинским течением, которое проходит с севера на юг вдоль восточного побережья о-ва Сахалин [Luedmann, Wong, 2002b].

Газогеохимические поля Пограничного прогиба. Пограничный осадочный бассейн соответствует Пограничному прогибу, в котором расположено самое южное месторождение нефти на о-ве Сахалин – Окружное. Это месторождение, по сви-

детельствам специалистов (к.г.-м.н. Е.В. Греция), является самым газонасыщенным нефтяным месторождением о-ва Сахалин. В пределах Пограничного прогиба зарегистрированы высокоинтенсивные устойчивые аномальные поля метана в толще вод порядка 1000 нл/л на всем протяжении шельфа с восточной стороны мыса Терпения (западная часть прогиба). Дополнительно, вдоль Ю-В побережья о-ва Сахалин известны многочисленные нефтепроявления [Алексейчик, 1959]. В пределах прогиба известно также несколько локальных структур, возможно, нефтегазоносных (рис. 30).

Как показано выше, выводными каналами для метана в Охотском море чаще всего служат зоны разломов. Однако полученные газогеохимические данные и доступные геолого-геофизические материалы позволяют сделать вывод, что большое

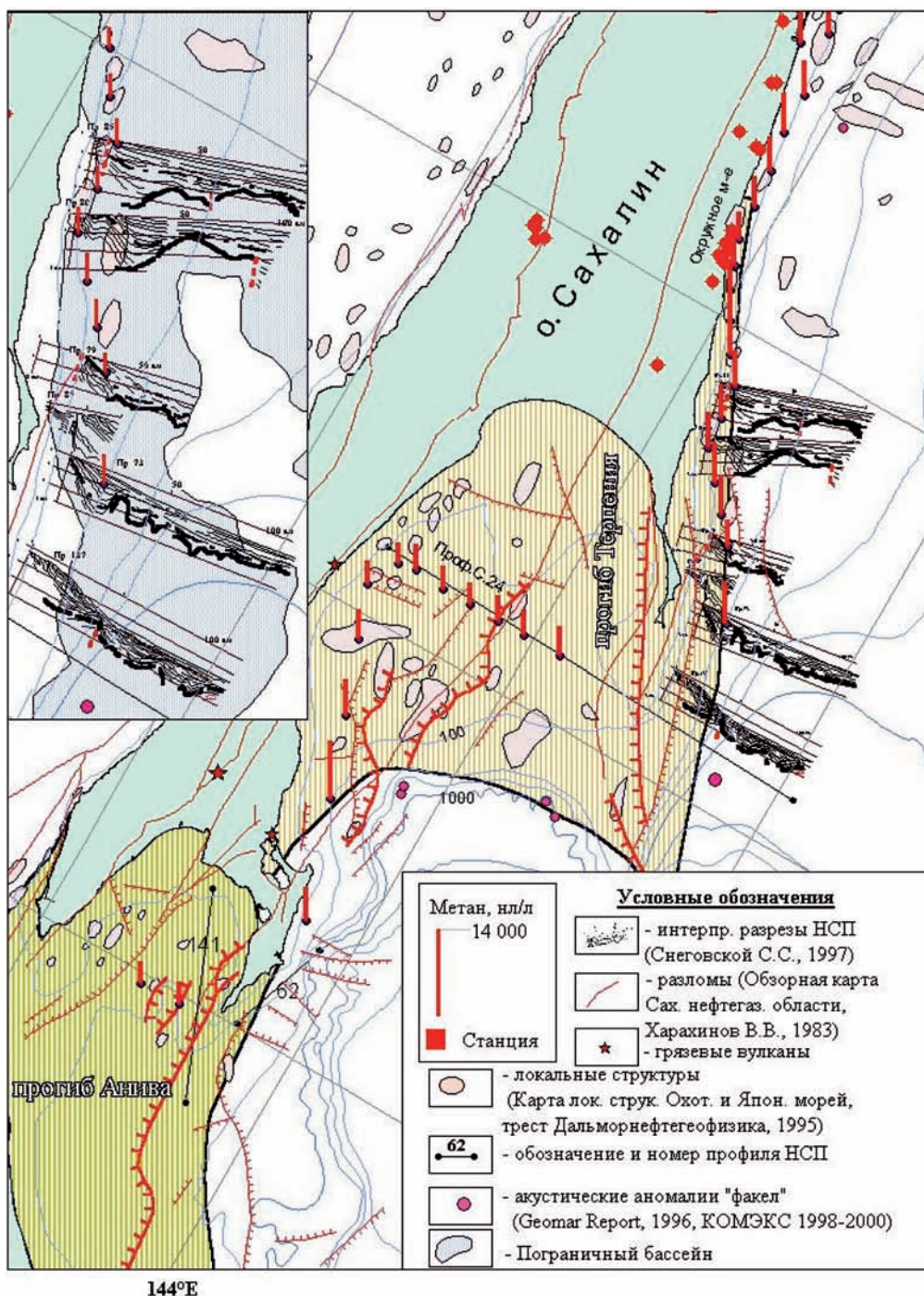


Рис. 30. Распределение аномалий метана в придонном слое юго-восточного шельфа о-ва Сахалин по результатам рейса НИС «Морской Геофизик», 1989 г., включая заливы Терпения и Анива (структурная схема прогибов Пограничного, залива Терпения и Анива составлена по данным [Куделькин и др., 1986; Обзорная карта..., 1983; Снеговской, 1997]. Толстые зубчатые линии обозначают фронтальные части надвигов, тонкие зубчатые – сбросы

значение для образования потоков метана со дна могут иметь и пликативные структуры. В западной части Пограничного прогиба аномалии метана обнаруживались в придонном слое водной толщи и составляли в среднем около 1000 нл/л.

В геологическом отношении прибрежная и шельфовая область от м. Белингаузена до м. Терпения представляют собой абразионную террасу, которая была сформирована в результате тектонических движений западного борта кайнозойского

бассейна седиментации в районе Пограничного надвига [Mozherovsky, Terekhov, 2002; Terekhov et al., 2000]. При этом в процессе воздымания была сформирована флексура, в которой осадочные породы палеогенового возраста обнажаются на морском дне в западной части прогиба [Соловьев и др., 1979] (рис. 31). Эти же слои, продолжаясь на восток под более молодые образования, входят в состав нижней части осадочного чехла восточного борта. Мощность этих пород (2–3 км) достаточна для образования углеводородов. Данные МОВ убедительно доказывают, что в формировании южной части шельфа (от профиля № 80 и, включая район у м. Белингаузена), основную роль играло абразионное выравнивание поверхности дна, сложенного дислоцированными осадочными породами. Район Восточно-Сахалинские горы – п-ов Терпения и, по-видимому, подводный хребет Терпения представляют единую структуру, а расположенный мористее (восточнее) шельф, является ее подводным продолжением. Восточно-Сахалинские горы образованы при тектоническом подъеме о-ва Сахалин: наиболее активный этап подъема был в плиоцене. При подъеме территории сформировались горы и абразионная терраса (при размытии дислоцированных осадочных пород на границе суши и моря). Южнее м. Белингаузена на поверхность дна выходит верхняя часть (или кровля) нижнемиоценовой борской свиты которая, в свою очередь, подстилается пиленгской свитой (олигоцен). В районе восточного Сахалина в пределах Пограничного бассейна пиленгская и нижняя часть борской свиты нефтеносны (Окружное месторождение). В геологическом строении месторождения принимают участие осадочные и вулканогенно-осадочные отложения мелового, палеогенового и неогенового возрастов общей мощностью до 6 км. Продуктивными являются отложения пиленгской и борской свит. Пиленгская свита составляет основную часть продуктивной толщи (IV горизонт) и представлена тонким переслаивающимися трещиноватыми кремнистыми и глинисто-кремнистыми породами с единичными включениями карбонатных конкреций (60–600 м). Борская свита представлена трещиноватыми тонкообломочными терригенными породами: алевритами и аргиллитами (1200–2000 м). Окружное месторождение является единственным на о-ве Сахалин месторождением, основные запасы которого приурочены к кремнисто-аргиллитовым породам, характеризующимся сложностью состава и структуры порового пространства. Нефть содержится как

в тонкопоровых породах-коллекторах (матрице), так и в трещинах. При этом основной объем нефти сосредоточен в органогенно-кремнистых преимущественно кристобалитсодержащих породах борской свиты. Благодаря обильной трещиноватости они являются хорошими коллекторами для углеводородов [Юрочко, Кузнецова, 1984]. Подводный хребет Терпения является продолжением абразионной террасы [Terekhov et al., 2000], в южном конце которой было обнаружено газопоявление («факел»), к сожалению, не проверенное газогеохимическим опробованием [Nurnberg et al., 1997]. Подобные зоны, представленные кремнистыми породами, возможно, существуют и в пределах упомянутой выше флексуры. При этом они могут быть каналом для субвертикальной миграции углеводородных газов, формирующихся в основании осадочного чехла. На возможность такого процесса указывают геофизические разрезы НСП [Снеговской, 1997] и результаты газогеохимических и акустических исследований. Непосредственно в северной части подводного хребта и обнаружен акустический факел [Nurnberg et al., 1997], по форме похожий на факелы северо-восточного склона о-ва Сахалин. Район от м. Белингаузена до подводных возвышенностей на восток и на юг представляет флексуру. На востоке в этой флексуре происходит постоянное накопление осадков, а на западе она срезана абразионной террасой, то есть непосредственно контактирует с водой. Мощность осадочных пород, слагающих флексуру, около 3 км и достаточна для формирования углеводородов, которые мигрируют (под давлением перекрывающих пород) параллельно слоям осадков и по миграционному каналу кристобалитсодержащих пород к поверхности террасы. Над абразионной террасой существует высокоинтенсивное аномальное поле метана [Шакиров, Обжиров, 2009], устойчивость которого во времени подтверждается авторскими исследованиями 2014 г. В песчаных отложениях в пределах площади Окружного месторождения в прибойной полосе обнаружено аномальное поле концентраций метана (4000 нл/кг) и углеводородных газов. Поверхностные песчаные отложения при этом газонасыщенные (60–80 мл газа получено при термовакuumной дегазации из 100 мл песка). Кремнистые нефтеносные отложения характерны и для Северо-Восточного Сахалина [Жодина и др., 1989] (месторождения Катангли, Эхаби, Восточный Эхаби), которые сформировались в морских условиях осадконакопления с преимущественно диатомовым источником орга-

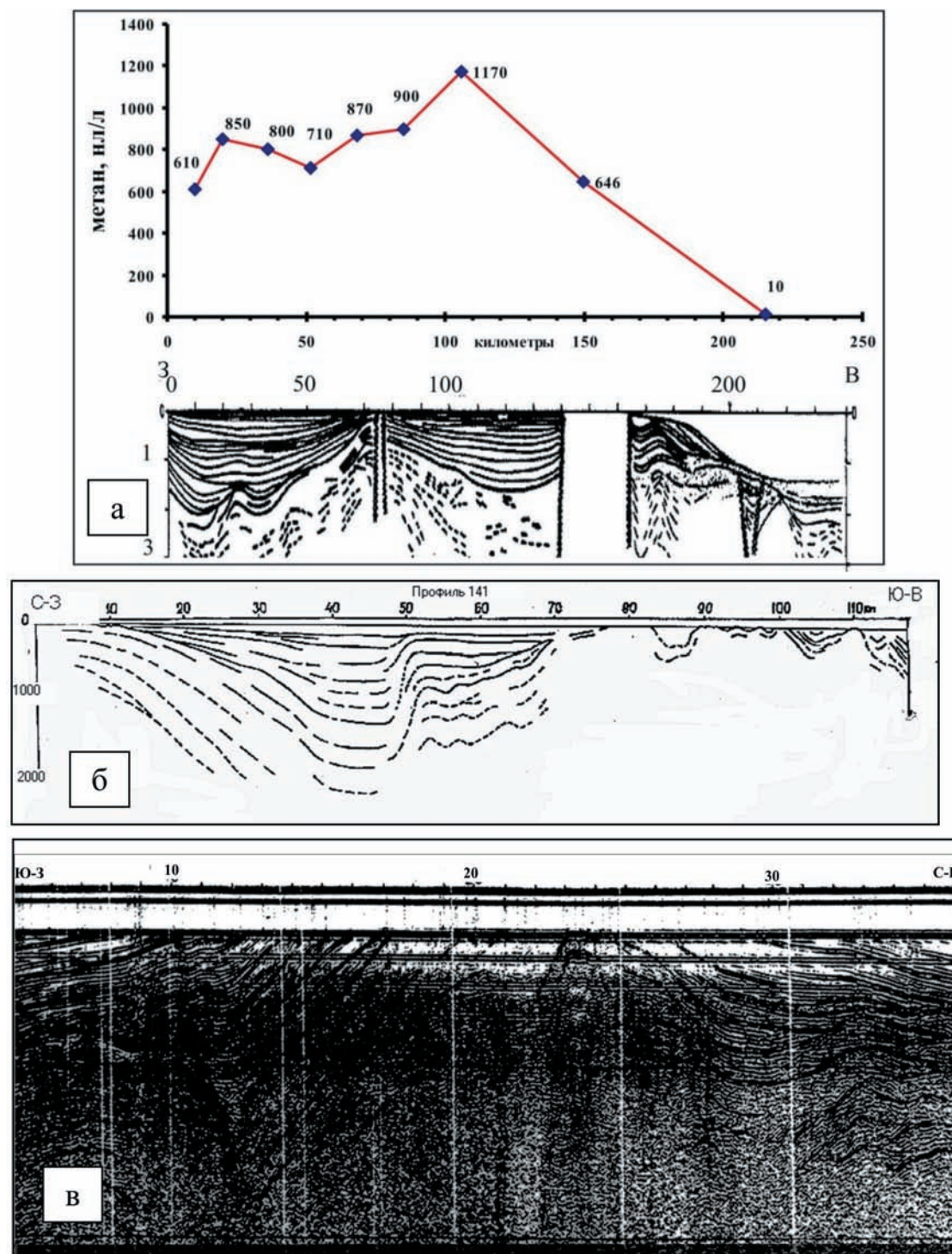


Рис. 31. Особенности распределения метана в придонном слое вод залива Терпения и особенности пликативной тектоники на разрезах непрерывного сейсмического профилирования
 а – распределение метана в придонном слое залива Терпения. Профиль НСП 24 (см. положение Проф.С.24 на рис. 30); б – интерпретированный разрез НСП, профиль 141; в – фрагмент профиля НСП 62 (восточная сторона Тонино-Анивского п-ова) [Снеговской, 1997]. Положение профилей см. на рис. 30

нического вещества [Чахмачев и др., 1998].

Таким образом, существует площадной подток миграционных газов термогенной природы (угле-

водородных газов) в западной части Пограничного прогиба, который осуществляется через зону абразии замков газоносных складчатых структур.

В таких структурах локальные выходы метана могут и не формироваться за счет их открытости на дне. Тем не менее, устойчивое поступление метана с широкой площади подводной абразионной террасы позволяет рассматривать слои нефтегазоносных и, возможно, нефтегазоносных пород, подвергнутых эрозии на дне, не менее важными каналами для подводной эмиссии миграционных газов, по сравнению с разрывными нарушениями.

Газогеохимические поля Южно-Сахалинского осадочного бассейна. Следующие два синклинорных прогиба: залива Терпения и Анивский, где были обнаружены аномалии метана, располагаются в Южно-Сахалинском осадочном бассейне. Согласно В.В. Харахинову (1998), тектоника Южно-Сахалинского бассейна определяется системой разрывных нарушений, принадлежащих Центрально-Сахалинской и Хоккайдо-Сахалинской разломным зонам. Разрывные нарушения выражены, в основном, сбросами олигоценевого и ранне-среднемиоценового возраста.

Прогиб залива Терпения. В прогибах залива Терпения и Анивском факелы были зарегистрированы на бровке шельфа [Operation Report..., 2013]. Наблюдаемые нами аномалии метана в водной толще с 1998 г. и регистрация газовых факелов наиболее естественно объясняются миграцией газов по зонам разломов северо-западного борта Курильской котловины и сопряженных структур Пограничного прогиба из нефтегазоносных и потенциально нефтегазоносных структур [Шакиров, Обжиров, 2009]. В прибрежной части прогиба закартированы нефтегазоносные и локальные структуры, контролируемые надвигами и сбросами [Куделькин и др., 1986] в открытой части залива. Отмечено, что в прибрежной зоне мыса Терпения и Тонино-Анивского полуострова залегание осадочных горизонтов нарушено интенсивной складчатостью [Снеговской, 1997]. Основным источником метана в прогибе залива Терпения, вероятно, являются нефтегазоносные породы.

Анивский прогиб. Анивский прогиб исследован главным образом во внутренней части, занимающей одноименный залив, и в зоне его сочленения с Курильской котловиной. Газогеохимические исследования на склоне залива Анива были возобновлены в 2012 г., за это время зарегистрированы более двух десятков газовых факелов и открыты газогидраты [Operation Report..., 2013; Operation Report..., 2014; Operation Report..., 2015]. Ранее, в 1989 г. в 39 рейсе «Морской Геофизик» на станциях 312 и 313 обнаружены аномалии метана поряд-

ка 630 нл/л перед фронтом надвига с опережающими нарушениями типа сбросов (см. рис. 31). Во внутренней части прогиба сеть разломов не является частой, и, кроме этого, слои осадочных пород без размыва наращивают верхнюю часть разреза, что подтверждает разрез НСП по профилю 141 (рис. 32); [Снеговской, 1997]. Обнаружение в этом прогибе аномалий метана, газовых факелов и, как будет показано далее, миграционных форм углеводородных газов позволяет предполагать наличие постоянного подтока метана из потенциально нефтегазоносных структур. В 2012 г. автором были обнаружены аномалии гелия (до 80 ppm при фоне 5 ppm) в гидратоносных осадках [Shakirov et al., 2014a, b], что указывает на существование подтока глубинных газов в зоне сочленения прогибов Анива и Терпения с Курильской котловиной. Это предположение подкрепляется наличием в Анивском прогибе около 12 локальных структур, возможно, перспективных на поиски нефти и газа [Карта локальных..., 1995].

Таким образом, эти данные позволяют установить проникновение миграционных, термогенных и глубинных газов из недр. К востоку от Тонино-Анивского полуострова на ст. 311 (глубина 100 м) была обнаружена аномалия метана в придонном слое – 1320 нл/л. Станция находится в 16 км к северо-северо-западу от северного конца профиля НСП 62 [Снеговской, 1997]. При рассмотрении разреза заметно, что в этом районе слои осадочных пород выведены на поверхность и подвергнуты размыву, как и в Пограничном прогибе. Здесь метан может мигрировать через поверхность дна через слоистые породы. Подобный тип дегазации также существует на восточном борте Южно-Татарского прогиба на мелководье вблизи г. Невельск, где в результате землетрясения 2007 г. был приподнят участок дна с тремя бенчами, над которыми в воде автором в 2014 г. обнаружены аномалии метана до 4000 нл/л при фоновых значениях 90 нл/л. Согласно В.В. Куделькину [1986], во внутренних частях и склоне Анивского прогиба в осадочных комплексах на глубинах от 300 м встречаются прослои и линзы углей. В этом случае уголь может быть дополнительным источником метана в этом районе. Во всем разрезе до горизонта 2500 м здесь широко распространены песчаники, которые могут быть как коллекторами для углеводородов, так и их проводниками вплоть до дна при отсутствии покрывок. С нижнемаруямскими отложениями на сопредельной суше также связаны газовые месторождения (Восточно-Луговское и др.), а в заливе обнару-

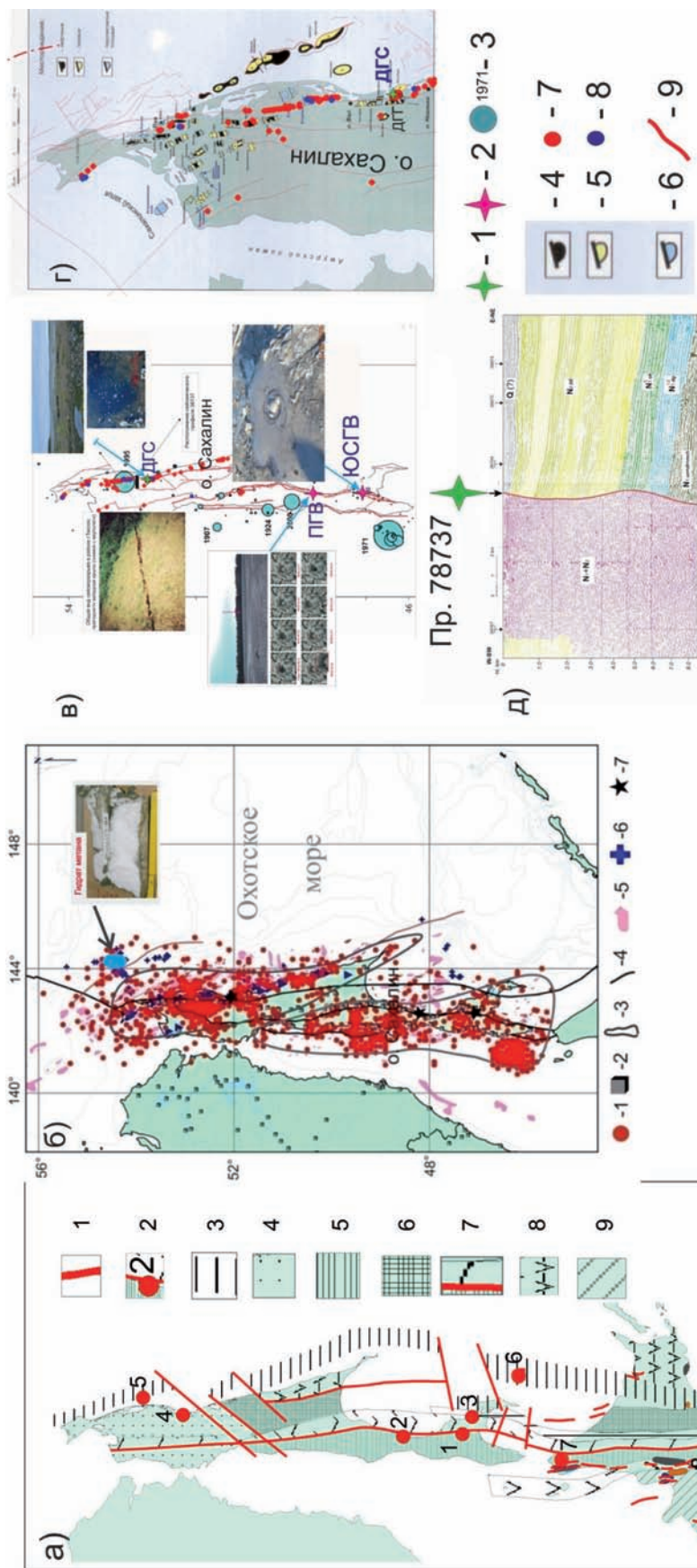


Рис. 32. Карта геоструктурного контроля грязевулканических проявлений Хоккайдо-Сахалинской складчатой области на основе карты структурных элементов островов Сахалин и Хоккайдо [Гранник, 2005] (а), распределение сейсмической активности на о. Сахалин и прилегающем шельфе в период 1905–2005 гг. (б) и положение грязевых вулканов, Дагинской геотермальной системы и других источников природного газа на сеismoактивных разломах о. Сахалин (в; г; д; е). 32а: 1 – разломные зоны; 2 – грязевые вулканы и газовые выходы с признаками грязевых вулканов (1 – Южно-Сахалинский ГВ, 2 – Пугачевская группа ГВ, 3 – Лесновский ГВ, 4 – Дагинская геотермальная система, 5 – Пильгунское газопрооявление, 6 – газопрооявление западного борта Курильской котловины (гигантский газовый факел зарегистрирован в проекте SSGH, 2012 г., руководитель экспедиции Обжиров А.И. [Деркачев и др., 2015]), 7 – грязевой вулкан Камихоронобэ, 8 – грязевой вулкан Утакисибетеу, 9 – грязевой вулкан Нинакапу); 3 – тектонический пояс Токоро; 4 – сатура Камуйокотан; 5 – тектонический пояс Сорати-Иезо; 6 – тектонический пояс Хидака; 7 – тектонический пояс Идонапу; 8 – тектонический пояс Немуро; 9 – террейн Осима. 32 б: 1 – землетрясения $M \geq 3.3$ [Региональный каталог..., 2006]; 2 – населенные пункты; 3 – газозогеохимические зоны и области концентрации землетрясений; 4 – разломные зоны; 5 – нефтегазоносные структуры; 6 – подводные газовые выходы; 7 – грязевые вулканы и геотермальные системы. Шпильной линией выделены две основных изотопно-газогеохимических зоны [Шакиров и др., 2013]. Составил Шакиров Р.Б. 32 в – карта основных сеismoактивных разломов о. Сахалин. 32 г – карта нефтегазовых месторождений и поверхностных проявлений нефти и газа. 32 д – Гаромайский активный разлом на сейсмическом разрезе. Рис. 32 д свидетельствует о длительной истории развития активных разломов северо-востока Сахалина (материалы предоставлены лабораторией сейсмологии ИМГиГ ДВО РАН, А.И. Иващенко). 1 – ДТС – Дагинская геотермальная система; 2 – грязевые вулканы; 3 – газозогеохимические системы; 4 – ДТС – Дагинская геотермальная система; 5 – газозогеохимические системы; 6 – перспективные участки на нефть и газ; 7 – выходы нефти; 8 – выходы газа; 9 – разломы

жены угленосные толщи [Куделькин и др., 1986]. Распределение газов в осадках склона залива Терпения (северо-западный борт Курильской котловины) будет дано при анализе газогеохимических исследований газогидратоносных осадков.

Газопроявления Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы (ХССС). Отдельное рассмотрение ХССС обусловлено ее геоструктурным положением в зоне сочленения Охотоморского и Япономорского регионов, в зоне стыка литосферных плит и вдоль Охотско-Япономорского линеамента [Лихт, 2001; Jolivet, Cadet, 1983]. Обозначенные выше закономерности распределения газогеохимических полей в западной части Охотского моря дают возможность детализировать изменчивость химического и изотопного состава, сопряженность с термальными газовыми выходами в пределах области ХССС. Сложные кинематические типы разломов в разных районах ХССС определяются активными тектоно-динамическими процессами, которые формируют сложные области сжатия–растяжения, выражающиеся в полигенетическом составе газопроявлений и газогеохимических полей. Грязевые вулканы являются следствием интенсивных тектонических нагрузок на аккреционные комплексы. Ранее, на примере Охотского моря, автором была показана взаимосвязь наземных и подводных источников метана в пределах тектонических прогибов, занимающих разными бортами часть о-ва Сахалин и его шельфа [Shakirov et al., 2004]. Остров Сахалин представляет собой яркий пример складчатых областей альпийского тектогенеза [Геология СССР..., 1970], в ходе которого сформировались все грязевулканические провинции (Альпийско-Гималайский складчатый пояс и Тихоокеанское кольцо альпийской складчатости). Складкообразование этой эпохи завершилось возникновением молодых горных сооружений, дефлюидизация которых выразилась, в том числе, в углеводородных скоплениях и грязевом вулканизме. Как писал И.М. Губкин: «Диапирная структура, нефтяное месторождение и грязевой вулкан – это триединая сущность единого целостного процесса геологического развития области...» [Губкин, 1934, с. 44].

В ДВ регионе грязевые вулканы обнаружены только в Хоккайдо-Сахалинской складчатой системе (рис. 32). Следует отметить, что к грязевым проявлениям иногда относят также водогрязевые котлы на п-ове Камчатка и Курильских островах. На о-вах Сахалин и Хоккайдо распространены нефтегазовые месторождения, широко развиты угленосные толщи, грязевые вулканы, геотермальные

системы и минеральные источники. ХССС контролируется системой глубинных разломов, секущих ее в продольном направлении. По этим разломам осуществляется газо-флюидный перенос углеводородов и сопутствующих газов, интенсивность и химический состав газовых потоков контролируется сейсмостектонической активностью. Все грязевые вулканы ХССС находятся, согласно В.М. Гранник [2005], в тектоническом поясе Сорати-Иезо. Основные углерод-содержащие газы ХССС – метан, углеводородные газы ряда этан – пентан (пентан в толще пород может находиться в газовой фазе и мигрировать на поверхность с общим потоком) и углекислый газ.

Углеводородные газы ряда этан – пентан, как правило, в сумме не превышают первых процентов. Сахалинские и хоккайдские грязевые вулканы расположены близко к районам палео- и современного вулканизма.

В результате действия этих факторов создается повышенная проницаемость чехла, обеспечивающая вынос газов, пульпы и водонасыщенных флюидов на поверхность. Положение о-вов Сахалин и Хоккайдо в зоне сочленения япономорских и охотоморских структур на границах литосферных плит обуславливает их своеобразное геологическое строение, которое характеризуется большими мощностями углеводородоносных верхнемеловых и кайнозойских осадков (до 10 км на Северном Сахалине), высокой сейсмичностью (см. рис. 32б) и значительными градиентами тектонических движений. Например, амплитуда горизонтальных смещений в Восточно-Сахалинских горах достигает 25 км [Рождественский, 1982].

Нефтегазоносные области. В пределах ХССО выделяются четыре нефтегазоносные области: Северо-Сахалинская, Западно-Сахалинская, Южно-Сахалинская и Северо-Хоккайдская, приуроченные к кайнозойским прогибам. В данных прогибах развиты угленосные и нефтегазоносные формации, характер взаимоотношений которых различный. В Северо-Сахалинской, Западно-Сахалинской и Южно-Сахалинской нефтегазоносных областях нефтематеринские и угленосные формации залегают совместно, образуя угленефтематеринские толщи, которые чередуются в разрезе и часто переходят одна в другую по простиранию. Генетические газогеохимические особенности распределения углеводородных газов, водорода и гелия в угленосных толщах угленосных месторождений островов Сахалин и Хоккайдо позволяют отнести их к мобильной газо-геодинамической системе, в которой в на-

стоящее время происходят интенсивные процессы газопереноса и формирования газовых связей угленосной толщи с нефтегазоносными отложениями. В пробах газа, отобранных из нефтегазовых месторождений Сахалина в период с 1970 по 1984 гг. [Кудрявцева, Лобков, 1984], установлен следующий химический состав: метан – от 65.8 % до 94.5 % (среднее – 78.3 %); углекислый газ редко превышает 1 % [Равдоникас, 1986]. Изотопный состав углерода метана углефтегазоносных бассейнов ХССС занимает в основном диапазон -34 – -54 ‰ PDB, что указывает на его преимущественно термогенное происхождение. Следует отметить, что по авторским данным изотопный состав углерода Сахалинского сегмента (тяготеет к -30 ‰) в целом «тяжелее», чем в хоккайдском сегменте (тяготеет к -40 ‰).

Геотермальные системы. Химический состав газа сахалинских геотермальных систем рассмотрен на примере Дагинского и Лунского месторождений термальных вод. Содержание метана в Дагинских геотермальных источниках в среднем составляет 93 %, а углекислого газа 0.12 %. Участок месторождения контролируется Восточно-Сахалинской разломной зоной и конкретно Гаромайским сейсмоактивным разломом (см. рис. 32в; рис. 32г). В приземной атмосфере на высоте 1.5 м над дневной поверхностью в районе Дагинского месторождения содержание метана составляет до 1054 ppm, что превышает атмосферный фон в 1000 раз. Вклад Дагинской геотермальной системы в глобальный бюджет метана в атмосфере – 0.1 млн т/год. Это составляет 1.8 % метана от вклада в атмосферу общемировых прибрежных и шельфовых грязевых вулканов. Дебит термальной воды с температурами до +60° С – свыше 50 л/сут. [Жарков, 2008]. Для Дагинского геотермального месторождения основной компонент спонтанного газа – термогенный метан с небольшой примесью микробной компоненты с $\delta^{13}\text{C}$ -54 ÷ -57 ‰ VPDB. Необходимо отметить, что аутигенные карбонаты, присутствующие в песчаных отложениях Дагинского участка, характеризуются также «тяжелой» термогенной изотопной меткой углерода: проба D-1 $\delta^{13}\text{C}$ -1.6; $\delta^{18}\text{O}$ +0.4 ‰ (анализ проф. У. Цуногаи, Университет Нагойя, 2007 г.).

На рис. 32 показано расположение участков естественных выходов природных газов на дневную поверхность о-ва Сахалин. На врезках четко видна приуроченность грязевых вулканов и других газо-флюидных проявлений к сейсмогенным разломным зонам Сахалина. В восточном крыле разлома до глубин около 6–7 км на разрезе вид-

ны ненарушенные и субгоризонтально залегающие позднекайнозойские отложения, тогда как на западном крыле те же самые толщи выглядят в виде акустически прозрачного блока, который, как показывают геологические наблюдения, имеет крутые залегания. Дагинская газогетермальная система, очевидно, возникла на границе этих толщ. Характерно, что участки с акустически прозрачными осадочными толщами, согласно исследованиям ТОИ ДВО РАН, также характерны для многочисленных газонасыщенных зон в Охотском море.

Многокилометровая вертикальная амплитуда смещения по разлому, по оценкам лаборатории сейсмологии ИМГиГ ДВО РАН, указывает на многократные сейсмогенные подвижки по Гаромайскому активному разлому на протяжении длительного отрезка времени, сравнимого с четвертичным периодом. В источниках Дагинской геотермальной системы (ДГС) автором впервые обнаружен гелий в концентрациях до 60 ppm (2012–2014 гг.). Такая концентрация является аномальной и сходна со значениями в грязевых вулканах Грузии (второй район на территории бывшего СССР, где грязевой вулканизм сопряжен с современными магматическими процессами) [Лаврушини др., 2009]. Известно, что повышенные концентрации ^3He сопутствуют мантийным газам. По данным [Природные газы, 1976] такие аномалии гелия свойственны Сахалину и Камчатке (^3He 60–120×10⁻⁷), высокие концентрации ^3He характерны также для рифтовых зон (Исландия, Восточная Африка и др.). В окрестностях ДГС опробование атмосферного воздуха (2006, 2007 гг.) на участке затампированных скважин не выявило утечек природного газа. Выходы термальных вод с температурой до 5 °С с дебитом 20–50 л/сут. известны на северо-восточном побережье острова на широте Лунского газоконденсатного месторождения [Жарков, 2008] ($\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -52.8 ‰ VPDB; $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ -39.9 ‰ VPDB, авторские данные), а также в районе Шахтерского каменноугольного месторождения (источники «Горячие ключи» и «Тельновские», $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -41.5 ‰ VPDB).

Угленосные районы о-вов Сахалин и Хоккайдо в целом характеризуются высокими значениями концентраций метана (от 10 до 90 %) и незначительным количеством углекислого газа (до 5–10 %). Однако в зонах окисления угля (зоне газового выветривания) его содержание достигает 20–50 %. Изотопный состав метана в выбросах угольного газа составляет от -36.4 до -57.0 ‰ PDB (в среднем -46 ‰ PDB) и указывает на углеметаморфогенный

генезис [Гресов и др., 2009]. Примечательно, что метан с подобным изотопным составом углерода и соотношениями углеводородных газов является характерным также для грязевых вулканов, но в других районах. Например, метан составляющий до 90 % об. и углеводородные газы, питающие грязевые вулканы на северо-западе Китая, являются углеметаморфогенными по генезису и поднимаются из угленосных толщ юрского возраста [Wan et al., 2013]. Согласно данным [Dai et al., 2009], метан углеметаморфогенного генезиса тяжелее, чем метан нефтяных залежей.

В газогеохимическом облике юга о-ва Сахалин и о-ва Хоккайдо значительную роль играет углекислый газ, при этом на Хоккайдо известные его скопления в промышленных концентрациях. На Синегорском месторождении мышьяковистых углекислых вод, приуроченном к восточным отрогам Западно-Сахалинского хребта, воды насыщены свободной углекислотой до 7.5 г/л: растворенная CO_2 – 3 г/л + спонтанная CO_2 4.5 г/л [Аверьев, 1957]. Спонтанный газ представлен на 99 % углекислым газом. Синегорское месторождение приурочено к восточному крылу Западно-Сахалинского антиклинория, ядро которого сложено в основном аргиллитами и песчаниками верхнего мела. В южной части месторождения, прилежащей к пересечению разломов, разведочной наклонной скважиной на глубинах 25 и 41 м были вскрыты дайки диабазов. В работе [Аверьев, 1957] показано, что с удалением от месторождения углекислый газ постепенно уступает место метану: относительное содержание последнего возрастает от 1.3 до 91.8 %. Метановые и углекислые воды на глубине приурочены к одному водонапорному горизонту, что может свидетельствовать об их парагенезисе. Синегорские мышьяковистые источники также контролируются пересекающимися продольным и поперечным разломами [Занюков и др., 1982]. О генетической связи вулкана и водогрязевых источников с разломом свидетельствует четкая приуроченность их к плоскости сместителя [Шакиров и др., 2012].

В результате многолетних наблюдений (2001, 2005–2014 гг.) был установлен средний химический состав свободных газов Сахалинских грязевых вулканов во время пассивных периодов: преобладающий газовый компонент для ЮСГВ – CO_2 (до 74 %); значительных концентраций достигает и CH_4 (до 24 %). Главный Пугачевский грязевой вулкан (ППГВ) характеризуется низкой интенсивностью выделения свободных газов из грифонов. Этот вулкан отличается пониженной

обводненностью относительно ЮСГВ. Дегазация происходит в основном через вязкую глинистую массу фактически без пузырькового пробурывания. Качественный состав газа отличается от Южно-Сахалинского (относительные содержания CO_2 около 25 % и CH_4 около 70 %, с вариациями). Для обоих грязевых вулканов характерно наличие тяжелых углеводородов до пентана включительно, что указывает на общность их генезиса. Пугачевский и Южно-Сахалинский грязевые вулканы во многом схожи: примерно одинаковое по размерам грязевое поле, близкий характер деятельности; расположены в поле распространения газоносной высоко пластичной верхнемеловой алевролитно-аргиллитовой формации и приурочены к Центрально-Сахалинскому разлому типа взбросо-надвига. Грязевые вулканы – локальные газодренажные системы земной коры, но их следует рассматривать в системе контролирующих линейных структур. В данном случае это глубинный активный разлом субмеридионального простирания. То есть, разломная зона представляет собой единую флюидодинамическую систему, на некоторых участках которой, особенно в зоне пересечения разрывных нарушений или в местах внедрения интрузивных тел, возникают специфические условия для формирования потоков газов определенного состава. Этот вывод подтверждается также современными гидрогеохимическими исследованиями [Челноков и др., 2015]. На южном участке Центрально-Сахалинского разлома источник углекислого газа может быть и тот же, как на ЮСГВ и ГПГВ, так и на Синегорских вододоминеральных источниках. Для Южно-Сахалинского грязевого вулкана изотопный состав углерода углекислого газа ($\delta^{13}\text{C}$ $-2.8 \div -2.7$ ‰ VPDB) и $\delta^{13}\text{C}$ метана (-27 ‰ VPDB); для Главного Пугачевского вулкана $\delta^{13}\text{C}$ метана составляет от $-23 \div -22$ ‰ VPDB. Соотношение стабильных изотопов углерода метана обоих вулканов указывает на происхождение метана в результате глубинного метаморфического преобразования рассеянного органического вещества, вероятно, с вкладом глубинных компонентов. Это также подтверждается термогенным изотопным составом водорода метана $\delta\text{D}-\text{CH}_4$ -127 ‰ VSMOW (3 пробы, 2013 г., ЮСГВ), высокими концентрациями гелия до 60 ppm, тяжелым изотопным составом углерода CO_2 . Следует отметить, что аномалия гелия в ЮСГВ, Пугачевском и Восточном грязевых вулканах (ПГВ, ВГВ) сходна по значению с ДГС и аномалией в гидратоносных осадках западного присахалинского борта Курильской котловины. Близкие

гелиевые аномалии (вне зависимости от времени наблюдения) обнаружены автором в ПГВ и ВГВ, а также в Синегорских источниках и угольных газах Сахалина. Мантийный гелий имеет значения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \approx 10^{-5}\%$ [Мамырин, Толстухин, 1981]. Генетически гелий сахалинских грязевых вулканов имеет близкие значения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} (1.0-3.8) \times 10^{-6}$, а также Аляски [Лаврушин и др., 1996]. Это указывает на то, что в восходящих газовых потоках глубинных разломов Сахалинского сегмента Хоккайдо-Сахалинской складчатой области преобладает мантийная гелиевая компонента. Для сравнения отметим, что радиогенный гелий земной коры составляет около $2 \times 10^{-8}\%$, гелий современной атмосферы $2-4 \times 10^{-6}\%$. Содержание метана в приземном воздухе ЮСГВ (в пассивном состоянии) достигает 820 ppm, то есть на 2 порядка больше атмосферного фона. Концентрация углекислого газа в приземном воздухе достигает местами смертельно опасной концентрации – 3%. Южно-Сахалинский грязевой вулкан отнесен к памятникам природы и часто посещается туристами и местными жителями. Поэтому организация пункта экологического мониторинга, информирование и предупреждение населения являются обязательными условиями обслуживания этого объекта. Главный Пугачевский грязевой вулкан в этом отношении не представляет угрозы (в пассивном состоянии): содержание метана в воздухе не превышает 6 ppm, углекислого газа – 0.18%. Однако, при наблюдениях после Горнозаводского (18 августа 2006 г., $M = 5.6$) и Невельского (2 августа 2007 г., $M = 6.1$) землетрясений отмечено резкое косейсмическое увеличение дебита газа, в 2–5 раз по сравнению с его средним уровнем до землетрясений. Результаты совместных с ИМГиГ ДВО РАН исследований позволяют утверждать, что сильные землетрясения косейсмически влияют также на химический состав свободных газов ЮСГВ [Ершов и др., 2010]. Выбросы метана Южно-Сахалинского грязевого вулкана составляют около 0.4 т/год. Вдоль западного побережья и в юго-западной части Сахалина и в осевой части Хоккайдо закартированы эруптивные центры палеовулканов [Мельников, 1987; Харахинов, 2010]. Они являются одним из возможных источников углекислого газа и причин генерации изотопно-тяжелых углеводородных газов во вмещающих отложениях. С этим согласуются аномально высокие концентрации изотопа ${}^{13}\text{C}$ в углеводе CH_4 и CO_2 , и особенно это выражено в грязевых вулканах, которые имеют общие источники вещества с Синегорским месторождением вод [Челноков и др., 2015].

Взаимосвязь газовых и геохимических характеристик грязевого вулканизма Сахалинского сегмента ХССО. Потоки термогенных и метаморфогенных газов, а также признаки глубинных газов (гелий, водород, углекислый газ) тесно связаны с формированием геохимического ландшафта вмещающих горных пород и осадочных отложений. Наличие на о-ве Сахалин мощных осадочных толщ с нефтяными и газовыми залежами, современная сейсмоструктурная активность, сложные системы разрывных нарушений представляют этот регион уникальным местом для изучения этих особенностей. Для этого из жерл пассивных и активных грифонов на ЮСГВ и ПГВ, а также из Дагинской геотермальной системы были взяты пробы спонтанных газов и образцы грязевулканической брекчии для ГХМС и анализа химического состава неорганической части. Дагинская геотермальная система отличается от грязевых вулканов, расположенных на юге острова, морфоструктурными и флюидо-генетическими показателями. На сравнительно небольшой глубине отмечены высокопластичные глинистые толщи, предположительно неогенового возраста, а выходы термальных вод контролируются сейсмоактивным Гаромайским разломом (Восточно-Сахалинская разломная зона). Химический состав осадков формируется под влиянием выноса термальных вод и газов и наложением влияния морских вод. При этом по гидрохимическим параметрам геотермальное поле делится на 3 зоны [Завадский, 1991], которые пока не выявлены в газогеохимических критериях. Отобранные образцы современной грязевулканической брекчии представляли собой жидкий алевро-пелитовый осадок темно-серого цвета с примесью песчаного материала. Пробы с ДГС представлены пелит-алевритовым осадком темно-серого цвета с содержанием до 70% органических остатков (спикулы губок, диатомеи). Рентгенофазовый анализ глинистой фракции проб с ДГС показал наличие гидрослюды, хлорита, смектита, кварца, кальцита, плагиоклаза. Сравнивая средние значения содержания химических элементов в образцах грязевулканической брекчии с Южно-Сахалинского, Пугачевского, Лесновского грязевых вулканов и Дагинской геотермальной системы, следует отметить, что для образцов с ЮСГВ и ПГВ эти величины близки [Сорочинская и др., 2008]. Пробы с ДГС обеднены как макроэлементами, так и микроэлементами. Исключение составляет барий: в пробах с ДГС его содержания аномально высоки (559.4 г/т). Ранее был описан участок Баритовых Холмов во впади-

не Дерюгина, поэтому возможно, что проявления бариеносного флюида в Охотоморском регионе распространены шире, чем было известно ранее. Сравнение деятельности грязевых вулканов в их пассивный и активный периоды показало, что при активизации происходит резкое увеличение объемов поступления спонтанных газов, повышение температуры водогрязевой смеси, изменяется содержание химических элементов в сопочной брекчии. Наиболее характерно увеличение содержания Ва и Sr при активизации деятельности грифона. В грязевых вулканах о-ва Сахалин выявлено преобладание двух основных классов аутигенных минералов: карбонатов и сульфидов. В пробах ЮСГВ и ПГВ основными минералами тяжелой подфракции являются карбонаты бежево-коричневого и красно-коричневого цвета (92–97 %). При этом распространены сидериты. В ЮСГВ обнаружены очень твердые конкреции карбонатов, предположительно верхнемелового возраста. Изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C}$) аутигенных карбонатов ЮСГВ и ПГВ изменяется в узких пределах: от -0.3 – -0,7 ‰ PDB, мало различаются и значения $\delta^{18}\text{O}$ ($\delta^{18}\text{O} = 2.6\text{--}4.4$ ‰ PDB). Такие карбонаты могли образоваться в результате химического окисления изотопно тяжелого метана – один из возможных факторов объяснения изотопно тяжелых карбонатов морских осадков. Второй класс аутигенных минералов представлен сульфидами, в частности, пиритом. В тяжелой подфракции из сопочной брекчии ЮСГВ и ПГВ пирит составляет от 0.6 до 5.7 %. В образцах с ДГВ основным аутигенным минералом является фрамбоидальный пирит (до 90 % тяжелой подфракции).

Согласно авторским данным по грязевым вулканам о-ва Сахалин, можно сделать выводы:

1. Химический состав сопочной брекчии, комплекс аутигенных минералов, состав спонтанных газов указывают на генетическое родство Южно-Сахалинского и Пугачевского грязевых вулканов. Они расположены в поле распространения одной осадочной толщи (быковской свиты) и приурочены к Центрально-Сахалинскому глубинному разлому.

2. Спонтанные газы, поступающие в период активизации Южно-Сахалинского грязевого вулкана, способствуют миграции многих элементов, и в частности бария, а также железа, кальция, марганца в форме растворимых гидрокарбонатных комплексов. С этим связано уменьшение содержания этих катионов в сопочной брекчии в период активизации грифонов. При удалении избыточного CO_2 происходит осаждение из раствора вышеперечисленных катионов в виде карбонатов

железа – сидероплезитов. Образующиеся карбонаты и сульфиды обогащены микроэлементами, которыми насыщаются сопочные воды в период активизации.

3. Изотопный состав углерода углекислого газа ($\delta^{13}\text{C}$ -2.8 до -2.7 ‰ PDB) и $\delta^{13}\text{C}$ метана (-27.1 ‰ PDB), отобранных на Южно-Сахалинском грязевом вулкане, указывает на образование этих газов в результате глубинной генерации. С участием автора по изотопным геотермометрам была рассчитана глубина генерации этих газов, которая составила от 6 до 8 км, то есть отвечает нижнекоровым горизонтам [Ершов и др., 2011]. Формирующиеся на поверхности сидероплезиты наследуют изотопный состав углерода углекислого газа.

4. Для ДГС основным компонентом спонтанного газа является метан с изотопным составом $\delta^{13}\text{C}$ от -58.8 до -57 ‰ PDB, образование которого происходит в результате термогенного преобразования (термальные воды имеют температуру до +70 °С) и анаэробного разложения органического вещества с участием сульфатредуцирующих и метанообразующих бактерий при повышенных температурах. В таких физико-химических условиях массы закисного железа связываются в сульфиды [Стащук, 1985]. Поэтому в ДГС основным аутигенным минералом является пирит [Сорочинская и др., 2008]. Аутигенные пириты и карбонаты обеднены микроэлементами, что обусловлено разубоживанием минерализованных сопочных вод морскими водами. Восстановительная среда в осадке создается в районах с большой скоростью накопления органического вещества, следовательно, здесь оно подвергается наименьшей деструкции. В таких условиях в составе ОВ сохраняются легкогидролизуемые компоненты, являющиеся основой биохимических процессов диагенеза. Таким образом, обеспечивается большая сохранность потенциально нефтегазоматеринских компонентов ОВ после завершения редукции железа [Грецкая, 1990]. Анализ геохимических, минералогических, газогеохимических и тектонических материалов, а также данных термометрии позволяет авторам охарактеризовать участок дагинского водо-газопроявления как уникальную газогеотермальную систему. Относительно низкая минерализация данной системы и обедненность аутигенных пиритов и карбонатов микроэлементами объясняется разубоживанием минерализованных геотермальных вод морскими водами.

5. При сравнении деятельности грифонов Южно-Сахалинского грязевого вулкана в активный и пассивный периоды следует отметить, что

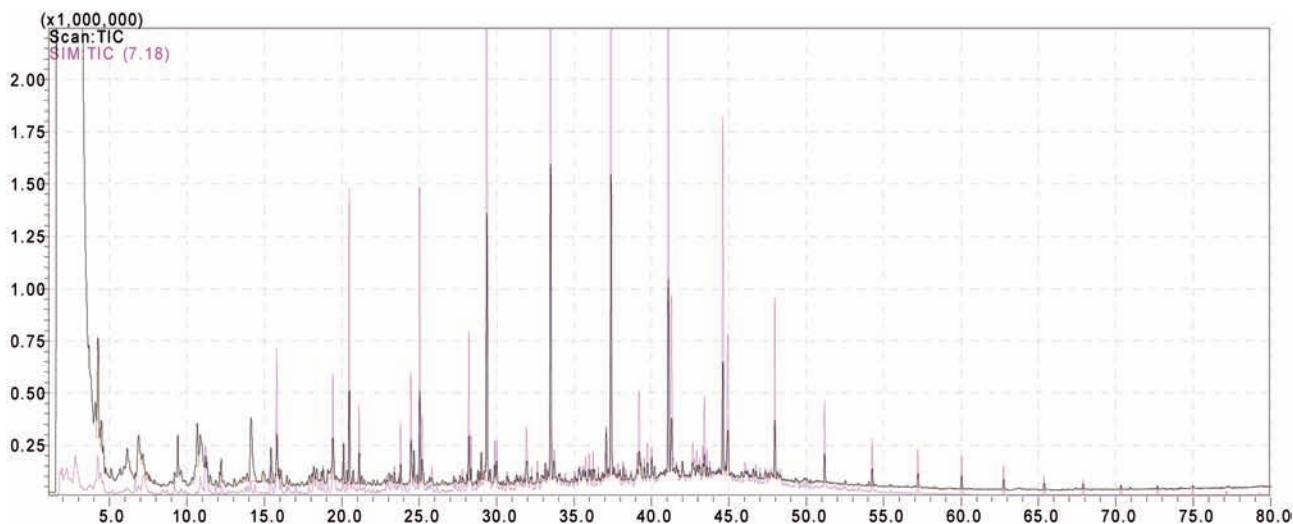


Рис. 33. Общий вид хроматограммы образца ПГВ 13.08.06

при активизации происходит увеличение объема свободных газов, меняется содержание химических элементов в грязевулканической брекчии. Наиболее характерно увеличение бария и стронция [Сорочинская и др., 2008]. Отметим также, что увеличение содержания бария по совокупности авторских наблюдений на о-ве Сахалин, склоне залива Терпения (см. гл. 5), западном борте Курильской котловины [Деркачев и др., 2015], впадине Дерюгина и других районах Охотоморского региона указывает на его индикативное значение для активных систем газовой разгрузки с признаками глубинных газов. Округлое строение Пугачевской группы грязевых вулканов [Гурьева, Шарков, 1987] напоминает диапировые покмаки на морском дне.

Углеводородные компоненты грязевых вулканов о-ва Сахалин. Рассеянное органическое вещество, выносимое на поверхность с грязевулканической брекчией, отражает характеристику углеводородной составляющей корней вулканов, которая также изменяется в тесной связи со стадией их активности и взаимодействует с газовым составом. Одним из наиболее дискуссионных вопросов также является взаимосвязь качественного состава углеводородов грязевых вулканов с нефтеносностью подстилающих пород грязевулканических областей. Выше было показано, что согласно изотопным соотношениям углерода газовой фазы и геотермическому градиенту, корни Южно-Сахалинского грязевого вулкана могут находиться на глубине около 8 км, что соответствует нижней части земной коры в этом регионе [Ершов и др., 2011]. В данном разделе представлены результаты

исследования образцов грязевулканической брекчии Пугачевского и Южно-Сахалинского грязевых вулканов (о-в Сахалин) методом пиролитической газовой хромато-масс-спектрометрии (ГХМС) [Полоник и др., 2015]. Данный метод широко применяется для анализа органического вещества грязевулканической брекчии, горючих сланцев, угля, нефтей и других каустобиолитов, а также для изучения типов рассеянного органического вещества и его зрелости, и определения нефтематеринского потенциала пород. На примере активных разломов Дальневосточного региона, данный метод позволяет уточнить и сравнить состав выносимых на поверхность углеводородов в пассивный и активный периоды деятельности газопроявлений различного генезиса. Исследования углеводородной составляющей продуктов грязевого вулканизма выполнялись ранее на грязевых вулканах России (Таманский п-ов), Украины (Керченский п-ов), Туркменистана, Азербайджана, Италии, Тайваня, подводных грязевых вулканов, но, ни разу не проводились на о-ве Сахалин.

В ходе выполнения работ был проведён качественный и полуколичественный анализ 16 проб вязкой пелитовой глинистой породы из грязевых вулканов о-ва Сахалин (рис. 33; рис. 34). Предварительно было проанализировано содержание органического углерода, которое составило в среднем 1.2 %. Согласно результатам хромато-масс-спектрометрического анализа образцы из Пугачевского грязевого вулкана (5 образцов) и Южно-Сахалинского грязевого вулкана (10 образцов) являются практически идентичными друг другу [Полоник и др., 2015]. Примечательно, что

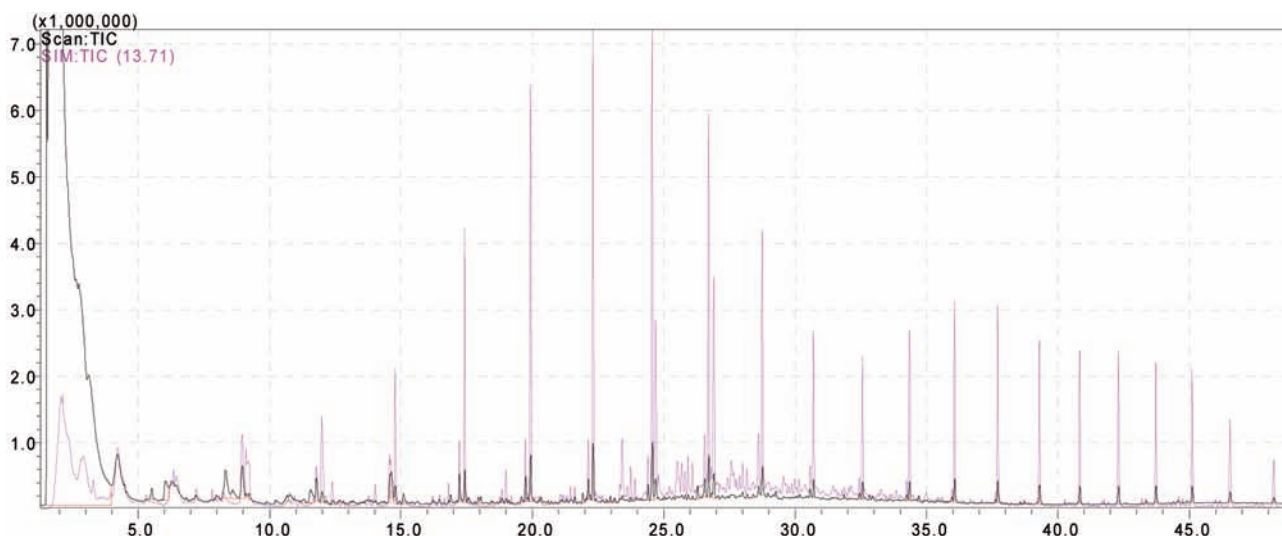


Рис. 34. Общий вид хроматограммы образца Ю-10.17.08

химический состав газовой фазы и изотопный состав углерода метана и углекислого газа этих вулканов также одинаков. Типичная хроматограмма образца из Пугачевского грязевого вулкана представлена на рис. 33 (проба ПГВ 13.08.06).

Основными компонентами явились представители следующих классов органических соединений:

1) алканы, 2) алкены, 3) ароматические соединения,

4) циклоалканы, 5) гетероциклические соединения, б) кетоны, спирты, альдегиды и другие полярные соединения. Основной группой идентифицированных соединений являются линейные алканы с числом углеродных атомов от C_{10} до C_{31} (табл. 14). Концентрационный максимум на кривой распределения n -алканов находится в области C_{14} – C_{17} .

Однако проба, взятая из Южно-Сахалинского

Таблица 14. Представители группы n -алканов, найденные в пробе ПГВ 13.08.06 (суммарное содержание n -алканов составляет 46.57 %)

№ соединения	Номенклатурное название / брутто-формула	Время удерживания	Относительное содержание, %
<u>1</u>	Декан ($C_{10}H_{22}$)	11.182	0.28
<u>2</u>	Ундекан ($C_{11}H_{24}$)	15.799	1.29
<u>3</u>	Додекан ($C_{12}H_{26}$)	20.487	2.76
<u>4</u>	Тридекан ($C_{13}H_{28}$)	25.034	2.59
<u>5</u>	Тетрадекан ($C_{14}H_{30}$)	29.376	7.75
<u>6</u>	Пентадекан ($C_{15}H_{32}$)	33.491	8.95
<u>7</u>	Гексадекан ($C_{16}H_{34}$)	37.392	8.64
<u>8</u>	Гептадекан ($C_{17}H_{36}$)	41.096	5.84
<u>9</u>	Октадекан ($C_{18}H_{38}$)	44.617	3.45
<u>10</u>	Нонадекан ($C_{19}H_{40}$)	47.977	1.74
<u>11</u>	Эйкозан ($C_{20}H_{42}$)	51.187	0.82
<u>12</u>	Генэйкозан ($C_{21}H_{44}$)	54.259	0.53
<u>13</u>	Докозан ($C_{22}H_{46}$)	57.206	0.42
<u>14</u>	Трикозан ($C_{23}H_{48}$)	60.037	0.40
<u>15</u>	Тетракозан ($C_{24}H_{50}$)	62.756	0.32
<u>16</u>	Пентакозан ($C_{25}H_{52}$)	65.374	0.25
<u>17</u>	Гексакозан ($C_{26}H_{54}$)	67.894	0.16
<u>18</u>	Гептакозан ($C_{27}H_{56}$)	70.337	0.12
<u>19</u>	Октакозан ($C_{28}H_{58}$)	72.687	0.10
<u>20</u>	Нонакозан ($C_{29}H_{60}$)	74.967	0.08
<u>21</u>	Триакозан ($C_{30}H_{62}$)	77.172	0.04
<u>22</u>	Гентриакозан ($C_{31}H_{64}$)	79.318	0.04

Таблица 15. Представители группы *n*-алканов, найденные в пробе Ю-10.17.08 (суммарное содержание *n*-алканов составляет 38.85 %)

№ соединения	Номенклатурное название / брутто-формула	Время удерживания	Относительное содержание, %
<u>2</u>	Ундекан (C ₁₁ H ₂₄)	9.109	0.23
<u>3</u>	Додекан (C ₁₂ H ₂₆)	11.993	1.32
<u>4</u>	Тридекан (C ₁₃ H ₂₈)	14.787	1.73
<u>5</u>	Тетрадекан (C ₁₄ H ₃₀)	17.431	2.36
<u>6</u>	Пентадекан (C ₁₅ H ₃₂)	19.938	3.44
<u>7</u>	Гексадекан (C ₁₆ H ₃₄)	22.313	4.06
<u>8</u>	Гептадекан (C ₁₇ H ₃₆)	24.567	4.79
<u>9</u>	Октадекан (C ₁₈ H ₃₈)	26.710	2.94
<u>10</u>	Нонадекан (C ₁₉ H ₄₀)	28.754	2.40
<u>11</u>	Эйкозан (C ₂₀ H ₄₂)	30.701	1.26
<u>12</u>	Генэйкозан (C ₂₁ H ₄₄)	32.567	1.20
<u>13</u>	Докозан (C ₂₂ H ₄₆)	34.353	1.41
<u>14</u>	Трикозан (C ₂₃ H ₄₈)	36.069	1.72
<u>15</u>	Тетракозан (C ₂₄ H ₅₀)	37.713	1.53
<u>16</u>	Пентакозан (C ₂₅ H ₅₂)	39.304	1.49
<u>17</u>	Гексакозан (C ₂₆ H ₅₄)	40.833	1.33
<u>18</u>	Гептакозан (C ₂₇ H ₅₆)	42.308	1.41
<u>19</u>	Октакозан (C ₂₈ H ₅₈)	43.733	1.44
<u>20</u>	Нонакозан (C ₂₉ H ₆₀)	45.111	1.32
<u>21</u>	Триакозан (C ₃₀ H ₆₂)	46.557	0.92
<u>22</u>	Гентриакозан (C ₃₁ H ₆₄)	48.22	0.55

грязевого вулкана непосредственно после его активизации (резкое усиление выделения вещества), имела два новых максимума концентрационного распределения *n*-алканов (C₁₃–C₁₉ и C₂₂–C₂₅) (см. рис. 34; табл. 15).

По-видимому, это связано с обогащением грязи вулкана более тяжелыми и высококипящими углеводородами в ходе извержения, что указывает на определенный нефтематеринский потенциал глинистых пород мелового возраста (быковская свита), которые представляют основную массу выносимого вещества из южносахалинских грязевых вулканов, а также, вероятно, присутствие вклада подстилающих отложений. Наряду с группой алканов нормального строения, в образцах были найдены и идентифицированы алканы разветвленного строения. Среди разветвлённых алканов наибольший интерес представили изопреноиды регулярного строения, которые являются биомаркерами – соединениями, раскрывающими источник происхождения нефтяных углеводородов и условия их образования.

Так, образование пристана из природного спирта фитола происходит в окислительных условиях и указывает на терригенное происхождение исходного органического вещества. Фитан генерируется в восстановительных условиях из морского

органического вещества. Таким образом, индекс пристан / фитан позволяет оценить условия седиментогенеза осадков. В данном случае индекс фитан / пристан составляет 1.03, что указывает на смешанное происхождение исходного органического вещества и восстановительные условия формирования материнских для углеводородов пород. Это указывает также на высокие скорости осадконакопления при совместном вкладе терригенных и морских источников и благоприятные условия созревания ископаемых углеводородов.

Органическое вещество Восточного грязевого вулкана представлено преимущественно *n*-алканами ряда C₁₀–C₁₇. Концентрационный максимум на кривой распределения *n*-алканов находится в области C₁₃–C₁₅. Тип кривой распределения углеводородов наиболее характерен для органического вещества морского генезиса, образовавшегося из планктона и водорослей. Органическое вещество ВГВ схоже по составу с органическим веществом Пугачевского грязевого вулкана, однако общее содержание углеводородов в породе из ВГВ на несколько порядков меньше, чем содержание углеводородов в породах Пугачевского и Южно-Сахалинского грязевых вулканов, что связано с его крайне низкой активностью. Примечательно, что в газах ВГВ содер-

жалось максимальное количество CO_2 -92 % среди сахалинских грязевых вулканов, содержание CH_4 3 % (2014 г.).

Таким образом, идентичность химического состава обнаруженных органических компонентов Южно-Сахалинского, Пугачевского и Восточного грязевых вулканов указывает на схожий нефтематеринский потенциал глинистых толщ, распространенных вдоль южного сегмента Центрально-Сахалинского разлома. При этом, несмотря на то, что качественный химический состав углеводородов Южно-Сахалинского и Пугачевского грязевых вулканов одинаков, он зависит от стадии их активности: в активной фазе грязевулканическая брекчия обогащается высококипящими *n*-алканами. Сходство химического состава вод и газов Синегорского месторождения с флюидами грязевых вулканов, дополнительно, указывает на единую флюидодинамическую систему Центрально-Сахалинской разломной зоны [Челноков и др., 2015].

3.4. Южно-Охотоморская газогеохимическая провинция

Газогеохимические поля Южно-Охотского осадочного бассейна. Южно-Охотский осадочный бассейн, в целом, соответствует Курильской глубоководной котловине. Выявлено, что в осадках Курильской котловины концентрации метана и УВГ увеличиваются вниз по разрезу на всех опробованных станциях со значительным градиентом. Выделено 5 новых зон с аномальными концентрациями метана выше 20 мкл/дм³ в осадке и максимумом до 1132 мкл/дм³ на траверзе острова Уруп (станция 163). На прикурильском участке обнаружен также сильный запах сероводорода и текстура осадка, сходная с районами газогидратных проявлений на северо-восточном склоне о-ва Сахалин. Подтверждены аномалии углеводородных газов, выделенные ранее, что свидетельствует об их постоянной субвертикальной миграции на закартированных участках, в том числе и в центральной части моря. Аномально высокие содержания метана от 10–150 до 1000–1550 ppm (станции 160, 161, 162а, 163) установлены в донных отложениях Курильской котловины (для сравнения минимальные от 1.5 до 10 ppm зафиксированы в центральной части Охотского моря; промежуточные значения занимают концентрации метана от 5–15 до 315–475 ppm (станции 2–28) в донных отложениях Северо-Охотского шельфа). Отчетливо выделяются 6 аномальных полей метана и УВГ (рис.

35), наиболее интенсивных (превышение фона на 2 порядка) у подножия острова Уруп.

Курильская котловина из всех районов Охотского моря в отношении зон миграции углеводородов изучена менее всего, поэтому ей уделено особое внимание. Ранее, на основании обнаружения придонных и комбинированных типов аномальных полей метана в водной толще (включающих глубинные аномалии метана до 500 нл/л, 1999 г.) было сделано предположение о существовании подводной эмиссии метана в Центральном прогибе и западной части Курильской котловины [Шакиров, 2003]. В 2012 г. в западной части Курильской котловины были обнаружены газогидраты и самый высокий газовый факел в Мировом океане (рейс 59 НИС «Академик М.А. Лаврентьев», руководитель А.И. Обжиров) с набором минералогических, геохимических и изотопно-газогеохимических параметров, указывающих на глубинный генезис газового флюида.

Эти факты указывают на аномально высокую газонасыщенность осадков Курильской котловины. Являясь структурой, для которой характерны высокие скорости проседания [Vaganov et al., 2002b], Курильская котловина характеризуется притоком глубинных газов в верхние горизонты осадочной толщи с последующим их поступлением в водную толщу и формированием аномалий растворенных газов (метана и гомологов, гелия, водорода, азота).

Еще раньше, на основе представлений об оптимальных зонах нефте- и газообразования, а также выявленных здесь газометрических признаков миграционного потока углеводородов в осадочных толщах котловины предполагалось масштабное образование термогенного метана [Геодекян и др., 1976; 1979а]. Этот вывод подкрепляется существованием проявлений грязевого вулканизма на побережье залива Анива, а также фактами выбросов газа при бурении скважин в Голыгинском прогибе. Состав солевых продуктов Западно-Анивского побережья имеет сходство с грязевулканическими проявлениями Каспийского моря [Сирый, 1968]. В юго-западной части котловины выявлено аномально высокое содержание углеводородных газов в донных отложениях. При средней величине концентраций УВГ в осадках станции 951 равной 7.35×10^{-2} мл/кг, было обнаружено резкое нарастание содержания газа сверху вниз по грунтовой колонке – от 2.1×10^{-4} мл/кг до 2.1 мл/кг (интервалы 0.5–2.7 м от дна). Изменение концентраций достигает 4 порядка. Отмечается обогащенность УВГ глубоких слоев колонки ме-

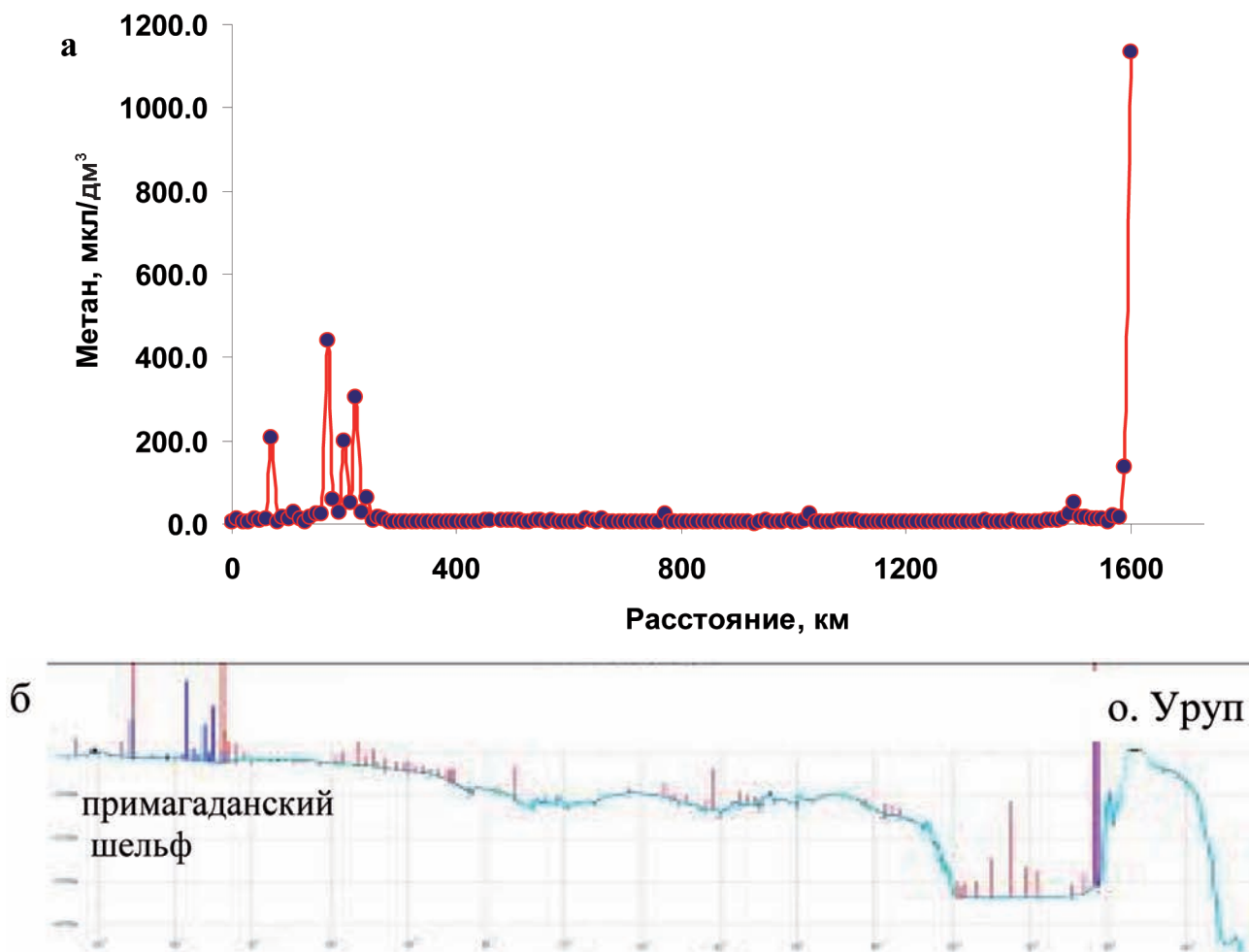


Рис. 35. Диаграмма распределения метана (а) на профиле дна (б) с севера на юг и аномальные поля метана (пики), обнаруженные в донных отложениях

таном. Рост концентраций этана и пропана, напротив, с глубиной происходил в существенно меньших пределах от 0.4×10^{-4} мл/кг до 1.7×10^{-4} мл/кг. В итоге к низам колонки отношение содержания метана к сумме этана и пропана увеличилось более чем в 20 раз. По уровню содержания метана и его преобладания в спектре УВГ пробы станции 951 напоминали газированные донные осадки Каспийского моря, в районах распространения грязевых вулканов [Геодекян и др., 1976; Мурадов, 1985]. Согласно геотермальным расчетам, осадочные отложения котловины прогреты на глубине 2.5 км до 210 °С, а на глубине 4.0 км – до 300 °С [Геодекян и др., 1976]. Низкие скорости сейсмических волн (~ 2.5 км/сек), позволили сделать вывод, что в интервале 2.5–4.0 км осадочные отложения характеризуются аномально низкой плотностью, в среднем – 2.05 г/см³ [Геодекян и др., 1979а]. Этот вывод подтверждается современными исследованиями, согласно которым

зонам газонасыщения осадочной толщи соответствуют акустически «мутные» толщи [Прокудин, 2013]. Отсутствие активных грязевулканических проявлений, в отличие от Каспийского моря, объясняется довольно умеренным содержанием органического вещества ($C_{орг.} = 1.4\%$, при колебаниях от 1.3 % до 1.6 %) при 15–20 % диатомового материала, а с другой стороны – низкой изученностью. Свидетельством этому является обнаружение геохимических и литологических доказательств газовофлюидной системы с признаками грязевого вулкана на западном борте Курильской котловины (проект SSGH, 2012) [Деркачев и др., 2015]. Каспийские терригенные илы включают прослой, сильно обогащенные органическим веществом, – $C_{орг.} = 3.0\%$ [Геодекян и др., 1979а]. Дополнительно, в прихоккайдской части склона котловины установлены газогидраты (траверз г. Абасири) [Sasaki et al., 2001]. Здесь же на изображении со спутника NOAA (CH-5) зафиксировано

«холодное пятно». В августе 2001 г. в приводном слое атмосферы этого участка зафиксированы высокие КМ – 1.95–2.25 ppm [Sasaki et al., 2001]. $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$, согласно М. Sasaki [2001] составил -44.2 – -51.8 ‰, что позволяет сделать вывод о его преимущественно термогенной природе. Газовые факелы в районе подножья склона полуострова Терпения (северо-западная часть Курильской котловины, глубина 1350–1400 м) нами наблюдались с 1996 г., что свидетельствует о длительном поступлении метана в ее западной части. Таким образом, анализируя полученное распределение метана и его аномалий в донных отложениях Курильской котловины (рис. 36) и благоприятные геолого-геохимические предпосылки его генерации в осадочной толще, можно сделать некоторые выводы о положительном углеводородном потенциале котловины. Возраст осадочной толщи Курильской котловины гораздо моложе (поздний миоцен – четвертичный период) [Грецкая, 1990], чем у Сахалинского и Дерюгинского осадочных бассейнов. При этом в Курильской котловине основным перспективным на наличие нефти и газа считается олигоцен-нижнемиоценовый комплекс пород [Харахинов, 1998]. Вероятно, рассеянное органическое вещество в осадочной толще котловины находится в более ранней стадии созревания, реализуется в основном газовый потенциал. Тем не менее, существуют положительные перспективы обнаружения углеводородов в районе на Южных Курилах и установлены нефтегазоносные и углегазоносные структуры на о-ве Хоккайдо, здесь открыто около десятка нефтяных месторождений и несколько газовых [Кириллова и др., 2002], а на Курильских островах зафиксированы многочисленные проявления термогенных и глубинных углеводородных газов.

Донные осадки Курильской котловины достаточно насыщены углекислым газом вблизи вулканической цепи. Высокие концентрации CO_2 в донных отложениях установлены в центральной, приразломной (Прикурильский разлом) и прибортовой частях впадины. Содержание углекислого газа в этих морфоструктурах варьирует в пределах 0.21–0.42; 0.24–2.05 и 0.16–0.63 %; соответственно. В морских осадках Курильской котловины в 2007–2009 гг. нами выявлен резкий всплеск аномальных концентраций углеводородных газов (C_2-C_5 в сумме) до 1500 ppm (фон 3 ppm) на двух региональных профилях при приближении к Курильской островной дуге. Также, методом НСП на этих профилях фиксируются аномалии, которые в западных районах Охотского моря соот-

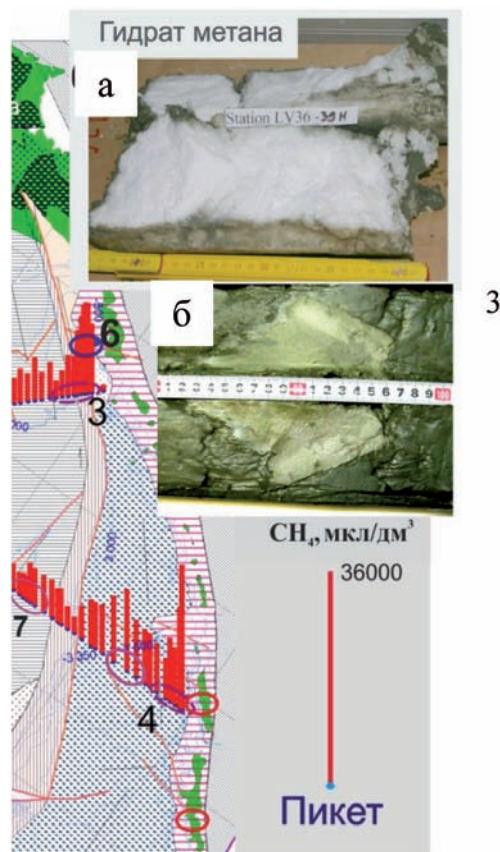


Рис. 36. Распределение газогеохимического поля метана на двух профилях в Курильской котловине а – фрагмент гидрата метана на СВ склоне о-ва Сахалин; б – аутигенное образование в осадках Макаровского грабена. Цифры на карте отмечают зоны с АГПП в осадках

ветствуют вертикальным газонасыщенным зонам [Прокудин, 2013]. Эти и другие данные указывают на усиление генерации углеводородных газов в осадочной толще при приближении к вулканическому аппарату.

Привлечение дополнительных данных по распределению углеводородных газов в осадках приостровной части Курильской котловины показывает следующее. При приближении к вулканической дуге резко возрастает интенсивность аномального поля углеводородных газов (C_2-C_5 в сумме) до 1500 ppm (фон 3 ppm) в осадках на интервале опробования до 4 метров ниже поверхности дна (см. рис. 36). Методом непрерывного сейсмопрофилеирования здесь фиксируется акустически прозрачная толща, с сейсмическими аномалиями, которые в других районах Охотского моря соответствуют газонасыщенным зонам. Эти данные свидетельствуют о возрастании потока газообразных углеводородов по направлению к вулканической дуге и характеризуют усиление

генерации углеводородных газов в окрестностях вулканических аппаратов. В осадочном выполнении Курильской котловины рассеянное органическое вещество не достигло высоких стадий зрелости при невысоком общем нефтяном потенциале осадков, но без сомнения обладает газоматеринскими свойствами [Грецкая, 1990]. Под влиянием вулканического тепла и разогретых флюидов могут генерироваться преимущественно термогенные газы, которые по изотопному составу близки к гидротермальным. В верхней части разреза вносят свою лепту микробные газы. В такой геологической обстановке газы нефтяной и углеметаморфогенной зрелости могут практически отсутствовать, то есть, в некоторых структурах может существовать временный разрыв «окно» в генетическом ряде углеводородных газов.

Существенно, что около 2/3 объема вулканических построек Курильской островной дуги со стороны Охотского моря находятся под водой (глубина Курильской котловины достигает 3370 м) и покрыты осадками, мощность которых резко увеличивается с возрастанием глубины моря. Поэтому интерпретация генезиса вулканических газово-флюидных компонентов осложняется тем (углеводородные газы, водяной пар), что сопряженные с вулканической постройкой осадочные толщи вносят свой вклад в газово-флюидный режим островодужных вулканов.

В юго-западной части Курильской котловины обнаружен самый мощный поток восходящего газа со дна Мирового океана высотой до 2200 метров [Operation Report..., 2013] с набором литологических и газогеохимических параметров, указывающих на возможный глубинный генезис газового флюида [Деркачев и др., 2015].

В районе подножия склона полуострова Терпения (северо-западная часть Курильской котловины, глубина 1350–1400 м), начиная с 1996 г. [Nurnberg et al., 1997] и по сей день, картируются акустические аномалии типа «факел».

Основной объем органического вещества в осадках котловины, как указывалось выше, находится в начальной стадии созревания, и углеводородные скопления еще не сформировались. Сочетание обозначенных выше признаков грязевулканической деятельности, газогидратов и данных изотопных исследований в юго-западной части Курильской котловины позволяют предположить здесь наличие зоны генерации и активной миграции природных газов (метана, углеводородных газов, водорода и гелия). Данная обстановка находит свое выражение в появлении аномальных

газогеохимических полей низкой, средней и, реже, высокой интенсивности, в том числе и в водной толще [Shakirov et al., 2005].

Газогеохимические поля Курильской островной дуги. Выше показано, что при приближении к вулкано-магматической дуге Курильских островов в донных отложениях наблюдается рост концентраций миграционных углеводородных газов. Установленный ранее газовый факел вблизи Парамушира в пределах газогидратоносной площади и другие проявления природных газов также указывают на усиление газогенерационных и миграционных процессов в сторону островной дуги. Это диктует необходимость изучения и сопоставления характеристик газогеохимических полей и отдельных газопоявлений, особенно УВГ, на наземной части островов.

Острова Курильской дуги представляют вершины подводной горной вулканической цепи, которая отделяет Охотское море от Тихого океана. Вершины островов поднимаются над дном Курило-Камчатского глубоководного желоба на 11700 м. Действительное количество больших и малых островов около тысячи. Самая высокая точка находится на острове Атласова – 2339 м. На островах и в пределах прилегающих частей океана располагаются надводные и подводные потухшие и действующие вулканы. Рельеф Курильских островов горный, средняя высота от 500 до 1000 м над уровнем моря. Курильские острова так же, как и полуостров Камчатка и Японские острова с прилегающими частями Тихого океана, сильно сейсмичны, что закономерно сказывается на их газогеохимическом облике и характере газонности. Вулканизм является наиболее ярким выражением планетарной дегазации, при этом из 500 действующих вулканов 85 находятся на Курильских островах, а 39 из них – действующие [Чудаев, 2003]. Углеводородной составляющей вулканических газов всегда уделялось определенное внимание, но в последние 20–30 лет газы Курильских островов прямыми методами изучались крайне мало. Развитие современных хроматографических и масс-спектрометрических методов расширило возможности газогеохимических и изотопно-газогеохимических исследований [Галимов, 1968; Галимов, 1973]. Эти методы в современном развитии позволяют определять химический и изотопный составы предельных и непредельных углеводородных газов, представленных даже в наноконцентрациях не только в свободной фазе, но и в растворенной форме [Kawagucci et al., 2010; Tsunogai et al., 1998; Tsunogai et al., 2000].

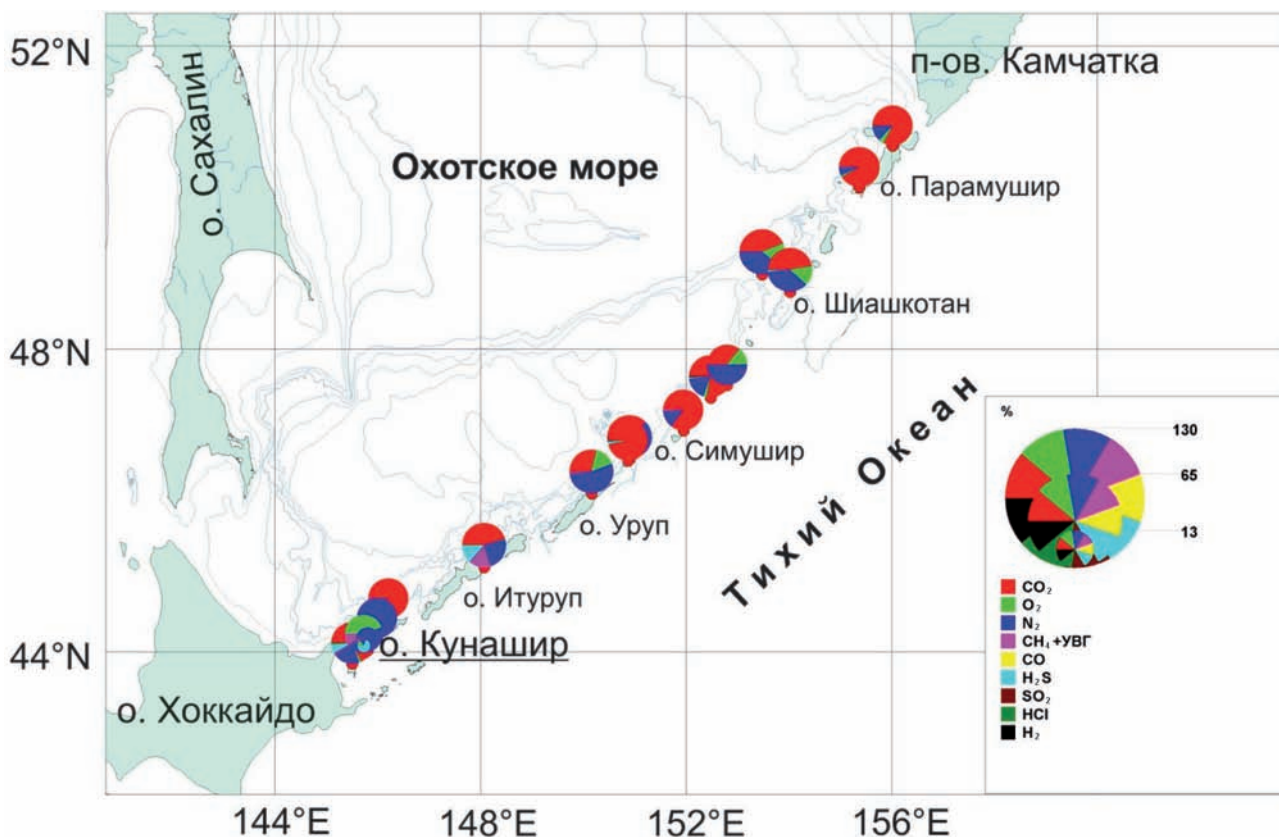


Рис. 37. Карта района работ и диаграммы распределения вулканических газов Курильской островной дуги по [Гидротермы..., 1976] с дополнениями автора

Это, в свою очередь, дает возможность выяснения генезиса углеводородных газов, что особенно важно для оценки роли глубинных флюидов в формировании углеводородных скоплений. Данные вопросы напрямую связаны также с генерацией метана в подводных гидротермальных системах [Сорохтин и др., 2001].

Характеристики распределения углеводородных газов фумарольных и термальных полей Курильской островной дуги, полученных предшественниками [Алексеев и др., 1978; Высоцкий, 1979; Гидротермы..., 1976; Мархинин, Стратула, 1977; и другие], позволяют сделать вывод, что **углеводороды – неотъемлемая часть вулканических газов Курильской островной дуги**. Исследования газов подводных вулканов и гидротерм Японо-Курильской зоны субдукции также показывает наличие в них метана и углеводородных газов [Обжиров и др., 1999; Tsunogai et al., 2010]. В последние годы ведутся интенсивные исследования по влиянию гидротермальной и сольфатарной деятельности на формирование ландшафтов Курильских островов, в том числе о-ва Кунашир

[Жарков, 2007]. Состав газов вулканических систем Курильских островов активно изучался в 70-е гг., в последующие десятилетия интенсивность этих исследований резко упала вплоть до отсутствия актуальных данных. Предшественниками установлено, что основными компонентами дегазации вулканов Курильских островов являются CO_2 , CO , H_2 , HCl , H_2S , NH_3 , CH_4 , N_2 , HCNS , SiF_4 , $\text{V}(\text{OH})_3$, Ag и др. (рис. 37), а основным компонентом дефлюидизации вулканов является вода (90–95 % масс.).

В общем случае, из макрокомпонентов преобладает углекислый газ, затем в порядке уменьшения концентрации следуют сернистые газы и азот. На этом фоне резко обособляются источники преимущественно азотного и азотно-углекислого состава. По содержанию углеводородных газов выделяется о-в Итуруп (авторскими исследованиями 2012–2014 гг. здесь обнаружен магматогенный метан), где концентрации метана в сумме с углеводородными газами достигали 58 %. Измерения, сделанные в прежние годы из различных источников о-ва Итуруп, подтверждают здесь

ураганные концентрации углеводородных газов [Гидротермы..., 1976].

Содержание CO_2 в вулканических газах вулканов Курильских островов в среднем составляло 68 %, кислорода 6.7 %, азота 28 %, углеводородных газов (в сумме) 4 %, угарного газа 0.04 %, сероводорода 3.9 %, сернистого газа 0.8 %, хлористого водорода 0.4 %, водорода 1.1 %, благородных газов (аргон, криптон, ксенон в сумме) 0.6 %, гелия и неона в сумме не более 0.01 %. Следует отметить, что средние значения приведены для представления лишь самой общей характеристики распределения газов Курильских вулканов. Более или менее равномерно распределены только углекислый газ, сернистые газы, а целый ряд компонентов, таких как метан и азот, имеют очень контрастный характер распространения. Содержание водорода в отдельных случаях также достигало ураганных значений (39 %, влк. Черный, о-в Чирпой). Кислород, в целом, равномерно распределен и в норме не превышает одного процента. Всплески концентраций этого газа обычно связаны с захватом атмосферного воздуха при отборе проб. На некоторых островах зафиксированы аномально высокие содержания азота до 99 % (о-в Итуруп, о-в Кунашир) при концентрациях кислорода, близких к нулю. Примечательно, что на этих островах и в тех же объектах (о-в Итуруп: ист. Горячий, Сернозаводский, Рейдовский; о-в Кунашир: ист. Третьяковский, ист. Верхне-Столбовской, месторождение парогидротерм «Горячий пляж») предшественниками отмечены также максимальные концентрации метана [Гидротермы..., 1976].

Так, в Рейдовском источнике содержание азота составляло 52.6–80.5 % при содержании метана 7.4–13.3 %, в источнике Горячий Ключ – 28.3% и 57.73%, а на о-ве Кунашир в источнике на участке «Горячий пляж» – 64.98 % и 21.17 %, соответственно. В регионе подобная взаимосвязь уже отмечалась. Например, наблюдения за вариациями химического состава газов Южно-Сахалинского грязевого вулкана (о-в Сахалин) выявили увеличение содержания углеводородных газов и азота на фоне снижения концентраций углекислого газа под влиянием Невельского землетрясения 2007 г. [Ершов и др., 2010]. Также японскими исследователями установлено, что в фумарольных газах водородного типа концентрации метана невелики, от 1.0 до 1.2×10^{-4} %, в то время как в газах азотного типа концентрации метана увеличивались: от 1.2×10^{-4} до 6.4×10^{-2} % [Kiyosu, Asada, 1995]. При этом газы, содержащие метан в значениях от 1.9×10^{-3} до 6.4×10^{-1} об. %, отнесены ими к метано-

вым фумарольным газам. Показано, что в фумаролах затухающих вулканов Менделеева, Головнина и других с температурами 60–115 °С содержание углеводородных газов достигало 22 %, но большей частью не превышало 0.005 % [Высоцкий, 1979]. Здесь же отмечено, что они были представлены метаном, но отмечались и тяжелые углеводородные газы. Позже было подтверждено, что в фумарольных газах вулкана Менделеева содержится метан, но в меньших количествах – 0.0003 об. % [Обжиров и др., 1999]. Этими же исследованиями установлены достаточно высокие концентрации метана 800 нл/л в горячих водотоках в пределах фумарольных полей и ручья Кислого (при фоновых концентрациях 30–60 нл/л), также обнаружены этан (до 40 нл/л) и этилен (100 нл/л).

Большинство вулканов Курильской островной дуги характеризуются фумарольно-сульфатарной стадией вулканической деятельности, причем многие из них (например, вулканы Менделеева и Головнина), переживают стадию затухающей переходной пост-вулканической деятельности – сульфатарно-мофетную [Алексеев и др., 1978]. Эти вулканы были выбраны для целевых исследований, потому что в пределах их построек и рядом с ними распространены, как активно газифицирующие сульфатары, так и газоводяные и термоминеральные источники, в том числе контролируемые отдельными от вулканов разломами. Курильская вулканическая дуга – одна из самых активных систем проницаемости, по которой в атмосферу выбрасывается сложная газовая смесь. Изучение этого явления – актуальная задача как фундаментальных, так и экологических исследований.

Остров Кунашир – самый южный остров в Большой Курильской гряде. Длина его с северо-востока на юго-запад около 122 км, ширина – до 30 км, наименьшая – около 4 км. На острове известны вулканические постройки, находящиеся на стадии газо-гидротермальной деятельности: вулканы Головнина, Менделеева и Руруй (рис. 38). Газо-гидротермальная активность связана с кайнозойским андезитовым комплексом [Пискунов, 1987] и представлена термальными источниками, парогазовыми струями, грязевыми котлами, сульфатарами, суффioni и мофеттами. Геохимические параметры по составу термальных вод о-ва Кунашир подробно исследовались О.В. Чудаевым [Чудаев, 2003]. Данными исследованиями установлена четкая геохимическая зональность термальных вод (3 группы вод), подчиняющаяся удаленности от центра вулканических



б



Рис. 38. Карта района работ на Курильских островах а) карта Курильских островов, пунктиром обозначены районы фактического материала автора: 1 – вулкан Менделеева; 2 – вулкан Головнина; б) северо-восточное сольфатарное поле, вулкан Менделеева, о-в Кунашир. Июнь 2009, Владивосток. На горизонте о-в Хоккайдо (Фото автора)

аппаратов. Вулкан Менделеева – действующий вулкан, находится в центральной части острова и характеризуется высокой гидротермально-сольфатарной активностью. Сольфатарные газы выходят в пределах четырех сольфатарных полей, термальные воды разгружаются в долинах ручьев и на побережье. Конус вулкана, высотой 890 м, окружен обширной кальдерой и сформирован андезитовыми и андезитобазальтовыми лавами. Внутреннее строение вулкана Менделеева представляет собой систему поверхностных и глубинных магматических очагов. Основной периферический очаг диаметром около 2 км располагается непосредственно под вулканом на глубине 4.5 км, глубинный магматический очаг находится на глубинах 30–60 км. Последнее извержение вулкана наблюдалось в 1880 г. У подножия обустроено место отдыха «Горячий пляж», где вода из вулканических источников используется в качестве естественных лечебных ванн.

Достаточно уверенно фиксируются три этапа проявления активности вулкана Менделеева.

Наиболее ранние проявления вулканической деятельности представлены лавовыми потоками андезитобазальтов (мощностью до 8 м), которые залегают ниже среднеплейстоценовых морских отложений. При этом лавовые потоки в свою очередь перекрывают осадки, которые накапливались в открытом заливе с речным стоком. А в основании разреза вскрываются морские отложения, образованные в трансгрессивную фазу конца плиоцена. На заключительном этапе образовались воронки взрыва по кольцевым разломам на периферии экстрезивного купола, представляющие в настоящее время потухшие и действующие сольфатарные поля [Абдурахманов и др., 2003], «сравливающие» в атмосферу парогазовые струи (см. рис. 38б).

Вулкан Головнина расположен в южной части о-ва Кунашир; он представляет собой сильно усеченный конус с кальдерой диаметром около 4 км. В кальдере находятся сольфатарные поля и два озера, питающиеся термальными водами. У подножья внешнего склона вулкана, на Охотоморском

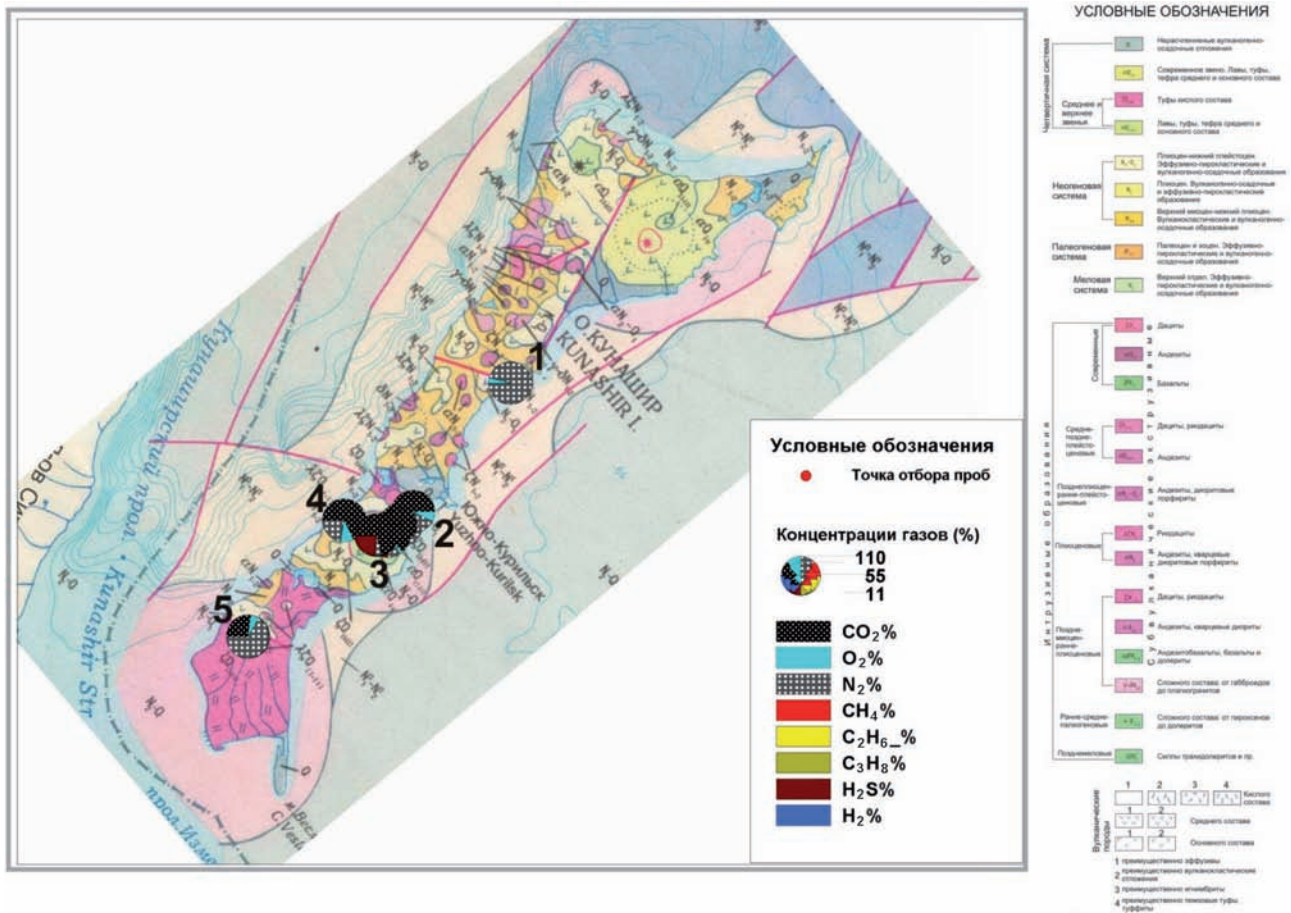


Рис. 39. Карта фактического материала 2009 г., геологическое строение о-ва Кунашир
 1 – источник «Добрый Ключ»; 2 – «Горячий пляж»; 3 – влк. Менделеева; 4 – Столбовские источники; 5 – влк. Головнина

побережье, выходят сольфатарные газы и термальные воды. В кальдере находятся два купола, сложенных андезидацитами. Значительную (северную) часть кальдеры занимает озеро Горячее (макс. глубина 62 м), соединенное протокой с озером Кипящим. Озеро находится на высоте 130 м над уровнем моря и занимает 3 кв. км.

Пробы вулканических газов и термальной воды были отобраны на сольфатарных полях и из термальных источников, расположенных в пределах постройки вулкана Менделеева и за его пределами, а также в центральной части кальдеры Головнина (рис. 39). Были опробованы группы термальных источников («Добрый ключ», Столбовские источники), приуроченные к тектоническим разломам, к интрузивным телам и экстрезии Горячего мыса (Горячий пляж, источник «Раковина»). Представительный фактический материал в 2009 г. составил 7 проб свободных газов и 13 проб термальной воды. На вулкане Головнина отбор проб (3 пробы) был выполнен

из термального источника на берегу оз. Горячее и в самом озере.

Отбор проб термальной воды и вулканических газов проводился стальным двухходовым ручным вакуумным насосом. После отбора пробы фиксировались реагентом и хранились в темном прохладном месте. При отборе проб из сольфатар газоотборная воронка опускалась в устье сольфатары, при отборе проб термальной воды забор осуществлялся с глубины 2 метра, или максимальной при неглубоких источниках. Выполнено 13 определений ¹³C метана (% VPDB), 3 определения ¹³C этана, 13 определений ¹³C углекислого газа. Эти данные дополнены в последующие годы авторскими исследованиями по островам Итуруп, Уруп и Парамушир и вошли в монографию к.г.н. Жаркова Р.В. по термальным источникам южных Курильских островов [Жарков, 2014].

Температура в устье источников измерялась электронным термометром “Digitron-T200KC” с термопреобразователем КТХА 01.02Р-Т310, точ-

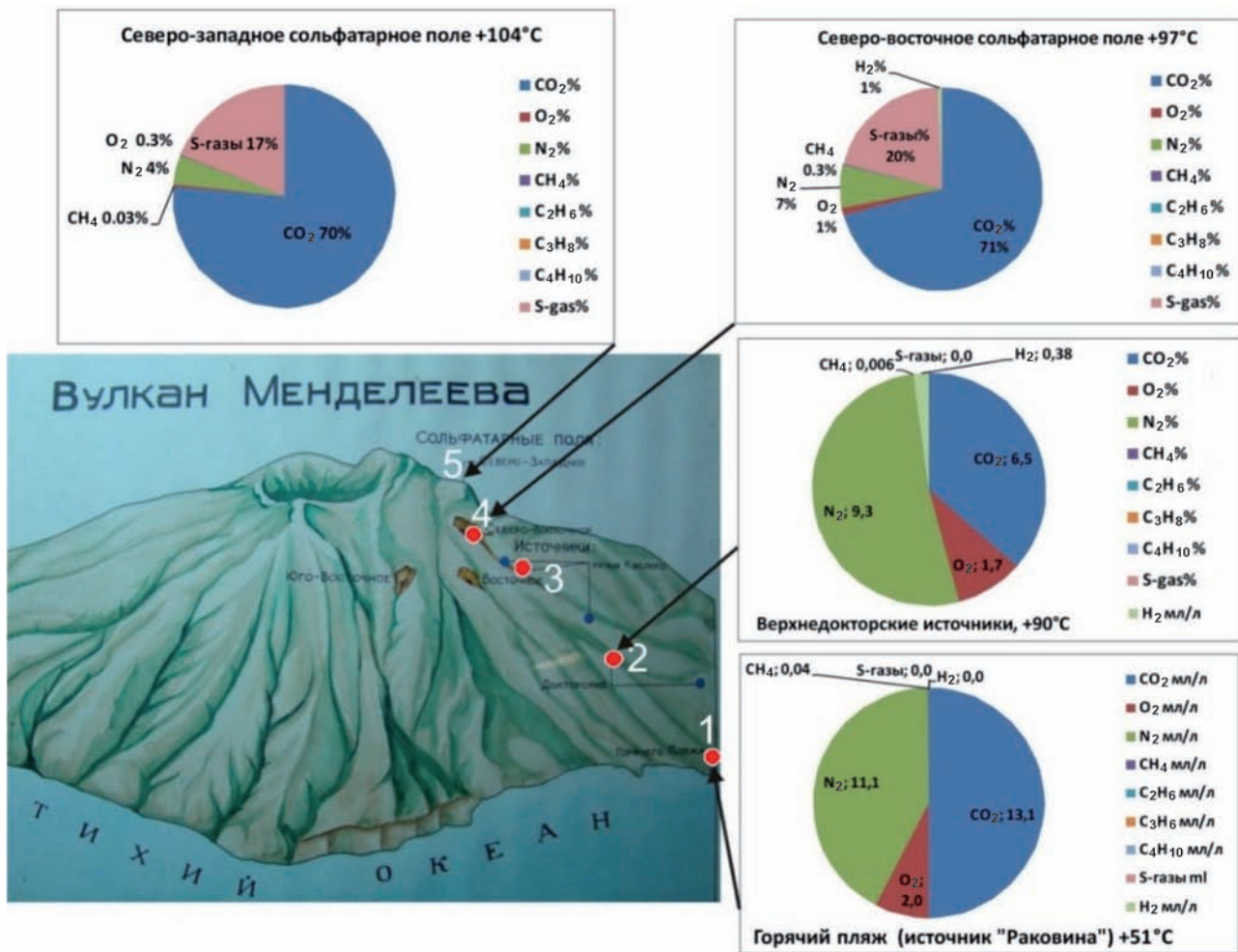


Рис. 40. Диаграммы распределения газов на вулкане Менделеева, о-в Кунашир

ность измерения 0.1 °С (Р.В. Жарков, ИМГиГ ДВО РАН). При описаниях измерений газов вулканических аппаратов следует учитывать стадию активности, в которой они находятся. От этого зависят концентрации газов, особенно углеводородных. Вулкан Менделеева не извергался более 100 лет, последнее извержение вулкана Головнина было в 1998 г., и в настоящее время оба опробованных вулкана находятся в сольфатарной стадии. Дебиты термальных вод опробованных источников находятся в пределах 20–50 литров/сутки [Жарков, 2008].

Вулкан Менделеева. В пределах постройки вулкана Менделеева отработано 5 пикетов отбора газов. Пикеты расположены на профиле от подножия вулкана вверх по склону до сольфатарных полей в его привершинной части (рис. 40).

Свободные газы, отобранные на двух сольфатарных полях в привершинной части вулкана, представлены, главным образом, углекислым га-

зом (48–78 %), небольшой примесью кислорода и азота (в сумме 3.9–11.9 %), серосодержащими газами 16.4–24.2 ppm. Распределение углеводородных газов отличается: на северо-восточном сольфатарном поле концентрация метана 0.14–0.41 ppm, этан 24–36 ppm, пропан 2–3 ppm, бутан 0.02 ppm.

На северо-западном сольфатарном поле концентрации метана были в 10 раз меньше: метан 0.02–0.04 %, также в меньших концентрациях наблюдался этан 2–12 ppm и пропан 0.01–0.1 ppm, но немного выше концентрация бутана 0.3–0.4 ppm. Характерно, что одновременно с повышенными концентрациями углеводородных газов на северо-восточном сольфатарном поле, там же обнаружен водород 0.1–0.9 %, а на северо-западном поле он не был зафиксирован. Содержание серосодержащих газов на северо-восточном сольфатарном поле также немного выше, чем на северо-западном: 17–24 ppm и 16–18 ppm, соответственно. Таким

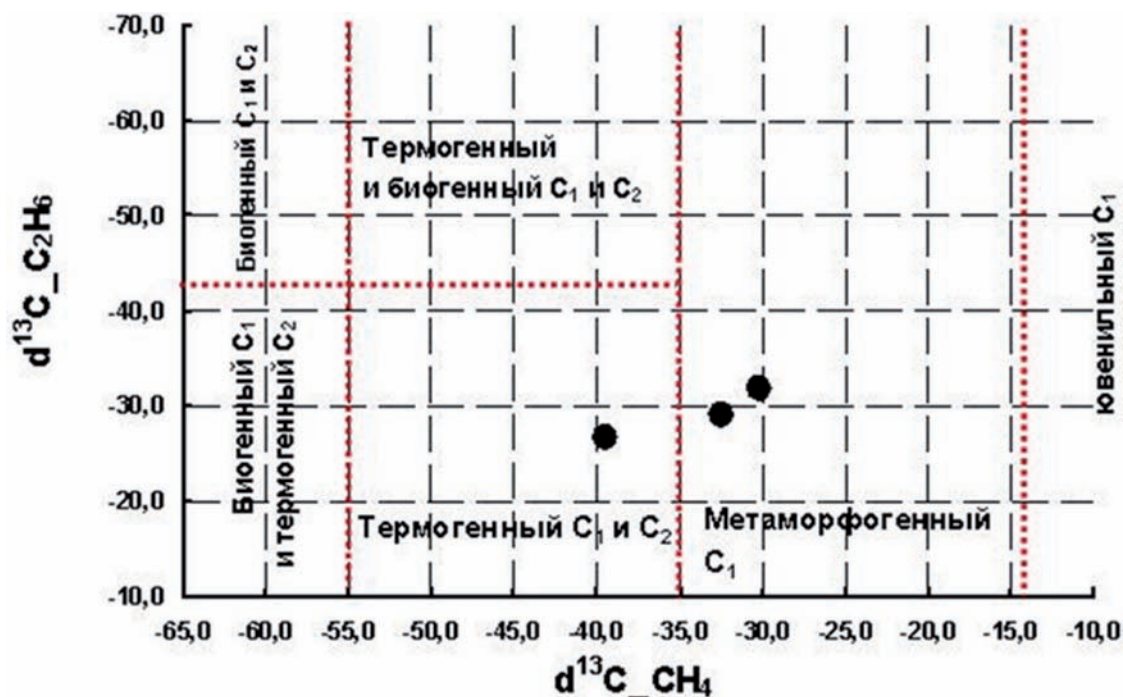


Рис. 41. Газогенетическая диаграмма вулкана Менделеева

образом, наблюдается определенное различие по содержанию углеводородных газов, водорода и серосодержащих газов между двумя сольфатарными полями. При этом температура в устье сольфатарных грифонов приблизительно одинаковая – около $+100^{\circ}\text{C}$. Наряду с химическим составом также наблюдается небольшое различие в изотопном соотношении углерода метана этих сольфатарных полей: на северо-восточном (две пробы): -32.5 – -39.5 ‰, а на северо-западном (три пробы) -37.9 – -40.6 ‰. Также на северо-восточном сольфатарном поле был определен изотопный состав углерода этана: -26.5 – -29.0 ‰. Согласно диаграмме (рис. 41), сольфатарные углеводородные газы вулкана Менделеева соответствуют термогенным и метаморфогенным миграционным газам, которые образуются при высокотемпературном разложении органического вещества и восстановлении углекислого газа водородом. В Охотоморском регионе метан с таким изотопным составом характерен для изотопно тяжелых нефтяных газов Сахалина и Камчатки (от -34 – -54 ‰), а также газов, генерируемых углистым веществом на высоких стадиях метаморфизма [Гресов и др., 2009].

Изотопный состав углерода углекислого газа одинаков для северо-восточного и северо-западного сольфатарных полей вулкана Менделеева и находится в пределах -3 – -3.8 ‰. По этой изотопной характеристике он относится

к эндогенным газам пассивной стадии вулканов. Для сравнения, углекислый газ верхнего фумарольного поля вулкана Баранского (о. Итуруп) показывает наиболее изотопно тяжелое по углероду значение в регионе исследования $+2.6$ ‰ (пробы 2012–2013 г.).

Важная информация была также получена на Тихоокеанском побережье острова из источника «Добрый Ключ». Здесь газы поступали в виде пузырей, поднимающихся через термальные воды. Данный источник находится на значительном удалении от вулкана Менделеева и контролируется разломом, секущим остров в поперечном направлении (рис. 42). Источник имеет принципиально иной состав газов от обсужденных выше сольфатарных полей: главным компонентом является азот 96.3 – 96.6 ‰, а углекислый газ представлен на уровне примеси не более 0.1 ‰ (см. рис. 42).

Концентрация метана составила 0.2 ‰, этана 31 ppm, пропана 3 ppm, бутана до 5 ppm. По распределению углеводородных газов опробованный источник близок к северо-восточному сольфатарному полю. Согласно табл. 16, углеводородные газы источника «Добрый ключ» относятся к метаморфогенным газам. Генерация метаморфогенных газов обычно связана с сильно метаморфизованными осадочными породами. Изотопно тяжелый по углероду метаморфогенный метан также обнаруживается в районах траппового вулканизма

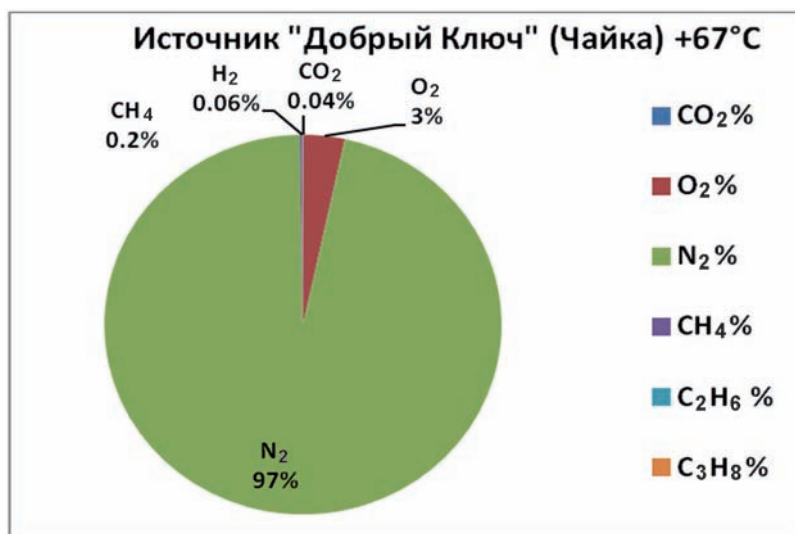


Рис. 42. Диаграмма распределения свободных газов источника «Добрый Ключ», о-в Кунашир

Таблица 16. Химический и изотопный состав свободных вулканических газов, о. Кунашир (2009)

№	CO ₂ %	O ₂ %	N ₂ %	CH ₄ %	C ₂ H ₆ ppm	C ₃ H ₈ ppm	C ₄ H ₁₀ ppm	S-газы ppm	H ₂ ppm	d ¹³ C- CH ₄	d ¹³ C- C ₂ H ₆	d ¹³ C- CO ₂	T° C	Объ- ект
21	0.03	3.2	96.6	0.18	31	3.00	5	не обн.	367		не опр.	не опр.	67	1
10	0.1	3.5	96.3	0.18	31	3.00	1	не обн.	735	-30.2	-31.8	-13.2	67	1
8	63.7	1.7	10.2	0.14	24	2.00	не обн.	24.2	1103	-32.5	-29.0	-3.7	100	2
5	78.7	0.5	3.5	0.41	36	3.00	0.02	16.8	9300	-39.5	-26.5	-3.7	97	2
1	78.0	0.3	3.6	0.03	2	0.01	не обн.	18.1	не обн.	-40.6	не опр.	-3.0	104	3
3	79.2	0.3	4.1	0.04	2	0.10	0.4	16.4	не обн.	-40.6	не опр.	-3.0	104	3
7	47.9	0.3	4.1	0.02	14	0.10	0.3	16.4	не обн.	-37.9	не опр.	-3.8	104	3

Примечание: 1 – источник Добрый Ключ (Чайка); 2 – Северо-восточное сольфатарное поле (вулкан Менделеева); 3 – Северо-западное сольфатарное поле (вулкан Менделеева). S-газы – серосодержащие газы. Масс-спектрометрический анализ выполнен в Университете Хоккайдо, стандарт VPДV. (Не обн. – не обнаружено; не опр. – не определено).

(например, Йелоустонский заповедник, $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ от -20.6 до -28.4 ‰) и в других островодужных системах (например, в фумаролах Новозеландских термальных районов $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ встречается от -21 до -29 ‰); [Галимов, 1968]. В источнике «Добрый ключ» зафиксирована также значительная концентрация остаточного водорода 370–740 ppm, а серосодержащие газы не определились. Наличие заметной концентрации водорода указывает на активность контролирующего источник разлома и возможность поступления по нему магматических компонентов. На это указывает косвенно преобладание азота и отсутствие серосодержащих газов.

Известно, что азот может выступать также в числе главных эндогенных и вулканических газов наряду с углекислым газом, но в более редких случаях [Высоцкий, 1979]. Углекислый газ источника значительно «облегчен» по изотопному составу углерода относительно сольфатарных газов и составил -13.2 ‰, что также указывает на различие в газовой флюидной среде периферийных и центральных вулканических каналов. Другой источник «Раковина» показывает, напротив, сходный состав газов с сольфатарами: в растворенной форме углекислый газ – 13.1 мл/л, метан – 0.037 мл/л, этан – 0.0028 мл/л, пропан и бутан не обнаружены

Таблица 17. Химический и изотопный состав растворенных вулканических газов (о. Кунашир, 2009)

№	CO ₂ мл/л	O ₂ мл/л	N ₂ мл	CH ₄ мл/л	C ₂ H ₆ мл/л	C ₃ H ₈ мл/л	H ₂ мл/л	d ¹³ C-CH ₄ ‰	d ¹³ C-CO ₂ ‰	T° С	Объект
22, 23, 9	7.6	1.1	2.5	0.030	0.0002	0.000003	0.008	-35.9-36.4 (3)/-36.15	-5.8--6.6 (3)/-6.2	83	1
17, 8, 2	0.1	2.9	12.1	0.010	0.0001	не обн.	не обн.	-29.6--30.3 (3)/ -29.95	-11.2-11.6 (3)/-11.4	67	2
11, 6	6.5	1.7	9.3	0.006	0.0001	0.00002	0.38	-41	-5.7	90	3
19	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	-46.8	-16.1	90	4
12, 13	3.6	0.7	3.2	0.001	0.00004	0.000023	0.013	-39.4	-6.1	93	5
9	4.3	0.9	10.2	0.004	0.0001	0.000015	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	6
15	13.1	2.0	11.1	0.037	0.0028	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	51	7

* концентрации газов даны в мл/л; 1 – Столбовские источники, 2 – источник «Добрый Ключ», 3 – Верхнедокторские источники (вулкан Менделеева), 4 – источник в районе северо-западного сольфатарного поля на высоте 410 м (вулкан Менделеева), 5 – ключ на берегу оз. Горячего (влк. Головнина), 6 – оз. Горячее (влк. Головнина), 7 – источник «Раковина» (Горячий пляж). (Не опр. – не определялось; не обн. – не обнаружено).

в растворенном виде. Этот источник находится у подножия вулкана Менделеева. От источника «Раковина» вверх по склону в сторону северо-восточного сольфатарного поля были опробованы Верхнедокторские источники. По составу газов они близки к сольфатарным газам: углекислый газ – 6.5 мл/л, метан – 0.006 мл/л, этан – 0.0001 мл/л, пропан – 0.000022 мл/л, водород – 0.383 мл/л. Метан несколько «облегчен» по изотопному составу (-41 ‰), а углекислый газ по этому признаку оказался ближе к источнику на вулкане Головнина (-5.7 ‰). «Облегчение» изотопного состава углерода метана здесь, вероятно, связано с деятельностью термофильных биологических сообществ микроорганизмов. У этих источников также свободный газообмен с атмосферой. По изотопному составу углерода метана резко выделяется проба из грязевого источника, взятая на склоне (410 м над уровнем морем) со стороны северо-западного сольфатарного поля. По метану углерод составил -41 ‰, по углекислому газу -16.1 ‰. Эти значения показывают сильное обеднение изотопом ¹³C (см. табл. 16; табл. 17). Вероятно, именно грязевой характер источника обусловил такое расхождение, метан по углероду близок к газовой фазе подземных вод о-ва Сахалин и газам подстилающих отложений [Гресов и др., 2009].

В основном, химический состав свободных и растворенных газов оказался схожим, однако в растворенных газах нам не удалось зафиксировать бутан. В случае наличия этана и пропана, этот газ, как правило, обнаруживался в подавляющем большинстве источников региона за исключением горячих термальных систем. Возможно, в

геотермальных химически активных водах бутан быстро расходуется на химические реакции, такие как окисление и разложение.

Вулкан Головнина. Литературные данные показывают, что в газовом составе термальных источников влк. Головнина преобладают CO₂ и сернистые газы (общая сумма -55 %), 42 % газов приходится на азот и редкие газы. Сольфатары этого вулкана имеют иной газовый состав (CO₂ – 52 %, серосодержащие газы – 45 %), чем при сходных температурах на вулкане Менделеева. Нами были опробованы только водные термальные проявления – озеро Горячее и небольшой ключ на его берегу с температурой +93 °С. При содержании метана 0.001–0.004 мл/л в пробах из оз. Горячего и ключа на его берегу изотопный состав углерода показал -39.4 ‰. Таким образом, по генезису метан влк. Головнина сходен с термогенными газами влк. Менделеева. Также в незначительных количествах содержатся этан и пропан. В Кипящем ключе также обнаружен растворенный водород 0.013 мл/л. Изотопный состав углерода углекислого газа составил -6.1 ‰, что соответствует эндогенным газам. По определениям Ф.А. Алексеева, Г.И. Войтова и др., изотопный состав углерода CO₂ вулканических газов Курильских островов и Камчатки (пробы отобраны в 1965 г. в трех различных районах современной активной фумарольной и сольфатарной деятельности: на Южной Камчатке и на островах Парамушир и Кунашир) варьирует в значениях δ¹³C -1.1 ‰ – -18.3 ‰, то есть авторские данные по объекту близки к среднему значению δC¹³-CO₂ района исследований.

Химический состав и изотопный состав растворенных газов Столбовских источников

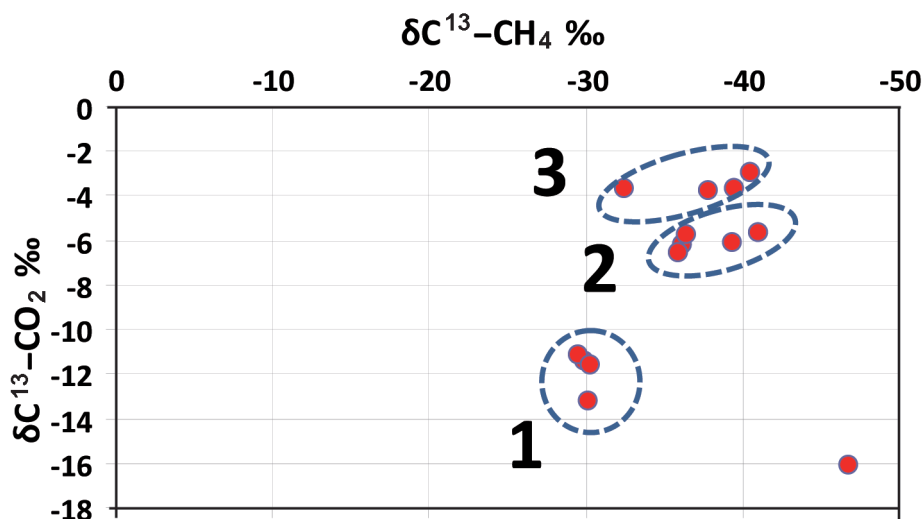


Рис. 43. Соотношение C^{13} метана и углекислого газа

(Охотоморское побережье) несколько отличается от всех остальных. По концентрации метана 0.03 мл/л эти источники близки к источнику «Раковина», то есть концентрация метана возрастает к периферии острова, а ближе к вулканическому центру уменьшается. Этан и пропан обнаружены в виде микропримесей. Водород отмечен в наименьшей за время наблюдений концентрации 0.08 мл/л, то есть содержание этого газа по удалению от вулкана уменьшается. По изотопному составу углерод метана составил -36.15 ‰, а углекислого газа -6.2 ‰. По данному критерию метан Столбовских источников занимает отдельную группу термогенных газов, а углекислый газ близок к Верхнедокторским источникам вулкана Менделеева и ключу на берегу оз. Кипящего влк. Головнина.

Изучение источника термогенных углеводородных газов в малых концентрациях в системе вулканов Менделеева и Головнина требует сопоставления с данными стратиграфии. Выяснилось, что согласно общим представлениям, верхняя часть разреза сложена вулканогенными образованиями мощностью порядка 3000 м, а ниже лежат морские осадочные породы общей мощностью на Курильских островах до 4000 м [Бевз и др., 1971; Пискунов, 1963, Пискунов, 1987; Сергеев, 1976]. Данная особенность очень важна для понимания источника газов: в осадочных породах, захороненных между лавовыми потоками, должны генерироваться изотопно-тяжелые углеводородные газы. Они вовлекаются в поток вулканических газов и выходят на дневную поверхность через сольфатарные и другие источники. Отметим, что нами не были обнаружены концентрации метана более 0.6 ‰. Возможно, такая разница с данными пред-

шественников (концентрации метана до 20 ‰), обусловлена различием в активности вулканической деятельности и нестабильным, пульсационным участием углеводородных источников. Также известно, что при концентрации метана до 5 ‰ и выше 16 ‰ он горит, а при концентрации в воздухе от 5 до 16 ‰ – взрывается. Случаев какого-либо возгорания или наблюдений следов возгорания или взрыва метана на исследованных объектах в доступной литературе отмечено не было. Однако рекомендуется предпринять предупредительные меры для информирования туристов и исследователей, посещающих район влк. Менделеева, о воздержании от разведения открытого огня вблизи таких источников.

Для иллюстрации различия между газами из источников, принадлежащих вулканам и обособленных от них, приведена диаграмма изотопного состава углерода метана и углекислого газа (рис. 43). Хорошо отделен источник «Добрый Ключ» (поле 1). Примечательно, что метан из этого источника характеризуется самой высокой долей тяжелого изотопа углерода по сравнению со всеми остальными источниками. При этом основным газом источника является азот (> 90 ‰), возможно, эндогенного происхождения. Таким образом, источник «Добрый Ключ» является отдельным типом проявления выноса глубинных газов. Во вторую группу (поле 2) вошли термогенные газы термальных источников и ключей вулканов Менделеева и Головнина. Отдельной группой выделяются свободные газы парогазовых струй сольфатар влк. Менделеева (поле 3). Особняком стоит источник (правый нижний угол диаграммы) на влк. Менделеева на высоте

Таблица 18. Изотопный состав углерода метана и углекислого газа, отобранных на о. Итуруп, вулканах Баранского и Иван Грозный в 2013 г.

Проба	Район/участок	CH ₄ %	δ ¹³ C-CH ₄ ‰ VPDB	δD-CH ₄ ‰ VSMOW	CO ₂ %	δ ¹³ C-CO ₂ ‰ VPDB	C ₂ H ₆ %	T°C
№	о. Итуруп	Вулкан Баранского						
Г-1	Верхнее фумарольное поле	-	-2.6	-	-	-2.4	-	+103
Г-2	Верхнее фумарольное поле	-	-3.4	-	-	-2.6	-	+101.7
Г-3	Верхнее фумарольное поле	-	-1.8	-	-	-2.5	-	+107
Г-3	Термальный источник	0.3	-35.6	-200	94.2	-3.8	-	-
Г-4	Верхнее фумарольное поле	-	-11.9	-	-	-5.7	-	+98
Г-6	Верхнее фумарольное поле	-	-8.7	-	-	-5.4	-	-
Г-7	Верхнее фумарольное поле	-	-5.0	-	-	-5.5	-	+92
Г-8	Верхнее фумарольное поле	-	-4.3	-	-	-5.1	-	+100
Г-9	Верхнее фумарольное поле	-	-13.1	-	-	-5.8	-	-
№	о. Итуруп	вулкан Иван Грозный						
Г-11	Привершинное фумарольное поле	-	-2.9	-	-	-4.3	-	+90
Г-11	Термальный источник на склоне	0.00 03	-46.1	-	5.1	-6.1	-	-
	о. Итуруп	Геотермальные источники						
Г-12	Нагорные источники	-	-2.9	-	-	-	-	-
Г-12	Нагорные источники	0.08 8	-30.8	-208	91.0	-3.8	-	-
Г-13	ГеоТЭС	-	-5.5	-	-	-6.3	-	+94
Г-14 (ДВГИ)	Рейдовские источники*	-	-16.6	-	-	-9.1	-	+48
Г-14'	Рейдовские источники**	7.3	-18.5	-66	29.1	-9.5	0.06	+48
№	о. Сахалин	Дагинские геотермальные источники**						
14	Кратер с выходом свободного газа и термальной воды	95	-60.5	-221	0.3	-21.5	0.1	-
№	о. Сахалин	Южно-Сахалинский грязевой вулкан**						
2013-1	Грифон в центральной части грязевого поля	19.7	-30.9	-127	76.7	-6.4	0.2	-

Прочерк – не определялось. Масс-спектрометрический анализ: * – ДВГИ ДВО РАН, ** – Университет Нагойя. Отбор проб – вед. инж. Югай И.Г. (лаборатория газогеохимии ТОИ ДВО РАН). Экспедиция выполнена совместно с ИМГиГ ДВО РАН, руководитель экспедиции к.г.н. Жарков Р.В. Для относительного сравнения изотопных соотношений приведены результаты по пробам свободного газа, отобранным и проанализированным в один и тот же период из Южно-Сахалинского грязевого вулкана (отбор к.ф.-м.н. Ершов В.В., ИМГиГ ДВО РАН) и Дагинской геотермальной системы (о. Сахалин).

410 м со стороны северо-западного сольфатарного поля.

Ранее было обнаружено что изотопный состав углерода углекислого газа фумарол изменяется от -1.1 – -8.7 ‰, а метана -16.1 – -38.4 ‰. Авторскими

исследованиями (2012–2013 гг.) установлено, что метан из фумаролы верхнего фумарольного поля влк. Баранского (о-в Итуруп) характеризуется значениями -6.4 ‰ при углероде углекислого газа $+2.4\text{ ‰}$ (2 пробы). Это самые «тяжелые» изотопные соотношения углерода метана, обнаруженные на Дальнем Востоке. Данный метан неорганического происхождения относится к типично ювенильным газам. Вулкан Баранского расположен в хребте Грозном – группа вулканов в центральной части острова Итуруп Большой Курильской гряды, протягивающаяся на 45 км от перешейка Ветрового до залива Касатка. Обнаружение ювенильного метана (0.03 % об., табл. 18) и CO_2 (74 %) произошло во время фазы вулканической активности, которая началась 16 августа 2012 г. Выброс пепла при этом достигал высоты 1.2 км (жители Горячих ключей и Курильска жаловались на присутствие серы в воздухе). Пик активности вулкана пришёлся на 22.08.2012 г. В октябре этого же года в фумароле влк. Баранского автором зафиксировано содержание водорода 3.5 % (проба ИБ4/13, отбор Жаркова Р.В.).

Существуют различия в газовом составе между привершинными сольфатарами, термальными источниками на вулканических склонах и обособленными геотермальными проявлениями. Причины различия – удаленность от эруптивного центра, в результате чего происходит дифференциация газового состава: по удалению уменьшаются концентрации углекислого газа и серосодержащих газов, и возрастает доля углеводородных газов. При этом концентрация метана увеличивается в 10 раз на периферийных источниках по отношению к источникам, близким к эруптивным центрам. По совокупности изотопно-газгеохимических параметров углеводородные газы во всех объектах опробования на о-ве Кунашир относятся к термогенным газам – продуктам преобразования органического вещества осадочных пород под действием эндогенного тепла, метаморфогенным и глубинным газам. Этан, пропан и бутан достигают концентраций 80 ppm и являются сопутствующими продуктами процессов генезиса углеводородов.

Основным компонентом в исследованных объектах является CO_2 (ср. 53 % об.), за исключением обособленного источника «Добрый Ключ» (CO_2 – 0.04 %), газовый состав которого представлен преимущественно азотом, возможно эндогенным (93 %). По распределению изотопов углерода углекислого газа можно отметить тенденцию увеличения доли тяжелого изотопа в «сухих» газах сольфатар по отношению к отдельным ключам

и водным термальным проявлениям. По этой же особенности наиболее тяжелый по углероду углекислый газ обнаруживается ближе к эруптивным центрам вулканов.

Курильская вулканическая дуга – одна из самых активных систем проницаемости, по которой в атмосферу выбрасывается сложная газовая смесь, отражающая изотопно-газгеохимический процесс межплитной дегазации одноименной зоны субдукции. Неотъемлемыми компонентами являются углеводородные газы метаморфогенного генезиса, и даже наблюдается ювенильная компонента. Образование ювенильного метана, вероятнее всего, обусловлено каталитическим синтезом метана при восстановлении CO или CO_2 водородом по типу реакции Фишера-Тропша (ФФТ): $\text{CO}_2\text{aq} + [2 + (m/2n)]\text{H}_2 = (1/n)\text{C}_n\text{H}_m + 2\text{H}_2\text{O}$ [Юдович, Кетрис, 2010].

Таким образом, сочетание полученных данных по газгеохимической съемке, обозначенных выше признаков грязевулканической деятельности, наличия газогидратов и данных изотопных исследований в Курильской котловине и Малой Курильской островной дуге позволяют утверждать наличие очагов генерации и восходящего потока углеводородных газов, в том числе генезис в которых обусловлен вулканическими процессами: прогревом и газовой-флюидной проработкой осадочной толщи в подводных и наземных условиях. Данная обстановка находит свое выражение в появлении аномальных полей метана и других газов, зафиксированных нашими наблюдениями в осадках и толще вод.

Район Южных Курил резко выделяется по высоким концентрациям углеводородных газов, водорода, азота и признаками глубинного генезиса метана, что в целом характеризует положительные перспективы нефтегазоносности этого района. Этот вывод в целом подтверждается результатами анализа перспектив нефтегазоносности геофизическими методами. Так, по геофизическим данным основные перспективы обнаружения залежей углеводородного сырья связаны с Срединно-Курильским междуговым прогибом [Ильев и др., 2009]. На Кунаширском участке выделяются «ловушки пластово-сводового типа». На сейсмических временных разрезах здесь получены аномалии типа «яркое пятно», что рассматривается как прямой признак наличия углеводородов [Федотов, Ковальчук, 1991]. Общая площадь аномалии составляет около 180 км². На Итурупском участке выделены три «приразломных антиклинали», в которых возможно формирование нефтегазонос-

ных «ловушек структурно-тектонического типа» [Жукова, 1997]. Три «ловушки» имеют площади 110 км², 100 км² и 65 км². Нефтегазоносными являются сейсмоторщи P3-N1? (II-III) и N1-2 (I-II). Суммарная их мощность достигает 1000–3300 м. В целом Малая Курильская дуга и прилегающая акватория отличаются аномальными концентрациями углеводородных газов, водорода и азота, что вместе с признаками нефтегазоносности и особенностями геологического строения позволяет выделить ее в особую зону дегазации литосферы. Сольфатарные потоки токсичных газов на Курильских островах являются сдерживающим локальным фактором распространения растительности и даже влияют на химический состав атмосферных осадков [Жарков, 2014].

3.5. Восточно-Охотоморская газогеохимическая провинция

Существует четкая дифференциация газогеохимических полей вдоль охотоморского побережья Камчатки. Здесь, в пределах северо-восточной части Голыгинского прогиба, обнаружено в 1988 г. и подтверждено в 1989 г. низкоинтенсивное аномальное поле метана в придонной воде, достигающее значения 230 нл/л [Обжиров, 1996]. В пределах района отмечено повышенное содержание CO₂ – 2.6 мл/л. Был также обнаружен C₃H₈ – 3 нл/л. Мощность осадочной толщи в прогибе достигает 6000 м, при этом углистое вещество имеет высокий нефтегенерационный потенциал, что характеризует район как перспективный для поисков нефти и газа [Грецкая и др., 2008]. Более высокие (290 нл/л) концентрации метана установлены в пределах Ичинско-Колпаковского прогиба, в структурах которого выявлено 4 газовых и газоконденсатных месторождений – Северо-Колпаковское, Нижне-Квакчинское, Средне-Кунжинское и Кшукское (их суммарные запасы порядка 16 млрд куб. м). В Кшукском месторождении нефтегазоматеринскими свойствами также обладают угли [Грецкая, Дахнова, 2010]. Осадочные породы Колпаковского прогиба сформировались в составе молодой складчатой области п-ова Камчатка и имеют сложное тектоническое строение. В его пределах широко развиты брахиантиклинальные и куполовидные структуры, которые ориентированы в субмеридиональном направлении. Все они приурочены к брахиантиклинальным складкам. Между этими низкоинтенсивными аномальными полями метана на подводном продолжении прогиба наблюдалось равномерное фоно-

вое распределение с концентрациями 70–90 нл/л. Приведенный на рис. 44 геологический разрез через Ичинско-Колпаковский прогиб показывает хорошую сохранность и согласное залегание осадочных слоев, причем разломы являются «слепыми», неактивными. Это подтверждается данными прежних лет (рис. 45).

Аномальные содержания каких либо газов в 2013 г. в осадках и придонной воде участка структуры Первоочередная (см. рис. 44) выявлены не были.

Анализируя данные предшественников, мы видим, что на западном и юго-западном шельфе Камчатского полуострова (Западно-Камчатский и северная часть Голыгинского прогиба) были зафиксированы только низкоинтенсивные аномальные поля метана с концентрациями 150–300 нл/л (см. рис. 45). Это, в первую очередь, свидетельствует об отсутствии активных тектонических каналов для миграции природных газов, что также обусловлено низкой сейсмической активностью акватории [Карп, Бессонова, 2002]. Землетрясения в этом районе довольно редки и являются преимущественно глубокофокусными, что как и в Японском море, как будет показано далее, формирует фон и устойчивое малоинтенсивное превышение фона в случае углеводородного скопления.

Углеводородные газы полуострова Камчатка. В Охотоморском регионе наиболее активная дегазация литосферы происходит в пределах Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы и в Японо-Курило-Камчатской вулканической дуге с прилегающими шельфом и склоном. В этой связи наиболее крупным и сложным объектом является п-ов Камчатка и его шельф, которые находятся в составе Японо-Охотской нефтегазовой провинции и входят в состав Тихоокеанского нефтегазового суперрегиона [Аносов и др., 2002]. Изучение нефтегазоносности п-ова Камчатка за последний век показало, что этот вулканический район содержит в изобилии проявления нефти и горючего газа (рис. 46), включая промышленные углеводородные скопления. В настоящее время, кроме интереса к разработке залежей газа и газоконденсата на шельфе полуострова, возрастает интерес и к центральным районам, при этом повышается внимание к локальным молодым впадинам [Морозов, Каган, 2014]. Необходимо учитывать, что из 240 нефтегазоносных районов в мире 55, в разной степени, связано с нефтегазоносностью фундамента, кристаллических и вулканических пород [Ермаков, Штейнберг, 2000]. В пределах прилегающей к Камчатскому краю ак-

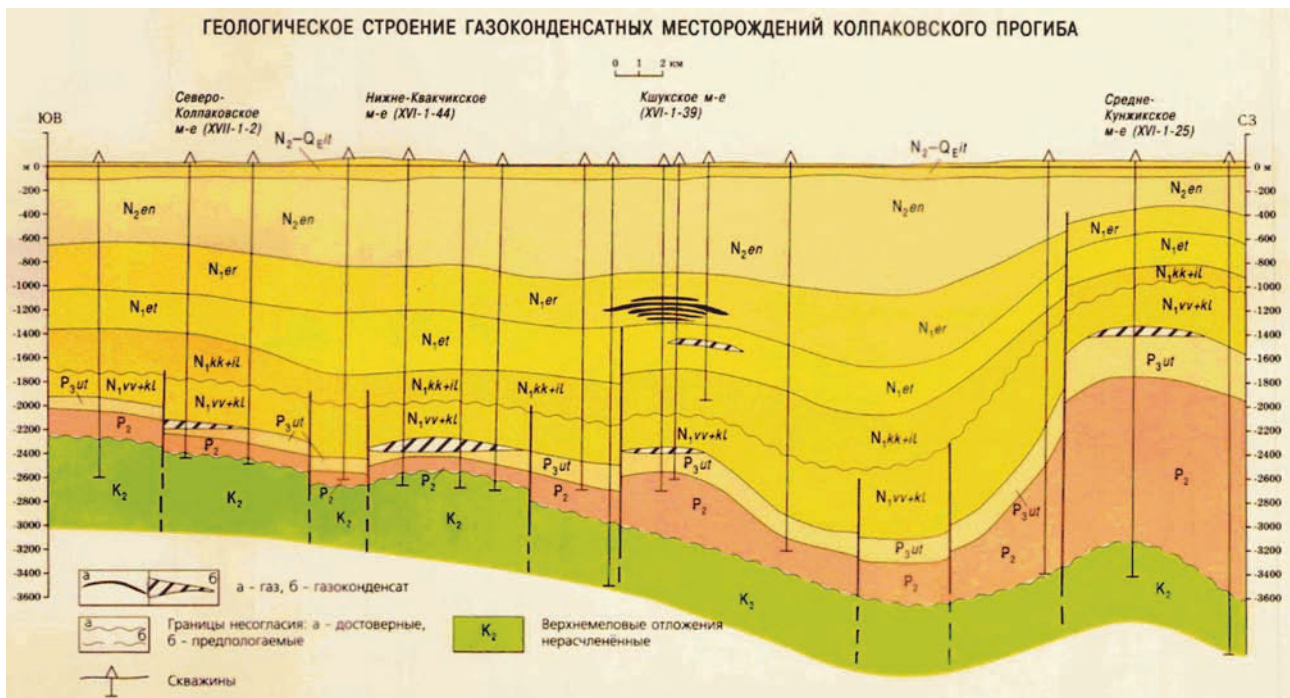


Рис. 44. Расположение Западно-Камчатской морской площади (слева) и геологический разрез через Колпаковский прогиб (справа) [Карта полезных..., 1999]

ватории обособляются перспективные бассейны Охотского и Притихоокеанского шельфа. В пределах Западного шельфа в его северной части выделяются крупные Охотско-Шелиховский, Западно-Камчатский и небольшой Голыгинский осадочные бассейны. В пределах Охотско-Шелиховского бассейна перспективы нефтегазоносности как шельфа, так и суши, связывают с мощной (до 10000 м) толщей палеоген-неогеновых отложений; к продуктивным отложениям относят песчаники палеоген – нижнего олигоцена, среднего и верхнего миоцена, а также кремнистые породы позднего олигоцена – среднего миоцена [Ившина и др., 2010]. В целом, нефтегазовый потенциал Западно-Камчатского ре-

гиона (суша и шельф) оценивается в 3.7 млрд т нефтяного эквивалента [Топливо-энергетическая..., 1998]. А геологические прогнозные локализованные ресурсы углеводородов этого района оцениваются в 1.5 млрд т нефтяного эквивалента [Ким, 2013]. Западная равнина Камчатки является непосредственным продолжением прилегающей подводной части осадочных бассейнов шельфа, поэтому знание о газах наземной и подводной территории позволяет представить более целостную картину газогеохимического режима этого сложнейшего района. Западно-Камчатский бассейн развивался в условиях активного проявления рифтогенной деструкции [Харахинов, 1998], а значит в условиях

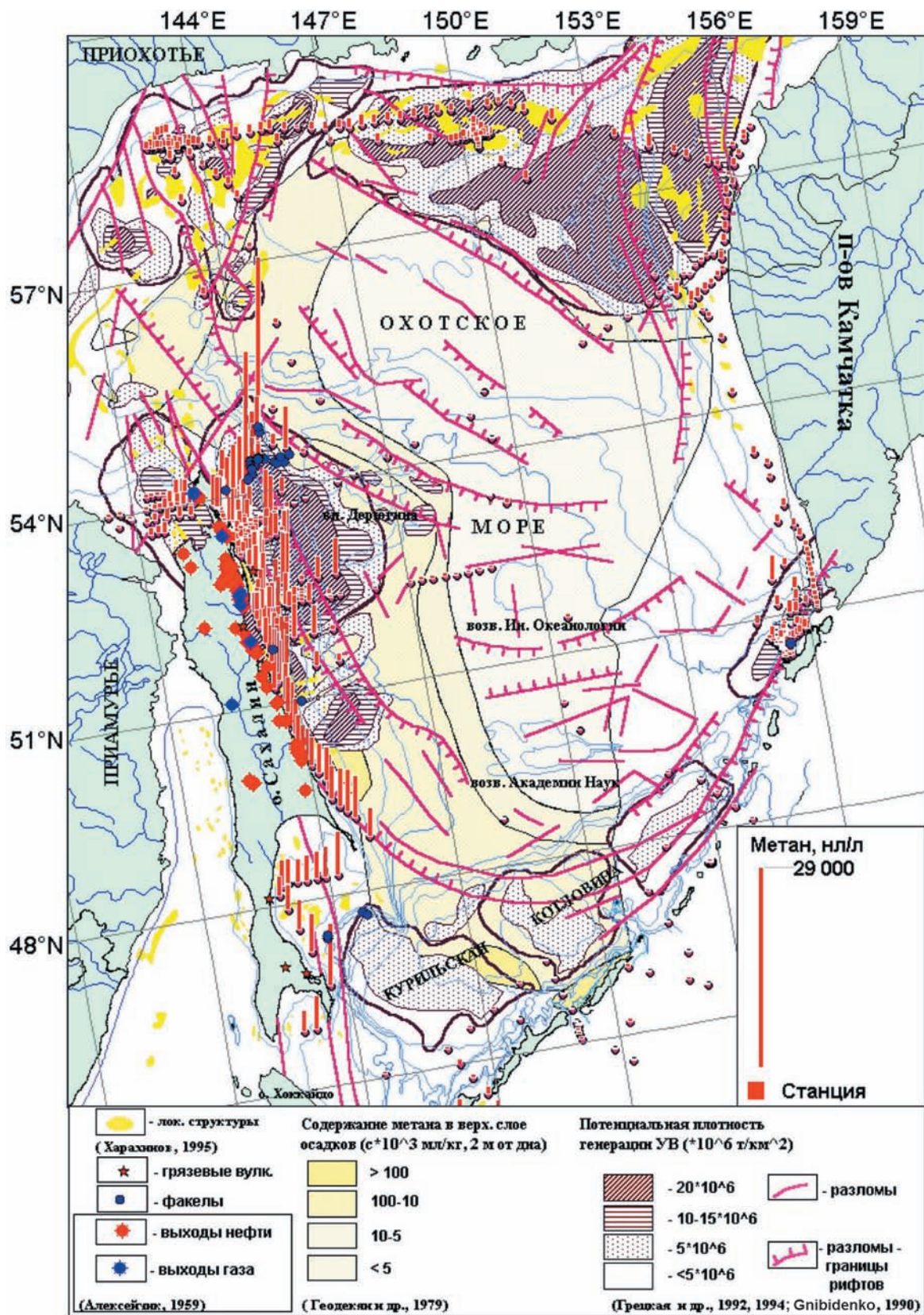


Рис. 45. Распределение метана (1989–1997 гг.) в придонном слое водной толщи (1 м от дна) Охотского моря. Составил Шакиров Р.Б. по данным лаборатории газогеохимии. На основе [Карта локальных..., 1995; Греция, Ильев, Гнибиденко, 1992 и др.]

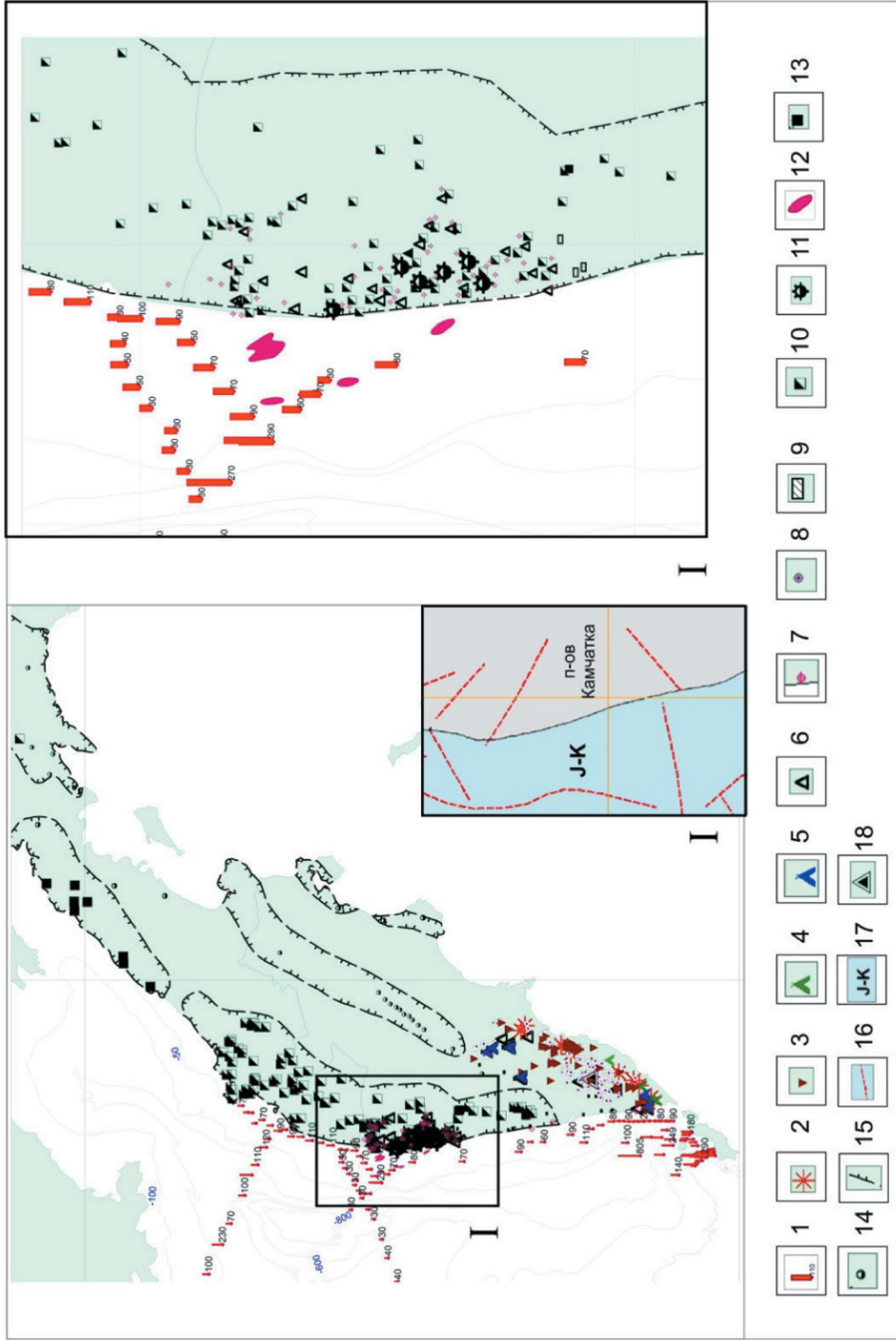


Рис. 46. Карта углеводородных проявлений и флюидов западной части п-ова Камчатка. Составлено на основе [Карта полезных ископаемых..., 1999; Гресов, 2014] и авторских данных

1 – концентрации метана в придонном слое толщ вод; 2 – активные вулканы; 3 – термальные источники; 4 – признаки флюидопроявлений; 5 – холодные источники; 6 – газовые скважины; 7 – нефтеразведочные скважины с термальными проявлениями; 8 – жерла вулканов; 9 – торф; 10 – бурый уголь; 11 – конденсат; 12 – нефтегазоносные структуры; 13 – каменный уголь; 14 – углепроявления; 15 – границы углегазоносных отложений; 16 – разломы фундамента; 17 – возраст пород фундамента [Ильев и др., 2004]; 18 – нефтегазовые скважины. I – врезка района Ичинско-Колпаковского прогиба

Таблица 19. Газогеохимические показатели нефтеразведочных скважин на п-ове Камчатка

Газонефтяные (смешанные)	СН ₄ , % об.	δ ¹³ С-СН ₄ PDB ‰	Σ ТУВГ, % об.	СН ₄ / ΣТУВГ
Рассошинская, ГП-1 (2240-2245)	80.13	-39.4	16.13	5
Хромовская, ГП-1 (2175)	85.95	-33.2	9.83	9
Гаванская, ГК-38 (342-345.5)	89.52	-35.4	3.03	30
Верхне-Низконская, ГП-2 (774-760)	77.09	-61.8	0.11	701
Междуреченская, ГП-3 (1480-1605)	78.96	-27.3	1.04	76
Лиманская, 1 (2085-2110)	90.87	-31.4	5.03	18
Лиманская, 4 (2629-2660)	89.97	-35	6.29	14
Тхуклукская, 3 (2905-2910)	51.87	-30.6	1.66	31
Схикийская, 1 (1054-1189)	94.06	-39.8	2.94	32
Схикийская, 1 (1390-1410)	86.5	-37.8	10.70	8
Схикийская, 1 (2853-2896)	80.23	-38.4	11.47	7
Усть-Облуковинская, 1 (2468-2472)	53.73	-36.6	8.26	7
Дорожная, 1 (2552-2568)	66.4	-36.7	5.06	13
Дорожная, 1 (2540-2607)	72.87	-34.9	3.03	24
Дорожная, 1 (2813-2835)	84.09	-37.2	10.34	8
Дорожная, 1 (2829-2861)	85.92	-38	10.53	8
Кшукская, 1 (1814-1835)	92.94	-36	0.19	489

активной флюидодинамики. Это выражается также в проявлениях термальных вод в нефтеразведочных скважинах западного побережья полуострова. Для сравнения полезно привести данные по углеводородным газам вулканических систем центрального и восточного районов полуострова. Большинство известных проявлений углеводородных газов на п-ове Камчатка относятся к термогенному, метаморфогенному и магматогенному типам. К ним принадлежат предгорные, равнинные газопроявления и даже некоторые в пределах вулканических аппаратов. δ¹³С-СН₄ [Кудрявцева, Лобков, 1984] из скважин, вскрывших залежи газонефтяного состава до глубин 2910 м, находится в довольно узком типично термогенном диапазоне: -31.4 ÷ -39.4 ‰ за исключением Верхне-Низконской скважины, в которой проявилась микробная компонента, в том числе, судя по отношению метана к сумме ТУВГ (табл. 19). В проявлениях углеводородных газов п-ова Камчатка сумма тяжелых углеводородных газов иногда достигает 40 %, при этом доля пентанов может достигать 17 %, превышая содержание других гомологов метана [Карта полезных ископаемых..., 1999].

В целом газогенетические характеристики УВГ газопроявлений и газов залежей указывают на значительную долю миграционных компонентов, которые в данном случае могут иметь глубинный характер, что согласуется с данными по распределению гелия (до 0.2 % об.) и др. Для сопоставления с прилегающим шельфом, ключевыми являются структурно формацион-

ные зоны: Западно-Камчатская, Гижигинская и Пенжинская [Карта полезных ископаемых..., 1999]. В этих зонах также сосредоточены почти все угольные месторождения п-ова Камчатка (рис. 47; рис. 48).

Для изучения гетерогенных источников углеводородных газов очень важно, что вся Западно-Камчатская равнина, погружающаяся к Охотскому морю, характеризуется высокой угленосностью. Начальные ресурсы углеметаморфогенного метана Западно-Камчатского бассейна достигают 77 млрд куб. м [Гресов, 2014].

Углеводородные газы некоторых вулканических аппаратов. Отдельно обособляются газы вулканических аппаратов: в среднем в вулканических системах Камчатки изотопный состав углерода метана в фумарольных газах составляет δ¹³С -26.7 – -17 ‰ [Каменский и др., 1976], эти значения занимают переходный диапазон между магматогенными и метаморфогенными газами. Поэтому для сравнения проявлений углеводородных газов и газов вулканических систем были проведены авторские исследования совместно с ИВиС ДВО РАН в системе вулканов Мутновский и Горелый (Восточный хребет), а также в окрестностях горы Загайновка (см. рис. 48).

Рельеф района Мутновского геотермального месторождения представляет собой вулканическое нагорье с отметками 600–900 м. Территория месторождения протягивается на 10 км в северном направлении от подножия действующего вулкана Мутновского. Его естественной запад-

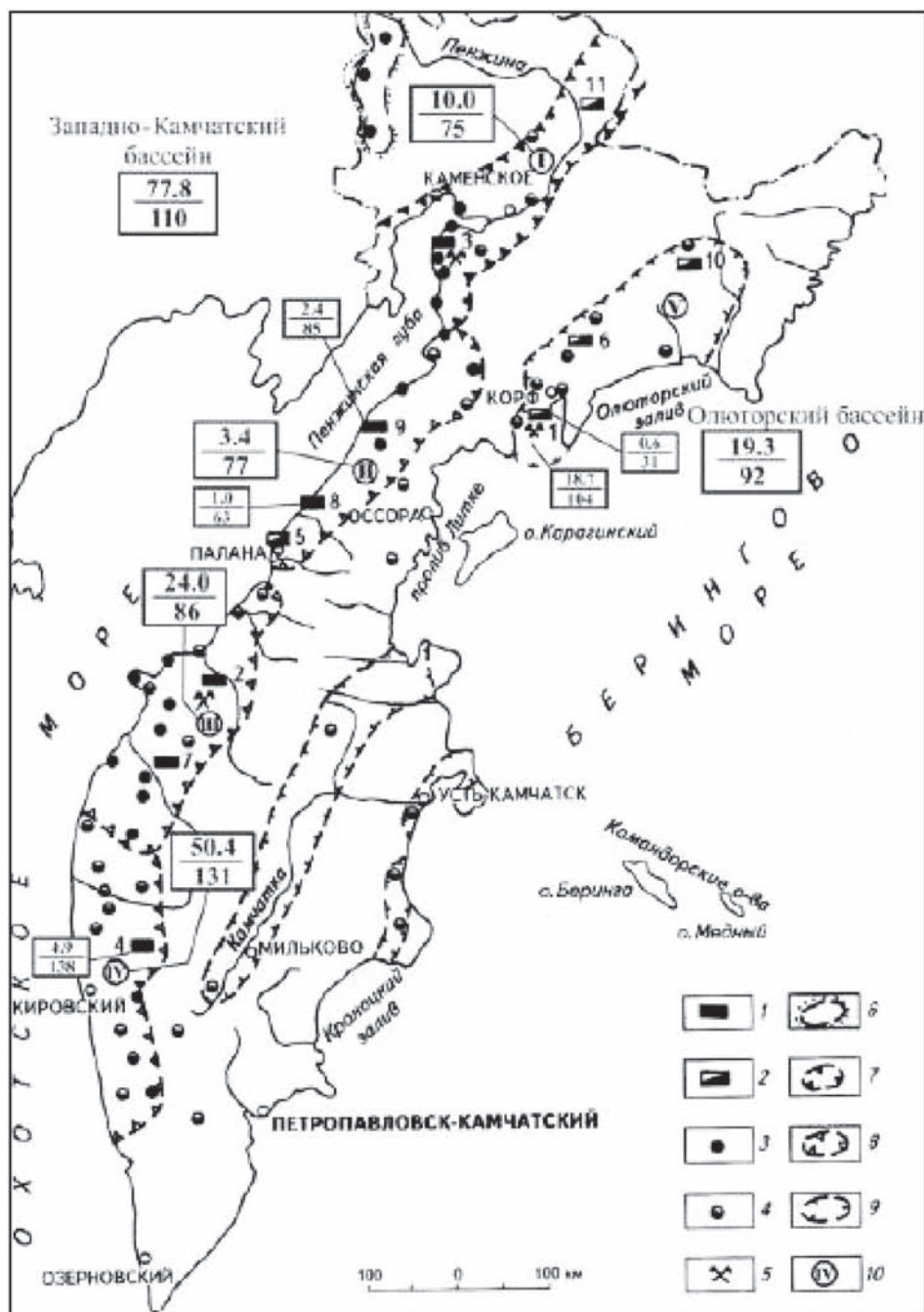


Рис. 47. Угленосность западной части Камчатского полуострова

1 и 2 – месторождения каменных и бурых углей; 3 и 4 – проявления каменных и бурых углей; 5 – эксплуатируемые месторождения. Границы распространения угленосных отложений: 6 – нижнемеловых; 7 – верхнемеловых; 8 – палеоген-неогеновых; 9 – неогеновых. Угленосные районы (10): 1 – Пенжинский, 2 – Пусторещко-Паланский, 3 – Гореловский, 4 – Крутогоровский, 5 – Паланский, 6 – Хаилинское, 7 – Хайрюзовское, 8 – Лесновское, 9 – Подкагерное, 10 – Эчваямское, 11 – Чернореченское [Подолян и др., 1999]. В квадратах – в числителе ресурсы метана (млрд м³), в знаменателе – плотность ресурсов метана млн м³/км² [Гресов, 2014]

ной границей служат частично разрушенные постройки вулканов гор Двугорбая и Скалистая, а восточной – склоны древнего Жировского вулканического массива. Наиболее выделяющимися возвышенностями являются действующие вулка-

ны: Мутновский – абс. отметка 2323 м и Горелый – 1828.8 м (рис. 49).

Гидрогеологическая обстановка, определяющая условия инфильтрационного питания гидротермальной системы, циркуляции и разгрузки ги-

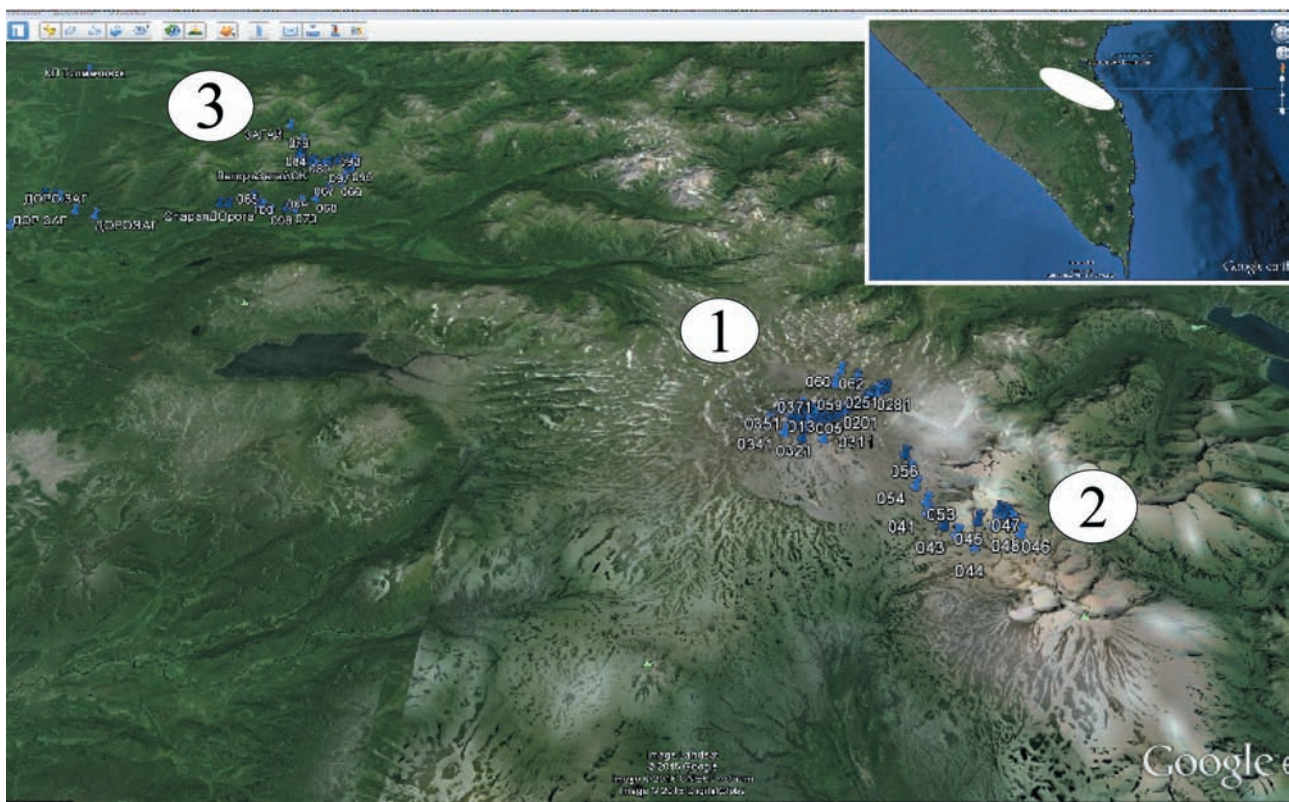


Рис. 48. Карта района газогеохимических исследований и пикетов отбора проб на полуострове Камчатка 2011 г. 1 – вулкан Горелый, 2 – вулкан Мутновский, 3 – гора Загайновка. Расстояние между участками 1 и 2 около 10 км, между 1 и 3 около 43 км. На врезке показано положение района работ

дротерм, характеризуется большим количеством (около 3000 мм/год) атмосферных осадков, высокой проницаемостью покровных пород в зоне выветривания и очень низкой проницаемостью пород остальной части разреза, рассеченностью рельефа, наличием развитой сети мощных зон тектонической трещиноватости. Современные поверхностные термогазопроявления на Мутновском месторождении приурочены к узлам пересечения наиболее мощных дизъюнктивных зон двух или более направлений. Бэдрок Северо-Мутновской вулcano-тектонической зоны представлен разновозрастными (K_2-N_1) плотными песчаниками и метаморфическими породами, реже – лавами и их туфами. В бедроке Камчатки расположены апикальные зоны интрузий, с которыми связано формирование радиально концентрических газопроницаемых зон. Такие зоны существуют и в других районах СЗ части Тихого океана.

Мутновское геотермальное месторождение – одно из наиболее изученных на Камчатке. Расположено в 70 км к юго-западу от г. Петропавловск-Камчатский в пределах Елизовского и Усть-Большерецкого районов Камчатского края. При разведке в сере-

дине 1984–1986 гг. производились наблюдения за изменением содержания спонтанных газов, свободно выделяющихся из воды [Таран, 1998]. Были получены данные по пространственно-временным вариациям содержания газов и их первичная статистическая обработка.

Автором проведены работы по газогеохимическому опробованию на территории Северо-Мутновских термогазопроявлений. Они расположены в 3.5–4 км севернее мощных фумарольных полей кратеров вулкана Мутновский, в истоках реки Фальшивая, на отметках около 1000 м. Выделяется две группы площадок: Восточная и Западная. Термогазопроявления Западной группы прослеживаются на протяжении 1.5 км вдоль вулcano-тектонической зоны в виде трех термальных полей – Нижнего, Среднего и Верхнего. Последние два приурочены к узлам пересечения разломов СЗ, СВ и меридионального направлений, характерно, что эта же особенность закономерно соблюдается для геоструктурного контроля большинства подводных газопроявлений. Термопроявления представлены небольшими грязевыми и водяными котлами с температурой до

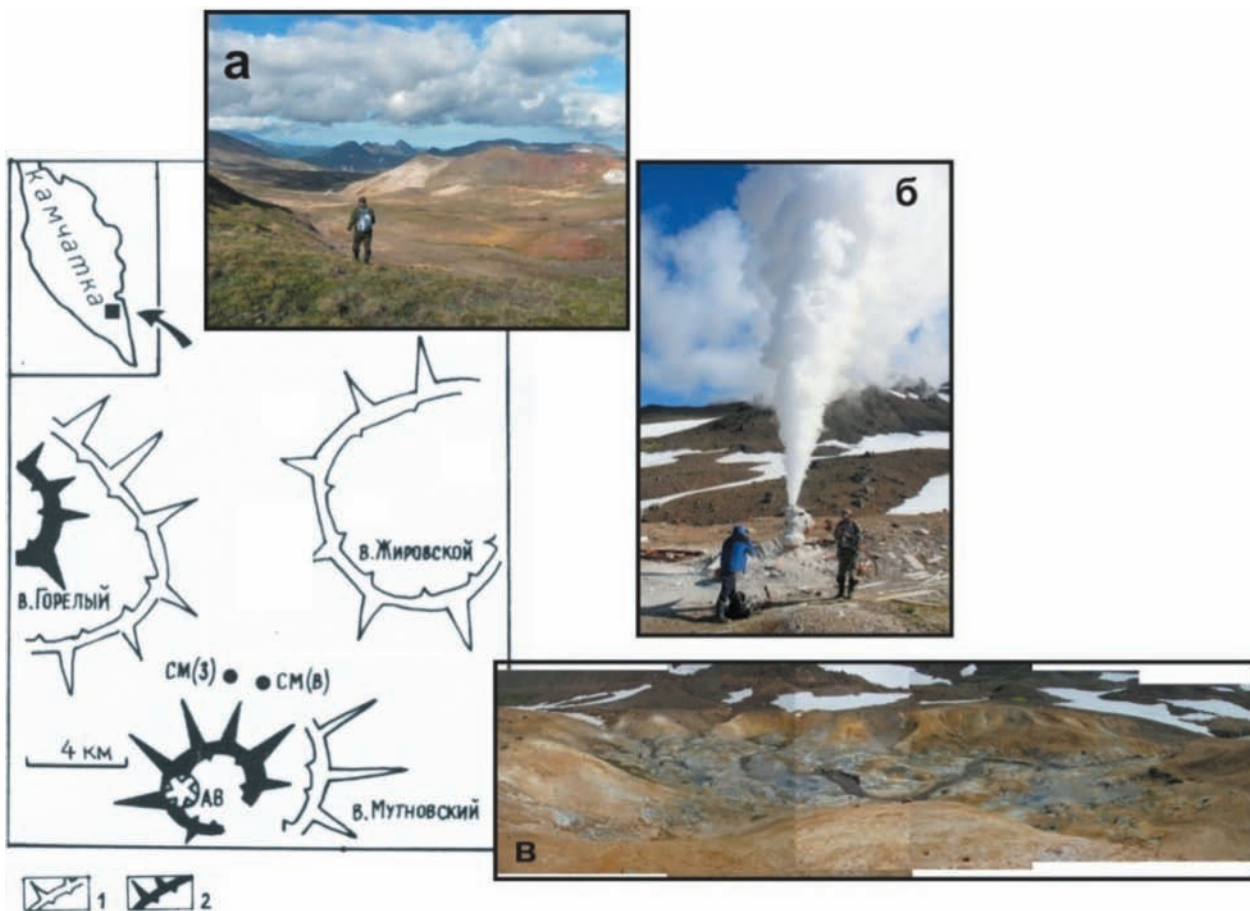


Рис. 49. Карта-схема района работ. Мутновское геотермальное месторождение, Камчатка (И.Ф. Делемень, В.Ю. Павлова, Р.Б. Шакиров)

1 – кратеры и кальдеры древних вулканов; 2 – кратеры действующих вулканов; АВ – активная воронка вулкана Мутновского; СМ (З) – Северо-Мутновские источники, Западная группа; СМ (В) – Северо-Мутновские термопроявления, Восточная группа; а – территория Мутновского геотермального месторождения (фото В.Ю. Павловой); б – скважина (координаты: 52°29'.633 с.ш., 158°10'.633 в.д.) (фото Н.В. Свиридова); в – участок сернистых источников Северо-Мутновских термопроявлений (координаты: 52°30'.290 с.ш., 158°10'.197 в.д.) (фото В.Ю. Павловой, ИВиС ДВО РАН)

98 °С и многочисленными выходами парогазовых струй с температурой до 110 °С.

На Камчатском полуострове в скважинах, поверхностных газопроявлениях, подпочвенных и растворенных газах широко распространены углеводородные газы термогенного и метаморфогенного генезиса и, более локально, магматогенного. Современные гидротермальные процессы в районе исследований проявляются фумарольной деятельностью вулкана Горелый и Мутновский, термальными полями и парогидротермами Северо-Мутновской вулcano-тектонической зоны. В целом, подстилающий геотермальные резервуары бэдрок Камчатки, равно как и других вулканических районов (Хачубару в Японии, Тонгонан и Палинпион-Пухаган на Филиппинах и т.д.) осложнен интрузиями, с которыми связано формирова-

ние радиально концентрических проницаемых зон для миграции глубинных газов и флюидов. Перекрывающие породы часто разбиты активными разломами, иногда осложненными пологими проницаемыми зонами.

На вулкане Горелый отобрано 53 пробы подпочвенных газов (по кругу вулканической постройки на двух уровнях), 22 пробы грунтовых газов на переходе влк. Горелый – влк. Мутновский, 5 проб подпочвенных газов на влк. Мутновский, 4 пробы из устьев геотермальных скважин, 10 проб газа из сернистых источников, 71 проба газа в окрестностях г. Загайновка (включая 7 проб воды). На влк. Горелый выполнен продольный профиль от подножия до вершины и два кольцевых: прикратерный и на высоте 1500 м. На влк. Мутновский участок работ включал Мутновское геотермаль-

ное поле (сторона влк. Горелый).

Газогенетические характеристики газопроявлений и нефтегазовых залежей Камчатки указывают на значительную долю миграционных компонентов в газогеохимических полях на разных интервалах, которые могут иметь глубинный характер, что согласуется с данными по распределению гелия в подпочвенных газах (до 0.2 % об.), соотношениями стабильных изотопов углерода метана и углекислого газа и др. Согласно набору газогенетических критериев (этановый, пропановый, бутановый, пентановый коэффициенты, коэффициент одновременности образования и др.) и данным МС анализов, большинство известных проявлений углеводородных газов на п-ове Камчатка (96 проявлений по [Карта полезных ископаемых..., 1999]) относятся к термогенному, метаморфогенному и магматогенному типам (зоны катагенеза, метагенеза и магматогенеза). К ним относятся предгорные, равнинные газопроявления и некоторые в пределах вулканических аппаратов. Изотопный состав углерода метана [Кудрявцева, Лобков, 1984] из большинства скважин, вскрывших залежи газонефтяного состава до глубин 2910 м, находится в диапазоне -27 – -39.4 ‰, за исключением Верхне-Низконской скважины, в которой проявилась микробная компонента, в том числе по отношению метана к сумме ТУВГ, равному 701. Сумма ТУВГ иногда достигает 40 %, при этом доля пентанов зафиксирована до 17 % об., превышая суммарное содержание других гомологов метана [Карта полезных ископаемых..., 1999]. Изменчивость изотопного состава углерода метана при бурении газонефтяных структур составляет в интервалах: до 1 км -35 – -62 ‰; 1–2 км -27 – -38 ‰; 2–3 км от -30 – -38 ‰. Следует отметить, что «облегчение» изотопного соотношения углерода метана к верхним горизонтам осадочного разреза является широко установленным фактом. Наиболее сильно этот эффект проявлен в толще морских, особенно гидратоносных осадков, менее – в аккреционных нефтегазоносных районах и еще меньше – в областях современного вулканизма. Наибольший сдвиг наблюдается в зоне диагенеза: интервале генерации преимущественно биохимических газов, как правило, соответствующем диапазону около 0–500 м ниже дна или дневной поверхности. По мнению автора, этот эффект в первую очередь вызван изменением масс-балансных изотопных соотношений при смешивании восходящих миграционных газовых потоков с газами зон диагенеза и верхних катагенетических газов. Для этого правила могут

быть и исключения (грязевой вулканизм, в т.ч. о-в Сахалин).

В результате проведения подпочвенной газогеохимической съемки на большинстве пикетов в пределах вулканов выявлено фоновое содержание метана, редко превышающее 2 ppm. Содержание углекислого газа также было невысоким и варьировало в пределах 0.02–0.3 % об. Резкое повышение концентраций метана до 700 ppm с появлением ТУВГ зафиксировано в сернистых источниках Мутновского геотермального поля (МГП). В скважинах на МГП (52°29'.633 с.ш., 158°10'.633 в.д.) также определены повышенные относительно соседних пикетов опробования содержания метана и водорода. На участке сернистых источников $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ (устье скважины) составил -35 ‰ VPDB при $\delta\text{D} \text{ ‰ VSMOW} -256 \text{ ‰ VSMOW}$. Несмотря на разбавление воздухом, в пробах (3 пробы) обнаружено высокое содержание CO_2 до 10 % об. ($\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2 -14.3 \text{ ‰}$) и H_2 0.34 %. Кроме того здесь обнаружены этан и пропан в концентрациях до 6 ppm, что качественно характеризует очаг генерации метаморфогенных углеводородных газов. В среднем в вулканических системах Камчатки изотопный состав углерода метана в фумарольных газах составляет $^{13}\text{C} -26.7 - -17 \text{ ‰}$ [Каменский и др., 1976]. Эти значения занимают переходный диапазон между магматогенными и метаморфогенными газами. При этом углекислый газ и гелий в водоминеральных источниках и подземных водах имеют преимущественно магматогенный и коровый генезис, при незначительной примеси атмосферной и карбонатной компоненты. По определениям Ф.А. Алексеева, Г.И. Войтова и др., изотопный состав углерода CO_2 вулканических газов Курильских островов и Камчатки в трех районах современной активной фумарольной и сольфатарной деятельности: на Южной Камчатке и на островах Парамушир и Кунашир варьирует в значениях $\delta^{13}\text{C}$ от -1.1 ‰ – -18.3 ‰, т.е. авторские данные по объекту близки к среднему значению $\delta\text{C}^{13}-\text{CO}_2$ района исследований.

Наибольшая пространственная изменчивость выявлена в распределении гелия и водорода в подпочвенных и свободных газах (рис. 50). Например, в пределах вулкана Горелый содержание гелия варьировало в пределах 10–67 ppm. Последний раз вулкан активизировался летом 2010 г., отмечались колебания почв, повысилась температура фумарол, происходили значительные выбросы паров и газа. Во время наших наблюдений (август 2011 г.) из главного кратера продолжались парогазовые

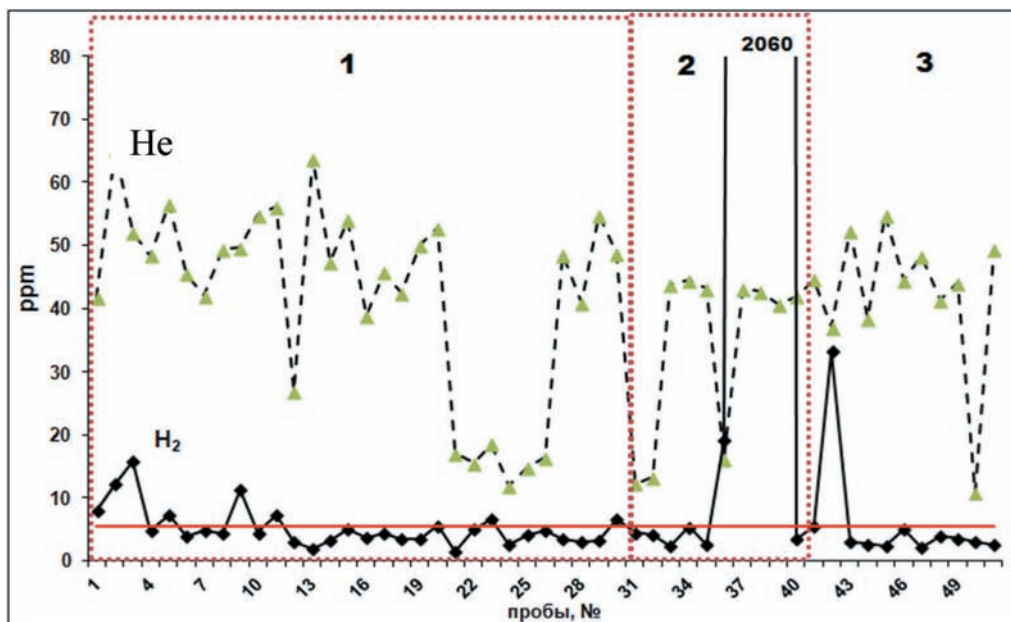


Рис. 50. Распределение гелия и водорода в подпочвенных (грунтовых) газах (0,4 м) в 2011 г. 1 – влк. Горелый; 2 – Мутновское геотермальное поле; 3 – долина между влк. Горелый и Мутновский. Горизонтальная красная линия – атмосферный фон

выбросы. Пикеты были расположены по склону вулкана по всему периметру, вдоль склона и его СВ подножия. Вариации гелия, возможно, связаны с латеральной изменчивостью растворимости газа при различной температуре подземных вод, либо с радиальной зональностью пирокластических покровов вулкана. В целом гелий меньше был проявлен на МГП, а в долине между вулканами Горелый и Мутновский наблюдались несколько незначительных всплесков. Распределение водорода носит более равномерный характер, за исключением резких пиков содержания в поле сернистых источников. Какой-либо корреляции между этими газами не выявлено, что в целом соответствует газогеохимическим исследованиям осадков Охотского моря.

Более взаимосвязанное распределение гелия и водорода (концентрации в среднем того же порядка, как и на вулканах) было выявлено в окрестностях горы Загайновка, там же были обнаружены аномалии метана до 600 нл/л в водах ключей. На п-ове Камчатка обнаруживается, как правило, большая доля мантийного гелия. Например, в кальдере Узон в спонтанных газах [Каменский и др., 1976]. Также большинство термальных проявлений кальдеры Узон характеризуются отношением $^3\text{He} / ^4\text{He}$, близким к 10×10^{-6} . После нормирования по воздуху, получается значение, равное 7.2, что соответствует 90 %-ому содержа-

нию мантийного гелия [Чудаев, 2003]. Согласно этой работе и данным автора, газогеохимические данные свидетельствуют о глубинном происхождении значительной части газовой фазы, формирующей приповерхностные газогеохимические поля. Глубинные газы, вероятно, отделялись от магматического очага и при подъеме смешивались с циркулирующими подземными водами. Использование отношения $\text{CO}_2 / ^3\text{He}$, при этом показывало $n \cdot 10^9 - n \cdot 10^{10}$, указывая на глубинную природу углекислого газа [Чудаев, 2003].

Выявленные особенности распределения изотопно тяжелых углеродсодержащих газов диктуют необходимость продолжения газогеохимических исследований в областях современной вулканической активности для установления пространственной и генетической связи систем разгрузки углеводородов сдизъюнктивной тектоникой, структурами тектонического растяжения и вулканоструктурами. Это позволит выполнить прогноз возможности обнаружения углеводородов в нескольких новых районах, ранее не рассматривавшихся в качестве потенциально нефтегазоносных (Алайд-Парамуширский, Авачинско-Налычевский, Ипельско-Карымчинский). Полевыми исследованиями в каждом из них установлены признаки разгрузки углеводородов. В частности, в Налычевских термальных источниках, на острове Алайд и в Ипельско-Карымчинском потенциально

нефтегазоносном (г. Загайновка и её окрестности) обнаружены прямые признаки разгрузки нефти и метана. Так, в водах холодных пресных ключей были обнаружены аномальные поля метана с концентрациями до 600 нл/л (в 10 раз выше фона). Для этой территории установлено взаимосвязанное распределение гелия и водорода (концентрации в среднем того же порядка, как и на вулканах).

Таким образом, авторские данные хорошо сопоставляются с исследованиями предшественников и опубликованными материалами. Наличие всплесков метана, водорода и вариации гелия позволяют сделать вывод об изменчивости флюидодинамического режима Восточно-Охотоморской газогеохимической провинции.

3.6. Северо-Охотоморская газогеохимическая провинция

Основными источниками аномальных полей метана на Северо-Охотском шельфе являются, наиболее вероятно, нефтегазовые залежи, а на глубинах 350–700 м источниками могут быть газовые потоки, связанные с газогидратами и скоплениями свободного газа в осадочной толще. Исследование распределения метана, тяжелых углеводородов (C_1-C_5), углекислого газа, водорода, гелия, кислорода и азота выполнялось в придонной воде и донных осадках на структурах, где пробурены скважины Магаданская-1, Магаданская-2, Хмитевская-2 и Астрахановская-море-1. Основной целью исследований распределения природных газов в придонной воде и донных осадках является выяснение наличия возможных выходов метана из донных отложений в воду в виде пузырей. В рамках регионального профиля, пересекающего Магаданский прогиб, было вы-

явлено, что газогеохимическое поле характеризуется невысоким превышением по метану – слабо интенсивные аномалии. Однако в ряде образцов осадочных отложений выявлены высокие концентрации УВГ со значительным градиентом роста концентраций вниз по керну. Коллегами также были выявлены аномалии гелия в этих же участках [Верба и др., 2011б]. Лаборатория газогеохимии выполняла газогеохимические исследования на этих структурах в 1988–1989 гг. [Обжиров, 1993; Шакиров, 2003]. И повторение этих исследований в 2007 и 2013 гг. дало возможность понять, какие за это время произошли изменения распределения природных газов.

Отметим, что концентрация метана в придонном слое воды в районе скважин Магаданская-1 и Магаданская-2 в этот период была почти на уровне фона 70–90 нл/л, с некоторым превышением до 110 нл/л. В районе Хмитевской структуры концентрация метана в придонной воде уже превышала фон в 2 раза, достигая 190–200 нл/л (рис. 51).

Результаты анализа газа в 2013 г. в придонной воде на этих структурах подтвердили ранее полученные данные. В придонной воде скважин Магаданская-1 концентрация метана составляет 183–220 нл/л, а Магаданской-2 – 160 нл/л. На Хмитевской структуре концентрация метана в придонной воде выше в 2 раза – 363–430 нл/л. Отметим, что средние концентрации метана в придонной воде на этих площадях увеличились почти в 2 раза, по сравнению с результатами 1988–1989 гг. Интенсивность аномального поля метана на Хмитевской структуре в 2 раза превышает интенсивность на площадях Магаданских скважин 1 и 2.

Для сравнения, на Астрахановской структуре, в пробах воды, отобранных в 2013 г. (табл. 20; табл. 21), концентрация метана аномально высо-

Таблица 20. Химический состав природных газов в донных отложениях Магаданского прогиба и Астрахановской площади (СЗ шельф о. Сахалин)

Место отбора проб	Глубина дна / глубина скв.	№ пробы	CH ₄ мкл/кг	C ₂ H ₄ нл/кг	C ₂ H ₆ мкл/кг	C ₃ H ₆ нл/кг	CO ₂ мл/кг	H ₂ ppm
скв. Хмитевская-2	128,8 / 1750	X-3	2.928	1851	1.028	1.954	4.839	0.5
скв. Хмитевская-2	128,8 / 1750	X-4	1.899	1131	0.411	1.028	5.428	1
скв. Магадан-1	160,0 / 3200	M1-3	2.578	1481	0.423	1.904	5.466	0.5
скв. Магадан-1	160,0 / 3200	M1-4	2.679	1716	0.606	1.111	4.775	1.2
скв. Астрахановская море-1	15 / 3000	A-3	2.386	107	0	0	0.126	0.1
скв. Астрахановская море-1	15 / 3000	A-4	2.043	99	0	0	0.119	0.9
ст. Астрахановское море	17,7 / ?	Am-3	1.943	106	0.106	0	0.404	0.2
ст. Астрахановское море	17,7 / ?	Am-4	8.332	101	0.202	0	0.535	1

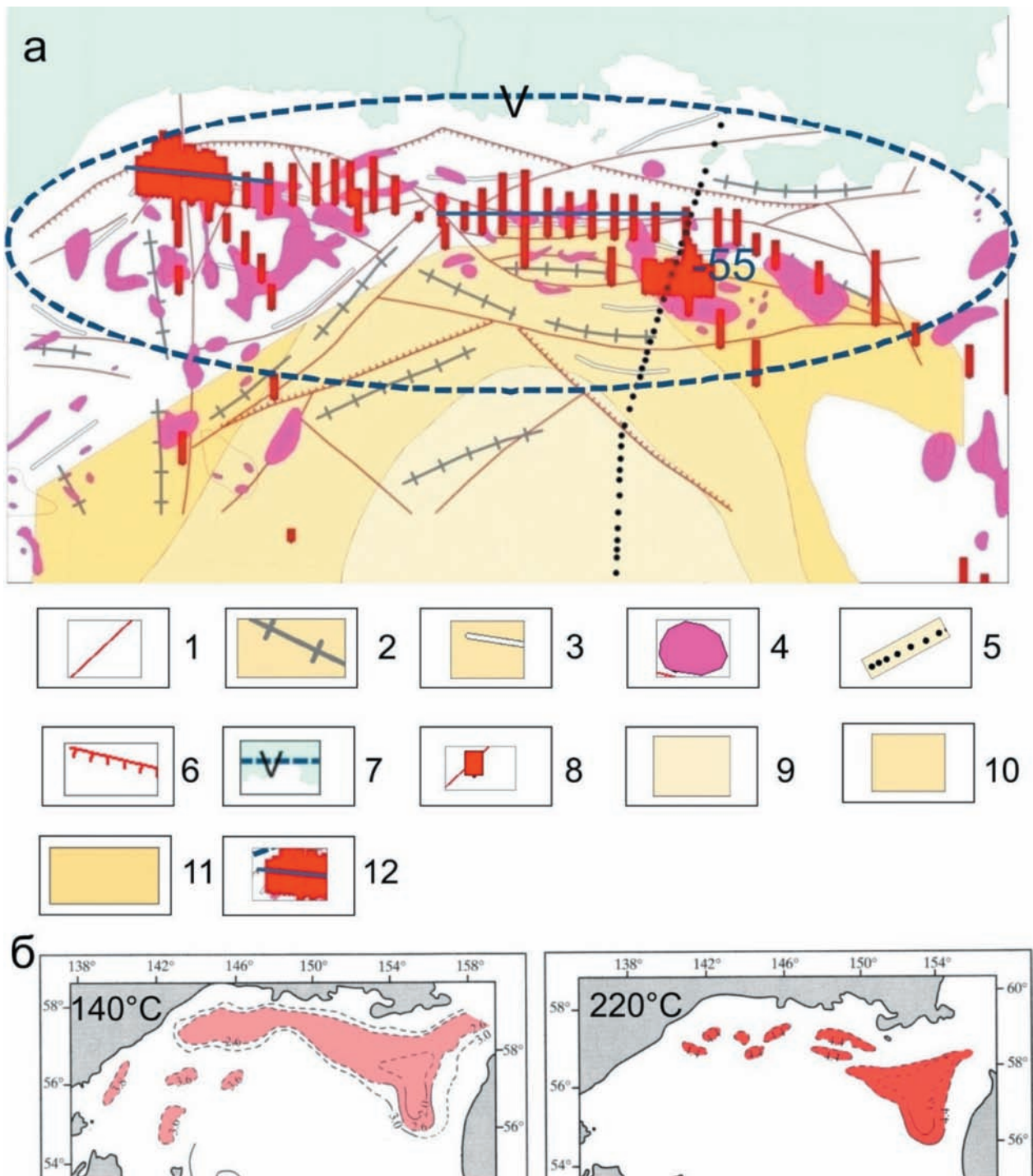


Рис. 51. Распределение метана в придонном слое и структурная карта приохотского шельфа (а). Схемы глубин залегания (км) изотерм 140 и 220°C в осадочном чехле Охотского моря [Веселов, Соинов, 1997] (б). 1 – разломы; 2 – оси антиклинальных структур; 3 – оси синклиналичных структур; 4 – локальные структуры; 5 – станции отбора донных отложений профиля 2-ДВ-М; 6 – разломы фундамента; 7 – обозначение Северо-Охотоморской газогеохимической провинции; 8 – концентрации метана (нл/л); 9 – фоновое поле в осадках; 10–11 – слабо интенсивное поле концентраций метана в осадках; 12 – линия, маркирующая уровень фонового поля. Изотерма 220 в прогибе ТИНРО соответствует очагу с максимальной потенциальной плотностью генерации углеводородов в осадках [Грецкая и др., 1992]

Таблица 21. Газогеохимические провинции Охотоморского региона

Газогеохимические провинции (ГПП)	Геоструктуры / районы (примеры)	Объекты / газопрооявления (признаки флюидов)	Фоновые и аномальные газогеохимические поля	Основные компоненты / примеси	Тип преобладающих источников УВГ; $^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ ‰
ЦЕНТРАЛЬНО-ОХОТОМОРСКАЯ (I)	Континентальный шельф и склон	Охотский свод, поднятия Института океанологии, Академии наук СССР и др.	Фоновые поля, низкой интенсивности локальные АПП	CH_4	Преимущественно микробный -55 ÷ -80
	Восточно-Дерюгинский грабен (вл. Дерюгина)	Газонасыщенные осадки, баритовая минерализация, аутигенные карбонаты, разломы	Средней интенсивности локальные АПП УВГ	CH_4 (УВГ > CO_2 > H_2 > He)	Термогенный, микробный -57 ÷ -77
	Кашеваровский прогиб (Кашеваровская рифтогенная зона)	Приразломные структуры	Средней интенсивности АПП УВГ, аномалии Hg 90-350 нг/г	CH_4 (CO_2 > УВГ > H_2 > He)	Термогенный, микробный
	Макаровский прогиб	Разлом, осадочная линза, аутигенные карбонаты	Низкой интенсивности АПП УВГ, аномалии Hg	CH_4 (CO_2 > УВГ > H_2 > He)	Микробный, признаки миграционных газов ("степные" АПП)
ЗАПАДНО-ОХОТОМОРСКАЯ (II)	Северо-Сахалинский прогиб, зап. борт вл. Дерюгина, Пограничный прогиб, прогибы Терпения и Анивский, о-вов Сахалин и Хоккайдо	Нефтегазоносные участки, газовые гидраты, геотермальные выходы, холодные силы, факелы, площадная эмиссия, грязевые вулканы, глубинные разломные зоны, серпентиниты	Высоко интенсивные, высококонтрастные, площадные и локальные, всплески H_2 и He (до 140 ppm в свободном газе и до 60 ppm в газонасыщенных осадках)	CH_4 CO_2 (УВГ > CO_2 > H_2 > He)	Миграционные (до 35 %) термогенные и метаморфогенные УВГ, микробный CH_4 -22 ÷ -78 (-110 – CH_4 в толще вод)
	Гольгинский прогиб, Курильская котловина	Нефтегазоносные структуры, угольные пласты, термогенные газы, "факелы", газогидраты	Умеренно и высоко интенсивные	CH_4 , CO_2 (УВГ > CO_2 > H_2 > He)	Метаморфогенный, термогенный, микробный метан -40 ÷ -65
ЮЖНО-ОХОТОМОРСКАЯ (III)	Курильская островная дуга	Вулканы, сольфатары, fumarолы, термальные источники, грязевые термальные источники	Высоко интенсивные, высококонтрастные	CO_2 , N_2 , H_2 , CH_4 (He, H_2S , SO_2 УВГ) Rn Hg	Термогенный, метаморфогенный, магматогенный -6 ÷ -44
	Западно-Камчатский шельф	Структура Первоочередная и другие, термогазопрооявления, холодные источники	Низкой интенсивности, локальные АПП, преобладает фоновое распределение	CH_4 (УВГ > CO_2 > H_2 > He)	Термогенные, метаморфогенные, признаки глубинных газов -48 ÷ -60
ВОСТОЧНО-ОХОТОМОРСКАЯ (IV)	Западная часть п-ова Камчатка, Западно-Камчатский прогиб, угольные бассейны	Кругооборотное и др. проявления, сольфатары и fumarолы, ключи, Клуеское месторождение и др.	Высокой интенсивности АПП углеводородные проявления, повышенный фон гелия (40 ppm) $^3\text{He}/^4\text{He}$ $\sim 10 \times 10^{-6}$	CH_4 УВГ (УВГ > CO_2 > He > H_2 > CO_2 , N_2 , Rn Hg)	Термогенные, метаморфогенные УВГ, магматогенные (He, Ar, Ne). Микробные газы – подчиненное значение. -30 ÷ -50
СЕВЕРО-ОХОТОМОРСКАЯ (V)	Северо-Охотский шельф: системы прогибов и разломов, угленосное побережье	Нефтегазоносные структуры, единичные газопрооявления (Гижигинское и др.)	Низкой интенсивности АПП, распространено фоновое поле	CH_4 (УВГ, CO_2 , H_2 , He)	Преимущественно термогенный -45 ÷ -60

кая – 520–1149 мл/л. Здесь возможно наличие выходов пузырей метана из донных осадков в придонную воду по зоне разлома. То, что увеличение поступления метана из донных осадков в воду, возможно, связано с тектонической активизацией, доказывается высокими концентрациями гелия (12–13 ppm) и повышенного содержания CO_2 (0.2–0.3 %). Нефтегазоносные толщи находятся на глубине около 3–5 км. При этом зоны разломов являются «слепыми», и поэтому аномалии водорода в газогеохимическом поле отсутствуют. Аномальное поле концентраций метана высокой – средней интенсивности в 1988–1989 гг. нами обнаружено севернее, на 58° с.ш. и 142° в.д.

Отметим, что в донных илистых осадках на всех структурах Магаданская-1 и 2 и Хмитевской наблюдается высокое содержание метана – 2000–3000 мкл/л и высокое содержание углекислого газа – 4–5 мл/л. На Астрахановской структуре в песчаных донных осадках обнаружены более высокие концентрации метана – 2000–8000 мкл/л, но в 10–20 раз уменьшилась концентрация углекислого газа – 0.1–0.5 мл/л. Этот факт говорит о разных геологических и термобарических условиях формирования залежей нефти и газа на Астрахановской и Хмитевской структурах.

Исследования распределения метана, C_2 – C_3 , CO_2 , He , H_2 в донных осадках и придонной воде показывают, что на Примагаданском шельфе в районе структур скважин Магаданская-1 и 2 и Хмитевской наблюдается спокойный газовый режим с отсутствием аномальных выходов пузырей метана из донных осадков в воду (см. табл. 20). Этот режим сохраняется уже в период 25-летних наблюдений. По газогеохимическим показателям Хмитевская структура имеет большие перспективы открытия достаточно большого месторождения нефти и газа. Изучение природных газов в донных осадках и придонной воде на Астрахановской структуре свидетельствует о миграционном подтоке метана из недр к поверхности в донные осадки и придонную воду. В зоне разлома возможны выходы пузырей метана в воду. Низкая концентрация углекислого газа, почти отсутствие тяжелых углеводородов C_2 – C_3 , говорит о вероятном наличии преимущественно газовой залежи на Астрахановской площади. По данным газогеохимических исследований можно отметить, что из скважин газ не поступает в воду.

В пределах Северо-Охотского шельфа концентрации углекислого газа в донных отложениях изменяются от 0.11 до 3.31 %. Максимальные его содержания приурочены к верхнему горизонту

опробования 0.05–0.25 м, то есть к окисленному слою. С увеличением глубины опробования по разрезу отмечается закономерное уменьшение концентраций CO_2 (в 2–5 раз). В донных осадках Северо-Охотской возвышенности содержание углекислого газа по отношению к шельфовым отложениям уменьшается в 2–4 раза и варьирует в пределах 0.03–0.54 %; закономерность уменьшения концентраций CO_2 с увеличением глубины опробования также отчетливо просматривается. В центральной части Охотоморья донные отложения характеризуются минимальными концентрациями углекислого газа 0.01–0.16 %; за исключением желоба Макарова (станции 58–75), где его содержания относительно повышенные – до 0.40 %.

Хромато-масс-спектрометрический анализ проб донных отложений. В результате ГХМС анализа морских осадков (Хмитевская-2), (Магаданская-2), (Астрахановское море-1) установлено, что распределение углеводородов в осадках в целом отражает особенности распределения газов. Так, осадок с участка Астрахановская море-1 не содержит углеводородов (*n*-алканов, изоалканов, алициклических или ароматических углеводородов). В их составе были идентифицированы органические соединения ряда фурана (фурфураль, 3-фураальдегид, 5-метил-2-фуранкарбоксальдегид), образовавшиеся в ходе термической деструкции полисахаридов, входящих в состав водорослей и бактерий. Помимо производных фурана в пробе были идентифицированы также уксусная кислота, сера, фенол. Проба Ам-5, практически, не отличается по составу органического вещества от пробы А-5. Основными компонентами пробы являются полярные ароматические соединения ряда фурана (фурфураль, 3-фураальдегид, 5-метил-2-фуранкарбоксальдегид), а также фенол, уксусная кислота и бензонитрил. В пробах Х-5, М-5, наряду с соединениями ряда фурана (фурфураль, 3-фураальдегид, 5-метил-2-фуранкарбоксальдегид), были идентифицированы ароматические азотсодержащие соединения (1-метил-1H-пиррол, пиридин, пиррол, индол). В пробах Х-5 и М-5 были обнаружены алкены с концевой двойной связью (1-тридецен, 1-тетрадецен, 1-пентадецен, 1-гексадецен). Данные соединения образовались из соответствующих алифатических спиртов (тридеканол, тетрадеканол, пентадеканол, гексадеканол) в ходе пиролиза.

В целом можно заключить, что исследованные структуры не содержат признаков активных подтоков нефтяных углеводородов и их произво-

дных. Образцы на участке Астрахановское море-1 по составу отличаются от таковых с участков Магаданская-2 и Хмитевская-2. В последних присутствуют ароматические углеводороды и алкены. Отсутствие ароматических углеводородов на объекте Астрахановское море-1, возможно, связано с преимущественно газовым составом залежи, что хорошо согласуется с результатами газогеохимических исследований.

Таким образом, в донных отложениях Северо-Охотского шельфа, в том числе в пределах нефтегазоносных районах, установлены низкоинтенсивные аномальные поля углеводородных газов, фоновое распределение гелия, водорода и углекислого газа. Такая обстановка характерна для осадочных бассейнов, сформированных в спокойной сеймотектонической обстановке. При этом детальное исследование газогеохимических полей, не возмущенных активными разломами и землетрясениями, способно оконтурить наиболее перспективные районы с углеводородной залежью и оценить степень сохранности / нарушенности структуры.

Северная часть Северо-Охотоморской газогеохимической провинции включает в себя также Охотскую угленосную площадь [Карта угленосности..., 2005], углеметаморфогенная газоносность которой изучена [Гресов и др., 2009б; Гресов, 2014].

3.7. Источники газогеохимических полей Охотоморского региона

Обобщение приведенных данных позволило выделить в Охотском море 14 основных типов газогеохимических полей и сопутствующих газопоявлений (рис. 52).

Все многообразие газогеохимических полей, согласно их химическому и изотопному составу, а также интенсивности, распространенности и устойчивости во времени можно объединить в 5 газогеохимических провинций (см. табл. 21; рис. 53). Наиболее контрастной в Охотоморском регионе является Западно-Охотоморская ГПП, характеризуется чередованием локальных и площадных высокоинтенсивных аномальных газогеохимических полей (содержания метана до 5 % об.), сопровождаемые часто всплесками гелия, водорода, углекислого газа и тяжелых углеводородных газов. Далее следует Южно-Охотоморская ГПП, менее контрастны остальные. Контрастность Южно-Охотоморской ГПП кроме очевидного влияния современной вулканической активности,

подчеркивается признаками солевой тектоники [Верба и др., 2011б]. Преимущественно фоновая Центрально-Охотоморская ГПП включает в себя районы с контрастными газогеохимическими полями метана, УВГ, проявления ртуты, баритовой минерализации, признаков газогидратов [Верба и др., 2011б].

Пять выделенных газогеохимических провинций: Западно-Охотоморская (ЗОГП), Южно-Охотоморская (ЮОГП), Северо-Охотоморская (СОГП), Восточно-Охотоморская (ВОГП) и Центрально-Охотоморская (ЦОГП) отражают особенности газогеохимических полей соответственно четырем главным зонам прогибания и центральной части Охотского моря, где преобладает фоновое распределение компонентов газогеохимического поля при минимальной мощности осадочного чехла. Схема газогеохимических провинций хорошо согласуется также со схемой структурно-тектонического районирования мезозойского фундамента Охотоморского региона [Каленич и др., 2011]. Наибольшую интенсивность АГП УВГ в донных отложениях и толще вод имеют в Западно-Охотоморской ГПП, которая включает восточную часть о-ва Сахалин.

Наибольшее распространение аномальные поля получили в тектонических прогибах, более всего подверженных деструкционным процессам. Следующей структурой по распространению контрастных высокоинтенсивных аномалий является Южно-Охотоморская ГПП. Менее интенсивные аномалии углеводородных газов и признаки миграционных компонент обнаружены в Северо-Охотской зоне прогибания и на Западно-Камчатском шельфе. Последний может значительно выделиться в этом отношении при постановке газогеохимической съемки, поскольку является нефтегазоносным, а прилегающие территории на Камчатском полуострове характеризуются распространением проявлений термогенных углеводородных газов и высокой угленосностью. Невысокая интенсивность газогеохимических аномалий на Северо-Охотском и Восточно-Охотском шельфах и склоне обусловлена низкой сеймотектонической активностью этих областей.

Распространение фонового газогеохимического поля характерно для Охотского свода и большей части центральной области Охотского моря. На этом фоне контрастно выделяются интенсивные аномальные поля в Восточно-Дерюгинском грабене и Кашеваровском прогибе. Невысокие аномалии обнаружены в желобе Макарова. Для выяснения геологических причин дифференци-

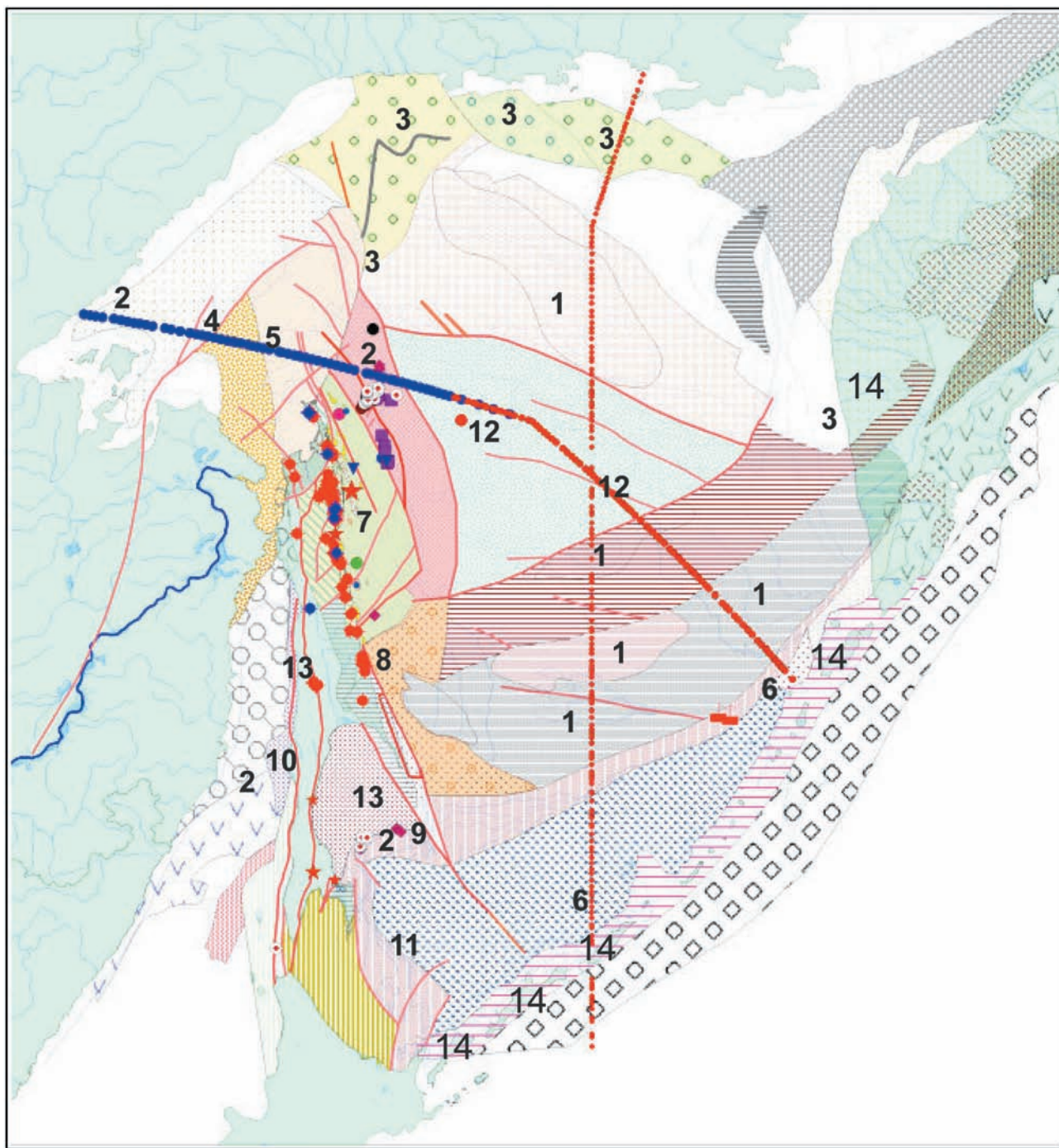


Рис. 52. Распространение основных генетических типов газогеохимических полей в Охотском море и его обрамлении. Выполнено на тектонической карте В.В. Харахинова [Харахинов, 1998] с дополнениями автора.

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

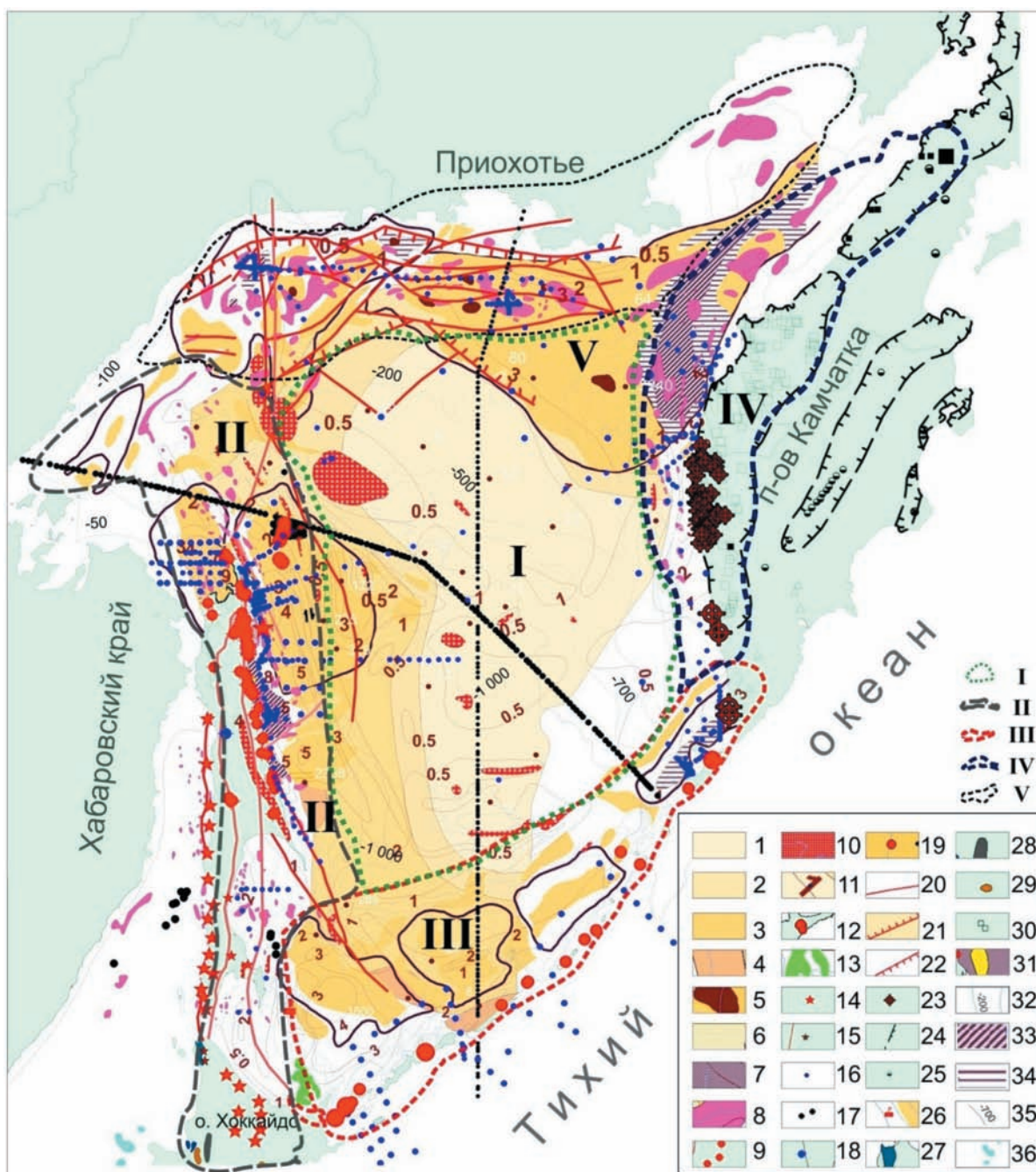


Рис. 53. Карта фактического материала и схема газогеохимических провинций (ГПП) Охотоморского региона
 1 – преимущественно фоновое ГПП; 2 – локальные низкоинтенсивные АГП; 3 – повышенная потенциальная плотность генерации углеводородов в осадках [Грецкая, 1990]; 4 – очаги высокой потенциальной плотности генерации УВ; 5 – очаги максимальной плотности генерации УВ; 6 – АГП средней интенсивности, зоны газообразования; 7 – зоны нефтегазообразования; 8 – локальные структуры; 9 – нефтепроявления; 10 – выходы фундамента; 11 – изопакиты, мощность осадочного чехла; 12 – вулканические и гидротермальные газы; 13 – газогидратоносная площадь; 14 – вулканы; 15 – грязевые вулканы; 16 – станции отбора воды; 17 – пикеты отбора осадков; 18 – газопроявления; 19 – газогидратоносные осадки; 20 – разломы фундамента; 21–22 – разломы фундамента с установленным направлением погружения сместителя; 23 – проявления газогеохимических проявлений в скважинах; 24 – границы угленосных площадей; 25 – бурый уголь; 26 – гигантский газовый факел 2012 г.; 27, 28, 29 – нефтегазоносные; углегазоносные и газоносные бассейны на о. Хоккайдо; 30 – бурый уголь; 31 – нефтегазовые месторождения; 32 – изобаты и глубина моря; 33–34 – плотность генерации углеводородов в осадке ($10-20 \times 10^6$ т) [Грецкая и др., 1992]; 35 – изобаты; 36 – площади с невыясненным концентрированием газогидратов. I – Центрально-Охотоморская газогеохимическая провинция (ГПП); II – Западно-Охотоморская ГПП; III – Южно-Охотоморская ГПП; IV – Восточно-Охотоморская ГПП; V – Северо-Охотоморская ГПП.

Основываясь на большом фактическом материале по результатам изучения органического вещества осадочных пород Охотского моря Е.В. Грецкой с соавторами [1992] была составлена карта плотностей потенциальной генерации углеводородов (рис. 56). На карте отчетливо выделяется несколько очагов максимальной потенциальной генерации углеводородов, приуроченных к западным, северным и южным районам Охотского моря. На их фоне проявлены очаги генерации впадин Дерюгинская и ТИНРО ($15-25 \times 10^6$ т/км²). Этим же автором оценен потенциал Курильской котловины, свидетельствующий о возможности генерации углеводородных полезных ископаемых (5×10^6 т/км²). Согласно работам [Грецкая, 1990; Грецкая и др., 1992], осадочный чехол делится на 4 сейсмокомплекса. Учитывая недостаточную изученность вещественного и геохимического состава верхнемеловых отложений, в этих работах подробно рассмотрена только кайнозойская толща чехла плиты

ции ГПП необходимо вернуться к особенностям геологического строения осадочной толщи и фундамента.

Осадочный чехол Охотского моря характеризуется значительными мощностями кайнозойских отложений, а их распределение в целом имеет циркумохотскую ориентировку: в центральной части моря располагается система поднятий, а главные осадочные бассейны охватывают периферию акватории, островную и полуостровную сушу (см. рис. 53). Эта особенность определяет распределение источников углеводородов и предопределяет распространение газопроявлений и газогеохимических полей в верхней части осадочного чехла. В некоторых седиментационных бассейнах мощность его составляет до нескольких километров (4–5 км в Северо-Сахалинском прогибе; 5 км на Северо-Охотском шельфе, 4–6 (?) км в Курильской котловине и до 7–10 км во впадине Дерюгина; до 3 км на Западно-Камчатском шельфе) [Строение дна..., 1981]. Для изучения газогеохимических полей строение осадочного чехла представляет интерес с точки зрения связи их состава и интенсивности, формирования углеводородных полезных ископаемых и связи с фундаментом. Возраст осадочного чехла определяется как палеоген-четвертичный, в Курильской котловине – как неоген-четвертичный [Грецкая и др., 1992]. Осадочный чехол в большинстве прогибов характеризуется хорошо выраженными отражающими сейсмическими границами, прослеживающимися на десятки километров. Наиболее молодым считается осадочный покров над абразионными поверхностями выравнивания фундамента, поднятия которого еще в недавнем прошлом были островами [Строение дна..., 1981]. Время начала формирования чехла различно для основных геологических структур моря. Так, во впадине Дерюгина (при мощности чехла до 7 км) развит весь разрез кайнозоя, и не исключается возможность унаследованного развития этой морфоструктуры с позднего мезозоя [Журавлев, 1984]. По историко-геологическим особенностям развития, взаимоотношению со

структурами побережья и т.д. в современной структуре Охотской плиты выделяются четыре зоны прогибания: Северо-Охотская, Восточно-Охотская, Дерюгинская и Присахалинская, разделяющиеся на отдельные тектонические прогибы [Грецкая и др., 1992], а также Южная, связанная с Курильской котловиной и смежными прогибами. В этих прогибах накопились мощные терригенные и терригенно-кремнистые толщи, с благоприятными условиями для образования и накопления нефти и газа (см. рис. 53).

В большинстве прогибов осадочная толща характеризуется хорошо выраженными отражающими сейсмическими границами и подразделяется на три региональных сейсмо-стратиграфических комплекса: нижний – нерасчлененный палеогеновый, средний олигоцен-миоценовый, верхний – плиоцен-четвертичный. В каждом комплексе реализован свой седиментологический цикл, соответствующий тектоническому этапу развития региона. Распределение мощности и фаций каждого комплекса обусловлено различиями в скорости углубления прогибов, темпами поступления терригенного материала, биопродуктивности моря и другими характеристиками [Грецкая, 1990; Грецкая и др., 1992]. В целом, этому разделению соответствует классификация В.В. Харахинова [1998]: во всех осадочных бассейнах Охотоморского региона распространен олигоцен-нижнемиоценовый нефтегазогенерирующий комплекс.

В Северо-Сахалинском, Дерюгинском и ТИНРО бассейнах его мощность достигает –5 км. В нижней части он представлен глинисто-кремнистой трансгрессивной толщей (олигоцен), в верхней (нижний миоцен) – переслаивающимися песчано-глинистыми отложениями лагунно-континентальных и морских фаций с содержанием органического углерода ($C_{орг.}$) 0.3–1.8 %. Деструктивным тектогенезом определены нефтегазогеологические режимы бассейнов и суббассейнов, масштабы и характер нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции.

Согласно В.В. Харахинову [1998], осадочные бассейны Охотоморского региона делятся на четыре типа. Первый тип объединяет бассейны Северо-Сахалинский, Западно-Камчатский, Кухтуйский, Магаданский и Западно-Сахалинский, возникшие и развивавшиеся в условиях активного проявления рифтогенной деструкции. В их пределах обособлены два нефтегазоносных этажа. Они образованы комплексами нефтегазоносных осадочных пород, которые характеризуются различными условиями генерации и аккумуляции УВ [Грецкая, 1990; Грецкая и др., 1992]. Уровень зрелости ОВ в толще палеоцен-эоценового возраста соответствует затухающей зоне генерации и эмиграции нефти ($VR = 0.6-0.8 \%$) и главной зоне генерации газа ($VR = 0.8-1.4 \%$).

Второй тип включает бассейны Дерюгинский и Тинровский, расположенные в районах активного проявления деструктивных процессов и повышенного теплового потока [Харахинов, 1998]. Верхний и нижний нефтегазоносные этажи сформированы в ранне- и позднерифтовые этапы развития прогибов: это говорит о том, что интенсивное прогибание и осадконакопление характерно для всего периода существования данных бассейнов. В.В. Харахинов [1998] предполагает здесь накопление преимущественно газовых залежей в «жестких термобарических условиях» при наличии необходимых структур. При площади Дерюгинского бассейна 73.6 тыс. км² его минимальный углеводородный потенциал оценивается в 6.5 млрд т, а бассейна ТИНРО (площадь 61.6 тыс. км²) – 6.1 млрд т [Грецкая и др., 1992].

В третий тип выделены суббассейны, расположенные в депоцентрах глубоких котловин, в пределах которых деструктивные процессы проявили максимальную активность. Существующие здесь большие мощности осадков создают благоприятные условия для экранирования глубинного теплового потока и созревания углеводородов. Такие объемы осадков характерны для бортовых частей бассейнов этого типа. Термобарические условия благоприятны для генерации газа. Сюда, видимо, относится и северо-восточная часть впадины Дерюгина, где нашими исследованиями были обнаружены аномалии метана в придонном слое водной толщи. И там же изучены проявления баритовой и карбонатной минерализации [Астахова и др., 1987; Астахова и др., 1993; Деркачев и др., 2000] в виде построек на дне до 20 м высотой [Cruise Report..., 1999; Cruise Report..., 2000].

В четвертый тип объединяются бассейны Южно-Сахалинский, Гижинский и суббассейны,

расположенные в районах частичного проявления деструктивных процессов [Харахинов, 1998]. Небольшие амплитуды погружения пород, узкие и неглубокие грабены этих районов, позволяют оценивать их нефтегазовый потенциал ниже, чем у бассейнов других типов. Однако, выделяемые в этом типе рифтогенные прогибы континентального склона, для которых характерно влияние активных деструктивных процессов в сопредельной глубоководной котловине, могут создавать благоприятную обстановку для нефтегазообразования. Это подтверждают факты открытия месторождений нефти и газа в недрах континентального склона в различных районах Мирового океана, обнаружения на глубоких участках склона многочисленных выходов метана и газогидратов, которые рассматриваются в настоящее время как источник энергии будущего [Hovland, 1998]. В палеоцен-эоценовом комплексе Гижинского бассейна уровень зрелости органического вещества соответствует главной зоне генерации и эмиграции нефти ($B\% = 0.4-0.6$) [Васильев и др., 2001]. В Южно-Сахалинском бассейне максимальная мощность средне-верхнемиоценовой нефтегазоматеринской толщи достигает 3000–4000 м. Содержание органического углерода может составлять в породах этой толщи от 0.5 до 2.5 %.

Таким образом, в течение всего времени геологического развития земной коры Охотского моря проявлялся активный тектогенез, обусловивший формирование крупных прогибов. Данные прогибы были заполнены мощными толщами осадков с высоким потенциалом генерации углеводородов, который различается в западной, южной, восточной и северной краевых частях Охотского моря. Эти положения, как было показано, нашли свое выражение в формировании газогеохимических провинций Охотоморского региона.

Курильская котловина. Курильская впадина представляет собой область устойчивого прогибания, в пределах которой обособились четыре прогиба: Урупский, Итурупский, Атласова и Гольгинский, разделенные поднятиями фундамента. Прогибы различаются по площади, интенсивности прогибания, мощности и строению осадочного чехла. Осадочный чехол Курильской котловины имеет максимальную мощность около 3 км [Прокудин, 2013] и в целом разделяется на два сейсмокомплекса, имеющих традиционно используемые названия: нижний (акустически «прозрачная» толща – мелового – среднемиоценового возраста) и верхний (слоистая толща) – позднемиоценового – четвертичного возраста. По усло-

виям осадконакопления, вещественному составу, присутствию в разрезе значительного количества вулканогенных пород осадочные образования котловины охарактеризованы как менее предпочтительные для реализации в них масштабного процесса образования углеводородов по сравнению с отложениями Охотской плиты [Грецкая, 1990; Грецкая и др., 1992]. Одновременно с этим на основании результатов газогеохимических исследований осадков имеется гипотеза о существовании очага генерации углеводородных газов под дном Курильской котловины [Геодекян и др., 1979б].

Таким образом, анализ литературных геолого-геофизических данных показывает, что в настоящее время в ряде районов Охотского моря сложились благоприятные геологические условия для формирования сложных газогеохимических полей, которые возможно объединить в 5 газогеохимических провинций. Одним из главных факторов их выделения является нефтегазоносность.

Как известно, Охотское море является одним из самых перспективных районов Мирового океана в отношении углеводородных полезных ископаемых. Основным углеводородным потенциалом характеризуется шельф острова Сахалин, особенно его северо-восточная часть. Здесь сосредоточены основные залежи углеводородов в виде нефти, газа и конденсата. Следующими по перспективности являются Северо-Охотский и Западно-Камчатский шельф. Отдельное место занимает вопрос о перспективности Курильской котловины, которая в данном отношении еще недостаточно изучена. Из глубоководных прогибов самыми перспективными являются впадины Дерюгина и ТИНРО. Впадина ТИНРО, к сожалению, не была опробована в силу невозможности получения разрешения на работы в этом районе. Между шельфом и глубоководной частью моря располагается склон, который стал привлекать внимание ученых в отношении углеводородных полезных ископаемых сравнительно недавно, а именно с 1982 г. Тогда на склоне о-ва Парамушир при поисках косяков рыбы была обнаружена акустическая аномалия, которая оказалась обусловленной пузырьками газа, поднимающегося со дна. Для изучения геологических условий формирования и сохранности гидратов а, в конечном счете, и оценки их запасов могут быть использованы обычные поисковые критерии геологоразведочных работ по горючим полезным ископаемым. В последние годы обычно применяют волюметрический метод оценки на результатах прямых и дистанционных

зондирований, а также термодинамическое моделирование.

Основные нефтегазоматеринские толщи принадлежат к осадочным комплексам верхнего палеоцена – эоцена, олигоцена – нижнего миоцена и средне-верхнего миоцена [Васильев и др., 2001]. Несмотря на то, что в Охотском море выявлено более 500 потенциально перспективных на нефть и газ локальных структур, степень разведанности месторождений нефти и газа низкая и неравномерная. Изученность геолого-геофизическими методами составляет 0.43 км/км² [Васильев и др., 2001; Международный..., 2003]. Наличие промышленной нефтегазоносности на территории обрамления Охотского моря определило характер работ, связанных с изучением процессов образования углеводородов в осадочной толще. Особое внимание при этом было уделено исследованию высокоперспективного для обнаружения залежей нефти и газа шельфа Сахалина, Северного Приохотья и Западной Камчатки. В результате поисково-разведочного бурения на шельфе северо-восточного Сахалина открыто 6 крупных месторождений: Одоптинское, Чайвинское, Пильтун-Астохское, Венинское, Аркутинское и Лунское. Прогнозные ресурсы нефти и газа в недрах Охотского моря оцениваются в 7 млрд т условного топлива, что в 7 раз превышает ресурсы Берингова моря, при этом на долю газа приходится 60–90 %. В 2007 г. на Чайвинском месторождении было добыто 12 млн т нефти, а суммарные извлекаемые запасы 5 крупнейших месторождений Одопту, Чайво, Аркутун-Даги, Пильтун-Астохское и Лунское на сегодняшний день составляют около 400 млн т нефти и 1.1 трлн м³ свободного газа [Харахинов, 2010]. В связи с выходом нефтегазопроисковых работ в море расширился и комплекс прямых методов для обнаружения месторождений. К ним относятся гидрогазохимические исследования, проводимые в 1976–1980 гг. трестом Дальморнефтегеофизика, в глубоководных районах моря выполняемые ИО РАН СССР [Геодекян, 1976] и газогеохимические исследования ТОИ ДВО РАН в СЗ части Тихого океана [Обжиров, 1993]. Газогеохимические, литологические и геофизические исследования около о-ва Парамушир и на северо-восточном склоне о-ва Сахалин [Гинсбург, Соловьев, 1994; Зоненшайн и др., 1987; Обжиров, 1993] позволили выделить в Охотском море новый тип каустобиолитов – газогидраты. При анализе данных о плотностях генерации углеводородов [Грецкая, 1990; Грецкая и др., 1992], углеводородной насыщенности верхнего слоя осадков [Геодекян и др.,

1979а] и расположения перспективных нефтегазоносных структур с известными месторождениями нефти и газа выявляется следующая особенность. Насыщенность углеводородными газами верхнего слоя осадков возрастает по направлению от центральных районов к западным, северным, восточным и южным краевым областям Охотского моря, достигая максимума в районе очагов максимальной потенциальной плотности генерации углеводородов (25×10^6 т/км²). При этом обнаруживается заметный сдвиг контуров локальных и выявленных нефтегазоносных структур к западным и северным районам.

Возможно, в Охотском море имеет место следующий механизм: в процессе образования углеводородов в указанных районах, характеризующихся, однако, отсутствием благоприятных структур для их накопления, нефтегазовые флюиды мигрируют в краевые части осадочных бассейнов, где есть необходимые условия для формирования залежей. Следовательно, наличие в осадочных бассейнах западной части Охотского моря крупных залежей нефти и газа в сочетании с активной сейсмоструктурной представляет эту область наиболее перспективной для возникновения активной углеводородной дегазации недр. Выделяются перспективные структуры в районе впадины ТИНРО и западного шельфа Камчатки, где также могли действовать процессы образования, и существовать благоприятные условия для накопления УВ полезных ископаемых. Видимо, наиболее благоприятными областями для возникновения подводной разгрузки метана в Охотском море являются восточные шельф и склон острова Сахалин, а также западная часть впадины Дерюгина. Менее активная дегазация возможна во впадине ТИНРО, на Северо-Охотском и Западно-Камчатском шельфах.

Существует различие между областями дна Охотского моря в отношении нефтегазового потенциала: геолого-тектонические условия сохранности образованных залежей в северных, южных, западных и восточных бассейнах резко отличаются друг от друга. Тектонические и геологические особенности строения Присахалинских шельфа и склона таковы, что здесь происходит интенсивное разрушение УВ скоплений и образование активных газопроявлений. Данная ситуация отражается в формировании высоко интенсивных аномальных полей углеводородных газов, сопровождаемых, например, аномалиями гелия (до 140 ppm). В то же время, область Северо-Охотского шельфа Охотского моря является в сейсмоструктурном отношении гораздо более «спокойной», по сравне-

нию с западными районами. Здесь заметных субмаринных выходов метана не образуется, и разрушение залежей должно быть небольшим, о чем свидетельствуют низко интенсивные АГП 100–300 нл/л на всем протяжении Северо-Охотского шельфа. Они указывают на наличие скопленных углеводородов в осадочной толще Северо-Охотского шельфа.

Наиболее ярким примером природной дегазации здесь являются газогидратоносные участки: на западном и восточном бортах Курильской котловины (Припарамуширский источник и газовые факелы на северо-западном борте). Припарамуширский источник локализуется в центральной части Гольгинского прогиба – моноклиналиного рифто-грабена, который, вероятно, является продолжением Срединно-Камчатского рифта. Фундамент прогиба сложен предположительно андезитобазальтами, которые, возможно, представляют реликты олигоцен-миоценовых вулканических построек. Поперечными горстами, приуроченными к разломам, фундамент разделен на отдельные грабены, компенсированные вулканогенно-осадочными отложениями мощностью 5 км и более. На выступах фундамента в зонах поперечных разломов располагаются подводные вулканы и одиночные вулканические постройки острова плиоцен – четвертичного возраста. Они сложены андезитобазальтами и андезитами субщелочной серии [Пискунов, 1987]. Небольшие вулканические конусы и экструзивные купола выделяются также под осадками. Геотермическое поле рифто-грабена отличается высокими (более 200 мВт/м²) значениями теплового потока [Веселов, 2005]. В эту вулканотектоническую структуру вписывается аномальное газогеохимическое поле метана и углекислого газа. Оно протягивается до п-ова Камчатка [Обжиров, 1993] и приурочено к разлому северо-восточного простирания. В него входит Припарамуширский газогидратоносный источник, который представлен совокупностью мелких депрессий, трещин и расселин морского дна [Зоненшайн и др., 1987] на подводном основании вулкана Алаид [Мельниченко и др., 1990].

Газогеохимические провинции распределяются в соответствии со структурой фундамента Охотского моря [Ильев и др., 2004], контролируются разновозрастными гетерогенными образованиями и разломами фундамента, которые группируются в системы с различной плотностью сети и пространственной ориентировки (рис. 54).

Основной единицей дифференциации газогеохимических полей являются тектонические

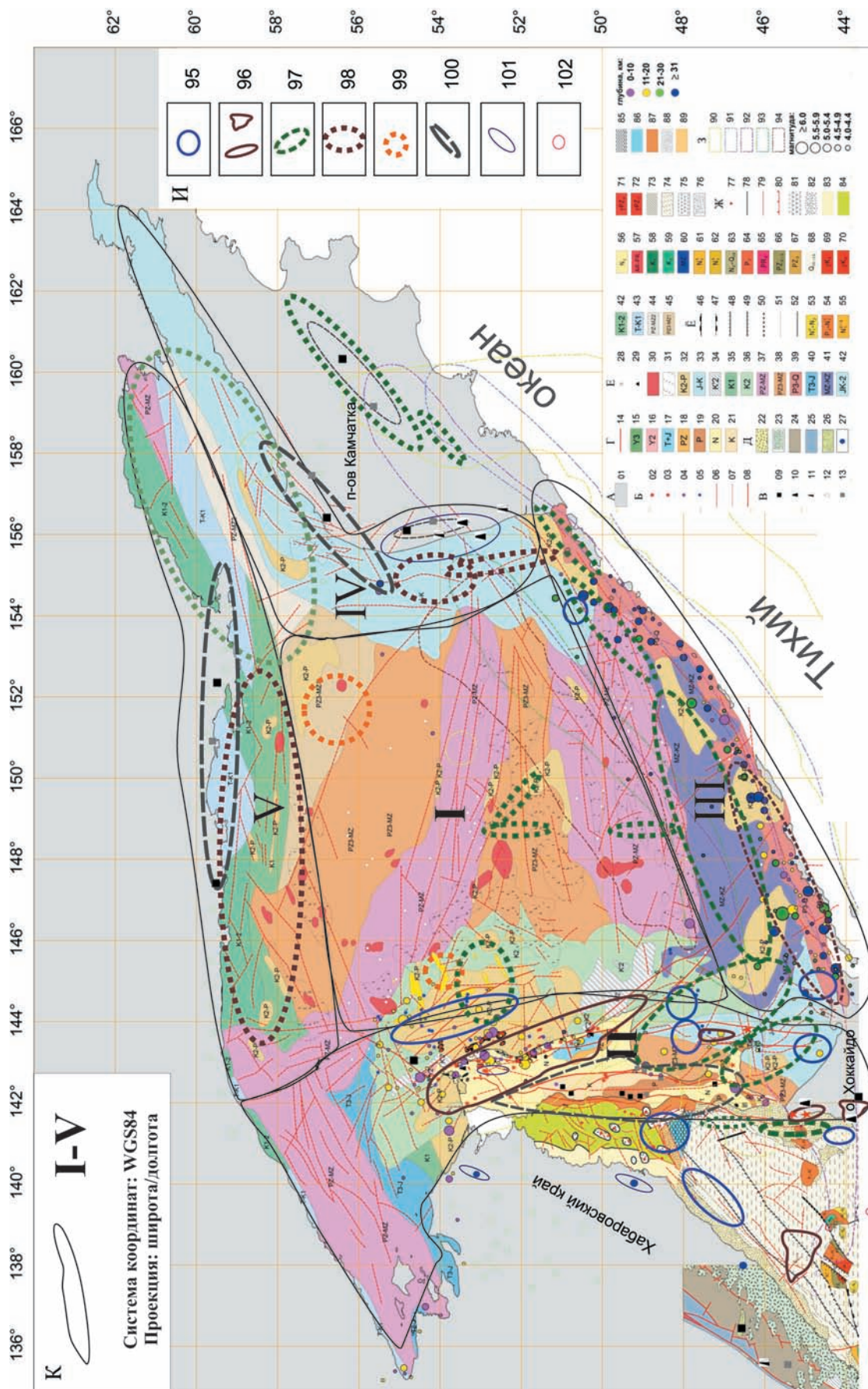


Рис. 54. Карта-схема геологического контроля газогеохимических провинций, газопроявлений, аномальных газогеохимических полей, нефтегазовых залежей и газогидратов в Охотском море. Выполнено на основе карт (Японское море: Леликов и др., 2002; Харыхин, 2010; Родников и др., 2014; Охотское море и о-в Сахалин: Географический атлас..., 1982; Геологический атлас..., 1995; Ильев и др., 2004; Тектоническая карта..., 2004; Харыхин, 1998; Приморский край: Рязанцева, 1998; Геологическое строение и полезные ископаемые..., 2002), с дополнениями автора

★ 01	☁ 10	T+J 19	K2-P 28	MZ-KZ 37	■ 46
● 02	⊙ 11	PZ 20	J-K 29	● 38	☄ 47
● 03	■ 12	P 21	K2 30	— 39	■ 48
● 04	☐ 13	N 22	K1 31	— 40	☐ 49
— 05	■ 14	K 23	K2 32	— 41	★ 50
— 06	■ 15	○ 24	PZ-MZ 33	☄ 42	
■ 07	☐ 16	▲ 25	PZ3-MZ 34	☄ 43	
▲ 08	Y3 17	■ 26	P3-Q 35	☐ 44	
▲ 09	Y2 18	☐ 27	T3-J 36	☐ 45	

Условные обозначения к рис. 54: 01 – грязевые вулканы; 02 – нефтепроявления; 03 – газопроявления; 04 – газовые факелы; 05 – взбросы; 06 – разломные зоны (1 – Западно-Сахалинский разлом, 2 – Центрально-Сахалинский разлом; 3 – Хоккайдо-Сахалинский разлом; 4 – Восточно-Сахалинский разлом; 5 – Западно-Дерюгинский разлом, 6 – Пограничный разлом; 7 – Первомайский разлом); 07 – месторождения каменного угля; 08 – месторождения нефти; 09 – месторождения нефти и газа; 10 – месторождения торфа; 11 – месторождения газа; 12 – месторождения бурого угля; 13 – скопления газогидратов: а – установленные; б – предполагаемые; 14 – месторождения газа на шельфе; 15 – месторождения нефти на шельфе; 16 – границы газогеохимических зон; 17 – гранитоиды мезозойского возраста; 18 – гранитоиды палеозойского возраста; 19–23 – геологический возраст горных пород о. Сахалин: 19 – триасовая и юрская системы; 20 – палеозойская система; 21 – палеогеновая система; 22 – неогеновая система; 23 – меловая система; 24 – станции драгирования; 25 – скважина Новиковская; 26 – мезозойские интрузии преимущественно гранитоидного состава; 27 – мезозойские и кайнозойские вулканы преимущественно среднего и основного состава; 28 – кремнисто-глинистые слабометаморфизованные образования; 29 – Прикамчатский вал: кремнисто-вулканогенные (Т-К₁); вулканогенно-осадочные метаморфизованные в зеленосланцеватой фации породы (J-K₁); переслаивание песчаников и алевролитов (K_{1,2}); Сахалин-Хоккайдо: вулканогенно-кремнистые образования, песчаники, алевролиты (J-K); 30 – образования офиолитового комплекса; 31 – туфы, туффиты, туфоалевролиты, туфоаргиллиты, туфопесчаники (K₁), вулканогенно-кремнистые, терригенно-вулканогенные образования, олистоостромы и турбидиты (K₁); 32 – песчаники, туфопесчаники, алевролиты, аргиллиты, кремнистые породы, редко известняки, туфы, туффиты среднего состава, лавы среднего, основного, реже кислого состава (лавы в основном в северной и восточной частях); 33 – Гижинская губа: гранулит-плаггиогнейсовый и метаосадочный комплекс, карбонатно-терригенные образования; Кашеваровское и Срединно-Охотское поднятия: гнейсы, гранитогнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, орто- и парасланцы, зеленокаменно-измененные вулканы, кремнистые породы и яшмы, осадочно-вулканогенные породы; район Шантарских островов: вулканогенно-кремнистые, вулканогенно-терригенные и терригенные образования; Поднятие Академии Наук СССР: осадочно-вулканогенные образования; 34 – заливы Анива и Терпения: метаморфические породы преимущественно вальезинской серии – PZ₃ (сланцы, филлиты, кварциты, мраморы), осадочно-вулканогенные образования; поднятия Центрально-Охотское и Института Океанологии: базальтовые, андезито-базальтовые и андезитовые порфириды, альбитофиры, метаандезиты, дацитовые порфириды; 35 – вулканогенно-осадочные породы и вулканы существенно базальтового состава олигоцен-четвертичного возраста; 36 – морские молассы, турбидиты; 37 – Южно-Охотская глубоководная впадина: комплекс магматитов существенно основного состава; 38 – субвертикальные геологические тела – индикаторы локальной флюидодинамической активности; 39 – изопакиты кайнозойской складчатой области; 40 – сбросы; 41 – взбросо-надвиги; 42 – олигоцен-эоценовые вулканотектонические структуры; 43 – ареалы позднемиоцен-плиоценовой вулканотектонической активности; 44–46 – основные структурные элементы: 44 – субмоноклинальный склоновый западный прибортовой Присихотэалинский блок; 45 – Северо-Татарский грабен (суббассейн) – район частичной деструкции континентальной коры; 46 – Южно-Татарская глубоководная котловина (суббассейн) с субокеанической корой – район глубокой деструкции коры; 47 – зона интенсивной деструкции субокеанической коры; 48 – блоки Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы; 49 – зональные рифтогенные грабены с частичной деструкцией континентальной коры; 50 – палеовулканы. XII (схема распространения аномальных газогеохимических полей миграционной природы и основных углеводородных скоплений): 1 – газогидратоносные районы с АГП высокой интенсивности (термогенные и микробные газы); 2 – нефтегазоносные районы с АГП преимущественно термогенных газов; 3 – перспективные газонасыщенные районы с АГП метана средней и высокой интенсивности; 4 – потенциально нефтегазоносные районы с аномальными полями углеводородных газов термогенного ряда; 5 – газонасыщенные районы с АГП низкой и средней интенсивности; 6 – углегазоносные районы с аномальными полями термогенных и метаморфогенных газов; 7 – проявления углеводородных газов, углекислого газа и гелия в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканогене; 8 – проявления метаморфогенных и глубинных углеводородов в скважинах глубоководного бурения. I–V – схематичные границы газогеохимических провинций: I – ЦОГП; II – ЗОГП; III – ЮОГП; IV – ВОГП; V – СОГП

структуры: прогибы, поднятия, своды, а также литосферные разломы и структура фундамента. Наложённые осадочные бассейны, в целом, наследуют это распределение с усложнением состава газогеохимических полей, в зависимости от особенностей стратиграфии и распределения полезных ископаемых.

Распространение основных типов аномальных полей метана в толще вод и характеристика распределения фоновых значений отражают схему газогеохимических провинций в общих чертах.

Ранее [Шакиров, 2003] были показаны закономерности формирования фонового и аномальных полей метана в толще вод Охотского моря и их взаимосвязи с геологическим строением и гидродинамическими условиями бассейна (рис. 55).

Выводы

Газогеохимические поля морских осадков и поверхностных газопроявлений отражают химический и изотопный состав углеводородных газов нижележащих толщ и фундамента Охотского моря и являются полигенной смесью, как минимум 4 источников: микробных, термогенных, углеметаморфогенных, магматогенных.

Распределение углеводородных газов, гелия, водорода и углекислого газа тесно связано с геологическим строением районов. Содержание гомологов метана и их изомеров различно, что также зависит от данного фактора.

Среди аномальных газогеохимических полей выделяются: 1) ярко выраженные, 2) умеренно выраженные (Охотское море и обрамление), 3) слабо выраженные и 4) скрытые аномальные поля (Японское море) миграционной природы (на побережье зафиксированы ярко выраженные миграционные газопроявления).

Аномальные газогеохимические поля геологических структур сформированы, в основном, благодаря миграционным (термогенным, углеметаморфогенным и глубинным) газам (сочетание $^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -6 – -50 ‰ PDB, повышенных концентраций гелия, водорода, предельных УВГ и другие). При этом наложение микробных процессов может облегчать изотопный состав углерода метана на 15 ‰. Наибольшее влияние микробных процессов выявлено на газогеохимических полях газогидратоносного участка Дерюгинской депрессии и склона залива Терпения (северо-западный борт Курильской котловины). Участок в Дерюгинской депрессии пространственно совпадает с линзой осадочного материала, накопленного при значи-

тельном влиянии терригенного стока реки Амур, что оказывает усиливающий эффект на генерацию микробных изотопно-легких газов, камуфлирующих миграционный поток.

На долю миграционных газов, формирующих повышенные и аномальные концентрации в поверхностных и придонных условиях, приходится не менее 35 % проанализированных образцов газа. Потоки миграционных газов в Охотском море закономерно контролируются разломами, из которых можно выделить взбросы, сбросы и сдвиговые дислокации. Аномальные газогеохимические поля развиты более всего в краевых и приразломных прогибах.

Содержание гелия в поверхностных газопроявлениях и донных отложениях повышено в южной части о-ва Сахалин и на его южных склонах и достигает 140 ppm, подтверждая наличие активных глубинных источников газов. В центральной части Охотского моря и в Курильской котловине существуют источники метана и его гомологов термогенной природы. Выделены 5 новых зон с аномальными концентрациями УВГ (до 1300 ppm). Изотопно-тяжелые по углероду ^{13}C углеводородные газы являются неотъемлемой компонентой вулканических систем Охотоморского региона, а Курильская вулканическая дуга является поставщиком неорганического метана. Этот процесс в целом нехарактерен для районов с отсутствием ультрамафических комплексов, поэтому в целом раскрывает наличие УВГ в глубинных флюидах островодужного вулканизма в окраинных морях. Источником неорганического метана являются процессы высокотемпературной редукции углекислого газа по типу реакции Фишера-Тропша или подобным.

Зоны пересечения разломов характеризуются повышенным содержанием миграционных УВГ, углекислого газа и гелия. Газопроявления южной части Сахалинского сегмента Хоккайдо-Сахалинской складчатой области являются поставщиками нефтяных углеводородов в составе сопочной брекчии, при этом доля легкокипящих компонентов возрастает во время активизации грифонной деятельности.

Выявлены современные изотопно-газогеохимические отличия типов межплитных границ в западной и южной частях Охотоморского региона. Первый (на примере Западно-Сахалинского, Центрально-Сахалинского, Восточно-Сахалинского и Пограничного разломов) характеризуется преимущественно углеводородным типом дегазации, грязевым вулканизмом, «облегчен-

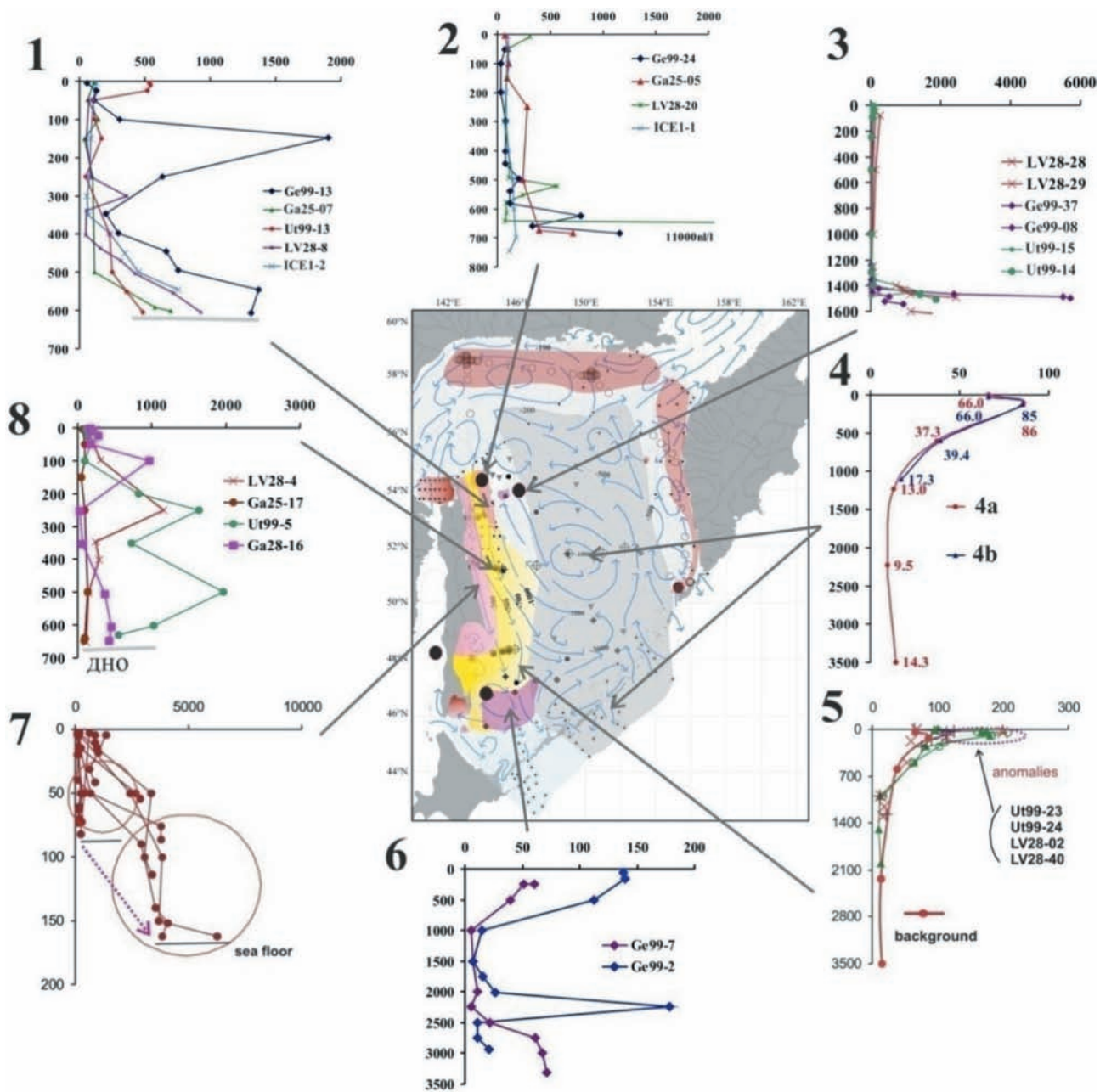


Рис. 55. Схема распределения аномальных и фоновых полей метана в толще вод Охотского моря (по данным 1998–2003 гг.).

1 – устойчивый комбинированный тип аномального поля метана (АПМ); 2 – сквозной неустойчивый; 3 – устойчивый придонный тип; 4 – фоновое распределение; 5 – подповерхностный устойчивый тип; 6 – комбинированный неустойчивый; 7 – сквозной устойчивый; 8 – промежуточные неустойчивые аномалии

ным» изотопными отношениями углерода метана и углекислого газа, а также повышенной газогидратоносностью (выявленной прямыми методами в голоценовых морских отложениях). Второй, сейсмически и вулканически активный, характеризуется локальным распространением метаморфогенных и, редко, магматогенных газогеохимических полей углеводородных газов,

при этом также создаются благоприятные условия для формирования газогидратных скоплений (Припарамуширский участок).

Особенности распространения аномальных газогеохимических полей также согласуются с распределением теплового потока [Веселов, 2005] и схемой гидрогеологического районирования побережья Охотского моря [Гидрогеологическая...

2008], но вносят газогенетическую специализацию в геофизические и геологические характеристики районов. Сульфидные газы Южных Курил изменяют гидрохимию грунтовых вод [Жарков, 2014], а потоки метана влияют на химический состав поровых вод морских осадков. Таким образом, газогеохимические поля донных отложений

и поверхностных газопроявлений Охотоморского региона отражают его геологическое строение, а также химический и изотопный состав газов залежей каустобиолитов.

Выделение газогеохимических провинций является важным аспектом региональных геологических исследований.

Глава 4. ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ЯПОНОМОРСКОГО РЕГИОНА

Японское море резко отличается от Охотского моря по геологическому строению. Это проявлено в особенностях рельефа, строения земной коры и геофизических полях [Мельниченко, 2003; Maus et al., 2009]. Изучение газогеохимических полей осадков и толщи вод Японского моря проведены на сегодняшний день в меньшей степени, чем в Охотском море. Это связано, в первую очередь, с отсутствием соответствующих исследовательских программ и, согласно традиционным представлениям, невысокими перспективами нефтегазоносности этого бассейна. Тем не менее, с участием автора получен ряд важных результатов по Татарскому проливу, приморскому шельфу и склону, а также глубоководной котловине (водная толща) [Shakirov et al., 2012]. В Японском море обнаружены газогидраты в четырех районах (Южно-Татарский прогиб, хребет Окусири, хребет Садо, Цусимская котловина) и проявления углеводородных газов в центральной части моря в ходе глубоководного бурения [Арешев, 2003]. Фактический материал по осадкам и скважинам дополнен измерениями концентраций природных газов в морской воде. Газовофлюидный режим дна и водной толщи Японского моря, вероятно, в целом предопределен развитием структур растяжения, в том числе в континентальном его обрамлении [Филатова, 2004]. Невысокая интенсивность газовых углеводородных аномалий в общем связана с небольшой мощностью осадочного чехла (относительно Охотского моря), которая не превышает 3 км. Тем не менее, наличие аномальных полей углеводородных газов, гелия, водорода и углекислого газа, а также радона указывает на наличие зон проницаемости и условия миграции углеводородных газов, особенно в газогидратоносных районах (Южно-Татарский прогиб, хребет Окусири, хребет Садо, Цусимская котловина) и других. Это связано с тем, что восточная часть моря и Японские острова отличаются высокой сейсмичностью, там периодически происходят катастрофические землетрясения [Изосов и др., 2014]. На территории Южного Приморья и прилегающего шельфа зафиксированы эпицентры глубокофокусных землетрясений интенсивностью до 8–9 баллов, при этом формируются аномальные газогеохимические поля преимущественно низ-

кой и средней интенсивности. Изучение газогеохимических полей в Приморском крае в первую очередь связано с оценкой перспектив нефтегазоносности кайнозойских впадин, фундамента и газовых проявлений Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса.

4.1. Основные черты геологического строения Японского моря

Системное изучение геологического строения дна Японского моря начато в 70-х гг. прошлого века, в основном усилиями сотрудников ТОИ ДВНЦ АН СССР (в настоящее время ТОИ ДВО РАН). Основным методом было геологическое драгирование (не менее 1000 станций), сопровождаемое сейсмическим профилированием. Изучение поднятых образцов горных пород (петрографическое, геохимическое, микропалеонтологическое и т.п.) позволило получить данные о составе, возрасте, условиях их образования, что наряду с использованием результатов геофизических исследований и при сравнении с геологией сухопутного обрамления, дало представление о геологическом строении дна Японского моря. Результаты экспедиционных работ были опубликованы в ряде статей, монографий, сборников, кандидатских и докторских диссертаций [Геологическое строение..., 1993; Геология дна..., 1987; Основные черты..., 1978]. В ходе глубоководного бурения (10 скважин) [Goldberg, 1954; Ingle, 1975; и др.] были изучены строение и основные этапы вулканической истории Японского моря. На основе этих материалов были составлены геологические карты Японского моря [Анохин и др., 2011; Международный геолого-геофизический атлас..., 2003]. В последние годы в северной и западной частях Японского моря проводятся исследования ТОИ ДВО РАН по поискам газогидратов, палеонтологические работы и сейсмические исследования. Основной объем экспедиционных работ приходится на комплексные геолого-геофизические и океанологические исследования. Ряд результатов геолого-геофизических исследований ТОИ ДВО РАН последних лет опубликованы в третьей книге четырехтомного издания «Дальневосточные моря России» [2007]. В 2004 г. вышел атлас «Геология

и полезные ископаемые шельфов России» с новой «Геологической картой Японского моря» масштаба 1 : 5 000 000 (Е.П. Леликов, А.Н. Деркачев, Р.Г. Кулинич). Результаты изучения геологического строения, тектоники и глубинного строения Японского моря представлены в Государственной геологической карте Российской Федерации (1 : 1 000 000, третье поколение) [Анохин и др., 2011].

История геологического развития. Японское море подразделяется на три структурных провинции: бассейн, блоково-разломные хребты и северо-восточная часть моря, которая находится в режиме сжатия. Исследования происхождения Японского моря ведутся с 60-х гг. прошлого века [Белоусов, 1968], когда был предложен механизм формирования на первичной континентальной коре с последующим опусканием материка и утонением «гранитного» слоя коры в процессе его «базификации». Существует концепция [Васильковский, 1981] о впадинах окраинных морей как об остаточных депрессионных структурах окраины океанического ложа, отделившихся от Тихого океана в процессе геосинклинально-орогенного развития островных дуг и последовательного наращивания континентальной коры на первично океаническую. Распространены гипотезы о происхождении краевых морей вследствие рифтогенного раздвига, связанного с субдукцией плит океанической литосферы под окраину Азиатского континента [Кариг, 1974; Ingle et al., 1975; Karig et al., 1975], либо растяжения как результата непрерывного подъема мантийного диапира [Геология дна..., 1987; Кропоткин, 1971; Милановский, 1976; Торохов, Мельников, 2005]. Широко обсуждаются гипотезы образования Японского моря в результате растягивающих внутриплитных деформаций, вызванных движением Тихоокеанской и Евразийской литосферных плит относительно друг друга [Карп и др., 1992; 2007; Ingle et al., 1990; Ingle, 1992; Jolivet et al., 1994; Tamaki, 1988; Tamaki, 1995]. Согласно данным работам, раскрытие Японского моря как сложной «pull-apart» котловины было инициировано движениями вдоль двух правосторонних систем разломов с горизонтальным сдвигом: одна из систем пересекает острова Хоккайдо и Сахалин, вторая располагается вдоль восточной окраины Кореи и в Цусимском проливе. Считается, что открытие Японского моря сопровождалось быстрым опусканием дна. В общей сложности в конце олигоцена – начале раннего миоцена процессы растяжения привели к образованию разломов, погружению блоков коры и активному

вулканизму. Продукты вулканической деятельности накапливались в мелководных морских бассейнах и проходили стадию гидротермальных изменений. В итоге образовались формации «зеленых туфов», к которым приурочены проявления магматогенных углеводородных газов. Зоны «зеленых туфов» также отмечены областью резкого подъема изотерм, которая протягивается от западной Японии в глубоководную впадину Японского моря. Изотермы +1200, +600 и +300 °С проводятся здесь на глубинах (от дна) порядка 30–35, 10 и 5 км, соответственно [Родников и др., 2001].

К настоящему времени сотрудниками ТОИ ДВО РАН получены дополнительные данные о строении литосферы, земной коры, о геологическом строении структур Японского моря [Емельянова, Леликов, 2010а; Изосов, Чупрынин, 2012; Карнаух, Карп, 1997; Карп, 2002; Карп и др., 1992; Кулинич, Валитов, 2002; Леликов, Емельянова, 2007; Леликов, Карп, 2004; Sato et al., 2001; и др.]. Согласно современным представлениям, Япономорский шельф, материковый склон и подводные возвышенности характеризуются корой континентального типа, что отличает их от глубоководных котловин, кора которых представлена растянутым континентальным (или переходным) и океаническим типами. Мощность земной коры под крупными возвышенностями Ямато и Восточно-Корейской составляет 24–26 км [Карнаух, Карп, 1997; Карп, 2002; Кулинич, Валитов, 2002; Леликов, Карп, 2004; Sato et al., 2004]. В котловинах Ямато и Цусимской она уменьшается до 10–12 км, а в Японской котловине – до 6 км в восточной части и до 8 км в западной. Мощность верхней части коры во всех котловинах составляет 3–4 км, а вот нижней – существенно варьируется. В Японской котловине она равна 3–5 км, в котловинах Ямато и Цусимской – 6.5–8 км. Мощность земной коры (а также скоростные параметры) восточной части Японской котловины позволяют считать ее новообразованной океанической корой, сформировавшейся в результате окраинноморского спрединга, в других частях – сильно растянутой континентальной [Леликов, Карп, 2004]. Ряд возвышенностей (Первенца, Богорова, Тарасова), отмеченных в рельефе акустического фундамента Японской котловины, возможно, представляют собой реликты редуцированной континентальной коры мощностью 17–20 км [Карнаух, Карп, 1997; Кулинич, Валитов, 2002]. В геологическом строении дна Японского моря участвуют разнообразные по происхождению, составу и возрасту горные породы, которые

подразделяются на два комплекса, разделенных между собой региональным несогласием: нижний комплекс сложен породами докайнозойского консолидированного фундамента, верхний – кайнозойскими осадочными отложениями и вулканами [Геология дна..., 1987].

Рельеф дна. Впадина Японского моря состоит из трех основных глубоководных котловин: Японская (Центральная), Ямато (Хонсю) и Цусимская (Уллён), меньшая доля приходится на области шельфа, материкового склона и подводных возвышенностей [Геология дна..., 1987]. Котловины лишены «гранитного» слоя. Центральная котловина имеет выровненное дно (глубина около 3500 м). В пределах котловины повсеместно развит осадочный чехол, мощность которого максимальна по периферии (до 2000–3000 м) и уменьшается к ее внутренним частям (до 1500 м). Котловина Хонсю характеризуется несколько меньшими глубинами дна (на 500 м) и меньшими мощностями осадков (около 500 м). Ее дно полого погружается с юга на север от 1000 до 2300 м. Накопление осадочного чехла началось с позднего олигоцена. Впадины перекрыты кайнозойским осадочным чехлом мощностью до 1.5 км, достигающим у континентального склона 2–3 км. Глубоководным котловинам соответствуют поднятия поверхности Мохоровичича и пониженные значения сейсмических скоростей, поднятиям – увеличение толщины коры до 30–35 км и нормальные скорости по поверхности Мохоровичича.

Береговая линия расчленена слабо, преобладают преимущественно высокие и крутые берега. Наиболее крупные заливы – Петра Великого, Восточно-Корейский, Исикари (о-в Хоккайдо), Тояма и Вакаса (о-в Хонсю). Крупных островов в Японском море нет, они (кроме Уллы) находятся вблизи берегов (Ребун, Рисири, Окусири, Садо, Оки и др.). Сток рек в Японское море незначителен (наиболее крупная река – Туманган). В отличие от Охотского моря, Японское море выделяется обилием вулканических построек, а в осадочной толще водоема присутствуют многочисленные прослойки вулканического пепла [Геология дна..., 1987]. Вулканизм Японского моря – это мало исследованный фактор, как в отношении дегазации его дна, так и в отношении формирования углеводородных залежей.

Основными морфоструктурами дна Японского моря являются элементы зоны перехода континент – океан: шельф, материковый и островной склоны, глубоководные котловины и впадины, подводные возвышенности.

Японская котловина протягивается в северо-восточном направлении на 900 км при ширине 250 км. Ее максимальная глубина составляет более 3700 м. В юго-восточной части моря находится котловина Ямато меньшего размера и глубиной более 2500 м. Она отделена от Японской котловины возвышенностью Ямато, самой крупной в Японском море. Цусимская котловина – в юго-западной части бассейна. Она округлой формы диаметром 250 км и глубиной около 2000 м. Многочисленные более мелкие (по сравнению с Ямато) подводные возвышенности высотой около 2 км осложняют дно всех трех котловин.

Геологическое строение. Геологическое строение дна Японского моря изучено, главным образом, благодаря выполнению большого объема геологического драгирования [Геология дна..., 1987; Леликов, 1992; Леликов, 1995; Леликов, Мальяренко, 1994; Лихт, 1984], донные отложения в российской части опробовались дночерпателями и прямоточными трубками [Васильев, 1983]. Также в рамках выполнения Международных программ ODP пробурено 10 глубоководных скважин. Данными исследованиями было установлено, что Японская котловина начала образовываться 32 млн лет назад, а спрединг морского дна происходил здесь в период от 28 до 18 млн лет. Дно Японской котловины опустилось до современных глубин 20–18 млн лет назад. Примерно 10 млн лет назад обстановка растяжения в области Японского моря сменилась на обстановку сжатия, которая резко усилилась 5 млн лет назад. В результате, в восточной части Японского моря была образована протяженная – длиной около 1000 км, зона конвергенции. Также как и Охотское море, Японское море расположено в зоне перехода Азиатского континента к Тихому океану на сочленении литосферных плит: Евразийской, Тихоокеанской, Филиппинской и Охотоморской (или Северо-Американской). Протяжённость с севера на юг 2255 км, наибольшая ширина около 1070 км, площадь 1062 тыс. км², средняя глубина 1536 м, объём воды примерно 1630 тыс. км³. В пределах Японской котловины выделяются несколько подводных возвышенностей – Богорова, Первенца (Сибирь), Тарасова и гора Беляевского, и др. По современным представлениям формирование Японского моря является результатом деструкции окраины Азиатского континента и рифтогенеза в мезо-кайнозойское, который сменился спредингом с образованием молодой океанической коры в восточной части глубоководной котловины. В результате сформировался район, в пределах которого

тесно «сосуществуют» два радикально различных типа земной коры [Валитов, 2009].

В последние годы, в связи с появлением баз альтиметрических данных, спутниковой гравиметрии и сопоставлении этих данных с материалами наземных и набортных геофизических исследований удается существенно уточнить особенности генезиса и строения земной коры Японского моря [Изосов, Чупрынин, 2012; Карп и др., 2007; Кулинич, Валитов, 2011]. Его северо-западный сектор, большую часть которого занимает глубоководная Центральная котловина, почти вкрест простирания срезает южную оконечность Сихотэ-Алинской и Лаоелин-Гродековской складчатых систем [Кулинич, Валитов, 2011]. Здесь на небольшом расстоянии происходит переход от зрелого континента к молодой океанической коре с постепенным исчезновением или коренной переработкой сиалической оболочки, которая содержит рудные и нерудные полезные ископаемые. Очень важной особенностью тектоники Японского моря является проградационный рифтогенез, охватывающий большую часть современной Центральной котловины со стороны активной океанской плиты в сторону континента и достаточно обоснованный при комплексировании гравиметрических и сейсмических методов [Кулинич, Валитов, 2011]. При этом формируется рифтовый «клин», по форме и механизму, вероятно, сходный с образованием глубоководной котловины Южно-Китайского моря [Кулинич, 1994]. Кроме этого, с них были драгированы палеозойские, триасовые и юрско-меловые интрузивные породы различного состава (преимущественно гранитоиды). Осложняющие хребты (Окусири, Садо) имеют тектоническое происхождение и были сформированы в результате движений по крутопадающим разломам и надвигам в конце плиоценового времени. С разных мест поднятий Японского моря был драгирован набор вулканических, осадочных и метаморфических пород, с которым были сопоставлены аналоги среди докембрийских, палеозойских и мелкайнозойских комплексов Южного Приморья и Японских островов, а также Корейского полуострова [Геология дна..., 1987; Леликов, 1992; Леликов, 1995; Леликов, Маляренко, 1994]. Примечательно, что на подножии обоих хребтов были обнаружены газогидраты [Гинсбург, Соловьев, 1994; Matsumoto et al., 1994]. Их фундамент сложен нижнемиоценовыми базальтами и пирокластическими образованиями среднего состава, последние на о-ве Хонсю являются нефтегазоносными [Кириллова и др., 2002]. В целом,

вулканокластические коллекторы для нефти и газа на Японских островах имеют широкое распространение [Кириллова и др., 2002]. Поднятие Окусири представляет собой эшелон хребтов, перекрытых осадочным чехлом позднемиоценового возраста. Хребты пространственно связаны с крупными депрессиями в акустическом фундаменте (трог Могами и др.), мощность осадочного чехла в которых может превышать 1.5 км [Карнаух, Цой, 2010]. В осадочном чехле Японского моря распространены слои и пачки углеродистых глинисто-кремневых пород, сравнимые по толщине и содержанию углерода ($C_{\text{орг.}} = 0.5\text{--}6\%$, редко до 8.5 %) с породами «фтанитовой пачки» триасовой формации Сихотэ-Алиня [Волохин, 2010]. Преобладает ОВ морского происхождения (до 80 %), не прошедшее полного созревания и стадии нефтеобразования [Stein, Stax, 1992].

По геофизическим данным считается, что глубоководные котловины Японского моря имеют океаническое строение. В Тихом океане на участке, прилегающем к Японской островной дуге, мощность земной коры составляет около 8 км, поверхность Мохоровичича неровная, скорости сейсмических волн вдоль нее составляют 8.2 км/с. Мощность осадочного слоя составляет 2–3 км. Разрез 400 м океанических осадков на краевом валу ложа океана вскрывает отложения от меловых до современных. Верхние 300 м представлены глинисто-диатомовыми и туфо-диатомовыми илами с прослоями пепла (поздний миоцен – четвертичный период).

Расчеты глубинных температур также свидетельствуют о распространении под Японским морем в верхней мантии зоны частичного плавления. Наиболее глубокое положение изотерм характерно для структур Сихотэ-Алиня, палеозойских сооружений восточной части о-ва Хонсю и континентального склона и глубоководного желоба, прилегающих к нему. Глубины залегания зоны частичного плавления (1200 °С) здесь составляют около 100 км. Область резкого подъема изотерм совпадает с глубоководной впадиной Японского моря и зоной «зеленых туфов» Западной Японии. В неогене магматическая активность проявлялась лишь в пределах наивысшего подъема изотермы 1200 °С, то есть, в Японском море и западной части о-ва Хонсю. В Тихом океане (Северо-Западная котловина) магматическая деятельность (излияния толеитовых базальтов) происходила, в основном, свыше 100 млн лет назад. Положение указанной изотермы не зависит от типа коры и примерно одинаково в Приморье и Тихом океане.

Стратиграфия. Разрез осадочного чехла Японского моря вскрыт в результате глубоководного бурения с борта «Glomar Challenger» и «JOIDES Resolution» [Karig et al., 1975; Tamaki, 1988; Tamaki, 1995]. Скважины, пробуренные в Японском море, показали, что до глубин 500–600 м чехол сложен глинистыми диатомовыми илами, песками, песчано-алевролитовыми осадками, глинами с прослоями пеплов. В основании осадочного разреза залегают плотные темно-зеленые алевролиты, песчаники, зеленые туфы (как правило, газоносные), в основном состоящие из девитрифицированного стекла и полевого шпата. В южной части моря в скважине 798 отмечался значительный выход метана. Скважина прошла толщу пород (средний плиоцен – голоцен), сложенных переслаивающимися диатомовыми и терригенными глинами, аргиллитами и илами, содержащими органическое вещество. Возраст изученных осадков составил диапазон от миоцена до голоцена.

Наиболее древние отложения осадочного чехла (олигоцен – нижний миоцен) изучены на участках материкового склона Приморья, в районе северного замыкания центральной котловины, на возвышенностях Ямато и Криштофовича. На материковом склоне они представлены толщей аргиллитов и алевро-аргиллитов с мелкообломочными конгломератами в основании. На возвышенностях эти отложения сложены туфогенно-терригенными породами: слабо литифицированные туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, туфодиадомиты, туфы, гравелиты, реже встречаются мелкозернистые песчаники и диатомовые глины. Нижнемиоценовые отложения вскрыты в котловинах скважинами глубоководного бурения (797, 799) [Tamaki et al., 1990] и представлены чередующимися алевролитами, песчаниками и, реже, алевритовыми глинами (толща V) [Ingle et al., 1990]. Также нижнемиоценовые отложения установлены драгированием на континентальном склоне Приморья и хребте Оки. В южной и центральной частях моря среднемиоценовые отложения обнаружены на всех подводных возвышенностях, кроме Восточно-Корейской. Они сложены туфодиадомитами, диатомовыми глинами, диатомовыми туфоаргиллитами, туффитами. Верхнемиоценовые отложения на материковом склоне согласно залегают на среднемиоценовых и только в отдельных районах трансгрессивно перекрывают фундамент. Состав их сходен со среднемиоценовыми, но возрастает роль диатомитов с уменьшением примеси обломочного материала (3–5 %).

В пределах подводных возвышенностей и на склонах подводных вулканов в глубоководных котловинах верхнемиоценовые отложения наиболее распространены. Это преимущественно диатомово-глинистые породы, лишь в базальных горизонтах, когда верхнемиоценовые отложения непосредственно перекрывают фундамент, появляются алевролиты, туфопесчаники, а также гравелиты и конгломераты или туфы и туффиты (Восточно-Корейская возвышенность). В целом, верхнемиоценовые отложения характеризуются однообразным составом с преобладанием органической составляющей – глинистые диатомиты и диатомовые глины. Плиоценовые отложения обычно согласно перекрывают верхнемиоценовые. В их составе увеличивается роль обломочных пород (алевролиты, песчаники). Они иногда содержат значительное количество пирокластического материала, вплоть до перехода в туффиты. Характерны прослой и линзы мергелей и известняков. Диатомиты содержат до 25 % обломочного материала. На подводных возвышенностях плиоценовые отложения представлены, в основном, диатомовыми глинами и туфодиадомитами.

Геологическое строение прибрежно-шельфовой зоны Южного Приморья. Основной объем газогеохимических исследований в Японском море был выполнен на шельфе Южного Приморья, Восточном Приморском шельфе и в Татарском проливе (рис. 56).

Шельф Японского моря представляет собой затопленную морем континентальную окраину, морские трансгрессии в позднем кайнозое (плейстоцене – голоцене) образовали серии береговых линий, пляжей, террас на дне современной акватории и на суше (как правило, вблизи современного берега). Кроме того, осадочные тела фиксируются в участках предустьевого взморья и площадях разгрузки вдоль береговых потоков, а также на подводных продолжениях речных долин. Особенности геологического строения этого района определяются, прежде всего, его положением на стыке древних Сихотэ-Алиньских горных сооружений с молодой Япономорской впадиной. Древние складчатые структуры, имеющие юго-западное простирание, переходят здесь с побережья на шельф, выходят на материковый склон, где их торцевые части срезаются мощными разломами, ограничивающими Япономорскую впадину.

Шельф Южного Приморья, как морфоструктура, сформировался в общих чертах к концу неогена, и дальнейшее его развитие в четвертичном периоде происходило, в основном, путем после-

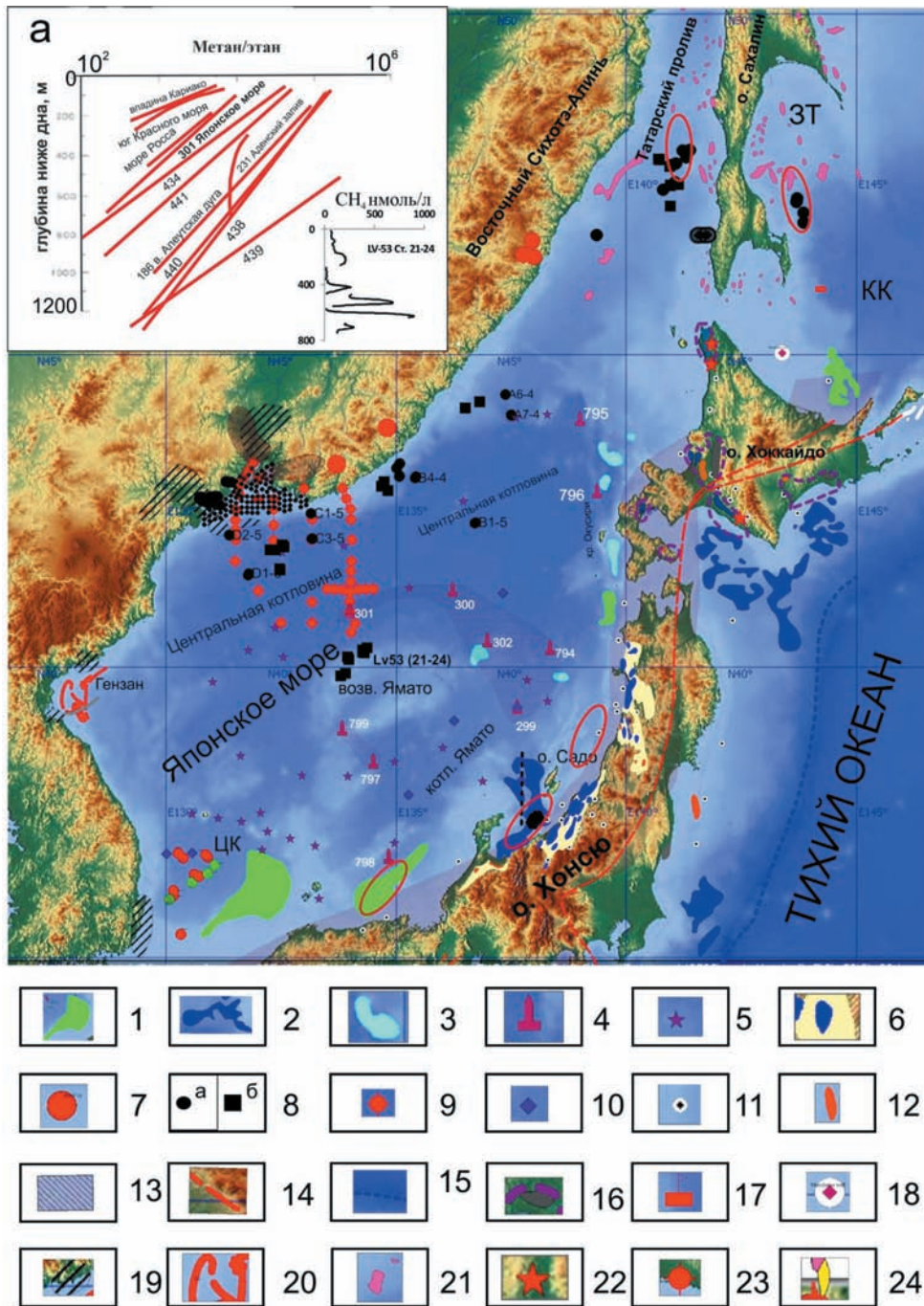


Рис. 56. Карта фактического материала и распространения газогидратоносных толщ в Япономорском регионе. Местоположение вулканов Японского моря показано по [Syedin, 1988]. На врезке показана сводная диаграмма

отношения метан / этан в скважинах глубоководного бурения в Мировом океане

1 – газогидратоносные площади с признаками неконцентрированных газогидратов; 2 – газогидратоносные площади с высокой концентрацией газогидратов (> 40 %); 3 – газогидратоносные площади с невыясненным концентрированием газогидратов; 4 – скважины глубоководного бурения и их номер; 5 – вулканы; 6 – месторождения нефти и газа в нефтегазоносных бассейнах; 7 – скважины, в которых обнаружены газогидраты в Цусимской котловине (ЦК); 8 – станции отбора осадка Multicore, 9 – станции отбора проб воды; 10 – станции измерения $^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ в толще вод [Gamo et al., 2012]; 11 – разведочные и параметрические скважины вокруг Японских островов; 12 – газовые скопления; 13 – зона распространения формации «зеленых туфов»; 14 – вулканический фронт; 15 – глубинные литосферные границы; 16 – углегазовые скопления; 17 – положение гигантского газового факела 2012 г. [Operation Report..., 2013]; 18 – скважина с признаками газогидратов на северном склоне о. Хоккайдо; 19 – углегазоносные впадины с подводным продолжением; 20 – аномальное поле метана низкой интенсивности в трое Гензан; 21 – локальные структуры; 22 – грязевые вулканы; 23 – нефтегазопроявления; 24 – Окружное месторождение (о. Сахалин).

Ссылки на источники приведены в тексте

довательного наращивания мощности осадочного чехла, ведущая роль в формировании которого принадлежала накоплению морских осадков в периоды морских трансгрессий, неоднократно охватывающих всю площадь шельфа или значительную его часть. В целом южно-приморский сектор зоны сочленения континент – океан характеризуется сложной сетью разломов [Изосов и др., 2001], многие из которых имеют литосферное заложение.

Осадочный покров на многих участках залива Петра Великого не превышает 20 м [Карнаух и др., 2012]. В такой ситуации обнаруживаемые аномалии УВГ, гелия и водорода, как будет показано далее, скорее связаны с породами фундамента и относятся к миграционным компонентам газогеохимического поля. В тоже время в осадках Амурского залива в ходе сейсмоакустического профилирования установлены зоны газонасыщенных осадков, которые могли образоваться за счет миграции метана из угленосных толщ мелового и триасового возраста [Карнаух и др., 2012].

4.2. Газогеохимические поля северной части Японского моря

Газогеохимические поля Татарского пролива. Ранее, в ходе исследования газогеохимических полей придонного слоя толщи вод Татарского пролива, представляющего собой рифтогенный прогиб [Харахинов, 2010], был получен ряд важных результатов. В придонной воде Александровской структуры отмечено равномерное аномальное поле метана низкой интенсивности со значениями 90–110 нл/л. Величина фона определена в значениях 70–80 нл/л. Здесь, по равномерно распределенным и превышающим фон концентрациям метана, был сделан отрицательный прогноз на поиски нефтегазовых залежей [Обжиров, 1993]. Прогноз подтвердился нефтегазопроисковым бурением (до 3000 м) – осадочные отложения были достаточно насыщены углеводородными газами, но не содержали залежь из-за отсутствия мощных глинистых покровов. В районе Александровской структуры были обнаружены аномальные поля метана в придонной воде прибрежной (Присахалинской) зоны. Как выяснилось, причинами аномалий метана в этом районе стали водотоки, которые содержали АКМ до 1000 нл/л [Обжиров, 1993]. Источниками метана в водах ручьев оказались размываемые угленосные отложения и пласты угля. В зоне смешения речных и морских вод КМ составили до 130 нл/л. Для сравнения был исследован

метан в водотоках западного берега Татарского пролива, где в настоящее время размываются вулканогенные толщи. КМ составили здесь фоновые значения – 20 нл/л. Детальные газогеохимические исследования метана в Татарском проливе были проведены в пределах Гавриловской, Надеждинской и Изильметьевской (средняя часть западного Присахалинского шельфа) структур. Результаты показали, что основная изменчивость газов в придонной воде наблюдалась по метану. Количество CO_2 составило 0.1 мл/л, N_2 – 12 мл/л, ТУВ – 3 нл/л. Методом газовой хроматографии водород и гелий здесь определены не были. Устойчивое АПКМ в придонной воде с концентрацией 500 нл/л установлено в центральной и восточной части Изильметьевской структуры. Меньшая концентрация (350–400 нл/л) была отмечена в северном куполе Гавриловской структуры и в юго-восточной части Надеждинской площади. АКМ до 1420 нл/л прослежены на южном куполе Гавриловской структуры. Над Гавриловской структурой форма аномалии метана охарактеризована как пилообразная.

Южно-Татарский прогиб расположен между разломными зонами – Восточно-Приморской и Западно-Сахалинской. В проекте SSGH [Operation Report..., 2013] определено, что структура верхней части разреза в северной части района работ сформирована отложениями, поставляемыми турбидитными потоками с эродируемого материкового склона, где углы наклона дна не превышают 2-х градусов. В южной части района исследований зафиксированы признаки оползневых явлений. В данном разделе приведены данные 2012–2013 гг. о распределении гелия, водорода и углеводородных газов в осадках и толще вод Южно-Татарского прогиба, для сравнения приведены данные прилегающей, юго-западной части Охотского моря. Южно-Татарский прогиб занимает южную часть Татарского пролива, отделяющего о-в Сахалин от материка, протягивается в меридиональном направлении на 700 км, соединяясь на севере с Амурским лиманом через пролив Невельского и раскрываясь на юг в глубоководную котловину Японского моря. Западное, материковое, побережье сложено преимущественно слабодислоцированными третичными, значительно реже – верхнемеловыми вулканитами среднего и основного состава. Вдоль прилегающей к проливу части о-ва Сахалин в пределах так называемого Западно-Сахалинского прогиба обнажены, в той или иной мере, дислоцированные терригенные, а на локальных участках – и вулканогенные образо-

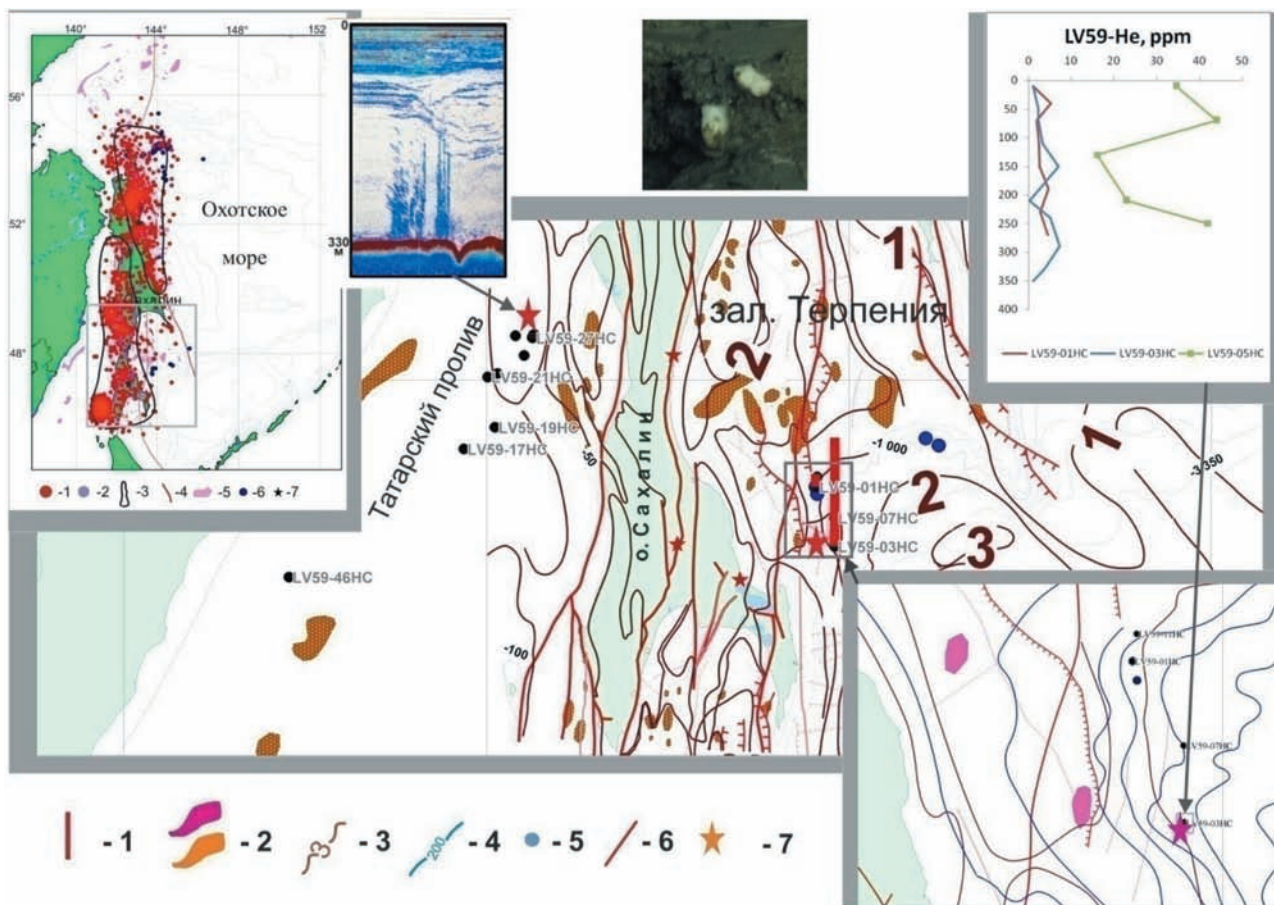


Рис. 57. Карта газогеохимических исследований в Татарском проливе и юго-западной части Охотского моря
 1 – столбчатая диаграмма аномалии гелия в гидратоносном осадке; 2 – локальные структуры; 3 – мощность осадочного чехла (км); 4 – изобаты; 5 – станции отбора проб; 6 – разломы; 7 – места находок газогидратов

вания позднего мела, палеогена и неогена. Эти же образования прослеживаются и западнее, в основании пролива. Восточной границей Западно-Сахалинского прогиба является зона Тымь-Поронайского разлома также меридионального простирания [Рождественский, 1997]. Татарский пролив представляет собой крупный прогиб (рифт) протяженностью 1200 км и шириной 60–300 км. С запада и востока его обрамляют горстовые сооружения Сихотэ-Алиня и Западно-Сахалинских гор. Прогиб заполнен мезозойско-кайнозойскими осадочными и вулканогенно-осадочными породами. В районе Западно-Сахалинских гор кайнозойские отложения круто (50–80°) наклонены на запад, сильно нарушены сбросами и взбросами. Перемещения по разломам колеблются от десятков и сотен метров до нескольких километров. С зоной разломов связаны вулканы, действовавшие 5–10 млн лет назад.

Проведенные исследования свидетельствуют, что гелий и водород являются также важны-

ми газогеохимическими индикаторами альтернативных видов углеводородных ископаемых, таких как газогидраты. В последнем случае аномалии гелия могут указывать на глубинное происхождение метан-углеводородного флюида. Гелиометрические исследования позволяют картировать проницаемые разрывные нарушения, а исследования взаимосвязи распределения гелия с особенностями глубинного геологического строения представляют интерес для выделения проницаемых зон с разрывными нарушениями различной степени активности и повышенной вертикальной проницаемости [Отчет..., 1988; Яницкий, 1979].

Газогеохимические поля осадочных отложений исследованы на трех участках в Татарском проливе (западный склон о-ва Сахалин, Японское море). Всего было взято 26 колонок осадков голоцен-позднеплейстоценового возраста [Operation Report..., 2013]. После подъема кернов на борт их температура варьировала от 0 до +4 °С.

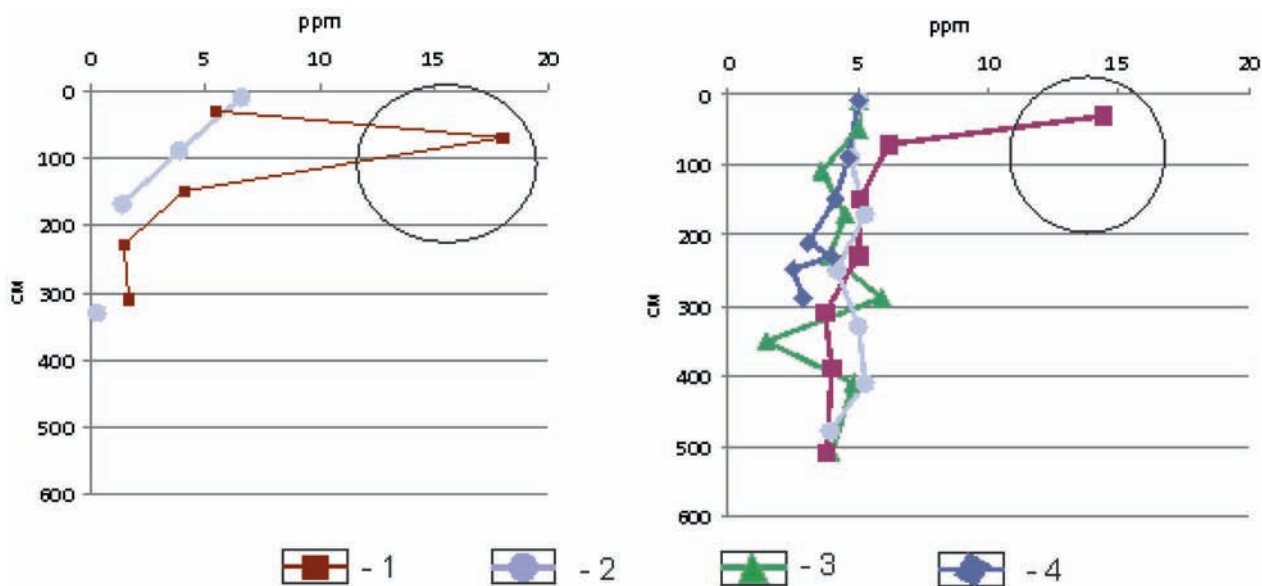


Рис. 58. Распределение гелия (а) и водорода (б) в колонках осадков из Татарского пролива (Японское море) Номера станций: 1 – LV59-19НС, 2 – LV59-25НС, 3 – LV59-17НС, 4 – LV59-31НС

Температура кернов с газогидратами была всегда пониженной и составляла от 0 до +1 °С. Керны, не содержащие газогидраты, были теплее на 2–4 °С. Примечательно, что керны из Татарского пролива, в целом, более холодные (+1.5 – +2 °С), чем керны со склона Курильской котловины (+3 – +4 °С). Такое различие может быть связано с температурой придонного слоя воды – в Татарском проливе температура во время наблюдений не превышала +0.8 °С. Также низкая температура осадков связана с наличием в них газогидратов. Всего в течение рейса № 59 НИС «Академик М.А. Лаврентьев» для определения гелия и водорода выполнено 25 литологических станций. В Охотском море (Курильская котловина) – 8 кернов и в Японском море (Татарский пролив) – 17 кернов (рис. 57). Для определения гелия и водорода автором было отобрано 190 газовых проб, при этом 30 из них были получены из морской воды. Автором в Татарском проливе было изучено 122 образца донных осадков из 17 кернов. Практически все керны осадков содержали карбонатные конкреции и были сильно газонасыщенны (особенно в нижней части), разбиты многочисленными трещинами, ориентированными в различных направлениях (в некоторых колонках – субгоризонтально), иногда отмечалось вздутие осадка и потрескивание при нажатии из-за лопающихся газовых пузырьков – все эти особенности обусловлены выходом газа из осадка [Operation Report..., 2013].

Фоновые содержания водорода в газах донных отложений Татарского пролива составили 5.4 ppm, а гелия – 5.6 ppm. Концентрации гелия и водорода в донных осадках практически не изменялись и колебались около фонового значения для данной территории. Особый интерес представляет керн LV59-19НС: в приповерхностном слое осадков до глубины 80 см наблюдается резкое возрастание содержания гелия и водорода (глубина моря 980 м, длина керна составила 550 см, рис. 58).

Для сравнения, на западном борте Курильской котловины в газогидратоносных осадках были обнаружены также аномальные поля гелия и водорода (см. рис. 58; рис. 59) в зоне разлома. Станция LV59-27НС (глубина воды 320 м), где были подняты газогидраты, расположена в пределах антиклинальной структуры в южной части Татарского прогиба. В керне осадка на станции LV59-27НС аномалий гелия и водорода обнаружено не было.

Изотопный состав углерода метана и этана, отобранных из этого керна и на станции LV59-29НС (около 2-х километров на север от 27НС), однозначно указывают на термогенный генезис природного газа ($\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -47 ‰ VPDB, $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_2\text{H}_6$ -23 ‰). Большинство кернов, поднятых в Татарском проливе (станции 40НС, 29НС, 43НС, 42НС, 31НС и др.) в районе «факелов», также подтверждают этот факт: $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -43 ÷ -50 ‰ VPDB, $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_2\text{H}_6$ -15 ÷ -23 ‰ VPDB. Необходимо отметить, что в Татарском проливе есть участки за пределами зон эмиссии преимущественно тер-

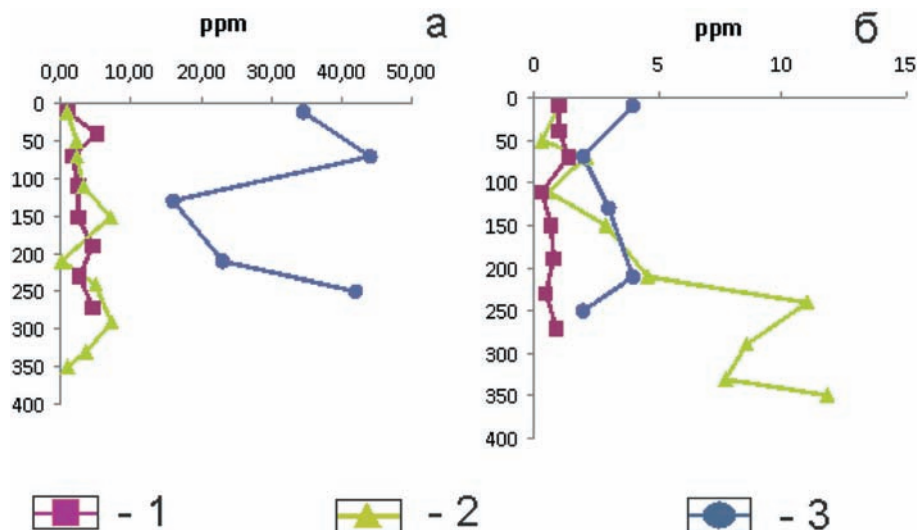


Рис. 59. Распределение гелия (а) и водорода (б) в колонках станций в западной части Курильской котловины (юго-восточный склон залива Терпения, Охотское море)
 Номера станций: 1 – LV59-01НС, 2 – LV59-03НС, 3 – LV59-05НС

могенных газов, на которых также обнаружен и микробный метан (станции 36НС, 38НС, 45НС). Отсутствие аномалий гелия в гидратоносном осадке, взятом на станции LV59-27НС, возможно связано со следующей особенностью. На прилегающей суше о-ва Сахалин расположены угольные месторождения, характеризующие угленосность юго-западной части острова. Этот район входит в преимущественно углегазоносную газогеохимическую зону, выделенную нами ранее [Шакиров, Сырбу, 2012]. Данная зона характеризуется распространением термогенных и метаморфогенных газов, преимущественно связанных с угленосными толщами, минеральными источниками, грязевыми вулканами и др. Угленосные толщи, по всей видимости, не ограничиваются береговой линией, а распространяются в шельфовые области района исследований. Об этом также свидетельствует и изотопный состав углерода метана из осадков Татарского пролива, который характерен для природного газа угленосных толщ этого района [Гресов и др., 2009]. Также в соседних с гидратоносным участком скважинах Старомаячинской-1 и 2, и Красногорской, начиная с горизонта 1800 метров, вскрыты прослои углей [Харахинов, 2010], которые, как правило, являются или дополнительными, или основными источниками метана в осадочных бассейнах. Вероятно, угольный метан и является основным гидратообразующим газом для газогидратов, обнаруженных в Южно-Татарском прогибе, что подтверждается сходством изотопного состава углерода метана этих двух видов углеводородных скоплений. Известно, что ге-

лий более характерен для нефтегазовых залежей, чем для угольных пластов [Высоцкий, 1979]. Но в свободных газовыделениях на угольных месторождениях Дальнего Востока гелий установлен повсеместно, в частности, в Шахтерском месторождении (западная часть Сахалинского бассейна) 90–130 ppm [Гресов и др., 2009]. Гелий в этом случае связан с Западно-Сахалинским глубинным разломом. Свои черты накладывает также характер дегазации недр: в Татарском проливе газовые факелы на шельфе и верхнем склоне менее интенсивны и носят более рассеянный характер по сравнению с глубоководными и сосредоточенными восходящими потоками природного газа в Охотском море.

Тем не менее, повышенные концентрации гелия в газогидратоносных осадках не исключены в связи с особенностями глубинного строения и перспективами нефтегазоносности Южно-Татарского прогиба [Осадочные бассейны..., 2004]. Для сравнения были рассмотрены керны осадка, отобранные в зоне сочленения залива Терпения (южный склон) и Курильской котловины (западный борт) в Южно-Сахалинском осадочном бассейне. Согласно В.В. Харахинову (1998) тектоника Южно-Сахалинского бассейна определяется системой разрывных нарушений, принадлежащих Центрально-Сахалинской и Хоккайдо-Сахалинской разломным зонам (рис. 60).

Разрывные нарушения выражены в основном сбросами олигоценового и ранне-среднемиоценового структурно-стратиграфических комплексов. На бровке и склоне шельфа залива

Рис. 60. Расположение станций опробования, газовых факелов, находок газогидратов и грязевых вулканов на палеотектонической карте (олигоцен) Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы [Сырбу и др., 2013; Харахинов, 1998; Шакиров и др., 2016].

1 – грязевые вулканы; 2 – палеовулканические центры; 3 – газовые факелы прежних лет; 4 – газовые факелы 2012 г.; 5 – локальные структуры; 6 – просачивания нефти; 7 – станции опробования; 8 – разломы. Цифры в кружках – разломы (согласно источнику): 1 – Срединно-Сахалинский; 2 – Хоккайдо-Сахалинский; 3 – Западно-Сахалинский, 4 – Восточно-Сахалинский; 5 – Первомайский, 9 – Монеронский; 10 – Сусунайский, 11 – Богатинский, 12 – Академический, 13 – Слепиковский; 14 – Центрально-Сахалинский. III – Мынгинский прогиб, IV – Пограничный прогиб, V – Западно-Сахалинский прогиб; VI – Макаровский прогиб, VII – Северо-Япономорская глубоководная котловина



Терпения в экспедиции были зарегистрированы гидроакустические аномалии типа «факел», отражающие восходящие потоки пузырей природного газа. Единичные факелы регистрировались нами и ранее. На западном склоне Курильской котловины керны донных осадков были подняты в районе восходящих потоков пузырей метана.

Осадочный разрез, вскрытый в этом районе, является типичным для Охотского моря и представлен пелитами алевритовыми зеленовато-серого либо серовато-зеленого цвета, с характерной

линзовидно-пятнистой текстурой, обусловленной наличием линз и пятен гидротроилита и биотурбацией. Колонки отбирались на участках газовых эманаций; в осадках присутствуют карбонатные конкреции, раковины *Calypotgena* (скопления которых обусловлены хемобиосинтезом на метановых потоках), псевдобрекчиевидная текстура, обусловленная выходом газа из осадка [Operation Report..., 2013].

В среднем в данном районе фоновые концентрации водорода составили 5.0 ppm, а гелия – 4.0

ppm. Керна LV59-01НС отличается низким содержанием He и H₂. Содержание гелия, как правило, варьирует в пределах 1–5 ppm, а содержание водорода близко к границе пределов детектирования около 2 ppm. Иногда, например, на станции LV59-03НС концентрация водорода резко возрастает в интервале 201–310 см и достигает 11 ppm. Содержание гелия в среднем в 10 раз превышает содержание водорода по всей длине этого керна, варьируя в пределах 2–7 ppm.

Особенно важные результаты были получены при изучении керна с газогидратами LV59-05НС. По всей длине керна было обнаружено аномальное содержание гелия 16–57 ppm (10 определений), в десять раз превышающее фоновые значения. Керна LV59-05НС с гидратами метана поднят на участке, который контролируется разрывным нарушением типа взброс. Кристаллы газовых гидратов были обнаружены в нижней части керна. По всей его длине зафиксированы ураганные концентрации метана. В кернах LV59-05НС были обнаружены аномальные содержания гелия до 57.3 ppm на глубине 290–350 см ниже поверхности дна. Концентрации водорода в данном кернах и на ближайшей станции LV59-03НС (расстояние 300 м) также аномально повышены – до 12 ppm (10 проб). На соседних станциях концентрации гелия и водорода были на уровне фона. Глубинный гелий, вероятнее всего, мигрирует вместе с природным газом (метаном) через осадки западной части Курильской котловины. Уже с 1970-х гг. в осадках этого района регистрировались высокие концентрации углеводородных газов [Геодекян и др., 1979а]. В данном районе в осадочной толще, мощностью 1–3 км, происходит интенсивное образование углеводородных газов, а аномалии гелия указывают на наличие глубоких газовых источников в западной части Курильской котловины. Глубинный гелий вовлекается в газовый метановый поток и поднимается к поверхности морского дна. Аномалии гелия в кернах с газовыми гидратами доказывают глубинное происхождение природных газов (метана и ТУВГ) в поверхностных осадках данного района Охотского моря. Повышенное содержание водорода указывает, что разломы в районе исследований сейсмически активны. В случае аномального газогеохимического поля гелия, метана, углеводородных газов и водорода в зоне разлома, аномальные концентрации водорода указывают на активность геологической структуры, в которой осуществляется перенос миграционных газов. Участок аномальной по гелию и водороду станции LV59-05НС, на которой были

подняты газогидраты, контролируется узлом пересечения тектонических разломов (см. рис. 60), а структурные узлы в Охотоморском регионе море являются наиболее благоприятными зонами для активной эмиссии газов и флюидов [Шакиров, 2003].

Значение $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -65 ‰ VPDB на станции LV59-05НС указывает на преобладание доли микробного газа в смеси гидратообразующего метана. Это связано в первую очередь с тем, что при наличии интенсивного восходящего потока природного газа создаются благоприятные условия для развития микробных процессов и изотопное соотношение $^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}$ термогенного метана маскируется добавлением значительной доли микробного газа из верхних горизонтов осадка. В таких случаях попутные измерения гелия и водорода необходимы для распознавания природы газового потока. Смешанный генезис газа подтверждают значения $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ (-65 ‰ VPDB) при соотношении $\text{CH}_4 / (\text{C}_2\text{H}_6 + \text{C}_3\text{H}_8)$ (около 500) из газогидратоносного осадка. По среднему изотопному составу $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_2\text{H}_6$ -26 ‰ VPDB здесь также выделяется присутствие термогенной компоненты [Operation Report..., 2013].

Кроме того, что осадки Охотского моря (керна 01НС, 03НС, 05НС) отличаются повышенными содержаниями гелия, водорода и метана, по всей длине керна обнаружены углеводородные газы (этилен, этан, в отдельных случаях до пентана). Например, концентрация этана в газогидратном кернах LV59-05НС возрастает к низу керна и достигает 9 нано-моль/дм³ ниже 290 см от поверхности дна.

Распределение гелия и водорода в толще вод Татарского пролива. Фоновые значения содержания в морской воде залива Терпения (Охотское море) для гелия – 4 ppm и для водорода – 2.1 ppm. На диаграмме (рис. 61) отчетливо видно, что содержание гелия в толще вод Татарского пролива превышает содержание гелия в Охотском море в 2–3 раза (проба W23 отобрана 16 августа на станции LV59-16CTD). Это может быть вызвано сейсмической активизацией, проявлением которой было сильное землетрясение, произошедшее в районе работ 14 августа 2012 г. [U.S. Geological Survey, 2015]. Данное землетрясение, судя по фактическим акустическим данным, усилило газовый поток (факел) у подножия западной части Курильской котловины высотой 2200 метров (самый высокий природный подводный газовый факел в Мировом океане на сегодняшний день).

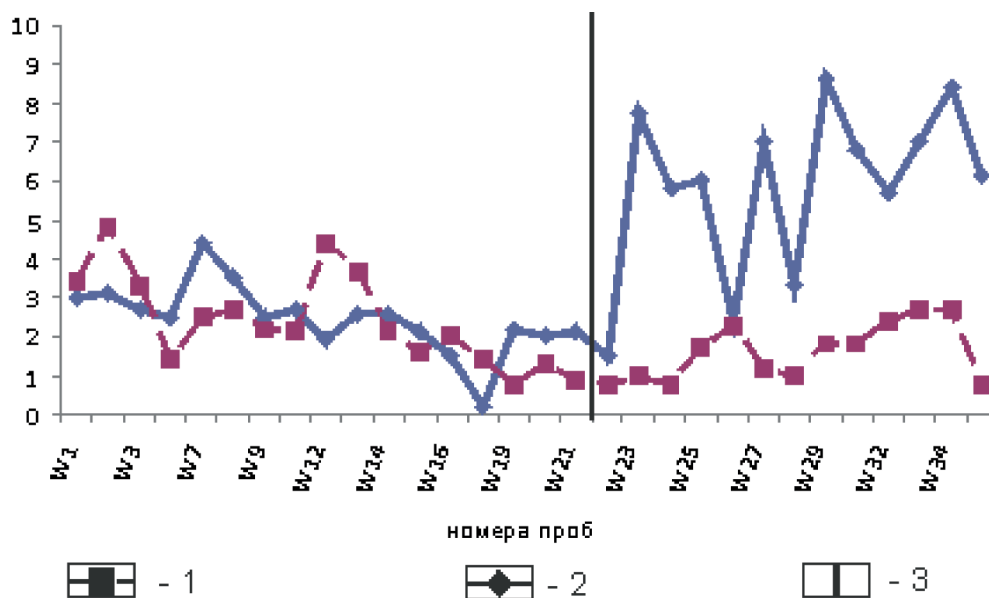


Рис. 61. Содержание гелия и водорода в морской воде Охотского моря и Татарского пролива, % × 10⁻⁴
 1 – He; 2 – H₂; 3 – землетрясение, произошедшее 14.08.2013 восточнее мыса Терпения на глубине 625.7 км с магнитудой > 7

Повышенные содержания гелия в морской воде Татарского пролива являются индикаторами поступления глубинных флюидов в сеймотектонически активной южной части Татарского прогиба, что подтверждается литературными и изотопными данными. Как известно, Татарский прогиб имеет глубину заложения около 8–10 км, в нем отчетливо выражены глубинные разломы [Осадочные бассейны..., 2004; Харахинов, 2010]. Современная тектоническая активность подчеркивается высоким тепловым потоком, магматической деятельностью и повышенной сейсмичностью [Харахинов, 2010]. Под Татарским прогибом, вероятно, находятся глубинные источники гелия и водорода, а также гидратообразующих флюидных потоков, в том числе, способствующих формированию залежей нефти и газа в осадочных породах Татарского пролива. Рифт Татарского пролива является северным продолжением спредингового центра, расположенного в глубоководной котловине Японского моря.

Таким образом, за время наблюдений установлено, что содержание гелия в водах Татарского пролива (Японское море) было в среднем в 2–3 раза выше, чем в юго-западной части Охотского моря. Это может быть обусловлено сейсмической активизацией в данном районе или нормальной разницей в природном гелиевом фоне этих районов. Содержание водорода при этом значимо не изменялось. На западе о-ва Сахалин

распространены угленосные толщи, которые, вероятно, простираются в Татарский пролив, где были зафиксированы потоки метана и газогидраты и повышенные концентрации гелия в морской воде. Возможны, повышенные содержания гелия в морской воде Татарского пролива являются индикаторами поступления глубинных флюидов в сейсмо-тектонически активной южной части Татарского прогиба, что подтверждается изотопными данными углерода метана.

4.3. Газогеохимические поля континентального шельфа и склона

Проведенные в 2010–2013 гг. исследования позволили получить данные по распределению метана в водной толще и верхнем (40–60 см) слое донных осадков северо-западной части Японского моря (рис. 62; рис. 63). В 2012–2014 гг. были получены представительные данные по сетке станций на всей акватории залива Петра Великого. Полученные результаты представляют научный интерес, так как ранее проводимые исследования по изучению метана в акватории Японского моря касались в основном распределения газов, растворенных в воде, и носили эпизодический характер.

Наличие аномальных полей метана дает основание предполагать существование его слабой диффузии через окисленные слои отложений. Максимальные концентрации метана в осадоч-

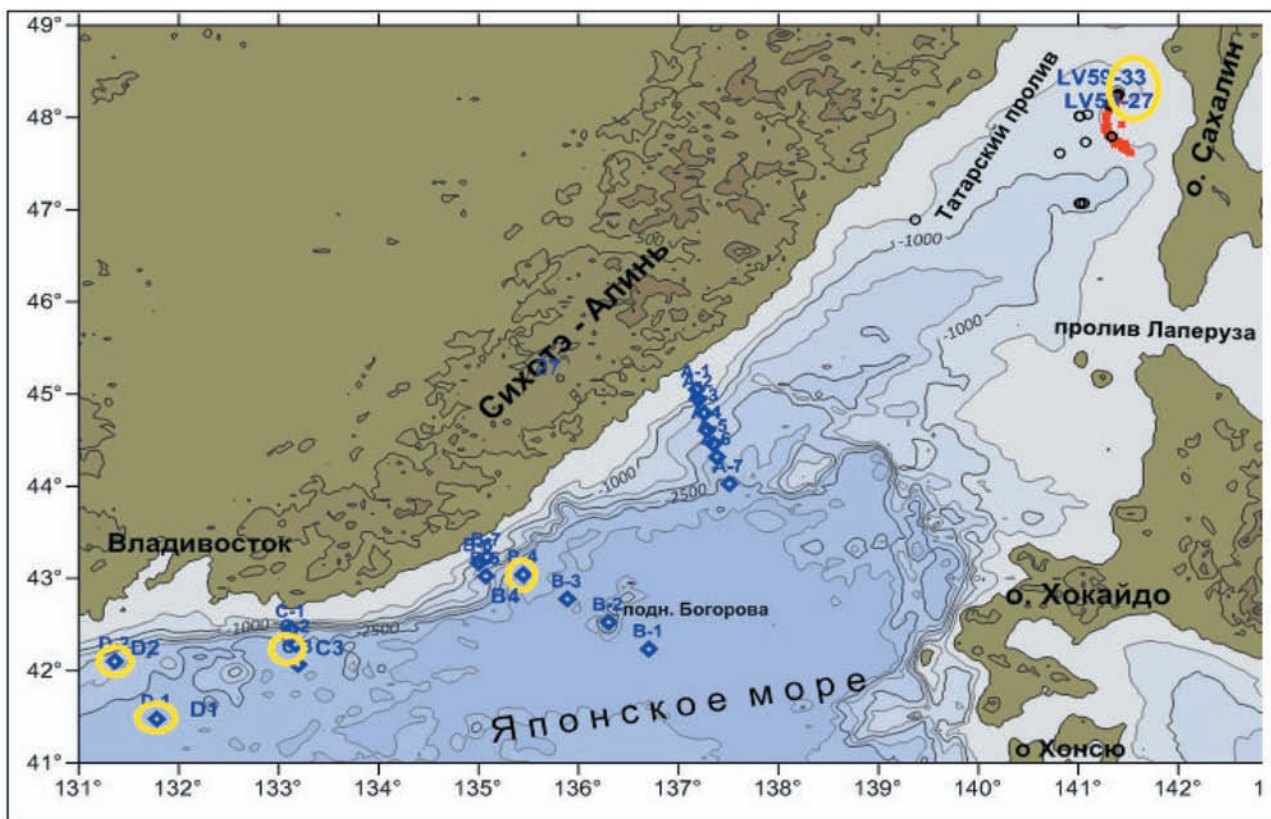


Рис. 62. Схема отбора проб осадка в международных экспедициях в Японском море: синие ромбы – экспедиция LV-51, 2010; черные кружки – экспедиции LV-59 и LV-62, 2012–2013 гг.; красные звездочки – газовые факелы; желтые окружности – станции, осадки которых были взяты для рентгеноструктурного анализа

ных колонках характерны для подножия крутого склона (рис. 64). Рассчитанные потоки метана характерны для теплого сезона в Японском море. [Vereshchagina et al., 2013]. На 4 участках (А, В, С, D) был изучен литологический состав осадков. На разрезе А осадки многослойные, достаточно мягкие с более плотными узкими прослоями (иногда песчанистыми) между окрашенными слоями. На станции А7 (3340 м) грунт отличался от других слоев (15–20) ничем не скрепленного мелкого гравия и песка, находившихся внутри восстановленного слоя оливкового цвета (микститы). Осадочный материал на профиле В был более плотным, а слои окрашены всеми оттенками коричневого, серого и оливкового цветов. Анализ полученных результатов показал преобладание фонового поля метана в донных отложениях на исследуемых разрезах: от 1 нмоль/л в слое 7 см (ст. А7-4 тис.11) до 752 нмоль/л в слое 53 см (ст. В1-5, тис. 15). Низкоинтенсивное аномальное поле метана зафиксировано на станции D2: все колонки этой станции имели слабый запах H_2S в интервале 25–40 см, а максимальная кон-

центрация метана (3331 нмоль/л, горизонт 44 см) зафиксирована на ст. D2-3 (тис. 44). Резко выделяющийся градиент роста концентраций метана (см. рис. 64) на этом участке обусловлен миграцией газа по зоне разлома.

Метаносность осадочных отложений увеличивается с глубиной залегания и зависит от геологического строения и степени преобразования органического вещества (возможно, от их возраста). Станция D-2 выделяется повышенным в четыре раза содержанием метана относительно станций на профилях В и С, что, вероятно, связано с повышенным содержанием органического вещества, состав которого может определяться стоками рек Южного Приморья. На глубинах 2000 м содержание CH_4 в донных отложениях выше, чем на глубинах более 3000 м. Насыщенные (алканы) и ненасыщенные (алкены) углеводородные газы присутствуют в пробах осадка в следовых количествах, то есть около 0.2 ppm (точность измерения 0.1 ppm). В колонках станции D-2 концентрации алкенов уменьшаются с увеличением глубины, при этом наблюдается рост алканов.

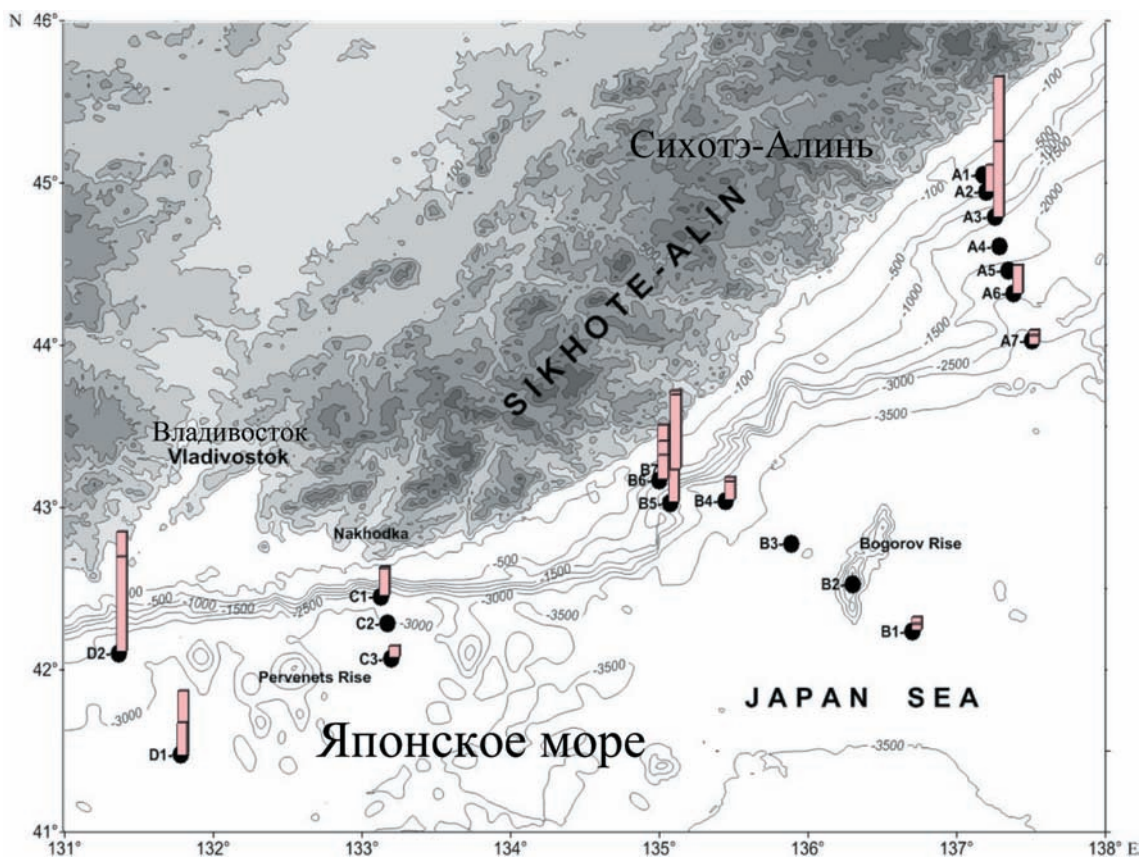


Рис. 63. Концентрация метана (нл/дм^3) в поверхностном (7–11 см) слое осадочных отложений (высота столбиков пропорциональна концентрации), август 2010 г. (Анализ О.Ф. Верещагиной)

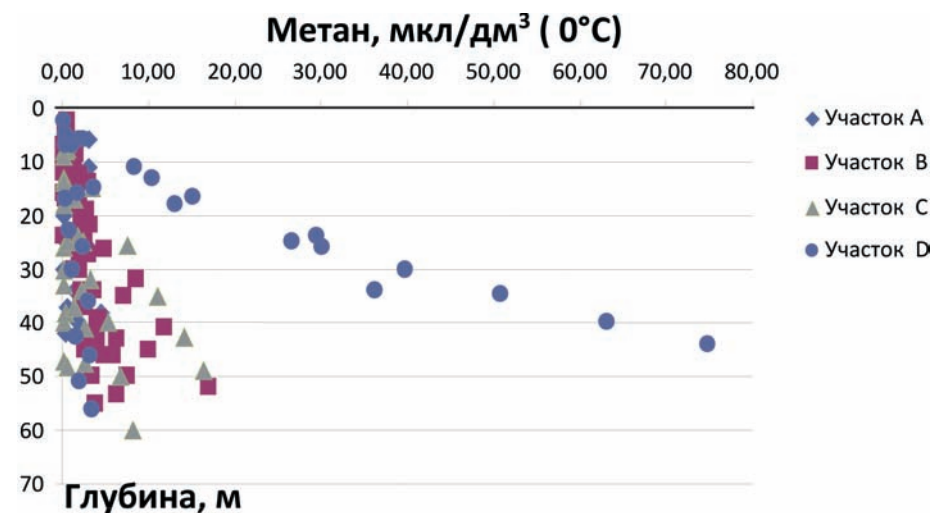


Рис. 64. Распределение метана (мкл/дм^3) в донных осадках Японского моря (2010 г.)

Анализ результатов измерения метана, растворенного в воде изучаемых профилей, показал отсутствие его аномалий в толще воды. На рисунке 65 приводится интегральное распределение метана по вертикали. Наибольшая

изменчивость его концентраций наблюдается в слое 0–500 м. В подповерхностном слое отчетливо выделяется максимум метана с концентрациями 11.2–14.3 нмоль/л на глубине 50 м (ст. А1, А2).

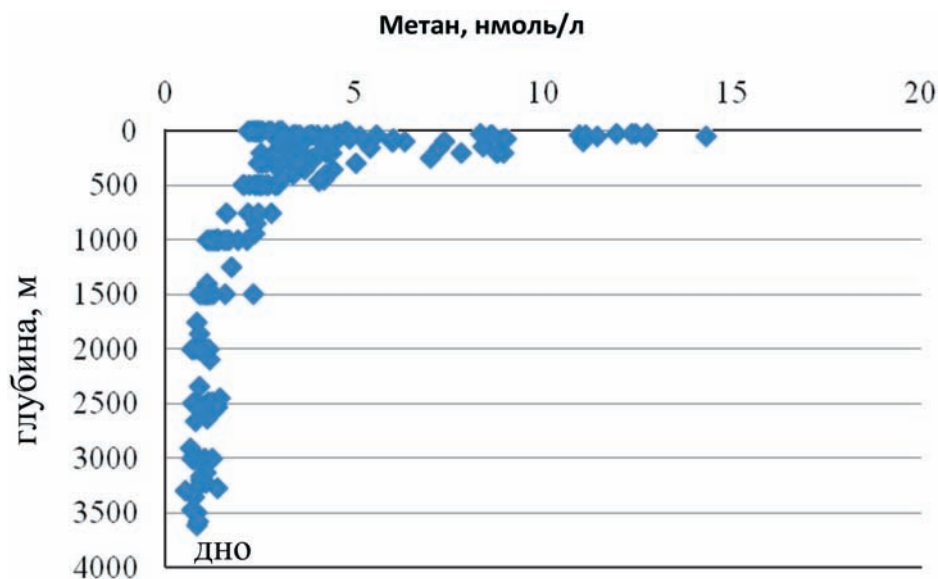


Рис. 65. Объединенная диаграмма вертикального распределения метана (нмоль / л) в толще вод континентального склона Японского моря, 2010 г.

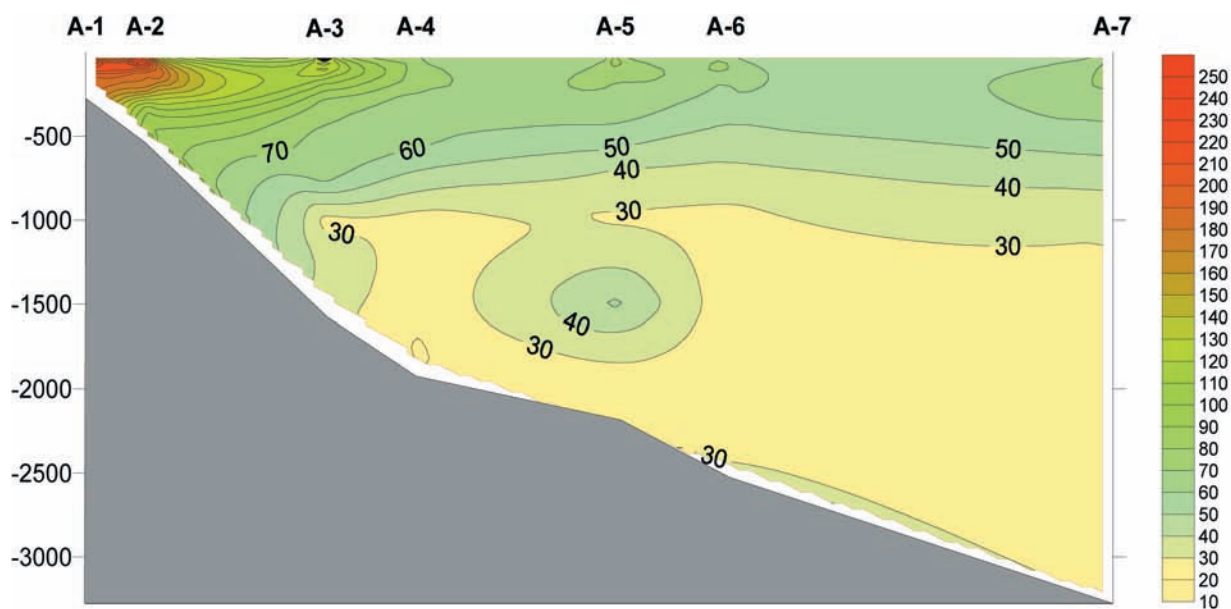


Рис. 66. Распределение метана (нл/л) в толще вод на профиле шельф – глубоководная котловина на профиле А. Положение профиля показано на рис. 63 (по станциям с индексом А)

Станция А5 отличается от других по распределению метана, которое определяется в этом районе гидрологическим режимом. С увеличением глубины концентрация метана уменьшается и достигает фоновых значений (рис. 65; рис. 66). Минимальные концентрации 0.5–1.07 нмоль/л располагаются на придонных горизонтах глубоких районов (3300 м и более). Подповерхностный максимум метана совпадает с максимумом хлоро-

филла, который детектировался датчиком флуоресценции.

Распределение метана в районе исследований является фоновым и типичным для большей части Мирового океана [Шакиров, 2003].

Полученные в 51-м рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (2010 г.) результаты по распределению метана, растворенного в воде, показали, что повышенные его концентрации наблюдались

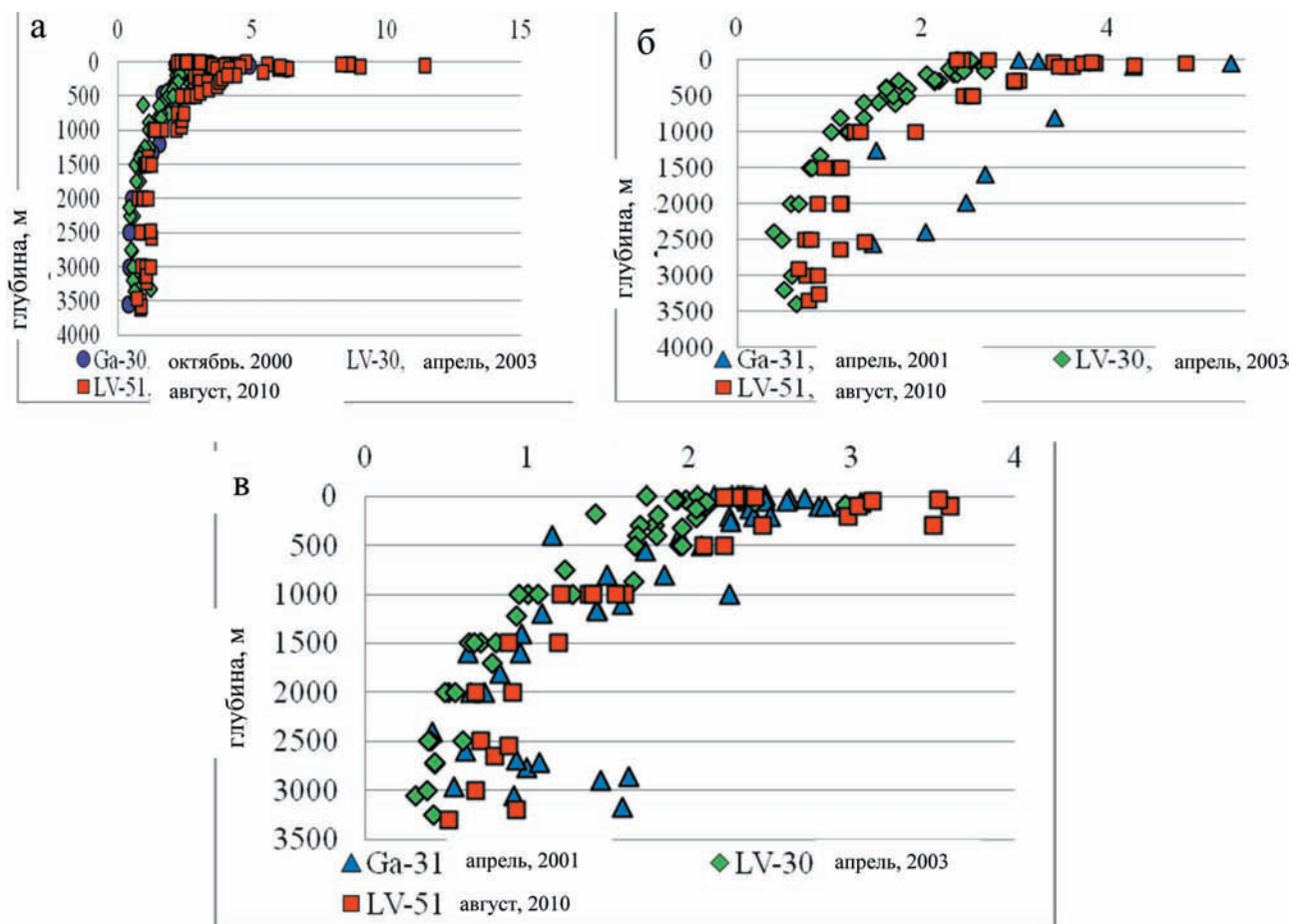


Рис. 67. Распределение метана (нмоль/л) в водной толще северо-западной части Японского моря по результатам 2000, 2001, 2003 и 2010 гг. [Vereshchagina et al., 2013]

и в поверхностном слое. Для сравнения рассмотрим результаты других рейсов, выполненных в районе расположения изучаемых в 2010 г. профилей. Это рейсы – Ga-30 (на НИС «Профессор Гагаринский» в октябре 2000 г.), Ga-31 (на НИС «Профессор Гагаринский» в апреле 2001 г.), LV-30 (на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в апреле 2003 г.) (рис. 67). При сопоставлении данных разных экспедиций обнаружена схожая картина в распределении метана в водной толще. На протяжении многих лет отчетливо выделяется область повышенных концентраций растворенного в воде метана до 14 нмоль/л в подповерхностном слое.

Наиболее высокие концентрации метана в придонных водах встречены на шельфовых участках.

Кроме того, для северо-западной части Японского моря в теплый сезон (август 2010 г.) содержание метана изменялось в несколько большем диапазоне – от 0.5–14.3 нмоль/л, чем в ноябре 1995 г., на разрезе г. Владивосток – префектура Ниигата, на котором содержание мета-

на изменялось от 0.9 до 3.7 нмоль/л. Такие же концентрации характерны и для Тихого океана по разрезу от 4° ю.ш. до 40° с.ш. вдоль 165° в.д. Изменение концентрации метана на поверхности в интервале от 2.2 до 4.8 нмоль/л (в среднем 2.6 нмоль/л) сравнимо со средней концентрацией 2.8 нмоль/л в поверхностном слое на разрезе по 165° в.д. от 34° по 40° с.ш. в Тихом океане. По аналогии с восточным шельфом о. Сахалин [Обжиров и др., 1999], существует высокая вероятность того, что метан из прибрежной зоны приносится в промежуточные воды адвективным потоком.

В шельфовых районах залива Петра Великого происходит вынос метана в придонные воды, причем на глубине около 100 м обычно концентрация метана в придонной воде составляет приблизительно 4.5 нмоль/л. Повышенные концентрации метана в шельфовых районах формируют в открытой части моря область с максимальным содержанием метана. Данные воды обуславливают

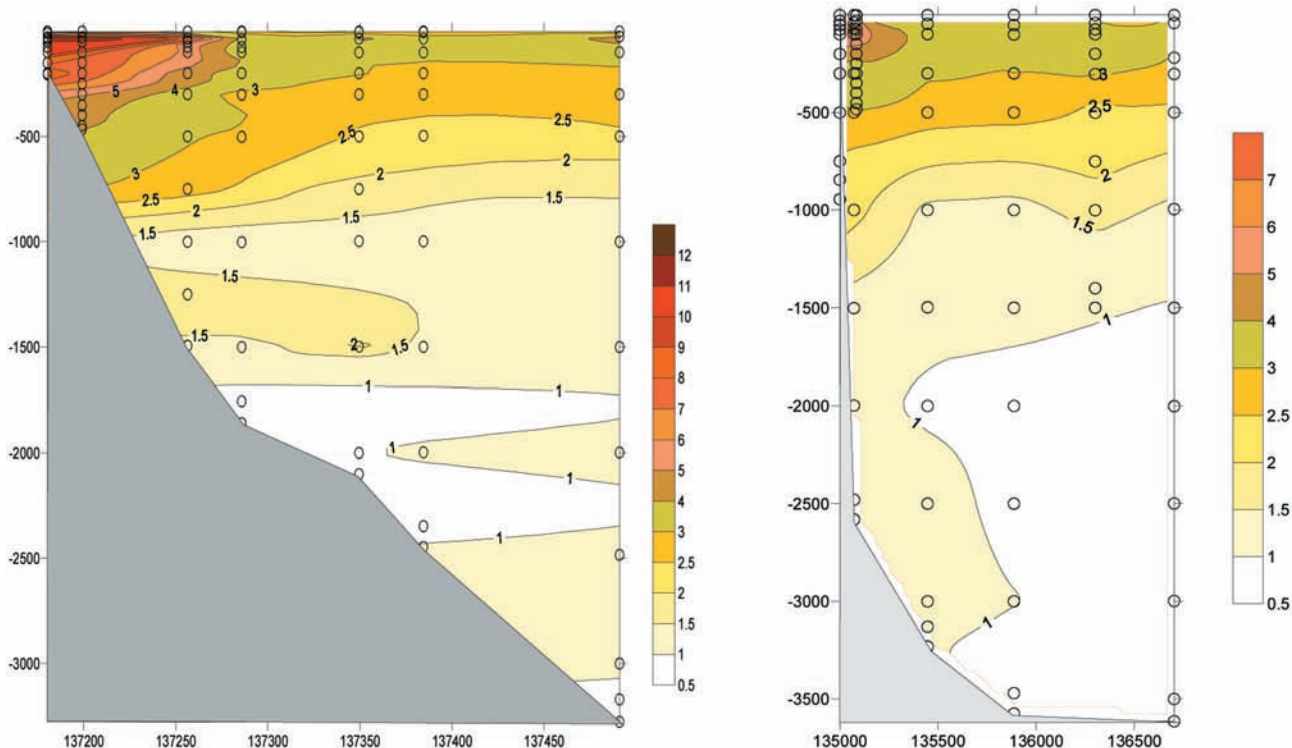


Рис. 68. Вертикальное распределение метана (нмоль/л) для станций по профилю А (а) и В (б). По оси абсцисс – расстояние (м), по оси ординат – глубина (м)

формирование слоя с повышенным содержанием метана в приповерхностных водах (рис. 68).

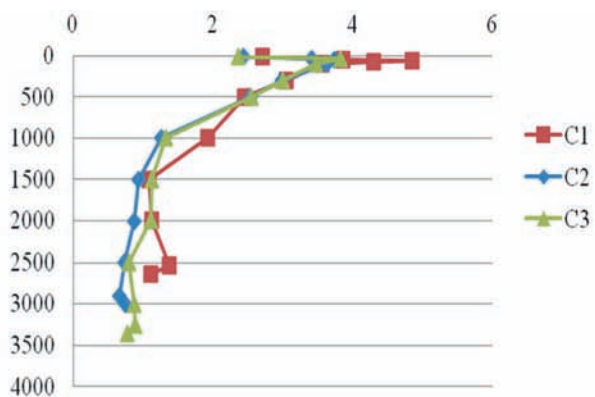
На разрезах А и В на глубинах 100–300 м отмечались низкоинтенсивные аномальные поля метана (9–5 нмоль/л). Несмотря на то, что максимум содержания метана совпадает с максимум содержания хлорофилла-А (слой 30–60 м), высокие величины метана зарегистрированы и в более глубоких слоях до 300–400 м. Наиболее насыщены метаном прибрежные воды северо-восточной части исследуемого района (станции А1–А3). С глубиной содержание метана уменьшается. Однако, на отдельных станциях отмечено увеличение концентрации метана в придонном слое (ст. А3, А6, А7, В3). Можно отметить повышенное содержание метана в присклоновой области по сравнению с открытой частью глубоководной котловины.

Разрез В выполнялся через поднятие Богорова по направлению к берегу. По данным сейсмических и геологических исследований в разрезе осадочного чехла вокруг возвышенности Богорова доплейстоценового возраста установлены отчетливые узкие вертикальные депрессионные зоны. Данные зоны могут быть приурочены к разломам фундамента, по которым, вероятно, происходил перенос газа в доплейстоценовое время. На стан-

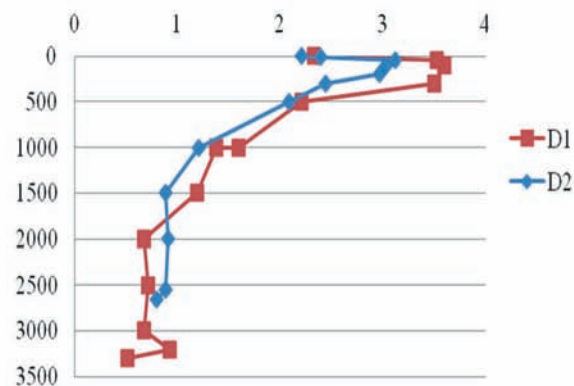
ции В6 (глубина 940 м) в слое 256 м отмечалось максимальное значение метана 11.4 нмоль/л.

На участке С было выполнено всего 3 глубоководных станции (рис. 69). При рассмотрении вертикальных профилей отмечался приповерхностный слой толщиной 35–300 м с повышенными содержаниями метана. Здесь также отмечался слой минимального содержания кислорода в склоновой области на станции С1. При этом повышенные содержания метана (2.2 нмоль/л) отмечались на глубине около 1000 м, а минимум кислорода (195.2 мкмоль/кг) – на глубине около 1500 м, при глубине дна более чем 2631 м. На станции С2, расположенной в глубоководной котловине, наблюдалось пониженное содержание метана в глубинных слоях. На участке D было выполнено две станции: D1 в глубоководной котловине (глубина зондирования 3300 м) и D2 у склона (2651 м).

Таким образом, для открытых вод центральной части Японского моря обнаружены низкие, фоновые, концентрации метана, что указывает на низкую сеймотектонческую активность геологических структур изученной части дна. Вдоль северо-западного континентального склона Японского моря, в целом, наблюдается фоновый уровень концентраций метана в поверхностном



Распределение метана (нмоль/л) в водной толще по профилю С



Распределение метана (нмоль/л) в водной толще на участке D

Рис. 69. Подповерхностный максимум метана (в толще вод Японского моря, 2010 г.). Ось абсцисс – концентрация метана (нмоль/л); ось ординат – глубина (м)

слое осадочных отложений (от 5 до 70 см ниже дна). Количество метана в осадках увеличивается с глубиной залегания и зависит от свойств осадка (в основном от плотности и проницаемости), степени преобразования органического вещества и др. При этом на южном профиле на станции LV51-D2 содержание метана в поверхностном слое (20–30 см ниже дна) близко к его содержанию на станциях газогидратной площади. Возможно, здесь существует глубинный источник метана.

Разрезы, выполненные с участием автора ранее (2001 г.), также не выявили наличия глубинных или придонных аномалий метана, как это систематически наблюдалось в толще вод Охотского моря. При этом незначительные повышения концентраций обнаруживаются в промежуточных водах, видимо, как следствие распространения от шельфа и континентального склона (рис. 70). Заметно распространение полей незначительно повышенных концентраций метана от континентального склона в сторону глубокого моря.

Впервые и пока единственные измерения изотопного состава углерода метана в толще вод глубоководных районов Японского моря выполнены совместно японскими и корейскими исследователями [Gamo et al., 2012]. Концентрации $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ были измерены от поверхности до придонного слоя (макс. глубина 3574 м) в трех районах: восточной япономорской впадине, бассейне Ямато и Цусимской котловине. Концентрации CH_4 в поверхностной воде достигали 60–90 нл/л, с переизбытком до 43 % относительно равновесия с атмосферой, а в подповерхностном слое 30–150 м были выявлены значения до 220 нл/л. $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ в

подповерхностном слое составил -54.3‰ («легче» атмосферного -47‰), что является результатом микробного метаногенеза в анаэробных микронишах.

Концентрации метана во всех трех районах плавно уменьшались к глубинам 1500–2000 м с одновременным изменением $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ ($\delta^{13}\text{C}$: -30 – -40‰). Эти значения указывают на влияние термогенных источников. Ниже глубины 2000 м были обнаружены четкие различия между этими тремя бассейнами: в центральной котловине концентрации метана оставались равномерными до дна, в то время как в Цусимской котловине и впадине Ямато они увеличивались в том же направлении. Увеличение концентрации метана сопровождалось уменьшением $\delta^{13}\text{C}$ до значений ниже -50‰ , что, вероятно, связано с микробными источниками газа в поверхностных осадках. При этом на восточном борте впадины Ямато был обнаружен газовый плюм с преимущественно микробным метаном около -60‰ .

Газогеохимические поля структур залива Петра Великого. Целью раздела является выявление особенностей распределения водорода и гелия в донных осадках залива Петра Великого (Японское море) для изучения взаимосвязи с распределением метана и геологическим строением. По результатам газогеохимических исследований было установлено, что фоновые содержания гелия в донных отложениях залива Петра Великого составляют 6 ppm, а водорода – 2–3 ppm. Эти данные имеют хорошую сходимость с фоновым содержанием гелия Охотского моря и северной части Японского моря: фон по гелию не превышал

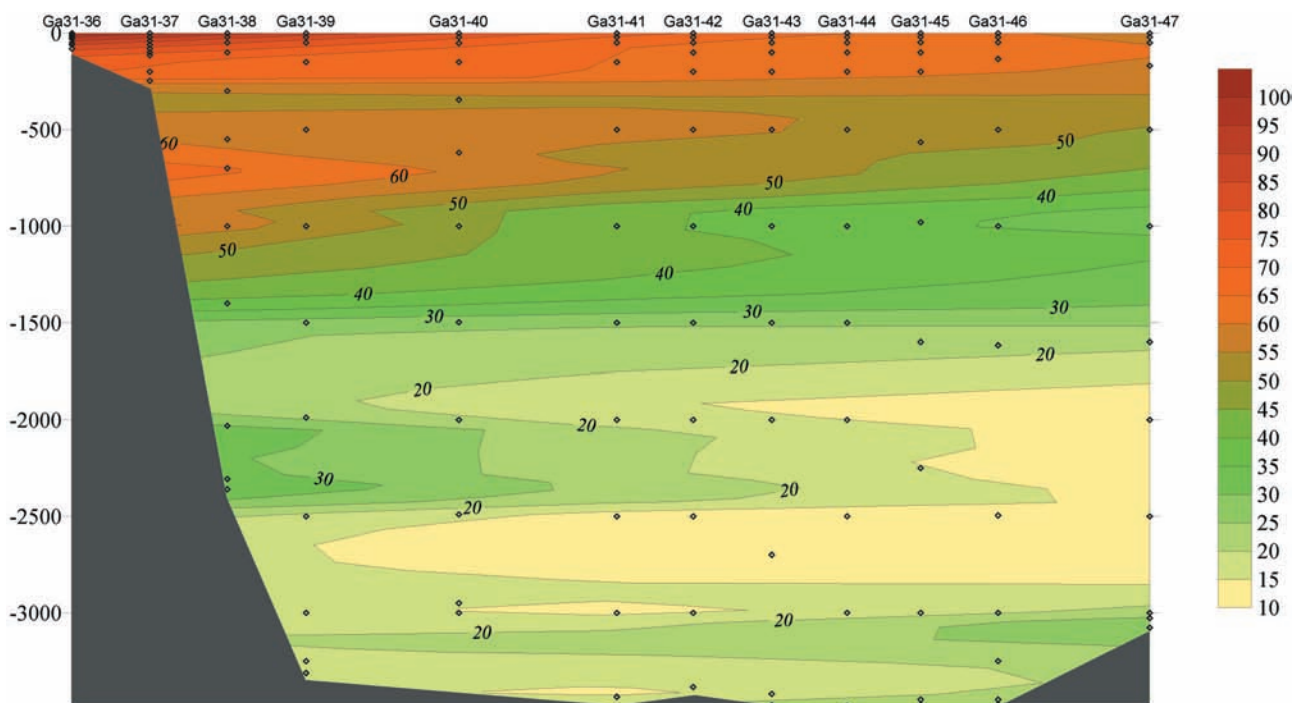


Рис. 70. Типичное распределение метана (нл/л) в толще вод Японского моря. Ось ординат – глубина (м), ось абсцисс – океанографические станции измерения концентраций метана

5 ppm. При определении фоновых концентраций применялись методы, регламентированные действующими нормативными указаниями установления фоновых концентраций веществ (газов). В результате установлено, что при довольно низком фоновом содержании водорода в осадках на трех разных участках (пробы 68, 70 и 97 и их дубли) были зафиксированы его аномальные содержания. Например, на станции 2180 в 2 км западнее острова Русского обнаружена аномалия 585 ppm. В 3 км западнее мыса Фирсова (п-ов Муравьева-Амурского) обнаружена аномалия 128 ppm (станция 2180). Содержания гелия по площади достаточно стабильны и не испытывали заметных колебаний. Обнаружено много превышений фонового распределения на участках, большинство из которых контролируются разломами. Например, на станции 2160 зафиксированы концентрации 27 ppm – в пределах сдвиговой дислокации, 46 км на юг от о-ва Русский. Самая высокая аномалия гелия составила 154 ppm (в десять раз выше фоновых содержаний) на пикете 2117, который также контролируется разломом в районе бровки шельфа (78 км на юго-восток от о-ва Русский). При сравнении распределения концентраций гелия и водорода заметных корреляций установлено не было. Полученные данные выявили ряд новых особенностей в распределении природных газов в

донных отложениях и связанных с геологическим строением залива Петра Великого.

В последние годы интерес к изучению распределения концентрации метана в заливе Петра Великого возрос в связи с обнаружением совпадения районов повышенной концентрации метана в воде с районами выхода угольных пластов, а также с зонами аноксии придонных вод. Аномалии водорода, возможно, связаны с угленосными отложениями, распространенными на сухопутном обрамлении и продолжающимися в залив Петра Великого. Необходимым является также исследование роли разломов как возможных путей выхода глубинного метана в верхний слой донных осадков и водную толщу залива. На геологической карте хорошо заметно, что аномалии метана приурочены в основном к «гелиеносным» разломам и в целом тяготеют к ослабленным зонам, сформированным пересечениями глубинных разломов вдоль континентального склона (рис. 71).

Это хорошо коррелируется с выявленными аномалиями гелия, что подтверждает глубинный генезис метана в данных районах. Гелий, вероятнее всего, мигрирует вместе с природным газом (метаном) через осадки в восточной части Амурского залива, вовлекается в метановую эмиссию и поднимается к поверхности морского дна. Аномалии гелия в осадках указывают на зоны проницаемо-

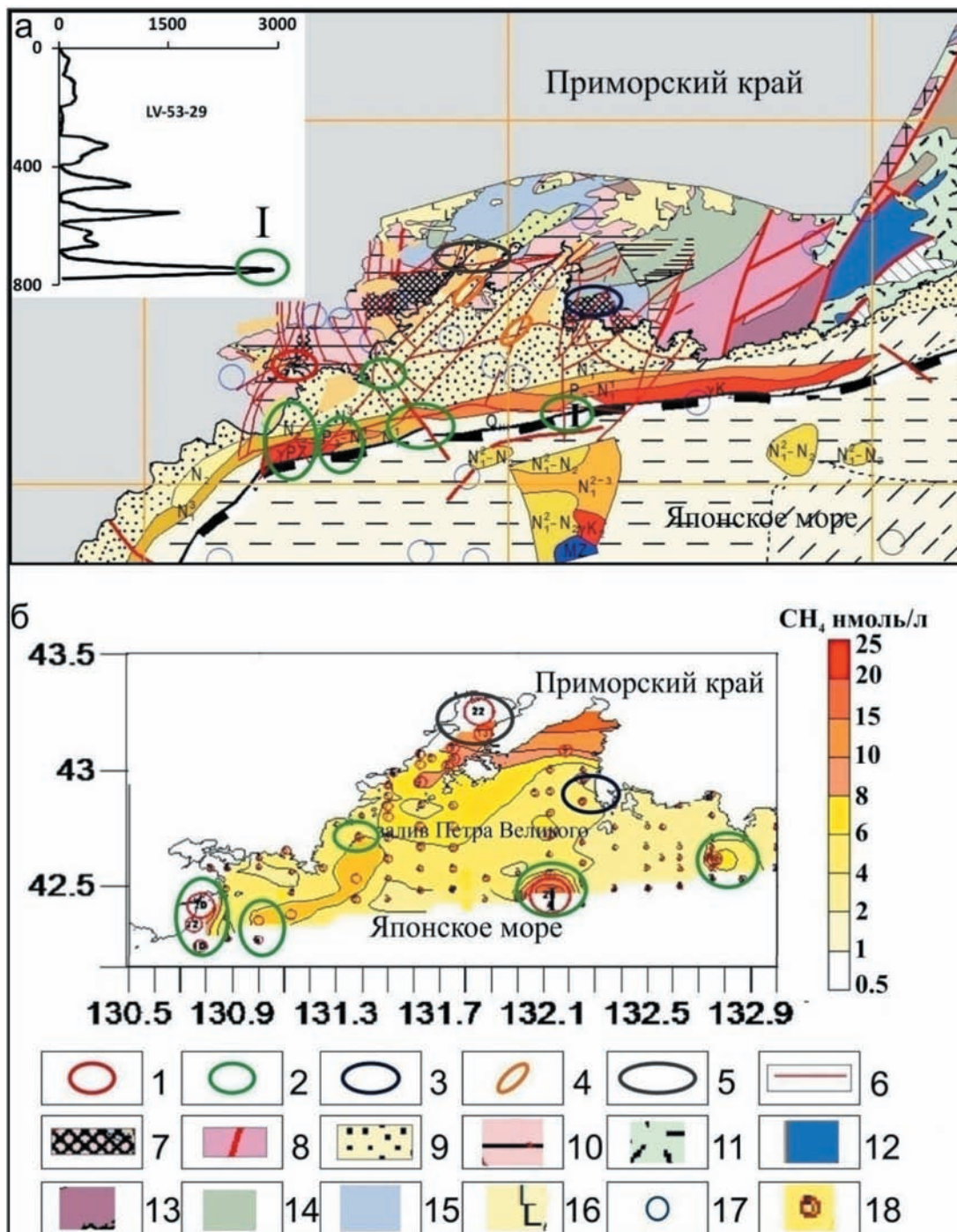


Рис. 71. Аномальные газогеохимические поля метана в осадках и придонной воде залива Петра Великого и его побережья [Анохин и др., 2011; Геологическое строение и полезные ископаемые..., 2002; Леликов, Емельянова, 2004]

1 – высоко интенсивные аномальные поля УВГ в гранитоидах; 2 – придонные АГП метана низкой и средней интенсивности; 3 – аномальные поля углеводородных газов, гелия и углекислого газа в интрузивных комплексах; 4 – аномальные поля гелия и водорода; 5 – высокоинтенсивные аномальные поля углеводородных газов углегазонасыщенных отложений; 6 – разломы; 7 – выступы кристаллического фундамента, насыщенные структурно вещественными комплексами основного состава; 8 – литосферные разломные зоны; 9 – четвертичные отложения; 10 – островодужные комплексы; 11 – орогенно-активизационные структуры; 12 – Киевская зона скучивания (J); 13 – Сергеевская зона (мафическое основание?); 14 – угленосные и вулканогенно-терригенные впадины; 15 – структуры протоплатформенного чехла; 16 – покровы платобазальтов; 17 – эпицентры глубоко-фокусных землетрясений (400–700 км); 18 – станции газогеохимических исследований. 8а – распределение CH_4 в осадках до глубины 8 м ниже поверхности дна. 8б – распределение поля CH_4

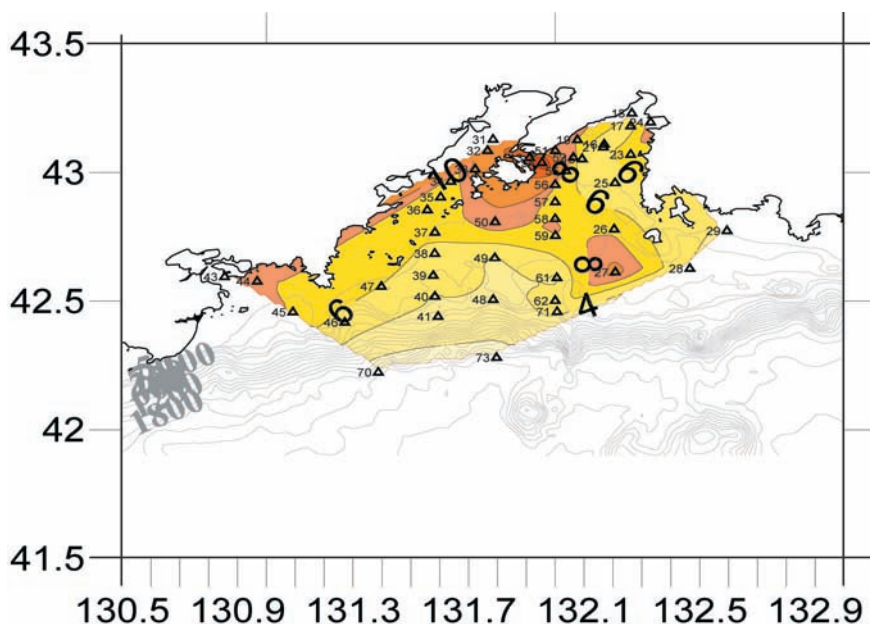


Рис. 72. Распределение поля метана в придонном слое в заливе Петра Великого, нмоль/л. (НИС «Профессор Гагаринский», 46 рейс)

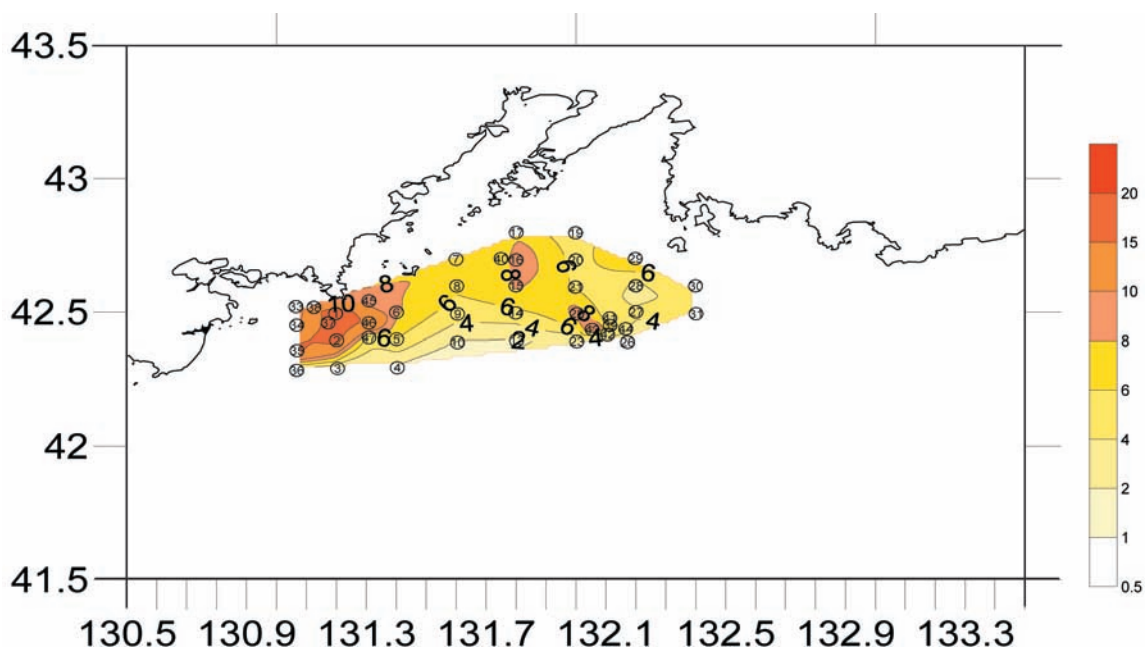


Рис. 73. Распределение метана в придонном слое в заливе Петра Великого, нм/л. (НИС «Профессор Гагаринский», 44 рейс). (Выполнила к.г.н. Г.И. Мишукова)

сти, вероятно, сейсмоактивные и глубинное происхождение газовой эмиссии. Региональные разломы хорошо проявляются в газогеохимических полях аномальным повышением концентраций гелия и водорода в осадках, совпадая в определенных ситуациях с аномалиями метана в зависимости от геологических условий. Это позволяет рекомендовать методы газогеохимических

исследований для детализации и уточнения расположения зон проницаемости в Японском море. В заливе Петра Великого и прилегающей акватории обнаружено несколько относительно устойчивых очагов выделения метана со дна (рис. 72; 73; 74; 75; 76).

Для выявления аномальных газогеохимических полей и их изменчивости во времени про-

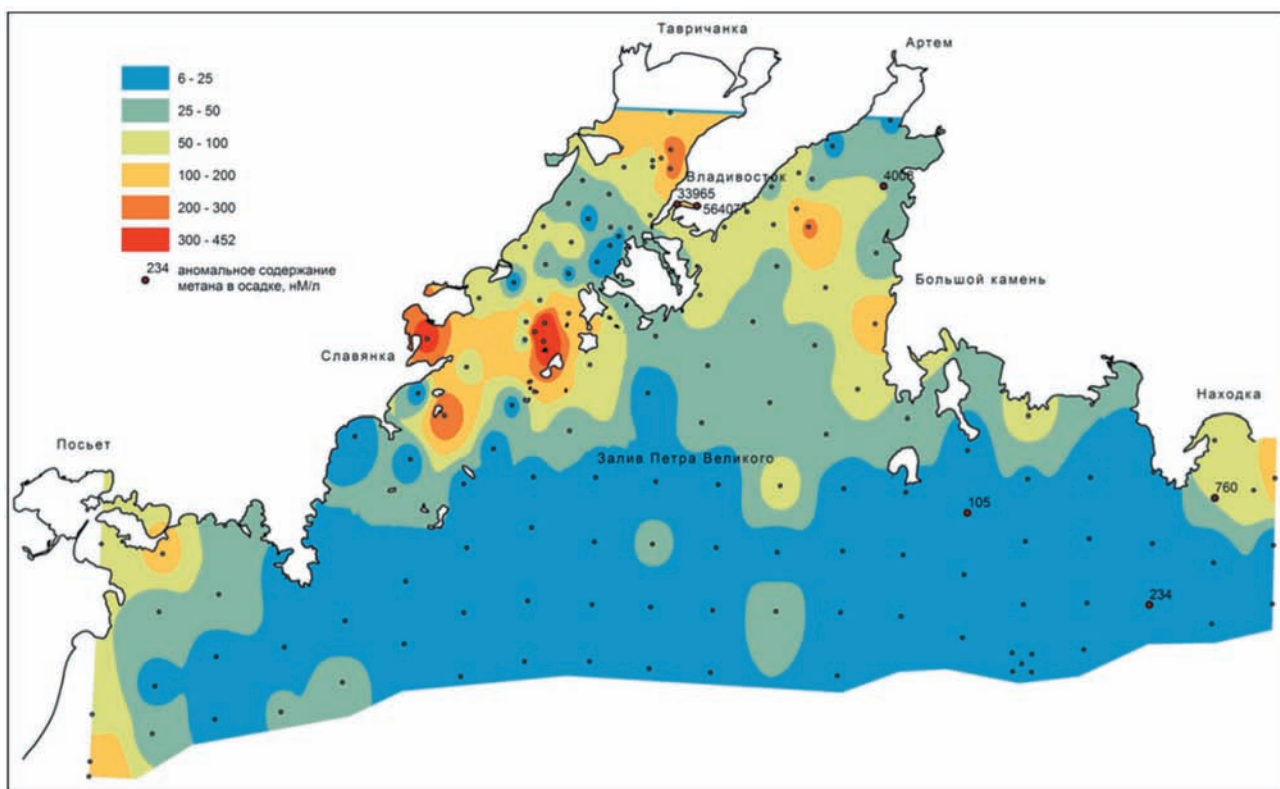


Рис. 74. Распределение метана в осадке (интервал 0–5 см) (выполнил А.К. Окулов, ТОИ ДВО РАН)



Рис. 75. Газопроявления типа «факел» (с аномальным содержанием метана) из донных отложений в воду в районе Гамовского каньона в юго-западной части залива Петра Великого (представлено А.А. Коптевым, ТОИ ДВО РАН)

ведено сравнение распределения метана в водах и осадках зал. Петра Великого за 2009–2014 гг. с ранее полученными результатами на данной акватории (1995–1996 гг. и 44 рейс НИС «Профессор Гагаринский», 2009 г.). Фоновыми концентрациями метана в толще вод данной акватории являются значения 2.5–3.5 нМ/л. На акватории зал. Петра

Великого было установлено неравномерное распределение концентрации метана. При этом можно выделить несколько аномальных зон (см. рис. 74; рис. 75; рис. 76; рис. 77) для придонных горизонтов, например (по данным Г.И. Мишуковой):

Западный очаг

ст. 47 – 42.57° с.ш., 131.40° в.д. – 8 нМоль/л (2009 г.);

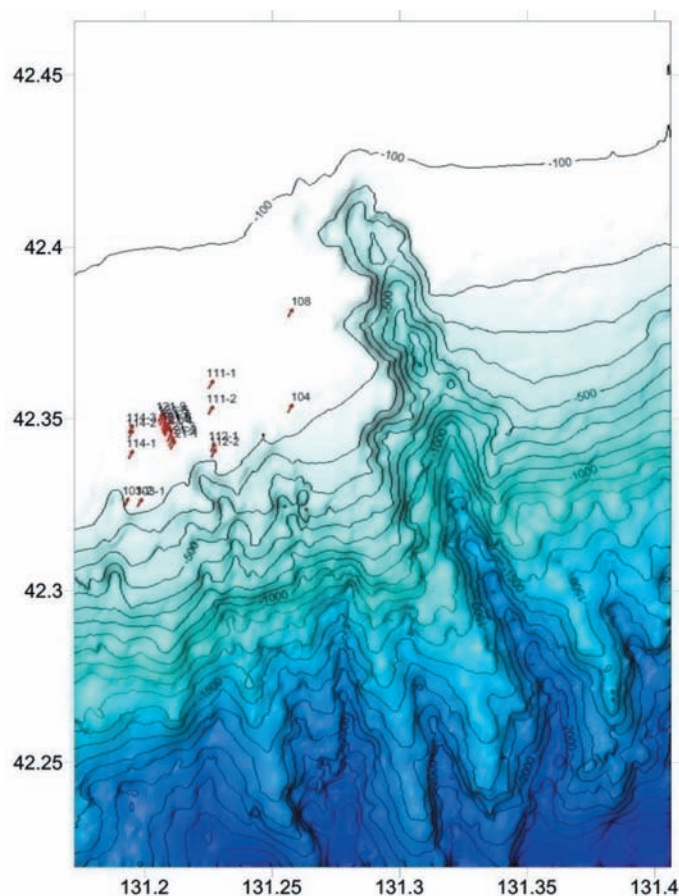


Рис. 76. Карта расположения потоков газа из донных отложений в воду (красные стрелки и номера) в районе Гамовского каньона на юго-западе залива Петра Великого (предоставлено А.А. Коптевым, ТОИ ДВО РАН)

ст. 1 – 42.49° с.ш., 131.19° в.д – 19 нмоль/л;
 ст. 2 – 42.39° с.ш., 131.21° в.д – 17 нмоль/л;
 ст. 37 – 42.46° с.ш., 131.17° в.д. – 17 нмоль/л;
 ст. 35 – 42.35° с.ш., 131.07° в.д – 17 нмоль/л
 (1995 г.);

42.42° с.ш., 130.78° в.д. – 19 нмоль/л (1995 г.).

Восточный очаг

ст. 27 – 42.61° с.ш., 132.21° в.д. – 11 нмоль/л;
 ст. 22 – 42.49° с.ш., 132.00° в.д – 9 нмоль/л
 (2009 г.);

ст. 43 – 42.43° с.ш., 132.05° в.д – 11 нмоль/л;
 42.45° с.ш., 132.12° в.д. – 29 нмоль/л (1995 г.).

Центральный очаг

ст. 58 – 42.82° с.ш., 132° в.д.;
 ст. 59 – 42.753° с.ш., 132.0008° в.д. – 8 нмоль/л;
 ст. 16 – 42.69° с.ш., 131.80° в.д – 10 нмоль/л
 (2009 г.);

ст. 15 – 42.59° с.ш., 131.79° в.д – 8 нмоль/л;
 42.7° с.ш., 131.75° в.д. – 8 нмоль/л (1995 г.).

В последующие периоды наблюдения подтверждается относительно устойчивое аномальное поле метана в придонном слое воды в южной

и юго-западной частях акватории залива Петра Великого. В Амурском заливе обнаружено повышенное содержание метана в морских водах над зонами разломов и зонах распространения угленосных толщ [Аблаев и др., 2002]. Аномальные поля метана являются устойчивыми в придонном слое толщи вод юго-западной части зал. Петра Великого (район Гамовского каньона, верхний континентальный склон), превышая фоновые значения в 5 раз (см. рис. 72; рис. 73).

Отчетливо повторяется аномальное поле метана на долготе 132° в.д. Оно контролируется ослабленной зоной пересечения глубинных разломов. Содержание метана меняется во времени, что возможно также связано с активизацией сейсмических процессов, происходящих на изучаемой акватории. Здесь же были зарегистрированы акустические факелы, маркирующие сосредоточенные выходы газа (см. рис. 74; рис. 75). В целом Залив Петра Великого характеризуется близким к фоновому равномерным распределением метана в осадке прибрежно-шельфовой зоны.

В 2012 г так же были зафиксированы выходы пузырей газа на шельфе в районе Гамовского каньона (см. рис. 75; рис. 76) (А.А. Коптев, В.В. Ивин). В этом же районе ранее были обнаружены аномальные поля метана в придонной воде (см. рис. 72).

АГП выявлены в зоне Виноградовского разлома, который простирается с континента в залив Петра Великого: в воде гидрогеологической скважины, пробуренной в долине реки Виноградовка, были обнаружены аномалии метана высокой интенсивности (500000 нл/л) и тяжелые углеводороды – этан, пропан и бутан. Это говорит о том, что Виноградовский разлом пронизаем как на суше, так и на сопредельной акватории – на юго-западе залива Петра Великого. Здесь же в донных отложениях в 2013–2014 г. лабораторией газогеохимии обнаружены высокие концентрации CO_2 , 2.3 % об. при $\delta^{13}\text{C}$ -11 – -13.4 ‰. Аномалии термогенных газов являются газогеохимическими индикаторами южноприморской зоны проницаемости и нефтегазонасного потенциала залива Петра Великого.

Аномальные поля метана в осадках Амурского и Уссурийского заливов являются квазистабильными и повторяются с незначительными изменениями в течение трех лет. Можно отметить северо-восточную часть Амурского залива и северо-западную часть – район мыса Песчаного. Район о-ва Рикорда характеризуется стабильно высоким содержанием метана в осадке на всем периоде наблюдений. Газовая аномалия в зоне Амурского разлома, по-видимому, имеет глубинное происхождение.

Совокупность приведенных данных указывает на то, что перспективы обнаружения углеводородных скоплений в недрах Японского моря более высоки, чем принято считать. Об этом свидетельствуют признаки аномальных полей термогенных газов на юго-восточном шельфе и мелководье Юго-Западного Приморья, нарастание содержания углеводородных газов вниз по разрезу, выявленное в ходе глубоководного бурения; наличие четырех газогидратоносных районов в краевых частях моря, наличие газовых факелов в окрестностях залива Петра Великого, высокая газоносность Приморских угольных бассейнов и др. В целом, углеводородный потенциал и его признаки носят в настоящее время слабо выраженный или скрытый характер, не проявляясь контрастно, как в Охотском море. В целом в Японском море на сегодняшний день выявлено гораздо меньше очагов рассеяния природных газов, чем в Охотском море. Это обусловлено низкой сейсмотектониче-

ской активностью районов и разломных зон (особенно западной части моря). Поэтому необходима постановка системных исследований газогеохимического режима дна Японского моря.

4.4. Газогеохимические поля Приморского побережья

Приведем основные черты газоносности структур, которые можно отнести к области зоны перехода континент – океан. В первую очередь, это юг Приморского края, восточная часть Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена и некоторые угленосные впадины, которые имеют подводное продолжение.

В геологическом отношении восточная окраина Приморского края относится к тыловой части зоны перехода континент – океан. Западную границу очерчивает Ханкайский блок с Уссури-Амурскими депрессиями по сквозной системе разломов Танлу; восточную – Сихотэ-Алинская складчатая система (САСС, надвиговый пояс). В главных чертах Сихотэ-Алинское звено представляет собой единую горно-складчатую аллохтонную систему, возникшую на древнем основании, которое отличается по составу и строению от Китайской платформы и Ханкайского блока. Сихотэ-Алинский хребет имеет протяженность 1100 км, в поперечнике – до 200 км, состоит из параллельных хребтов северо-восточного простирания, разделенных продольными долинами. По морфоструктуре он представляет свод с мягкими очертаниями выровненных вершин, с абсолютными высотами 1300–1500 м. Сихотэ-Алинь в основном образован складчатыми структурами мезозойского возраста, осложненными сбросами, разломами и новыми складками неоген-четвертичного возраста. Обширные поверхности верхних частей хребтов закрывают базальтовые и андезитовые лавовые покровы, а выходы природных газов в пределах Сихотэ-Алинского хребта связаны в основном с очагами разгрузки минеральных и термальных вод в пределах этих покровов. Во всех зонах Сихотэ-Алиня присутствуют палеоген-неогеновые озерные, озерно-болотные отложения, часто угленосные; широко развиты толщи галечников, песков и глин; потоки и плато базальтов, андезитов, их лав и брекчий. Суммарная мощность кайнозойского разреза по отдельным впадинам колеблется от сотен до нескольких тыс. метров.

На юго-востоке Приморья развитие надвигов сопровождалось формированием впадин, заполненных угленосными отложениями

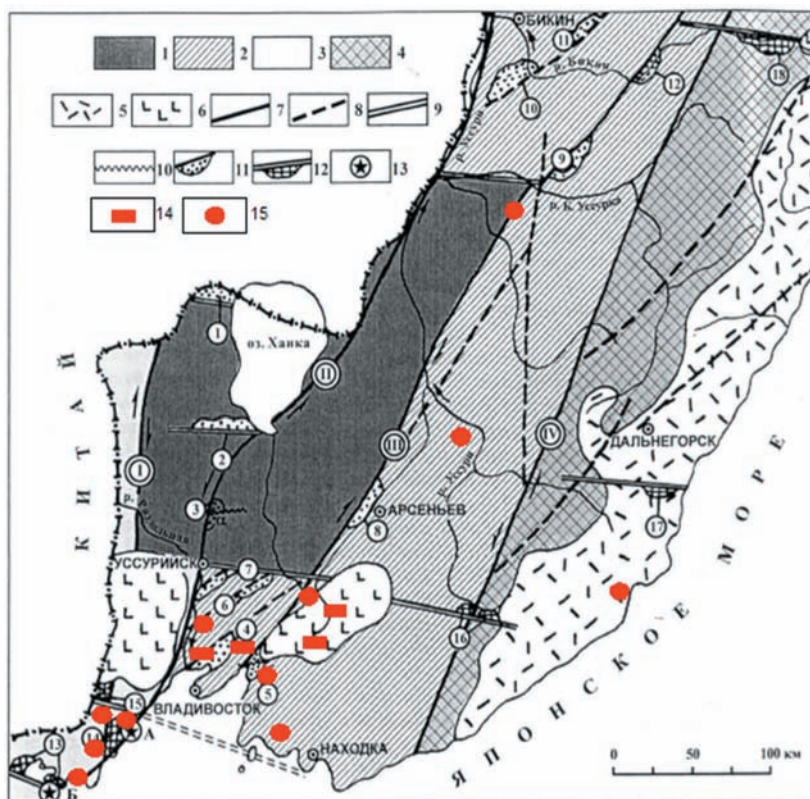


Рис. 77. Схема кайнозойской активизации Приморья [Обжиров и др., 2007] с проявлениями углеводородных газов. При составлении использованы тектонические схемы: И.И. Берсенева; В.А. Бажанова, Л.Ф. Назаренко и Ю.Н. Олейника; В.П. Уткина

1–6 – Активизированные зоны структурного районирования: 1 – Ханкайская, 2 – Арсеньевская, 3 – Барабашско-Пограничная, 4 – Сихотэ-Алинская, 5 – Восточно-Сихотэ-Алинское вулканогенное поднятие, 6 – плиоценовая платобазальтовая формация; 7 – основные активизированные зоны разломов докайнозойского заложения с преобладающей сдвиговой составляющей (I – Западно-Приморская, II – Уссурийская, III – Западно-Сихотэ-Алинская, IV – Центрально-Сихотэ-Алинская); 8 – дополнительные активизированные разломы докайнозойского заложения с преобладающей сдвиговой составляющей; 9 – зоны разломов кайнозойского заложения раздвигового типа; 10 – установленные зоны новейших (постплиоценовых) сдвиговых дислокаций; 11 – основные тектонические и эрозионно-тектонические впадины (1 – Турийрогская, 2 – Жариковская, 3 – Галенковская, 4 – Угловская, 5 – Шкотовская, 6 – Бонивуровская, 7 – Глуховская, 8 – Арсеньевская, 9 – Маревская, 10 – Бикинская, 11 – Алчанская, 12 – Средне-Бикинская); 12 – вулcano-тектонические впадины (13 – Краскинская, 14 – Пойменная, 15 – Нарвская, 16 – Березовская, 17 – Зеркальненская, 18 – Верхне-Бикинская.); 13 – предполагаемые кальдеры обрушения (А – Славянская, Б – Посьетская); 14 – потоки углеводородных газов из шахтных выработок; 15 – эмиссия углеводородных газов из гидрологических скважин

(Партизанско-Суходольский, Раздольненский бассейны) [Неволин, 1998]. Ослабленные зоны повышенной трещиноватости трассируют региональные разломы глубокого заложения и длительного развития [Изох, 1966] часто сопровождают фронты пологих надвигов [Мельников, Голозубов, 1980], геофизические и геохимические аномалии, палеоген-неогеновые и поздне-меловые депрессии с месторождениями бурых (Зеркальное, Ретиховское и др.) и каменных (Достоевско-Варфоломеевское) углей. Южно-Приморскую зону так же, как Бикинскую и Зеркальную широтные зоны, сопровождают месторождения угля триасово-юрского, мелового и

палеоген-неогенового возраста (Монгугайское, Раздольненский и Сучанский каменноугольные бассейны, Артемовское и Шкотовское буроугольные месторождения).

Известно, что диапиры Комсомольский, Сунляо и другие сопровождают крупные месторождения рудного и энергетического сырья [Калягин и др., 2007]. В данной работе указано, что к ослабленным зонам фундамента тяготеют выступы астеносферы, в ходе активизации кровли которой образуются высоко проницаемые коллекторы и каналы, благоприятные для нефтегазогенерации и флюидопотока. Молассовые отложения часто являются надежным индикатором угленосности,

а их нижние горизонты служат предвестниками нефтегазоносности. Рассмотрим эти особенности на примере Угловского угленосного бассейна, который имеет продолжение под дном залива Петра Великого.

Угловская впадина состоит из серии разобщенных и унаследованных мелких впадин. Мелкие впадины выражены трехэтапным режимом тектогенеза и синхронными угленакоплениями с каменными и бурыми углями триасово-юрского (Монгугайское, Надеждинское), раннемелового (Суражевское, Подгородненское) и кайнозойского (Тавричанское, Артемовское) возраста. На площади Угловской впадины известны нефтепроявления и газовыделения. В районе станции Надеждинская из скв. 36 на протяжении нескольких лет наблюдалось самопроизвольное выделение метана из отложений угловской свиты, с глубины 328 м. На замыкании впадины описаны нефтепроявления в породах (?) триасового возраста [Мельников, Изосов, 1990].

Изотопный состав углерода метана в мезозойских подстилающих отложениях Угловского бассейна (-32.2 ‰) близок к среднему изотопному составу метана попутного газа некоторых нефтяных и газоконденсатных месторождений Сахалина (-32.3 ‰) и бассейнов: Верхне-Буреинского (-28.6 ‰), Ленского (-30.0 ‰) и Южно-Якутского (-31.3 ‰). Данное положение позволяет сделать предварительный вывод о наличии глубинной газовой (возможно, нефтегазовой) составляющей на этой площади. Газовый потенциал метана на Тавричанском, Артемовском и Подгородненском месторождениях Угловского бассейна достигает 50 млрд м³ [Гресов и др., 2009].

Распространение аномальных газогеохимических углеводородных полей термогенного генезиса Восточного Приморья подтверждается и на других площадях (рис. 77). К настоящему времени установлено более 700 свободных и внезапных метанопроявлений с содержанием СН₄ до 100 % и тяжёлых углеводородов (в суммарном объёме) более 2 %; связанных с угленосными толщами и породами фундамента. Дебит газа при этом достигает 50 и более м³/мин. Например, аномалии углеводородных газов установлены в Уссурийско-Пуциловской структуре, на дне Уссурийского залива, Партизанско-Белопадинской и Хасанско-Туманганской площадях, на других участках Центрального Приморья [Пушин, Обжиров, Коваленко, 2014]. Аномальные поля углеводородов установлены в подземных водах из гранитоидов Краскинской и Славянской депрес-

сий в Хасанском районе (см. рис. 77; рис. 78).

Концентрации метана и тяжёлых углеводородов превышают здесь фон в 100–10 000 раз (до 4.7 мл/л метана). Аномалии углеводородных газов наблюдаются в придонном слое воды на шельфе залива Петра Великого южнее г. Владивосток и в Хасанском районе. На восточном побережье Уссурийского залива (бухта Суходол) и в районе палеodelьты р. Туманган Хасанского района в подземных водах отмечены высокоинтенсивные аномалии метана (20–70 мл/л) и его гомологов (более 1000 нл/л) на горизонтах 50–270 м. Аномальные высокоинтенсивные газогеохимические поля угленосных впадин и отдельных бассейнов Приморья (см. рис. 77) согласуются с площадями других углеводородных районов Дальневосточного региона.

В районах с доказанными промышленными запасами угля и нефти (Сахалин, Буреинский бассейн) отношения изосодержаний тяжёлых углеводородов идентичны с месторождениями Приморского края. По данным АО «Приморгеофизика», на участке северного окончания Южно-Приморской зоны (Партизанский район, поселки Пшеницыно и Муравейка) в пределах распространения толщи, разобщенной на серию тектонических блоков и пологих пластин, обнаружены отражающие границы с образованием «яркого пятна» на глубине около 1000 м, характеризующего инверсию отражения при наличии газа или нефти.

В Алчанской и Западно-Приморской зонах по данным сейсмических наблюдений в пределах Бикинского и Пуциловского осадочных бассейнов установлены прямые и косвенные признаки, благоприятные для формирования залежей нефти и газа. По результатам метода отраженных волн (Ханкайский бассейн, Пуциловская мульда) установлена значительная мощность осадочных отложений и пологая дисгармоничная складчатость пород чехла. Здесь на серии тектонических пластин силурийских гродековских гранитоидов выделяются приразломные изоклинальные складки в мезозойских отложениях, которые, по сути, совместно с гродековскими гранитами образуют многократно счешуированный тектонический покров с резко выраженным разуплотнением. По данным сейсморазведки известное в этом районе нефтепроявление фиксирует многоярусную поднадвиговую залежь.

Таким образом, на основе имеющихся геолого-геофизических и газогеохимических данных и по аналогии со сходными районами, где нефтяные,

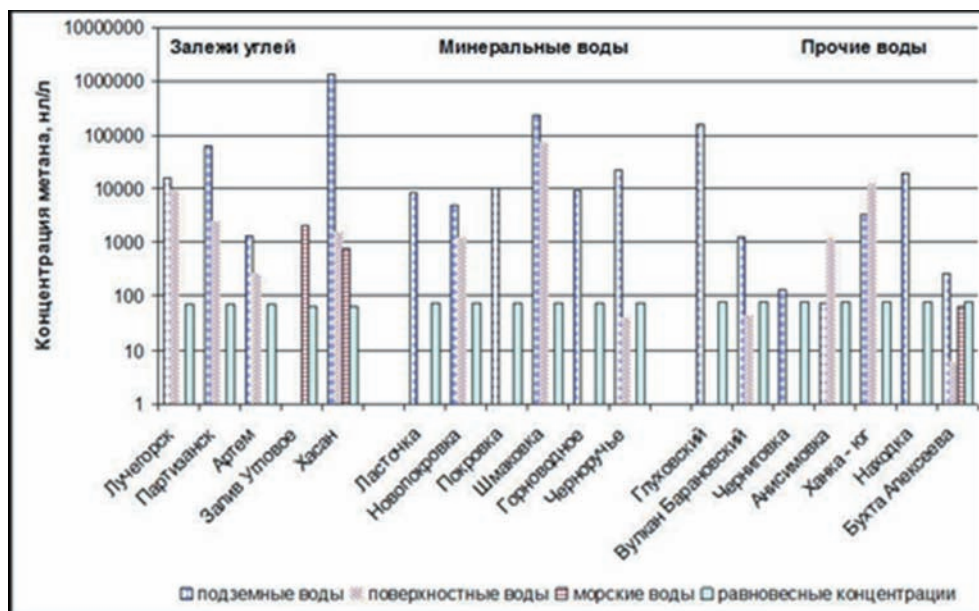


Рис. 78. Уровни содержания метана в природных водах различных объектов на территории Приморского края [Мишукова и др., 2007; Мишукова и др., 2009]

газовые месторождения и месторождения угля уже открыты, можно сделать выводы:

– Приморский край по геологическим и геохимическим критериям представляет совокупность гетерогенных аномальных газогеохимических зон с преобладанием углеводородной, углекислотной и азотной составляющих;

– угленосные бассейны с полихронными месторождениями каменных и бурых углей по ресурсам метана и нефтепроявлениям можно отнести к углегазоносным и углегазо-нефтегазоносным на нижних этажах. Этому способствует сочетание благоприятных признаков для генерации нефти в традиционных и новых типах коллекторов-ловушек, широко распространенных в надвиговом поясе и его сопряжении с древним Ханкайским массивом и шельфом Японского моря.

Известно, что условия нефтегазогенерации определяются многими факторами и их сочетаниями. Важнейшими являются: емкостные разуплотнения, фильтрационные свойства каналов и коллекторов и их соотношения с флюидобарьерами и материнскими нефтегазовыми структурно-вещественными комплексами. Ожидаемые коллекторы-ловушки для объемных концентраций нефти и газа следующие: палеозойские вулканогенно-осадочные и вулканогенно-кремнистые толщи и рифогенные биогермы в основании Сихотэ-Алинского аллохтона и ловушки под тектоническими покровами («тектониче-

ские окна») [Мельников, Изосов, 1990]; рифтогенные структуры; синрифтогенные осадочные и вулканогенные толщи; тектоностратиграфические перекрытия; расланцеванные эпидотхлоритовые и олистостромовые толщи, сопровождающие крупные шарьяжи и надвиги; структуры кольцевого типа. В отношении углеводородных скоплений перспективными являются Западное и Центральное Приморье, акватории залива Петра Великого и шельф [Мельников, Изосов, 1990].

В Южно-Приморском угленосном районе (Угловский бассейн, Подгородненское, Суражевское и др. месторождения) содержание метана в подстилающих угленосную толщу углегазо-насыщенных отложениях (нижнемеловые породы северосучанской и старосучанской свит, верхнетриасовые породы карнийского и норийского ярусов) варьирует 88.6–99.2 %; водорода –1.2–11.0 %; гелия – до 0.16 %. Изотопный состав углерода метана (5 определений) подстилающих отложений (свободные газы выделения из скважин, суфляры и выбросы газа в горных выработках шахт) варьирует в пределах -32.2 – -40.3 ‰; составляя в среднем по району -36.1 ‰. Изотопный состав углерода метана подстилающих отложений Тавричанского месторождения (-32.2 ‰) близок к среднему изотопному составу метана попутного газа нефтяных и газоконденсатных месторождений Сахалина (-32.3 ‰), Верхне-Бураинского Ленского бассейна (-30.0 ‰). Данное

положение позволяет с определённой долей уверенности говорить о наличии глубинной газовой (возможно, нефтегазовой) составляющей на этой площади. Изотопный состав углерода метана свободных и внезапных газопроявлений из угольных пластов и вмещающих пород угленосных отложений изменяется в пределах -36.0 – -43.8 ‰ на Подгородненском месторождении (4 определения); -36.4 – -49.9 ‰ в Угловском бассейне (18 определений). Концентрации гелия в угленосных отложениях Подгородненского месторождения достигают 0.128 ‰; Тавричанского – 0.104 ‰ [Гресов и др., 2009].

Одни из особенно интересных результатов получены в кайнозойских депрессиях Южного Приморья. Основными объектами являлись водоносные горизонты, грунтовые воды и газодопрооявления, как наиболее чувствительные к нарушению углеводородного фона. Район Краскинской депрессии представлен палеозойскими вулканогенно-осадочными образованиями и интрузивным комплексом гранодиоритов силура – девона и верхней перми. Осадочные породы включают: глинистые сланцы, песчаники, кремнистые сланцы, песчаники и алевролиты тонкослоистые, углисто-глинистые сланцы, реже известняки, мрамора, ороговикованные алевролиты барабашской, владивостокской, решетниковской свит верхней перми. В пределах Краскинской депрессии в меловом периоде образовалась вулканогенно-терригенная толща [Геологическое строение..., 2002]. На границе мела и палеогена произошло внедрение интрузий гранитов, сиенитов, диоритов. В кайнозое деструктивные процессы сопровождались излиянием базальтов. В разрезе эоцен-олигоцена Хасанской впадины песчано-галечниковые отложения выше сменяются пепловыми туфами, углистыми алевролитами, пластами угля. В нижней части осадочного комплекса выделяются фации конусов выноса и русловые фации.

Краскинская впадина расположена в юго-западной части района в прибрежной полосе. В целом впадина имеет форму, близкую к овалу с линейными размерами 12 × 30 км. Её юго-восточная часть скрыта под водами залива Посьет. Наибольшая глубина погружения складчато-кристаллического фундамента предположительно составляет 1 км. Комплекс выполнения представлен следующими формациями: палеоэоценовая риолитовая, эоцен-олигоценовая терригенно-угленосная, эоцен-олигоценовая базальтовая, олигоцен-нижнемиоценовая туфогенно-

терригенная слабоугленосная [Геологическое строение..., 2002]. Установлено, что базальты присутствуют лишь в восточной части впадины. В районе посёлка Краскино они выклиниваются и впадина выполняется лишь терригенными, туфогенными формациями с промышленной угленосностью в нижней части разреза.

Верхний структурный этаж соответствует позднемеозойскому – кайнозойскому этажу седиментации. Осадкообразование ограничено отдельными впадинами, наложенными на складчато-кристаллическое основание нижнего структурного этажа. В нижней части выделена эффузивно-терригенная, слабоугленосная формация мелового возраста. Верхняя часть сложена терригенно-угленосной, базальтовой, туфогенно-терригенной слабоугленосной формациями, а также эффузивными формациями неогенового возраста. Нижне-среднемиоценовая андезитовая формация сосредоточена в пределах Краббинской и Славянской вулканотектонических структур (ВТС), представляющих собой округлые кальдеры оседания диаметром 15–20 км.

Разрывные нарушения в пределах района распространены довольно широко. Крупные тектонические нарушения приурочены к долинам рек. Наиболее крупными являются Краскинский и Виноградовский разломы. Разломы с северо-западной и северо-восточной ориентировкой установлены среди гранитов, в пермских отложениях, в породах покровного комплекса. Главными являются Бамбуровский, Хабарихинский, Сухановский разломы, при этом в гидрологических скважинах в зонах этих разломов обнаружены высокоинтенсивные аномальные поля углеводородных газов, превышающие фон в 10–100 раз. На всём протяжении эти разломы скрыты под четвертичными отложениями. По кинематике Бамбуровский и Сухановский разломы являются сбросами. Разломы глубинные, контролируют палеоген-неогеновые экстрезии, поэтому также выражены в аномальном поле гелия и углекислого газа. Среди группы нарушений с северо-западным простиранием наиболее выражен Поперечный взброс (амплитуда перемещения 150 м).

Важные результаты получены в Пойминской впадине, расположенной в северо-восточной части залива Петра Великого (ЗПВ). В плане впадина имеет форму, близкую к изометричной, размером 20–28 км. Юго-Восточная часть её скрыта под водами Амурского залива. Впадина эрозионно-тектоническая, с юго- и северо-запада контролируется сбросами, а наиболее углублённая часть при-

урочена к зоне сближенных разломов, наиболее крупными среди которых являются Бамбуровский (1), Хабаровинский (2), Сухановский (3). Глубина погружения фундамента в юго-западной части впадины составляет 600–700 м. Формационный состав выполняющего комплекса аналогичен Краскинской впадине, лишь эоцен-олигоценая формация здесь более грубообломочная. Пласт угля мощностью до 1 м зафиксирован только на п-ове Клерка на юго-западном окончании структуры, что говорит о том, что аномалии углеводородных газов в этой структуре не связаны с угольным веществом. На остальной части перспективы для угленакопления минимальные. В низах впадины преобладают галечники с прослоями разнозернистых песчаников и алевролитов. Более грубый состав формации свидетельствует об интенсивном блоковом погружении фундамента. Позднее в олигоцен-раннемиоценовое время ось седиментации была смещена к северо-восточному борту впадины (туфогенно-терригенная слабоугленосная формация), что, возможно, связано с зарождением Славянской вулканотектонической структуры. Мощность туфотерригенной формации превышает 400 м. Общее падение слоёв направлено к центру структуры. Их углы падения изменяются в пределах 10–30°, а вблизи неогеновых экстрезий достигают 40–80°, образуя отдельные изоклинальные складки шириной 100–200 м.

Краббинская (ВТС) расположена на п-ове Краббе. Структура имеет подковообразную форму, открытую в юго-восточном направлении в сторону моря. Подстилающими являются породы складчато-кристаллического фундамента. На поверхность они выступают вдоль северного побережья п-ова Краббе. Присутствие кристаллических пород предполагается и на косе Назимова под чехлом четвертичных осадков. Выполняющие структуру лавы базальто-андезитового состава (андезитовая формация) наклонены к её центру под углом 20–35°. Мощность эффузивного покрова превышает 300 м. В пределах структуры андезитовая формация расколота разломами на блоки размером 6–10 км², в юго-восточной части пронизана трещинами, экстрезиями риолитов позднемиоценового возраста.

Славянская ВТС приурочена к центральной и северо-западной прибортовой частям Пойменской впадины. Подстилающими являются терригенные эоцен-раннемиоценовые отложения, комплексом выполнения – ниже-среднемиоценовая андезитовая толща. Центр излияния андезитовых лав установлен на левом борту р. Пойма и представляет

субвулканическое тело андезитовых порфиритов в форме усечённого конуса, уходящего основанием под породы терригенной и туфотерригенной слабоуглегазоносных формаций. Славянская ВТС расколота разломом Поперечный на две части.

Газогеохимические поля исследовались, главным образом, в гидрогеологических скважинах и в родниках верхнего гидрогеологического горизонта перечисленных выше структур: отбор проб в районах бухты Витязь (скв. В-1), села Андреевка (скв. М-1 и М-2), бассейнов рек Брусья, Гладкая, оз. Карасье и др. (рис. 79).

Наибольшая изменчивость обнаружена в содержании углекислого газа и метана в воде скважин района бухты Витязь, посёлка Мордва, родника бухты Перевозная с одной стороны, и скважин бассейнов рек Брусья, Гладкая и оз. Карасье, с другой. В первом случае концентрация метана в воде не превышает уровень фона – 20–60 нл/л, в другом – количество метана в воде превышает фон на 5 порядков. В скв. 55 концентрация метана достигает 1 700 000 нл/л, в других скважинах его концентрации составляют 200 000–20 000 нл/л.

Обнаружены высокоинтенсивные аномальные поля углекислого газа (6.5–7.0 мл/л) в районе, где отсутствуют аномалии метана, и низкоинтенсивные (0.1–0.7 мл/л), в районах, где обнаружены аномалии метана. Исключения составляют скв. 54 и 119, в которых, наряду с высокими концентрациями метана (40 000–50 000 нл/л), обнаружены повышенные концентрации углекислого газа – 2.3–4.2 мл/л. Особенно следует отметить обнаружение высоких концентраций тяжёлых углеводородов (75–1200 нл/л этана, 20–420 нл/л пропана, 2–130 нл/л бутана) в воде скв. 45, 55, 52, 19, 34. В 1993 г. изучался состав газа подземных вод в гидрогеологических скважинах 45 (расположена в 2 км к востоку от бухты) и 42 (в 1 км к юго-западу от бухты). Глубины скважин не превышают 30–50 м. В воде скважин обнаружены очень высокие концентрации метана 100 000–4 700 000 нл/л, этана, пропана, бутана (по 1000 и более нл/л). Эти аномальные содержания превышают фоновые концентрации в 1000–10 000 и более раз. Пятилетние наблюдения за изменением газового состава в воде этих станций показали его постоянство за этот период и некоторое увеличение метана в 1997–1998 гг. Также не отмечено существенных различий в составе газа проб воды, отобранных в летний (август, 1997) и зимний (февраль, 1998) периоды.

Измерения газа в воде и донных осадках бухт Новгородская, Экспедиции, в прилегающих к ним озёрах Солёное (вода солёная почти как в бухте),

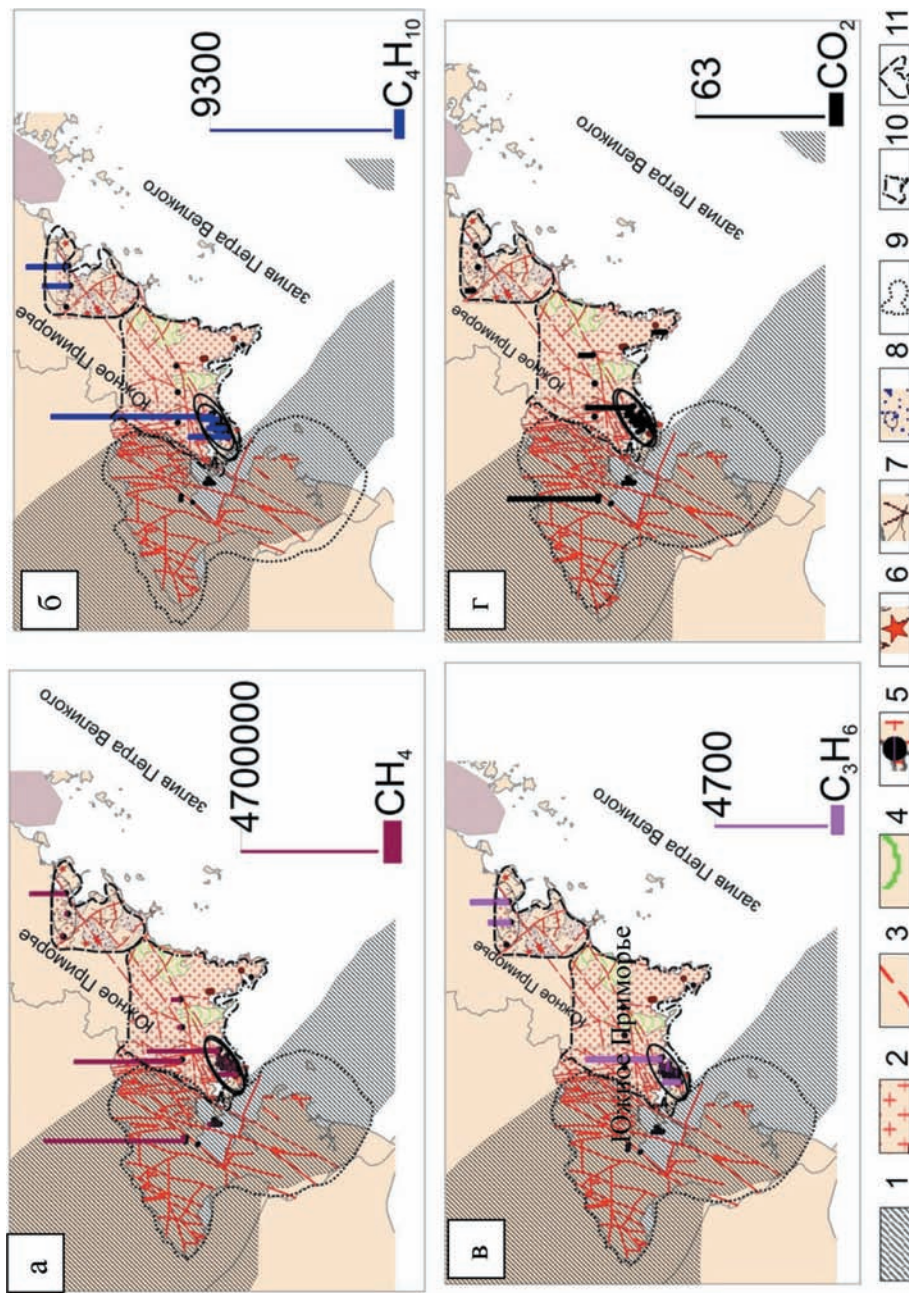


Рис. 79. Аномальные поля метана (а), бутана (б), пропана (в) и углекислого газа (г) в тектонических депрессиях юга Приморья (Хасанский район). Черным овалом обозначено аномальное газогеохимическое поле УВГ с высокой интенсивностью и повышенные содержания CO_2 в корках выветривания гранитоидов (гидрологические скважины) за пределами угленосной площади (обозначена серой штриховкой). 1 – угольный бассейн; 2 – гранитоиды; 3 – разломы; 4 – вулканотенные породы смешанного состава; 5 – пикеты отбора проб; 6 – палеовулканы; 7 – эффузивы; 8 – вулканогенно-осадочные комплексы; 9, 10, 11 – границы районов, характеризующихся разной интенсивностью и генезисом аномальных газогеохимических полей

Карасье, Сечень, Ковчег (вода пресная) показали следующее. Воды пресных водоёмов содержат высокие концентрации метана. В воде проток между озёрами Сечень, Ковчег и бухтой Экспедиции встречены аномалии метана свыше 200 000 нл/л, что превышает фон в 1000 раз. В зоне смешения пресных вод, насыщенных метаном, с водами бухты Экспедиции концентрация метана возрастает в 10 раз (1500 нл/л) относительно фона. В воде оз. Карасье концентрация метана достигает 2000–3000 нл/л, увеличиваясь в зимний период до 9400 нл/л, что превышает фон в 10–100 раз.

Содержание тяжёлых углеводородов в пресных водоёмах незначительное – 3–7 нл/л, что превышает фон в 2–3 раза. В воде бухты Новгородская, в её расширенной части, отмечается общее высокое поле метана с его концентрациями 300–600 нл/л, что превышает фон в 3–5 раз. На таком высоком равномерном поле метана ещё выделяются участки с аномалиями метана 1000–2000 нл/л. Концентрации метана и других газов в пробах воды бухты, отобранных зимой (февраль, 1998), не изменились. Меньшие концентрации метана (180 нл/л) зафиксированы в прибрежной северной части бухты Экспедиции. Они в 1,5 раза превышают фоновые концентрации метана. В воде северо-восточной прибрежной части бухты Новгородская встречены высокие концентрации углекислого газа (0,5–1,1 мл/л), что превышает фон в 3–7 раз. Следует отметить, что содержание кислорода в воде бухты возрастает в зимний период с 2,5–3,5 мл/л летом, до 6–7 мл/л зимой (ниже поверхности льда).

Таким образом, в прибрежных кайнозойских депрессиях обнаружено аномальное поле метана в воде бухты Новгородская, озёрах Солёное и Карасье (300–500 нл/л). Оно превышает обычное поле (около 100 нл/л) метана в морской воде в 3–5 раз. На высоком уровне пересыщения воды растворённым метаном (около 5 раз), на 4-х станциях бухты Новгородской обнаружены аномальные концентрации метана (1000–3000 нл/л) и тяжёлых углеводородов (10–100 нл/л). В подземных водах суши зафиксированы аномальные концентрации метана и тяжёлых углеводородов, превышающие фон в 100–1000 раз. Особенно высокая концентрация метана (1 700 000 нл/л) обнаружена в гидрогеологической скважине № 45, пробуренной в прибрежной зоне бухты Новгородской. В воде этой же скважины встречены аномалии тяжёлых углеводородных газов. Высокие концентрации метана и тяжёлых углеводородов обнаружены во всех гидрогеологических скважинах. Это говорит о том, что гидрогеологические горизонты этих

скважин взаимосвязаны между собой через сеть разломов, по которым идут процессы водогазообмена. Все газогеохимические аномалии контролируются системами разломов: Бамбуровский, Хабарихинский, Виноградовский. Присутствие тяжёлых углеводородов указывает на генерацию их в недрах и на определённый нефтегазовый потенциал толщи пород в этом регионе. Следует обратить внимание, что скв. 45, 52 под четвертичными отложениями вскрыли гранодиориты и их коры выветривания мощностью 15–20 м. Скважины же 19, 34 ниже четвертичных отложений перебурили палеогеновые осадочные породы, а скв. 55 вскрыла только четвертичные отложения. Но независимо от различия возраста и состава пород в этих скважинах, состав газа в воде близок. Это может быть связано со следующим: интегральный водоносный горизонт зоны разлома насыщается газовым потоком из недр.

Исходя из состава газа скважин 54, 119, Сухановский (3) и Поперечный (5) разломы в какой-то степени изолированы от выше названных разломов. По ним мигрирует вода с повышенной концентрацией углекислого газа, что характеризует проникновение разломов в изверженные породы с постмагматическими эманациями. В то же время, в скважинах 54, 119 обнаружены высокие содержания метана (4000–5000 нл/л), что указывает на связь разлома с осадочной толщей (возможно – угленосной), генерирующей метан.

Природные газы изучались в подземных водах в гидрогеологических скважинах, родниках, колодцах, в воде поверхностных водотоков, озёрах, как пресных, так и солёных, в морской воде бухт Новгородская, Экспедиции, в донных отложениях этих же водоёмов. В воде скважин обнаружены очень высокие концентрации метана 100 000–4 700 000 нл/л, этана, пропана, бутана (по 1000 и более нл/л). Эти аномальные содержания превышают фоновые концентрации в 1000–10 000 и более раз, являясь сверхинтенсивными. Пятилетние наблюдения за изменением газового состава в воде этих станций показало его постоянство за этот период и некоторое увеличение метана в 1997–1998 гг.

Приведённые данные указывают на наличие миграционных газов, то есть распространение аномальные полей углеводородных газов, иногда гелия и водорода, и углекислого газа, из недр к поверхности из пород фундамента.

Аномалии метана и тяжёлых углеводородов в воде гидрогеологических скважин, в озёрах кайнозойских депрессий говорят о том, что УВГ по-

ступают из пород фундамента.

Исходя из вышеизложенного, можно сделать следующие выводы:

1. Существует миграционный поток углеводородов (метана и его гомологов C_2-C_5) в воду гидрогеологических горизонтов в системе Бамбуровского разлома, разделяющего Краскинскую и Пойминскую впадины Хасанского района Приморья.

2. Система Бамбуровского разлома является проводником термогенных углеводородных газов, и этот район представляется перспективным на поиски нефтегазовых залежей при благоприятных геоструктурных условиях (достаточно мощности нефтегазоматеринской толщи, коллектора, покрышки), что необходимо уточнить геофизическими методами – сейсмопрофилированием, электроразведкой и другими.

Как уже отмечалось, причиной аномальных концентраций углеводородных газов в водах региона может быть поступление их из пород фундамента. В различных странах в настоящее время в породах фундамента обнаружено большое количество месторождений нефти и газа. Одно из них открыто на месторождении «Белый Тигр» в Южно-Китайском море [Гаврилов и др., 1995]. Фундамент его представлен массивными полнокристаллическими абиссальными породами – гранитами, гранодиоритами, гранит-порфирами и их корами выветривания. Возраст гранитоидов – ранний мел – юра. Гранодиоритовый фундамент перекрыт олигоцен–миоценовым осадочным комплексом мощностью 3000–5000 м и более. Песчаники и алевролиты этого комплекса содержат промышленные нефть и газ. Структура фундамента на месторождении «Белый Тигр» представляет собой вытянутый горст, ограниченный с обеих сторон разломами северо-восточного простирания, и рассеченный субширотными разломами на блоки. Дебит нефти из пород фундамента в скважинах достигает 700–2000 м³/сут. Покрышками, сохраняющими залежь, являются аргиллитовые, иногда вулканогенные отложения олигоцена, мощность которых меняется от 5–13 м, до 20–30 м на различных блоках. Хорошими коллекторскими свойствами обладают породы фундамента, где содержание цеолита (ломонтита) достигает 50%.

В Приморье распространены депрессии, осадочный чехол которых выполнен палеоген–неогеновыми отложениями или комплексами мезозойских и кайнозойских пород. Фундаментом им служат интрузивные, вулканогенно–осадочные комплексы, в том числе гранитоиды. Структурный

тип депрессий – горсто–грабенный, блоковый с тектоническими границами (зонами) между ними. Раньше при оценке перспектив нефтегазоносности Приморья учитывались только возможные коллектора и покрышки в осадочных комплексах чехла. Теперь перспективными на поиски нефти и газа являются как породы чехла, так и фундамента. Для Хасанского района Приморья это положение является определяющим, так как мощность чехла кайнозойских отложений не превышает 1–2 км. Совместное же рассмотрение перспектив нефтегазоносности чехла и фундамента существенно повышает надежду на успех открытия нефтегазовых залежей. Подтверждением этому является обнаружение нами аномальных полей углеводородов в подземных водах пород фундамента – гранитоидах в Краскинской и Славянской депрессиях Хасанского района. Концентрации метана и тяжелых углеводородов превышают здесь фон в 100–10 000 раз (метан – до 4.7 мл/л). Перспективным является также новый выделяемый тип ловушек – тектонические «окна», сформированные надвигами [Мельников, Изосов, 1990].

По мнению С.В. Коваленко (руководитель ПГСЭ) и А.И. Обжирова (зав. отделом Геологии и Геофизики ТОИ ДВО РАН) особого внимания заслуживают интенсивные газопроявления, связанные с палеогеновыми отложениями в Артемо–Тавричанском районе на юге Раздольненской впадины (Приложение 2). Раздольненская (Суйфунская) впадина, заложенная на герцинском и каледонском фундаменте, осложнена системой надвигов, имеющих преимущественно северо-восточное простирание и юго-восточное падение. По меловым отложениям впадина распадается на ряд синклиналей или мульд более высокого порядка: Пуциловская, Занадворовская, Артемо–Тавричанская (мезо–кайнозойская). В пределах Пуциловской и Занадворовской мульд отмечен ряд нефтепроявлений, связанных с меловыми отложениями; в Артемо–Тавричанской и ее окрестностях известны проявления нефти в триасовых отложениях и газа в кайнозойских. Самые существенные прогибания фундамента впадины, как установленные по данным бурения и сейсморазведки, так и предполагаемые по гравиметрическим данным, находятся в пределах Пуциловской мульды и Артемовской депрессии.

Таким образом, основываясь на широком развитии аномальных полей углеводородных газов термогенной природы, перспективы обнаружения нефти и газа в прибрежных структурах Приморья достаточно объективны и проведение поисков не-

фтегазовых залежей обосновано. Эффективность их будет высокая при комплексировании различных методов поисков, в том числе, газогеохимических.

Газогеохимические поля Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена. В пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена выделяются четыре группы источников минеральных вод, в которых зафиксированы углеводородные газы [Брагин, Челноков, 2009], это источники участков: Чистоводное, Горноводное, группа Амгу (Амгу, Сайон, Кхуцин) и Анненские источники (с юга на север). В водах группы Амгу содержание метана достигает 0.5 % об. Одним из наиболее контрастных объектов в восточной части Сихотэ-Алинской складчатой области является участок месторождения минеральных вод Горноводное. Участок можно разделить на несколько зон по содержанию гелия в воде, особенно хорошо в аномальном поле гелия картируется разломная зона, контролирующая русло р. Солонцовой (скв. 29, 25а, 26, 27, 28, 19, 9, 32, 35, 8, 7, 10, 31, 17, 15) (рис. 80). Наибольшее количество метана на участке Горноводном встречено на скв. 15, 26, 24. В скважине 15 количество метана и гелия превышают фон на 4 порядка. Совпадают высокие концентрации метана и гелия и в скв. 26. Низкие концентрации гелия обнаружены в скв. 22, 23, 24, расположенных в стороне от разломной зоны и основного русла реки. Неоднозначно проявилась в газовых полях зона интенсивной трещиноватости в центре месторождения, где преобладают крайне низкие (ниже фоновых и близкие к ним) содержания гелия (скв. 2, 5, 3, 4, 6.1а, 1б). В целом, по месторождению, наблюдаются наиболее высокие для месторождений минеральных вод Приморья концентрации газов: гелия, метана (до 2 мл/л), тяжёлых углеводородов (этан, этилен, пропан, бутан). Концентрации высокоинтенсивного поля CO_2 достигают максимальных значений (до 2000 мл/л) в воде скважин, приуроченных непосредственно к разломной зоне, контролирующей месторождение. Достаточно высокими остаются содержания кислорода и азота. В воде источника Нижний обнаружено аномальное поле гелия средней интенсивности: $\text{He} - 15 \times 10^{-5}$ мл/л (в 3 раза больше фонового), и аномальное поле метана высокой интенсивности $\text{CH}_4 - 31\ 100$ нл/л (в 70 раз больше фонового). На большинстве соседних источников обнаружены фоновые поля гелия и метана.

Газогеохимические поля Горноводное (см. рис. 80). Источник минеральных вод «Горноводное» расположен в долине реки Солонцовой (приток

реки Минеральной). При составлении краткой геологической характеристики использованы материалы Южной партии ГГЭ «Приморгеолкома» [Агарков, 1992]. Участок находится в районе распространения верхнемеловых вулканогенно-осадочных пород. Характерной его особенностью является близость пересечения Восточного глубинного разлома и меридиональной зоны, соединяющей Восточный и Центральный-Сихотэ-Алинский разломы.

Район исследований расположен в Прибрежной антиклинальной зоне Ольгинского рудного района, на восточном склоне горной системы Сихотэ-Алинь. Основными системами газовой-флюидной проницаемости являются: 1) Солонцовская вулкано-тектоническая структура; 2) субмеридиональные и северо-восточные разрывные нарушения; 3) разрывные нарушения северо-западного простирания.

Всего в долине р. Солонцовой выявлено 4 участка распространения минеральных вод, разделённых блоками слабопроницаемых пород. По минерализации и газовому составу здесь выделяются пресные и минеральные воды. Пресные воды по стратиграфическому признаку, условиям формирования, питания и разгрузки разделены на следующие типы: 1) водоносный горизонт аллювиальных отложений верхнего (современного) яруса; 2) воды зоны экзогенной трещиноватости и зон тектонического дробления верхнемеловых пород; 3) воды даек и штоков гранитов, гранодиоритов, андезитов. Минеральные воды приурочены к раздвиговым участкам Солонцовского разлома, которые можно разделить на несколько зон по содержанию гелия в воде. В районе участка Горноводное в поле гелия четко фиксируется разломная зона, контролирующая русло р. Солонцовой.

При почти повсеместном распространении аномального поля концентраций гелия (для данной разломной зоны на 2–3 порядка превышающих фоновые), можно сделать вывод, что участок контролируется либо глубинным разломом, либо структурным узлом. Поэтому низкие, близкие к фоновым концентрации гелия в скв. 22, 23, 24, объясняются их расположением в стороне от разломной зоны основного русла реки. Здесь можно выделить участок скв. 15 (максимальное содержание гелия и метана), которой, вероятно, подсечён структурный узел, контролирующий всё месторождение.

Неоднозначно проявилась в газовых полях зона интенсивной трещиноватости в центре месторождения, где преобладают крайне низкие (ниже фо-

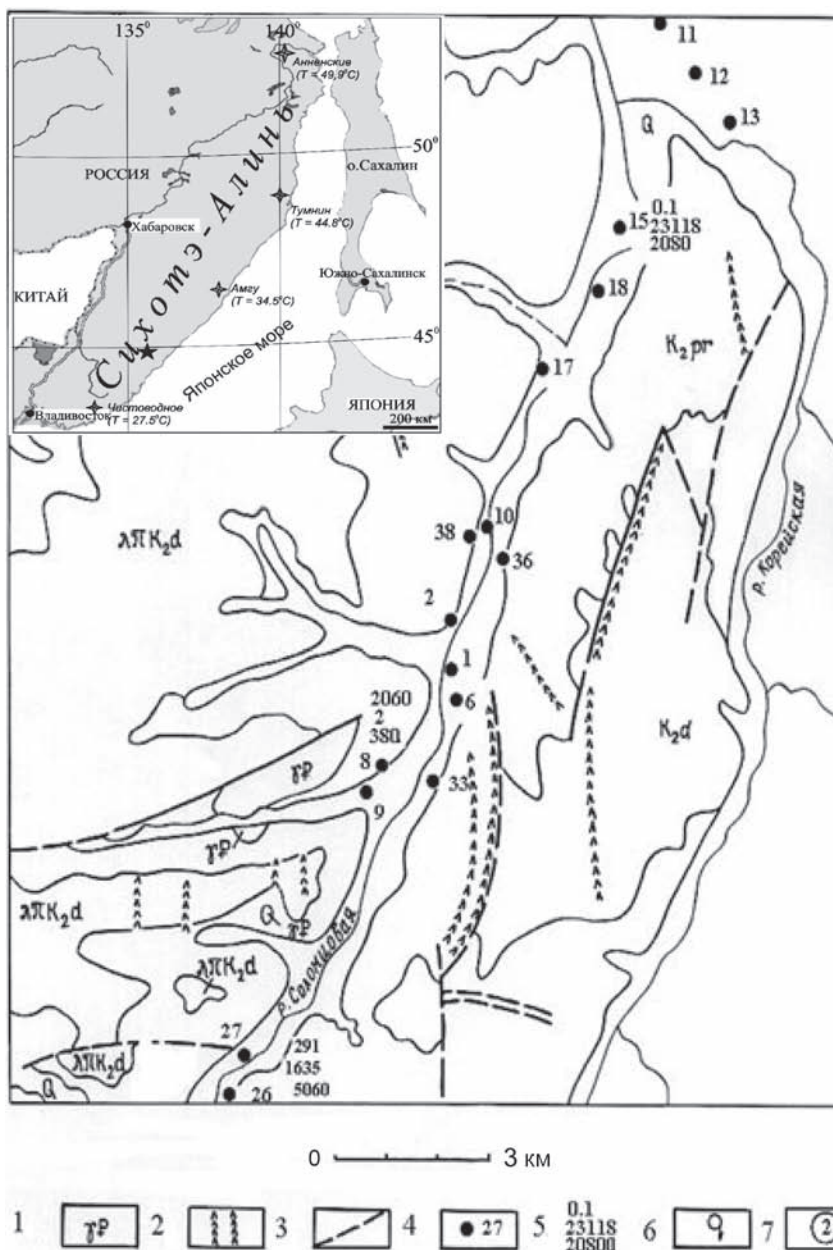


Рис. 80. Распространение CH_4 и CO_2 на участке Горноводное

1 – стратиграфический комплекс; 2–3 – главные разрывные нарушения; 4 – станция газогеохимического опробования (гидрогеологическая скважина и её номер); 5 – состав газов, растворённых в воде скважины, сверху вниз: углекислый газ – мл/л, метан – мл/л · 10^{-4} , гелий – мл/л · 10^{-5} ; 6 – источник; 7 – выделенные площади, с характерным для них составом газов, растворённых в воде скважин. Положение участка Горноводное обозначено звездочкой

новых и близкие к ним) содержания гелия (скв. 2, 5, 3, 4, 6.1a, 1б). Это может быть объяснено тем, что трещиноватая зона мощная, достаточно глубокая и поверхностные воды размывают гелиевые аномалии.

Самые интенсивные аномальные поля УВГ на участке Горноводном встречены в скв. 15, 26, 24. В скв. 15 количество метана и гелия превышает фон на 4 порядка. Совпадают высокие

концентрации метана и гелия и в скв. 26. По газовым критериям районы скв. 15 и 26 является наиболее проницаемыми и сейсмо-тектонически активными в настоящее время. Возможно, в районах этих скважин проходят зоны оперяющих разломов, связанных с Восточным глубинным разломом.

В целом, газогеохимические исследования в Приморской полосе Японского моря показали,

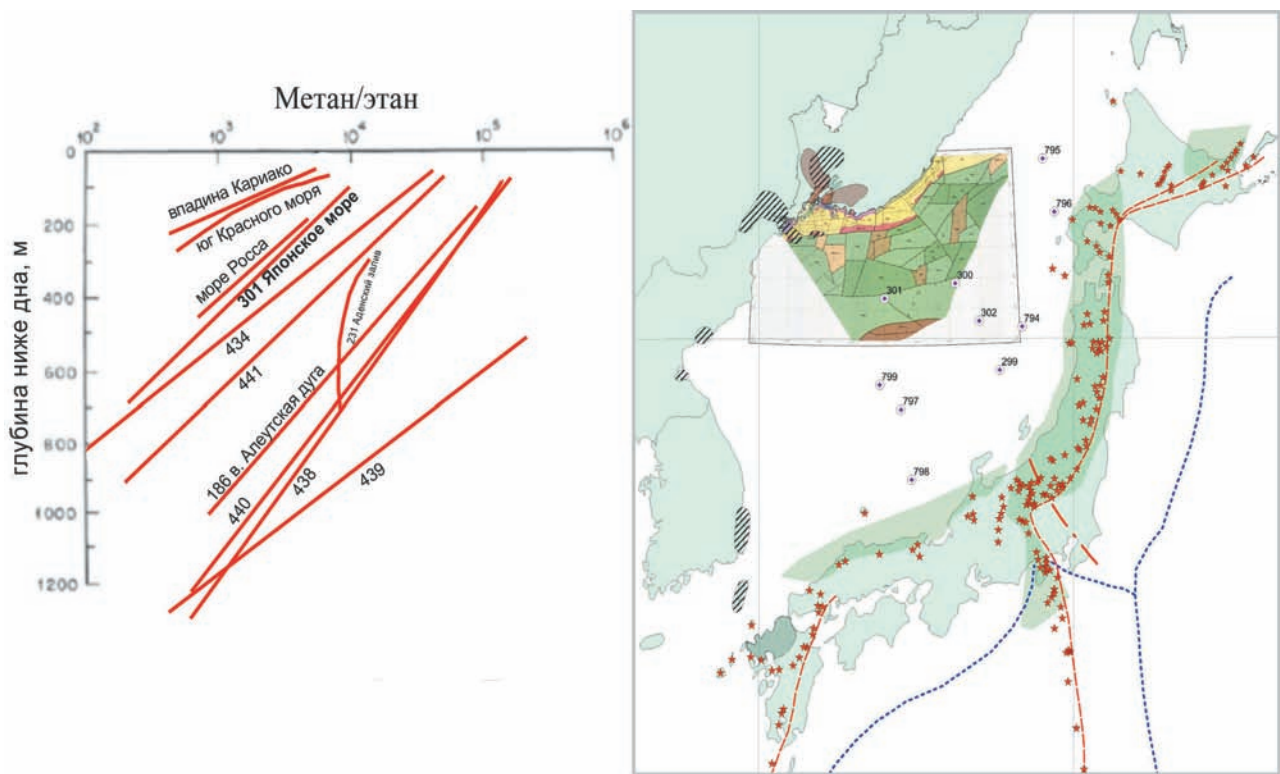


Рис. 81. Тренды уменьшения отношений метан/этан с глубиной ниже дна в скважинах глубоководного бурения (левый рисунок) и карта расположения скважин глубоководного бурения, зоны распространения формации зеленых туфов и четвертичных вулканов в Японском море и на Японских островах (правый рисунок). На карте: рейс 128 – участки 794, 798, 799 (точки в кружках); рейс 127 – участки 794–799 (точки); DSDP – 299–302 (точки в квадратах). Местоположение Скв. 301 в Японском море показано на карте в правой части рисунка. Черной штриховкой показаны угленосные впадины, имеющие подводное продолжение. Красные звездочки – четвертичные вулканы. Красный пунктир – вулканические фронты; синий пунктир – положение желобов

что газовая составляющая подземных вод суши является хорошим индикатором геологических условий. В осадочных бассейнах и комплексах магматических пород в подземных водах обнаружены аномалии углеводородных газов, в районе распространения интрузивных комплексов зафиксирован преимущественно углекислый газ, в зонах разломов встречаются повышенные концентрации метана, тяжелых углеводородов, углекислого газа, гелия. Разница в концентрациях газов обусловлена глубинами заложения разломов, их активностью и геологическим строением вмещающих пород. Характер изменения газовой составляющей подземных вод суши согласуется с особенностями изменения газа в придонных водах морской акватории.

4.5. Газогеохимические поля центральной части Японского моря и Японской островной дуги

Скважины DSDP, пробуренные в Японском море (рис. 81), показали, что до глубин 500–600 м осадки сложены глинистыми, диатомовыми илами, песками, песчано-алевролитовыми осадками, глинами с прослоями пеплов. Характерно, что часто к этой границе приурочено повышенное содержание углеводородных газов. В основании осадочного разреза залегают плотные темно-зеленые алевролиты, песчаники, «зеленые туфы», состоящие, главным образом из вулканического стекла и полевого шпата. Необходимо отметить, что формация «зеленых туфов» при мощности в первые тысячи метров имеет распространение в полосе 100 на 300 км в северо-восточной части Японской островной дуги и также установлена под дном Японского моря (участок 302, глубина 2399 м, северное подножие возвышенности Ямато) [Ingle et

al., 1975; Wakita et al., 1990]. В этой же работе на основе данных изотопного состава углерода метана и химического состава газов предполагается, что толща «зеленых туфов» может быть источником углеводородов.

В целом, природная газоносность на всех структурных этажах Японского моря и его континентального обрамления, вероятно, связана с процессами кайнозойского окраинно-континентального рифтогенеза, происходившими во всем западном обрамлении Тихого океана [Филатова, 2004]. Широко развитые структуры растяжения, связанные с правосторонними сдвигами северо-восточной и субмеридиональной ориентировки [Филатова, 2004], в Япономорском регионе определили особый характер распределения и состава газогеохимических полей в этих районах. Со сдвиговыми дислокациями в структурах центрального типа также связаны вращательные тектонические движения [Изосов, Чупрынин, 2012]. Роль сдвиговых дислокаций при формировании современного облика геоструктур восточной окраины Азии признается важнейшей [Уткин, 1989; и др.]. Например, раннемеловые перемещения вдоль сдвиговых зон системы Тан-Лу привели к формированию многочисленных бассейнов синсдвигового растяжения или сжатия [Голозубов и др., 2000; Голозубов и др., 2002]. Кроме этого, известно, что активизация правосторонних смещений вдоль Хоккайдо-Сахалинской системы разломов привела к появлению вулканитов, сочетающих в себе геохимические признаки субдукционного и внутриплитного источников [Ханчук и др., 2009]. Сдвиговые дислокации часто контролируют аномальные газогеохимические поля углегазового генезиса в Приморском крае (Раздольненский, Угловский, Партизанский, Притуманганский угольные бассейны) и в восточной части Корейского полуострова (Кымя-Хэнамский, Тхончон, Янамское угольное поле), причем угленосные толщи этих структур имеют значительное морское продолжение [Аблаев и др., 2002]. С синсдвиговыми структурами растяжения в пределах восточной акватории Корейского полуострова [Филатова, 2004], возможно, также связаны газогидраты в Цусимской котловине [Byong-Jae et al., 2013; Chun et al., 2011; Gardner et al., 1998]. В Японском море также обнаруживаются гидроакустические аномалии типа «газовый факел» (залив Петра Великого), как в Охотском море.

В ходе проведения программы глубоководного бурения DSDP установлено, что метан является основным газом на горизонтах ниже 1 м от дна,

при этом в ядрах неконсолидированных осадков были обнаружены многочисленные газовые пустоты. Легкие углеводороды преобладают в ядрах скважин 798 и 799. При нарастании содержания углеводородных газов в ядрах, бурение, как правило, прекращалось из-за угрозы газовых выбросов и нарушение структуры отложений. Содержание метана превалировало во всех пробах, но также были обнаружены значительные количества этана, пропана, *изо*-бутана, *n*-бутана и высших углеводородов. На участке 798 бурение было продолжено до отметки 1068.1 м, где наблюдалась желто-белая флюоресценция, характерная для углеводородов. Характерно, что отношение метана к этану в окраинных морях в скважинах глубоководного бурения уменьшалось с глубиной по схожим трендам (см. рис. 81). Это свидетельствует о региональных источниках углеводородных газов в нижних горизонтах осадочной толщи и, вероятно, фундаменте.

В скважине 799В пробы, отобранные из ядра, также показали желто-белую флюоресценцию, бурение было выполнено до горизонта 1084 м. Осадки на обоих участках 798 и 799 обогащены органическим углеродом, относительно типичных морских осадков со средним содержанием общего органического углерода на участке 798 1.8 % и средним значением на участке 799 более чем 1.25 %. Важно, что в толще осадков, как правило, в интервале 4–8 м ниже поверхности дна, обнаруживаются АГП с концентрациями CH_4 до 1000 нмоль/дм³ (северный склон возв. Ямато). Значения увеличиваются в три раза в районе континентального склона Южного Приморья.

Такое обогащение отражает высокую продуктивность на поверхности и хорошие условия сохранности органического вещества в субокисидных придонных водах, при быстром захоронении турбидитными осадками. Ниже указанных горизонтов бурение было прекращено из-за проявлений углеводородных газов, которые могли ухудшить представительность стратиграфического материала. В скв. 302, северное окончание возвышенности Ямато, вскрыта формация «зеленых туфов», которая на северных Японских островах имеет распространение в полосе 100 на 300 км при мощности в первые тысячи метров, и простирается также под дном восточной части моря (см. рис. 81). Формация «зеленых туфов» на островах Хонсю и Хоккайдо является источником магматогенного метана [Wakita et al., 1990].

Таким образом, в центральной части Японского моря в осадочном чехле скважинами глубоковод-

ного бурения установлено наличие миграционных форм углеводородных газов, концентрации которых достаточны для формирования глубинных газовых скоплений. Одним из перспективных коллекторов может выступать толща метаморфизованных трещиноватых пород, известных под названием «формация зеленых туфов». Генезис выявленного на Японской островной дуге метана (метаморфогенный и магматогенный газ), вероятно, соответствует генезису газа, обнаруженного в скважинах глубоководного бурения. Эти факты заставляют пересмотреть представление об отсутствии скоплений углеводородов на большей части Японского моря. Поскольку источники углеводородов здесь явно присутствуют, необходимо оценить геологическое строение с точки зрения возможных ловушек, которые могут иметь нестандартный тип, как это много раз происходило для разных полезных ископаемых. Кроме этого, имеются данные о поступлении термогенных углеводородных газов на восточном борте впадины Ямато и в Цусимской котловине. Распределение и интенсивность газогеохимических полей Япономорского региона сильно отличается от Охотоморского, при этом концентрации фоновых газогеохимических полей достаточно близки, что указывает на региональный контроль формирования фоновых газогеохимических полей в Охотском и Японском морях. Отличие интенсивности и количества газопоявлений объясняется разной сейсмоструктурной активностью этих морей и их побережья, как будет показано в Главе 6. Современные аномальные газогеохимические поля в Японском море в целом менее интенсивны, чем в Охотском море, что обусловлено разницей в сейсмоструктурной активности и углеводородном потенциале этих морей. Однако данные по побережью показывают широкое распространение аномальных газогеохимических полей углеводородных газов, гелия, водорода, углекислого газа, сочетания которых указывают на наличие миграционных потоков из подстилающих толщ. Наличие углеводородов в скважинах глубоководного бурения центральной, северной и восточной части Японского моря свидетельствуют о существовании очагов генерации углеводородных и других газов в геологическом прошлом.

4.7. Источники газогеохимических полей Япономорского региона

В прибрежной зоне Приморского края наблюдаются аномальные газогеохимические поля мигра-

ционных углеводородных и других газов. Среди них можно выделить углеводородно-метановые, метановые, углекислотно-азотные, азотно-углеводородные, которые формируют полигенетические аномальные газогеохимические поля в верхних гидрогеологических горизонтах и свободные газопоявления (как правило, в пределах угольных месторождений). При этом аномальные углеводородные поля в депрессиях юго-восточной части Приморского края по своему составу, соотношениям углеводородных компонентов сходны с полями углеводородных скоплений, обнаруженных в породах кристаллического фундамента во Вьетнаме и вулканокластических коллекторах Японской островной дуги. Очевидным является наличие миллиардных запасов метана в угольных бассейнах Приморья [Гресов и др., 2009]. В Угловском, Бикинском, Партизанском и других угольных бассейнах возможно наличие сопряженного распределения угольных и нефтяных углеводородов. При этом угленосные породы и угли могут служить как коллекторами, так и покрышками.

Вдоль Приморского континентального склона существуют очаги углеводородных газов. Они приурочены к узлам пересечений разломов в пределах континентального уступа. Большинство аномальных полей углеводородных газов в тектонических депрессиях залива Петра Великого, вероятнее всего, связаны с угленосными толщами. При этом на юго-востоке Приморья, в кайнозойских депрессиях Краскинской и Славянской, высококонтрастные аномалии УВГ, отличающиеся от углегазовых, обнаружены в корах выветривания гранитоидов. Высокие концентрации ТУВГ позволяют прогнозировать углеводородные скопления в Хасанском районе.

В Приморье угольные бассейны богаты метаном [Гресов и др., 2009], который целесообразно использовать как энергетическое и химическое сырье. К этому следует добавить, что извлечение метана из угольных бассейнов для нужд народного хозяйства, способствует обеспечению газобезопасности и уменьшению загрязнения окружающей среды. Прямые газогеохимические признаки положительно характеризуют возможность обнаружения нефти и газа в Приморье. В качестве примера можно привести данные по некоторым бассейнам, где открыты залежи нефти и газа в породах фундамента и структурных условиях, близких к Приморью [Обжиров и др., 2007]: 1) Северо-Предкарпатский прогиб, газонефтяное месторождение Лубна (породы докембрийского кристаллического фундамента); 2) Венский

бассейн, Западная Европа (аллохтонный флиш палеогена и мезозойские карбонатные породы); 3) Западно-Шетландский бассейн, Западная Европа (трещиноватые гнейсы гренвильского возраста и девоно-каменноугольные кристаллические песчаники, хребет Рона); 4) Бассейн Сирт, Ливия (Погребенный гранитный кряж); 5) Предрифский бассейн, Марокко (нефтегазоносны два этажа фундамента: нижний – палеозойские метаморфические сланцы, кора выветривания гранитов; верхний – юрские известняки, аллохтонные трещиноватые породы докембрийского фундамента); 6) эксплуатируемые месторождения в базальтах и гранитах (Китай, шельф Вьетнама и другие) [Гаврилов и др., 1995].

Установлено, что наиболее контрастные аномальные поля термогенных углеводородных газов, гелия, водорода и углекислого газа приурочены к ослабленным зонам, сформированным глубинными разломами (Амурский, Береговой, Виноградовский и др.), в том числе ограничивающим блоки с различным типом земной коры, и тяготеют к узлам их пересечений. Скопления газогидратов в Японском море приурочены к районам, контролируемым сейсмоактивными разломами (мелкофокусная сейсмичность) и площадям развития смешанных комплексов пород с большой долей вулканокластического материала: в прибрежной зоне Японской островной дуги распространены мелкие месторождения нефти и газа, приуроченные также к вулканокластическому типу коллектора. Наличие высоких концентраций углеводородных газов при низких отношениях C_1/C_2-C_5 в скважинах глубоководного бурения указывают на масштабную генерацию углеводородов в низах осадочного чехла и фундамента Японского моря. Дополнительным источником магматогенных углеводородных газов в восточной части Японского моря и Японском архипелаге, вероятно, является формация «зеленых туфов».

Низкоинтенсивные аномальные газогеохимические поля вдоль континентального склона, по типу трога Гензан, могут служить признаками углеводородной дегазации глубинных зон сочленения (перехода) земной коры разных типов.

* * *

В период 2017–2019 гг. Отдел геологии и геофизики ТОИ ДВО РАН выполняет фундаментальную научную экспедиционную программу «Комплексные геолого-геофизические,

газогеохимические и океанографические исследования в Японском море и Татарском проливе». Экспедиционные научные исследования проводились согласно Плану, утвержденному Советом по гидросфере Земли ФАНО. Материал, полученный за 2017–2018 гг. (54-й рейс НИС «Академик Опарин» и 81-й рейс НИС «Академик М.А. Лаврентьев», руководитель экспедиций к.г.-м.н. М.В. Валитов, заведующий лабораторией гравиметрии ТОИ ДВО РАН), позволил впервые выявить закономерности распределения аномальных газогеохимических полей углеводородных газов, гелия, водорода, азота и углекислого газа на шельфе, склоне и глубоководной части северного района Центральной котловины, южной части Татарского трога, а также на юго-западном континентальном склоне Японского моря (район залива Посьет и Гамовского каньона). Сотрудниками лаборатории газогеохимии под руководством автора закартированы самые глубоководные в Японском море АГП нефтегазового генезиса (до 3700 м) и высокоинтенсивные аномалии метана в южном окончании Татарского трога, которые позволяют прогнозировать новые скопления газогидратов. Полученные в этих экспедициях данные дают возможность ставить вопрос о поиске новых газогидратных скоплений в районе исследований в интервале глубин 600–2000 метров: аномальные концентрации метана в осадках достигали 11% в свободной фазе (метод *headspace*). Проведенные в этих экспедициях микробиологические исследования под руководством к.б.н. А.В. Пономаревой (лаборатория газогеохимии ТОИ ДВО РАН) позволили впервые установить уникальные самые глубоководные сообщества метано- и нефтеокисляющих микроорганизмов в Японском море. В целом, полученные результаты комплексных экспедиций доказывают существование ранее неизвестных, активизированных по газовой эмиссии и развитию необычных микробиологических сообществ глубоководных зон в северной и южной частях Японского моря. Наличие этих зон, возможно, указывает на газогеохимический отклик тектоносферы района исследований на современную сеймотектоническую и вулcano-магматическую активизацию региона дальневосточных морей. По итогам выполнения этих и последующих работ будет проведено районирование газогеохимических провинций Японского моря. Некоторые результаты этих экспедиций приведены в следующей главе.

Глава 5. ГАЗОГИДРАТЫ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

В предыдущих главах было показано широкое распространение высокоинтенсивных аномальных газогеохимических полей углеводородных газов, гелия и водорода в поверхностных отложениях, связанных с газопроявлениями и потоками миграционных газов, которые, как правило, тяготеют к зонам разноранговых разломов различных кинематических типов. Наиболее интенсивные газопроявления приурочены к узлам пересечения активных разломов, сочетающихся со сдвиговыми дислокациями: в таких участках создаются наиболее проницаемые каналы для миграции газов и флюидов. Особенно важно, что кроме ярких, высокоинтенсивных газопоявлений существуют слабоинтенсивные и «скрытые» (закамуфлированные микробной газогенерацией,) и экранированные верхними толщами осадков. Сопоставление распространения аномальных газогеохимических полей с различным уровнем присутствия миграционных компонент показывает, что проявления и аномальные поля углеводородных газов, иногда гелия и углекислого газа являются причиной и газогеохимической средой формирования концентрированных твердых форм метана и редко углекислого газа – газогидратов (ГГ). Они рассматриваются не только как один из основных альтернативных источников природного газа [Мах, 2000]. В настоящее время осуществляется полупромышленная их разработка под толщей вод (Нанкайский трог) и промышленная добыча газа в районах вечной мерзлоты (дельты рек Мессояха и Маллик). Более того, газогидраты являются самой эффективной и экологически чистой формой скоплений природного газа – в 1 м³ газогидрата содержится от 160 до 180 м³ чистого газа. После диссоциации остается пресная вода. При атмосферном давлении ниже температуры -29 °С метан находится в твердой гидратной форме. Но уже при умеренных давлениях газовые гидраты природных газов существуют вплоть до +20–25 °С [Истомин, Якушев, 1992; Buffet, Zatsepina, 1999]. РТ условия стабильности гидратов метана позволили прогнозировать возможные зоны ГГ залежей на суше на глубине 200–1100 м при температуре от -10 °С до +15 °С и в придонных слоях водоемов на глубине 1200–1500 м при температуре +0–17 °С. Эти прогнозы начали подтверж-

даться с 1969 г.: залежи ГГ найдены в северных районах Западной Сибири, на Дальнем Востоке и его шельфе, на Аляске, в Канаде, в Японии, а позднее во многих других странах. На основании прогноза по геотермическим данным, найдены газогидратные отложения при бурении в Южной котловине оз. Байкал на глубине 1433 м [Кузьмин и др., 1998]. Здесь установлено, что большая часть углерода окисленного метана в осадках на газогидратном участке остается в экзаметаболических и биомассе микроорганизмов (от 17 до 95%) не переходя в свободную углекислоту [Дагурова и др., 2004]. Выявлены скопления газогидратов в Ямбургском и Бованенковском месторождениях (реликтовые газогидраты, находящиеся вне современной зоны термодинамической стабильности газовых гидратов), в Улан-Юряхинской антиклинали, а также реликтовые газогидраты на Чукотке и в Колымском крае [Истомин, Якушев, 1992]. Первая в мире разработка ГГ залежей осуществлена на Мессояхском месторождении с помощью закачки метанола, при этом в течение ряда лет производился отбор газа. На 01.01.2001 г. суммарный отбор газа составил 11.6 млрд м³, из которых 5.7 млрд м³ поступило в результате разложения гидратов при снижении пластового давления ниже равновесного. Газогидраты также были обнаружены во внутренних морях: в 1979 г. в Южном Каспии описаны газогидраты, поднятые с глубины 480 м. Содержание газогидратов в осадке визуально оценивалось в 5–10 % от его объема. Результаты анализа газогидратов, ассоциированных с потоками грязевулканического вещества, показывают, что химический состав остаточного пластового газа (об. см³/л) резко отличается от состава газов биохимического происхождения. В газовой смеси газогидратов грязевых вулканов содержатся: метан CH₄ – 22.2–73.7 см³/л; углекислый газ CO₂ – 14.28–34.97 см³/л, гомологи метана и их производных (до 17 см³/л) [Ефремова, Гритчина, 1981]. Известны газогидратные залежи в Черном море [Мах, 2000], где они иногда ассоциируют с грязевым вулканизмом. Распространение осадков с возможными локальными фаціальными зонами газогидратов характеризуется переслаиванием газонасыщенных и негазонасыщенных разностей в разрезе осадочной толщи. Это снижает

расчетные запасы газогидратов в Мировом океане, а также затрудняет их разработку; добыча газогидратов из морских осадков может привести к ликвидации поверхностного слоя вместе с бентосом, уничтожение данных организмов – к необратимым нарушениям экологического равновесия, что подорвет биологические ресурсы Мирового океана [Ефремова, 1979]. Термобарические, геохимические и гидрологические условия формирования газогидратов подробно изучались многими исследователями, в том числе автором, а результаты данных работ представлены в отчете по государственному контракту [Отчет о НИР..., 2008]. Одной из наиболее дискуссионных проблем в формировании и диссоциации подводных газогидратов является роль геологического строения районов.

Газовые гидраты в Мировом океане. За последние полвека исследований природных газовых гидратов в мире накоплен большой объем информации по распространению скоплений газа в твердом гидратном состоянии. Имеются сведения о более чем двухстах выявленных газогидратных скоплениях, как в Мировом океане, так и на суше в районе распространения вечной мерзлоты. Возникший интерес к этому виду энергоресурсов определяется, прежде всего, тем, что запасы природного газа, преимущественно метана, в газогидратном состоянии весьма велики и превышают запасы природного газа в свободном состоянии. Исследования подводных газогидратных скоплений проводятся и в России, и во многих странах (США, Канада, Япония, Индия, Китай и др.). Основная часть публикаций в России связана с исследованиями, проводимыми во ВНИИ природных газов (ВНИИГАЗ) и в ряде организаций РАН. За последние 15–20 лет появились результаты исследований газогидратов, приведенные в монографиях, трудах, в отраслевых и академических журналах. К этим публикациям относятся составленные сотрудниками ВНИИГАЗ обзоры опубликованных работ по природным и техногенным газовым гидратам [Истомин, Якушев, 1992; Карпюк, 1988]. В этой литературе приведены рефераты и резюме 320 отечественных и иностранных публикаций за 1983–1987 гг., и рассмотрены основные результаты прикладных и фундаментальных исследований по проблемам газогидратных технологий. К настоящему времени в мире открыто уже более 220 месторождений газогидратов. Они обнаружены вблизи берегов США, Канады, Коста-Рики, Гватемалы, Мексики, Японии, Южной Кореи, Индии и Китая, а также в Средиземном,

Черном, Каспийском, Южно-Китайском морях. Ожидается, что значительные запасы газогидратов могут находиться в Аравийском море, вблизи западного побережья Африки, у берегов Перу и Бангладеш. Следует особо выделить озерные газогидраты. Самыми крупными газогидратными скоплениями, часто сопряженными с грязевыми вулканами и проявлениями нефти являются гидраты метана озера Байкал [Хлыстов и др., 2014]. На сегодняшний день установлено, что около 10% площади дна Мирового океана перспективны для поиска залежей газогидратов. Самые значительные газогидратные скопления за рубежом находятся на юго-востоке и западе Северной Америки, вблизи Канады, Перу, Коста-Рики, Южной Кореи, Мексики, Японии, – все эти страны граничат с Тихим океаном, что делает его главным регионом распространения газогидратов. Содержание природного газа в газогидратах в областях вечной мерзлоты составляет от 14 до 34 000 трлн м³, тогда как на акваториях – от 3100 до 7600 000 трлн м³ [Ginsburg et al., 1999; Max, 2000; Sloan et al., 2007; Suess et al., 1999; Suess, 2014; и др.]. Газогидратные образования могут отличаться по форме и размерам, но в любом случае, они связаны с пересыщением поровой воды газом [Kvenvolden, 1998] и формируются, когда температура и давление являются подходящими для соединения газа и воды (давление варьирует в пределах 1–500 бар и температура -10 – +10°C). Растворимость газа и температура имеют пониженные значения ближе к поверхности дна, а на изученных нами структурах придонная вода имеет очень низкие температуры, вплоть до отрицательных значений. Поэтому газовые гидраты стремятся кристаллизоваться в придонных интервалах осадка, то есть в верхней части зоны их стабильности. Причиной неглубокого залегания зоны стабильности газовых гидратов является повышенный тепловой поток.

В Мировом океане газогидраты обнаружены, в основном на склонах окраинных или внутренних морей. Это связано с тем, что там накапливаются мощные толщи осадочных пород с повышенным содержанием органического вещества и, как следствие, высоким нефтегазовым потенциалом. Они являются источником как термогенного, так и микробного метана. Кроме того, в морях обычно район перехода из шельфа в склон осложнен зонами разломов, по которым при сейсмотектонической активизации могут поступать углеводороды из подстилающих, в том числе нефтегазоносных пород фундамента. В этом заключается очень важная закономерность – сопряженность

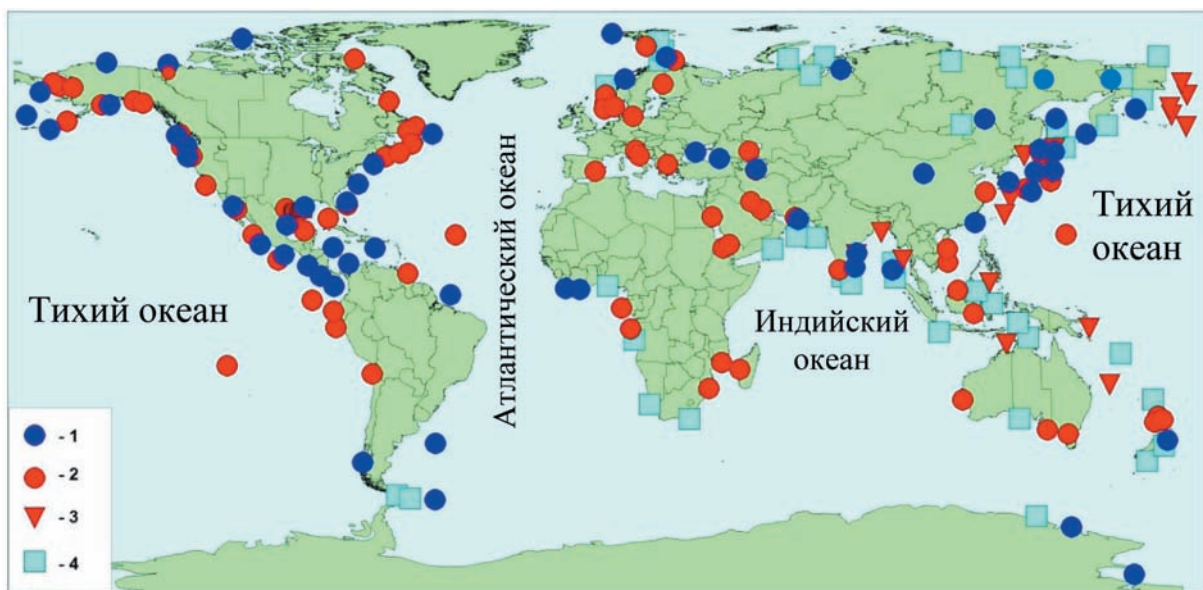


Рис. 82. Распространение скоплений газогидратов и углеводородных проявлений в Мировом океане. 1 – установленные газогидраты; 2 – углеводородные газы и флюиды; 3 – газопроявления; 4 – предполагаемые газогидраты (по геологическим и геохимическим критериям; BSR, термобарическим); составлено автором

процессов формирования нефтегазовых месторождений и газогидратов. При этом сцементированные газогидратами осадки могут выполнять роль флюидоупора и способствуют накоплению метана и тяжелых углеводородов. Если есть источник метана, то в морях в донных осадках формируются газогидраты на глубинах моря от 320 м и глубже. Глубина моря, на которой могут формироваться газогидраты, зависит от температуры придонной воды – чем больше температура, тем большая глубина моря необходима для формирования газогидрата. Уменьшение уровня моря и (или) увеличение температуры придонной воды в море приводят к разрушению газогидратов и выделению в воду и атмосферу большого количества метана. Термогенные газогидраты образуются в гемипелагических осадках на глубинах от 450 м и температуре +7°C в Мексиканском заливе [Milkov, 2000].

В газогидратах, обнаруженных в Мировом океане, содержится 90–95 % метана, а из 1 см³ газогидрата при его разрушении выделяется 160 см³ метана. Процесс диссоциации газогидрата, когда из него начинает выделяться метан, происходит при нарушении условий его стабильного состояния. Это происходит при уменьшении давления и (или) повышении температуры, предопределяя пульсационный характер газовых выходов связанных с газогидратоносными осадками. Важным фактором разрушения-формирования газогидра-

тов является сейсмоструктурная активность разломов, контролирующей потоки природного газа.

Фактически (прямыми методами) газогидраты или их признаки обнаружены во множестве вдоль континентальных и островных окраин (рис. 82). Особенно много их обнаружено в Тихом океане, который занимает площадь 179.7 млн кв. километров, что составляет примерно одну треть поверхности Земли. Тихоокеанский суперрегион – один из богатейших бассейнов планеты, обладающий основными запасами топливно-энергетических ресурсов. К 1998 г. в нем было выявлено более 300 тыс. месторождений нефти и газа [На нефтяном рынке мира, 1998]. В странах Юго-Восточной Азии ежегодно добывается свыше 50 млрд т природного газа. По этой причине любое глобальное явление в Тихом океане (катастрофические землетрясения, цунами, вулканизм, Эль Ниньо и др.) оказывает значительное воздействие на состояние окружающей среды планеты. Протягиваясь от Берингова моря до 60° южной широты (примерно на 15 500 км), вдоль западной окраины Тихого океана лежит много морей, заложенных на деструктивной коре океанического и континентального типов: Берингово, Охотское, Японское, Восточно-Китайское, Южно-Китайское, Желтое, Коралловое, Филиппинское, а также межостровные моря. Гидраты природного газа, главным образом, метана, которые рассматриваются как

один из будущих энергетических источников, систематически исследуются в западной части Тихого океана с 1980-х гг. Одно из первых обнаружений газогидратов было сделано в 34-м рейсе НИС «Морской геофизик» (ТОИ ДВО РАН, Владивосток) в Охотском море [Обжиров, 1993]. Газогидратоносный осадок был поднят прямоточным пробоотборником, а поток метана, связанный с газогидратами, зарегистрирован эхолотной съемкой на глубине 700 м.

Многочисленные находки газогидратов диктуют необходимость геологического районирования этого явления и поиска парагенетических взаимосвязей с источниками углеводородных газов. Газовые гидраты были обнаружены вдоль пассивной и активной Тихоокеанских окраин на глубинах от 320 (Охотское море) до 2000 м (Мексиканский залив), и предполагаются даже более 2800 м (Берингово море). Сейсмическая граница зоны стабильности подводных газогидратов обусловлена соответствием температуры и давления на глубинах от 300 до 1500 м и покрывает огромные территории, однако этот фактор далеко не всегда свидетельствует о наличии газогидратов. Прямое опробование и бурение расширяет зону фактических обнаружений газогидратов год от года. Газовые гидраты также предполагаются в морях Восточной Арктики, но фактически на сегодняшний день еще не были обнаружены. Важно отметить, что BSR – это косвенный поисковый признак, наличие которого не гарантирует обнаружения газогидратов в местах его распространения. В ряде морских бассейнов, таких как Охотское и Японское моря, горизонт BSR может отражать диагенетические границы, в том числе, переходные зоны опал – кристобаллит – «силикатная» граница, а также, возможно, стратиграфические горизонты. Моделирование физико-химических границ обнаружения газогидратов в Тихом океане хорошо согласуется с распространением доказанных газогидратоносных кластеров (рис. 83). В то время, как восточная часть Тихого океана довольно представительно охвачена программами подводного бурения, некоторые бассейны Западного сектора не исследованы в достаточной мере даже малоглубинным опробованием. Экспедиции ODP и DSDP внесли большой вклад в изучение геологического строения и геохимических особенности окраин Тихого океана: за период с 1968 г. было пробурено более 1160 скважин с поднятием керна и выполнением каротажных измерений [Max et al., 2000]. В связи с огромным количеством находок газогидратов и

ростом их энергетического значения, это нетрадиционное для промышленности соединение природного газа вполне можно отнести к новому виду каустобиолитов.

Западная и восточная окраины Тихого океана представляют газогидратоносные провинции, которые отличаются друг от друга по геологическому строению, но характеризуются рядом общих черт формирования газогидратов в осадочных отложениях. Западная Тихоокеанская окраина является более сейсмически и вулканически активной, по сравнению с восточной. В данном разделе рассмотрен Западно-Тихоокеанский сегмент газогидратоносного пояса, представленный провинциями следующих морей: Берингово, Охотское, Японское, Восточно-Китайское, Южно-Китайское, Сулу-Сулавеси, Филиппинское и акваториями Австралии и Новой Зеландии. Наиболее представительные залежи газогидратов (многочисленные образцы массивных агрегатов) обнаружены в Охотском, Японском, Восточно-Китайском и северной части Южно-Китайского морей. В морях Юго-Западного сектора газогидраты обнаруживаются реже, что, скорее всего, связано с недостатком соответствующих исследований. Газогидратоносность Восточного сегмента ТГП рассмотрена детально и описана в работах [Гинсбург, Соловьев, 1994; Max, 2000; Milkov, 2000; и др.]. Основные методы, позволяющие с 1980-х гг. обнаруживать газогидраты, это: гидроакустическая съемка, высокоразрешающее сейсмопрофилирование и геологическое опробование (взятие кернов гравитационными и гидростатическими пробоотборниками). Систематически газогидраты начали изучаться в западной части Тихого океана с 1988 г. (Охотское море, 34-й рейс «Морской Геофизик», руководитель работ А.И. Обжиров). Газогидраты формируются в условиях восходящих потоков метана (диффузных, фильтрационных, струйных) в верхних горизонтах осадочных бассейнов с мощностью выполнения до 10 км. Наиболее благоприятны проницаемые зоны в пределах активных разрывов, составляющих структурный план глубинных разломов. Восходящие потоки метана обусловлены, главным образом, различными углеводородными скоплениями: нефтегазовыми и углегазовыми [Научно-технический отчет..., 2013; Отчет о НИР..., 2008].

От северных широт к южным акваториям, выявлено множество газогидратопоявлений, объединяющихся в соседствующие газогидратные провинции морей. Закономерный характер распространения газогидратов в Тихом океане и их

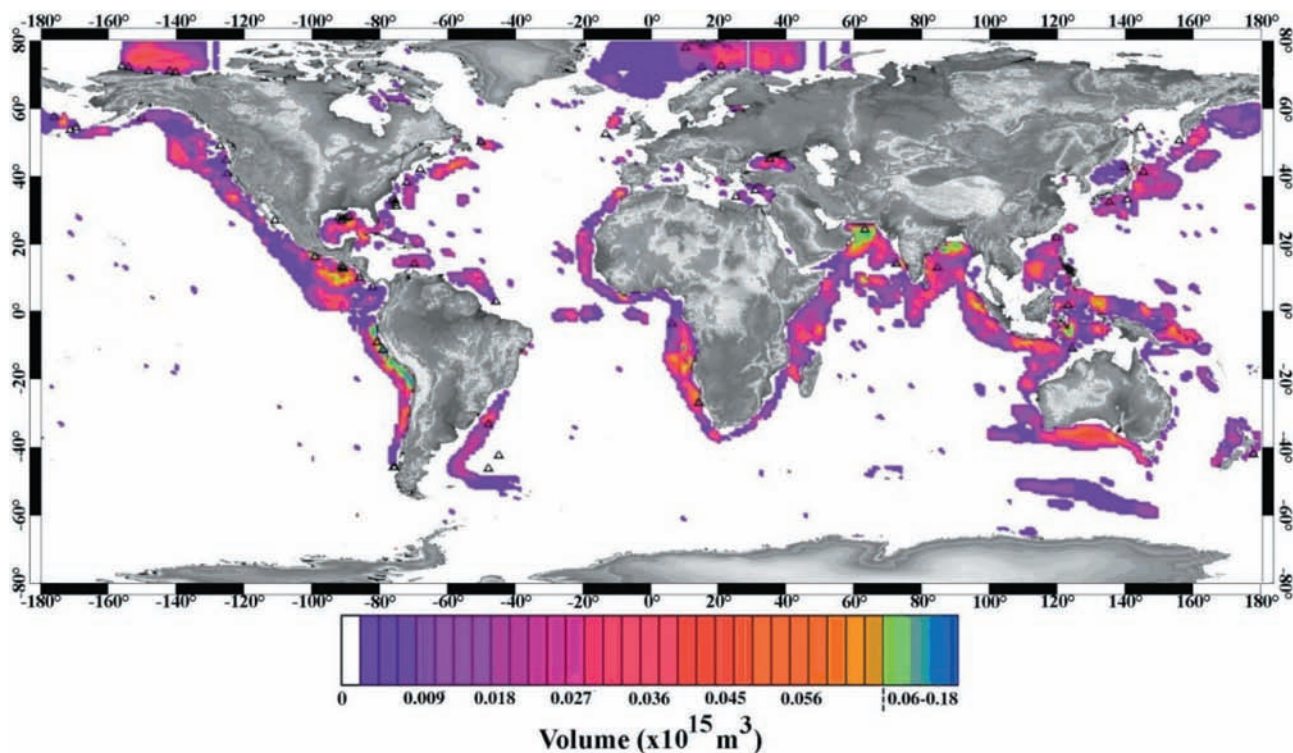


Рис. 83. Термобарическое моделирование распространения начальных ресурсов газовых гидратов в Мировом океане [Klauda, 2011]

признаков позволяет объединить все проявления в единое Тихоокеанское газогидратоносное кольцо [Шакиров, Обжиров, 2011; Shakirov et al., 2014a]. Газогидратоносность западной части Тихого океана определяется активными геологическими процессами (вулканизм, сейсмичность, контактовый и термальный метаморфизм и др.), протекающими вдоль границ литосферных плит. Механический подвиг и надвиг литосферных плит вдоль континентальных окраин, опоясанных мощным осадочным чехлом в итоге проявляется в углеводородоносных бассейнах переходной зоны континент – океан. Несколько сотен активных вулканов в определенных районах, отмечающих зоны субдукции, также ускоряют созревание углеводородной матрицы, в частности, благодаря проработке осадочной толщи глубинными газами и флюидами. Зоны субдукции отсутствуют у Антарктического и Австралийских континентов. Гидратоносные осадки содержат газогидраты в рассеянной форме, цементирующей осадок: линзы, прослойки, слои и массивные агрегаты. Большинство скоплений газогидратов обнаружено в осадках четвертичного возраста. Существуют определенные основания предполагать развитие газогидратов на интервале 200–500 м ниже поверхности дна

(вероятно, иногда представляющих первичные формы газогидратов) в третичных отложениях. Многоярусное залегание газогидратов установлено в Атлантическом океане [Mienert, Posewang, 1999]. Газогидратоносные осадки представлены, в основном, илами, глинистыми илами, песками, с различной долей обломочного материала. На сегодняшний день самое высокоширотное газогидратное подводное проявление закартировано в верхней части западного склона Чукотского плато в пределах глубоководной восточной окраины Восточно-Сибирского моря. Газогидраты были обнаружены в экспедиции южнокорейского НИС Араон (RV Araon) в 2016 г. [Jin et al., 2017]. Они были подняты в двух кернах гравитационного пробоотборника на глубине моря 610 м с горизонта до 3 м ниже поверхности дна (рис. 84) (участок станции ARA07C GC13, координаты 75.6795 N, -169.7379 E) на локальных положительных морфоструктурах (небольшие холмы). Такие морфоструктуры, как правило, формируются над газонасыщенными каналами (gas chimney) в верхней части осадочных толщ над газонасыщенными или нефтегазонасыщенными структурами. Ранее в этом районе [Savvichev et al., 2004] были закартированы структуры газовых выходов (покмарки) и анома-

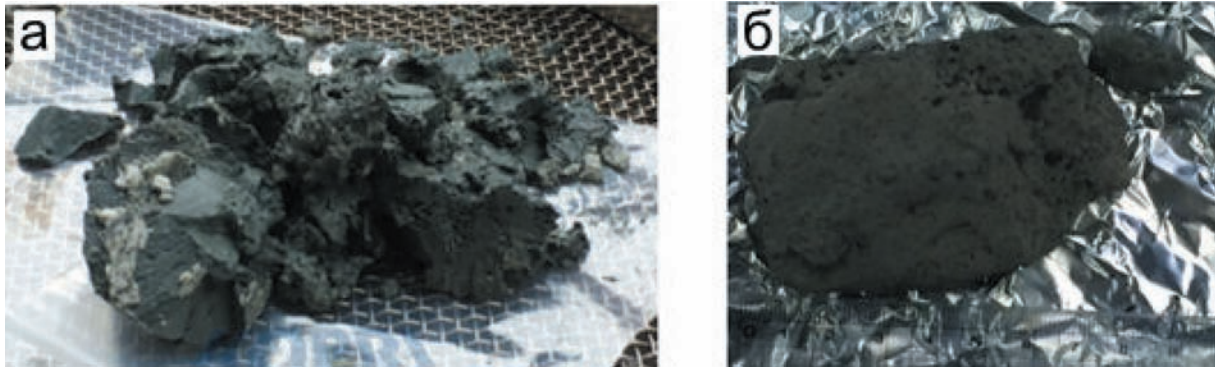


Рис. 84. Фотографии газогидратов (а) – белые включения в темно-сером осадке, горизонт 247 см ниже поверхности дна; и массивного аутигенного карбонатного образования (б) со станции ARA07C GC13

лии метана. Проявление газогидратов, возможно, связано с продолжением рифтогенной структуры, расположенной в Чукотском море.

5.1. Берингоморская газогидратоносная провинция

Берингово море замыкает северное звено переходной зоны западной части Тихого океана. Отличительной особенностью моря является широкий шельф на севере и востоке, и мощные осадочные толщи глубоководных (более 3800 м) бассейнов. Наиболее перспективными представляются глубоководные впадины Алеутская и Бауэрс на глубинах 3600–3900 м (рис. 85). В пределах этих структур было закартировано множество аномалий скорости сейсмических отражений (VAMP), в которых, как правило, находятся газонасыщенные зоны (газовые вертикальные зоны и «мутные» толщ). Подсчет ресурсов метана в этих бассейнах дал 2×10^7 м³ газа [Scholl et al., 2007]. Экспедициями ТОИ ДВО РАН также были обнаружены аномалии метана в придонной воде прикамчатского склона и газовые факелы (2008 г.). В приконтинентальных впадинах российской части Берингова моря (Хатырский осадочный бассейн) выявлены перспективные в отношении газогидратоносности зоны площадью 1650 и 1100 км² по материалам сейсмических исследований, проведенных ОАО «Дальморнефтегеофизика», в 1988 и 2007 гг. [Грецкая, Петровская, 2010].

Газогидратоносные структуры обнаружены в тектонических прогибах и контролируются разломами. Напротив этих зон на побережье зафиксированы проявления метана (Угловое, Янракоимское, Анольское). Над и рядом с этими зонами в 1992 г. по данным лаборатории газогеохимии зафиксированы высоко интенсивные аномалии мета-

на в придонном слое до 1600 нл/л (см. рис. 85). Сейсмические признаки газогидратов установлены на внешнем шельфе и континентальном склоне при глубине моря от 0.5 до 2 км. На временных разрезах им отвечает однофазовое отрицательное сейсмическое отражение, пересекающее отражения от слоисто-осадочного разреза и практически повторяющее конфигурацию морского дна (BSR). Кроме хорошо выраженной отрицательной фазы, на сейсмограммах ОГТ наблюдается эффект усиления амплитуд отражения, характерных для гидратонасыщенных отложений. Негативная фаза отражения BSR формируется из-за резкого понижения акустического импеданса за счет присутствия в разрезе свободного газа ниже подошвы содержащего газогидраты слоя. На суммарных разрезах работами ДМНГ выявлено усиление амплитуд отражений от осадочных слоев непосредственно под BSR. Нижележащий интервал разреза, содержащий свободный газ, прослеживается в виде четко выраженных положительных аномалий.

Первые сведения о наличии газогидратов в глубоководной части Берингова моря (глубина воды 2110 м) были получены при бурении скв. 185 [Панаев, 1987; Barth et al., 2009] (см. рис. 84). Газогидраты обнаружены (?) на горизонте ниже поверхности дна 610 м при величине водного слоя 2110 м; в миоценовых терригенных отложениях был выявлен 10–15 метровый газогидратоносный горизонт. В котловинах Алеутской и Бауэрса в результате сейсмических исследований (более 25 тыс. пог. км) было зарегистрировано 12 000 скоростных аномалий, интерпретируемых как газовые гидраты и экранированные ими скопления свободного газа. Объем метана в этих проявлениях составляет около 31 трлн м³ [Scholl et al., 2007]. Распространение газогидратов в глубоководных частях Берингова моря

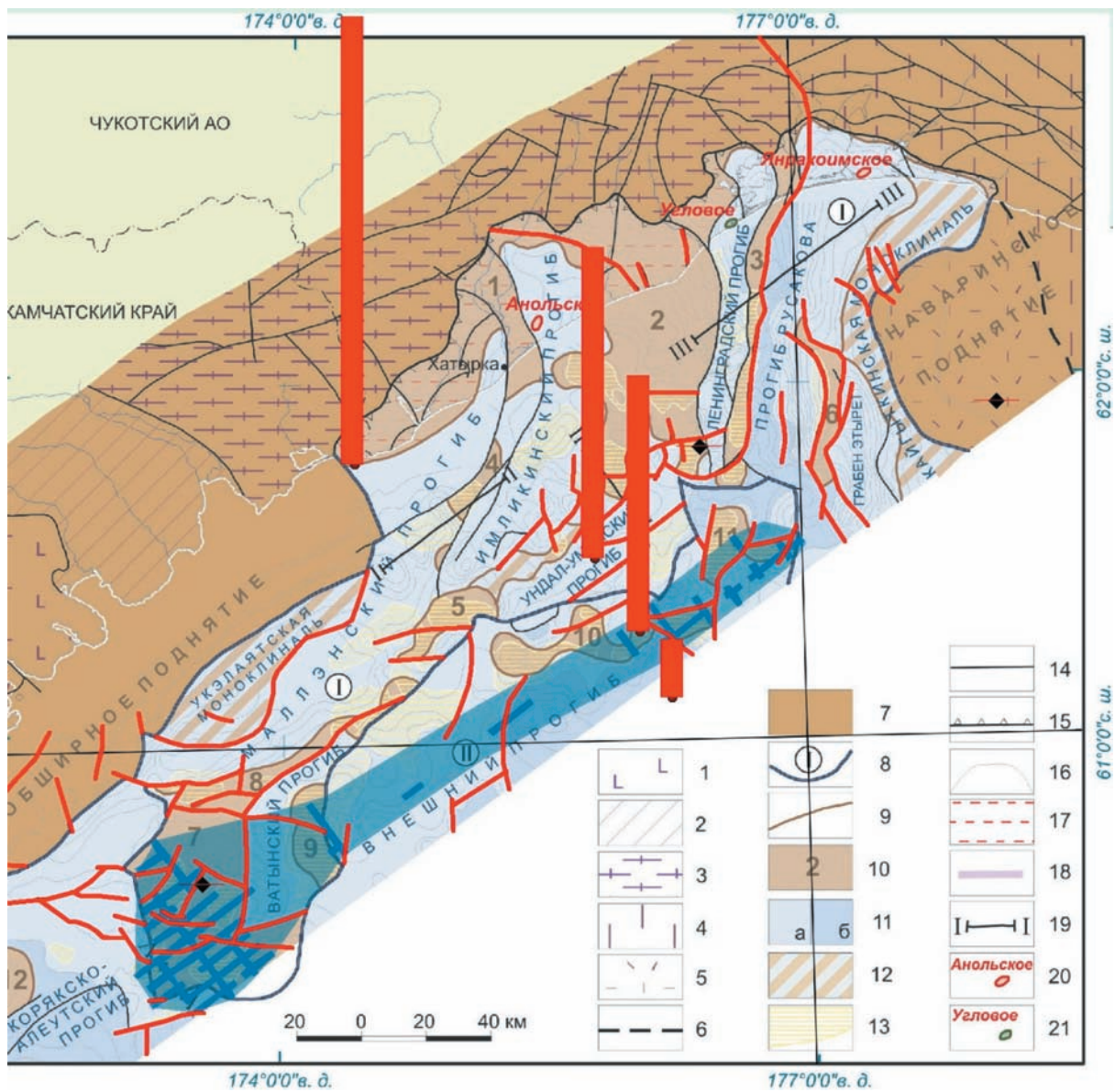


Рис. 85. Структура перспективной газогидратоносной площади Хатырского бассейна по [Грецкая, Петровская, 2010]. Красные столбцы – аномальные поля метана средней и высокой интенсивности. Перспективная газогидратоносная площадь занимает верхний континентальный склон (заливка синим, глубина 300–900 м).

1–5 – тектонические зоны: 1 – Олюторская (нижний мел – палеоцен), 2 – Укэлятская (верхний мел – палеоген, 3 – Эконайская (средний палеозой – мезозой), 4 – Алякватваамская (средний триас – верхний мел); 5 – Наваринская (средний палеозой – мезозой); 6 – граница между тектоническими зонами; 7 – внебассейновое пространство; 8 – граница осадочного бассейна, его номер: I – Хатырский осадочный бассейн, II – Алеутский глубоководный осадочный бассейн; 9 – граница поднятия, прогиба; 10 внутрибассейновое поднятия: 1 – Усть-Хатырское, 2 – Накепейляжское; 3 – Майнопыльгинское; 4 – Хатырское; 5 – Центральное, 6 – Пекульнейское, 7 – Анивьямское, 8 – Дежнёва, 9 – Ровное, 10 – Склоновое, 11 – Южное, 12 – Кекурное; 11 – прогиб, а – глубина погружения акустического фундамента до 5,6 км, б – глубина погружения акустического фундамента более 7,6 км; 12 – моноκлиналь; 13 – локальная антиκлинальная структура; 14 – тектоническое нарушение; 15 – Хатырский надвиг; 16 – изобата; 17 – выход палеогеновых отложений на поверхность в наземной части бассейна; 18 – газогидраты (по данным AVO съёмки 2007 г.); 19 – сейсмический разрез по линии; 20 – газопроявление; 21 – месторождение нефти

усиливает значимость этого региона, как потенциального источника УВ газов. Небольшой объем фактических данных о газогидратах сдерживается отсутствием экспедиций по поис-

кам газогидратов комплексом дистанционных и прямых методов.

Газоносность осадочных отложений приконтинентальной части Берингова моря также обуслов-

лена наличием угольных пластов [Гресов, 2014], которые могут быть источником гидратообразующего метана. На сопредельной суше Берингова моря, на Аляске газогидраты обнаружены в районе нефтегазовых месторождений Прадхо Бей и Купарук Ривер. Здесь формирование слоев газогидратов сопряжено с газовой эмиссией из нефтегазовых залежей. В газогидратах Купарук Ривер – Прадхо Бей (Аляска) заключено 1.1×10^{12} м³ метана.

Методом радиоактивных изотопов в донных отложениях Берингова моря определено, что аэробные метанооксиляющие бактерии обнаруживаются только в верхних горизонтах (0–15–30 см) осадка [Гальченко, 2001]. При этом процессы микробиологического окисления метана доказаны вплоть до 120 см ниже поверхности дна. Установлено, что в CO₂ переходит 78.6–94.8 % окисленного метана. В глубоководных осадках доля окисленного метана от новообразованного составляет 2.6–5.6 %, а в мелководных – 7.5–22.0 %, что согласуется с литературными данными [Иванов и др., 1984].

5.2. Охотоморская газогидратоносная провинция

Одна из наиболее представительных газогидратоносных провинций Тихого океана находится в Охотском море – втором по величине окраинном море Тихого океана. Подводные газогидраты исследованы здесь с помощью дистанционных сейсмической и гидроакустической съемок и подтверждены прямыми методами [Обжиров, Шакиров, 2012]. Осадки и толща вод были исследованы газогеохимическими, седиментологическими, стратиграфическими и другими методами [Николаева и др., 2009; Gas Hydrate System..., 2008]. Метан поступает в верхнюю часть гидратоносных осадков из зон газогенерации и газонакопления в пределах кайнозойских осадочных толщ мощностью до 10 км. Эти толщи содержат разные виды углеводородных полезных ископаемых: месторождения нефти и газа, газогидраты и угленосные осадки. Наиболее изучены три района: северо-восточный склон о-ва Сахалин (впадина Дерюгина), западный борт Курильской котловины и северо-западный склон о-ва Парамушир (Голыгинский прогиб). Метан доминирует в газовом составе гидратоносных толщ, занимая до 99.9 % об. от количества всех углеводородных газов, поэтому газогидраты Охотского моря в основном относят к кристаллической структуре I. Удавалось поднять

образцы сплошных газогидратов длиной до 35 см (рис. 86). Анализ распределения потенциала генерации углеводородов в осадках – до $10\text{--}20 \times 10^6$ т/км² [Грецкая и др., 1992], стратиграфия и благоприятные литологические условия нефтегазовых этажей, система рифтов, подходящие глубины 400–1500 м и температура придонной воды +2 °С, распространение BSR, повышенный тепловой поток [Luedmann, Wong, 2003] и неотектоника [Объяснительная записка..., 2000; Харахинов, 1998; Varanov et al., 1999] позволили сделать прогноз размещения газогидратов в Дерюгинской депрессии в южном продолжении северо-восточного склона Сахалина [Shakirov et al., 2005]. К 2005 г. данные о распределении газогидратов, аномалиях метана (до 1200 нмоль/л), газовых факелов стали основанием для проведения комплексного анализа перспектив гидратоносности сахалинского склона (проекты CHAOS, SSGH I, SSGH II). Этот прогноз был подтвержден работами последующих лет. В настоящее время вдоль восточного склона о-ва Сахалин площадь фактического распространения газогидратоносных осадков занимает около 10 000 км². В экспедициях 2009–2011 гг. был обнаружен микрогидратный цемент – форма распространения газогидратов, характерная для южного участка присахалинской газогидратной площади [Gas Hydrate System..., 2008]. Начальные ресурсы метана Охотоморской газогидратоносной провинции оцениваются в 2×10^{12} м³ (2.5 млрд т условного топлива) [Веселов и др., 2006], в газогидратных скоплениях северо-западного борта впадины Дерюгина сосредоточено порядка 8×10^8 м³/км² метана. Для всего Охотского моря приводят величины 15×10^{13} м³ [Luedmann, Wong, 2003]. Для сравнения: в газогидратах Купарук Ривер – Прадхо Бей (Аляска) заключено 1.1×10^{12} м³ метана [Gas hydrates, 1986]. Общемировые запасы природного газа оцениваются в 187×10^{12} м³ [IEO2010 Reference case, 2010].

Потоки природного газа со дна Охотского моря, ассоциируемые с газогидратами, являются одними из самых активных среди современных. Например, в августе 2012 г. у подножия северо-западного борта Курильской котловины с участием автора был обнаружен самый высокий газовый поток в Мировом океане высотой около 2200 метров [Operation Report..., 2013]. Данные литологического опробования грунтовыми трубками, сейсмоакустического и гидроакустического профилирования, съемки гидролокатором бокового обзора и газогеохимические исследования, свидетельствуют о наличии в Охотском море крупной

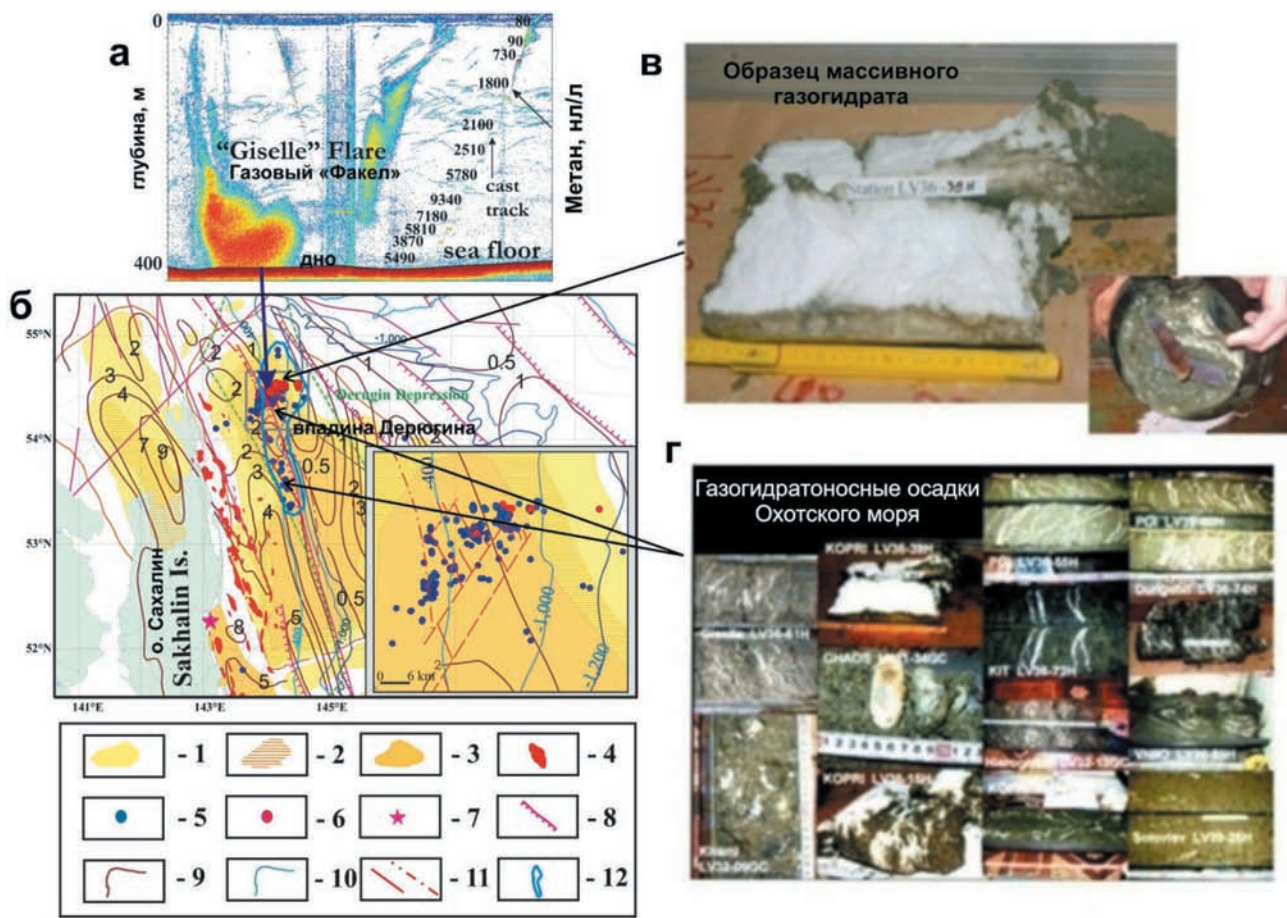


Рис. 86. Геоструктурное положение газогидратоносного участка и образцы газогидратов Дерюгинской депрессии.

а – газовый факел и высоко интенсивное аномальное поле метана в толще вод северо-восточного склона о. Сахалин; *б* – 1–3 – зоны высокой потенциальной плотности генерации углеводородов в осадке [Грецкая и др., 1992]; 4 – локальные структуры, 5 – потоки газов, 6 – нефтегазопрооявления, 7 – Дагинская геотермальная система, 8 – рифты [Гнибиденко, 1979], 9 – изопакиты, 10 – изобаты, 11 – разломы (установленные/предполагаемые), 12 – границы гидратоносной провинции на 2005 г. [Shakirov et al., 2005]; *в* – образец массивного газогидрата из его скопления структурного типа; *г*: фрагменты кернов газогидратоносных отложений

газогидратной провинции, включающей в себя, на сегодняшний день, четыре района:

- 1) северо-восточный склон о-ва Сахалин (западный борт впадины Дерюгина или Дерюгинская депрессия). Это обширное поле газового просачивания, один наиболее активный участок которого расположен в пределах широт $54^{\circ}20' - 54^{\circ}40'$, а другой локализуется в 50 км южнее в пределах разлома Лаврентьева ($53^{\circ}40' - 54^{\circ}00'$). На этих участках выделены структуры характеризующиеся наличием газовых аномалий (факелов);
- 2) припарамуширский участок (Голыгинский прогиб);
- 3) западный склон Курильской котловины;
- 4) потенциально гидратоносная площадь у подножия о-ва Хоккайдо.

Потенциальная газогидратоносная площадь выделяется по результатам региональных работ ФГУП «Севморгео» у подножия возвышенности Академии Наук [Верба и др., 2011б].

Первые подводные газовые выходы метана, связанные с газогидратами, были найдены в 1988 г. во время рейса НИС «Морской геофизик» [Обжиров, 1993]. К началу газогеохимических исследований в Охотском море были обнаружены три факела: факел «Припарамуширский», факел «Казанский», обнаруженный на северо-восточном склоне о-ва Сахалин в 1988 г., и факел «Пильгунский» в районе Пильгунского нефтегазового месторождения. В 1991 г. во впадине Дерюгина найдены новые газовые факелы, а также были вскрыты осадки, содержавшие газовые гидраты [Гинсбург, Соловьев, 1994].

Основной мировой интерес к природным субмаринным газогидратам вызван их энергетическим потенциалом, способным восполнить дефицит углеводородного сырья в будущем. Это вызвано прогнозируемыми огромными запасами сосредоточенного в них газа, прежде всего – метана: 2×10^{14} до 7.6×10^{18} м³. Такой разброс в оценках свидетельствует о недостатке знания фактического распространения гидратоносных толщ, как на глубину, так и по площади. Результаты экспедиционных исследований ТОИ ДВО РАН в международных проектах КОМЕХ (1998–2004), СНАОС (2003–2006), (SSGH, 2007–2014) позволили собрать уникальный материал о газогеохимических характеристиках газогидратоносных отложений в Охотском и Японском морях. Важно, что в Охотском море, по сравнению с другими бассейнами, газогидраты представлены часто массивными образцами, линзами и прослоями мощностью до первых десятков сантиметров [Operation report, 2012]. Такие скопления можно отнести к структурному типу, контролируемому неоднородностями, возникающими за счет активной разломной тектоники. Такие залежи легче разрабатывать – в малом объеме больше концентрация полезного ископаемого, к которому можно отнести гидрат метана, чем, к примеру, те скопления, где преобладает литологический или стратиграфический контроль (Нанкайский трог, хребет Окусири и др.).

Газогидраты впадины Дерюгина. Дно западного борта впадины Дерюгина отличается наличием большого количества участков фокусированной газовой разгрузки. Они ассоциированы с газогидратоносными осадками. Прогнозируется, что в газогидратных скоплениях западного борта впадины Дерюгина сосредоточено порядка 8×10^8 м³/км² метана. Склон имеет слабо вогнутый профиль и подразделяется на три части: верхнюю (180–300 м), среднюю (300–600 м) и нижнюю (ниже 600 м), которые отличаются между собой морфологией дна и углом наклона. В пределах последней площади имели место крупномасштабные оползневые процессы, которые, явились следствием нестабильности склоновых осадков. Это могло быть вызвано землетрясениями и разложением газогидратов с высвобождением свободных газов и воды. Средняя часть северо-восточного склона о-ва Сахалин отличается сложным строением, характеризующимся наличием многочисленных уступов, распространенных в интервале глубин 380–750 м [Cruise Report..., 1999]. Наиболее крупные из них локализируются в верхней части этого интер-

вала, далее вниз по склону их размер уменьшается. Данные эхозондирования показывают, что эти уступы ассоциируют с нормальными сбросами. По сравнению с вогнутым обликом всего склона, эта его часть имеет выпуклую форму [Matveeva et al., 2005]. Нижняя часть склона характеризуется наличием многочисленных мелких желобков и холмов высотой несколько десятков метров. Они объединяются в цепочки, которые простираются в двух направлениях: ЮЮЗ–ССВ и СЗ–ЮВ. Данные эхозондирования свидетельствуют о том, что с этими морфологическими структурами ассоциируют участки активного газового просачивания [Cruise Report..., 1999], в связи с чем их можно использовать в качестве индикаторов при поиске проявлений активных газовых эманаций. Существующее различие в морфологии северной и южной части склона, выявленное на основании батиметрических и сейсмических данных, предполагает оползневое происхождение склоновых структур в северной его части, вызванное землетрясениями вдоль разломной зоны [Cruise Report..., 1999], либо разложением газовых гидратов при понижении уровня моря [Luedmann, Wong, 2002a]. Основным фактором, контролирующим распространение полей очагов разгрузки газа являются тектонические нарушения (крутопадающие сбросы СЗ простирания и сдвиги СВ простирания), контролирующие зоны газонасыщенных осадков. Общая площадь закартированных полей очагов разгрузки, входящих в присахалинскую газогидратоносную область, по данным экспедиционных исследований 2003–2013 гг. составляет более 10 000 км².

Тектонический режим островного склона о-ва Сахалин контролируется системой надвигов и взбросов, ориентированных в направлении СЗ–ЮВ. Эти разломы являются активными, поскольку они пересекают осадочную толщу, достигая морского дна и образуя на склоне уступы. Тектонический характер распределения очагов газовой разгрузки на восточно-сахалинской окраине предполагает, что они образовались в условиях компрессионного режима [Cruise Reports..., 1999].

В пределах островного склона было оконтурено более 15 структур фокусированной разгрузки метана. Наиболее крупными из них являются структуры «Хаос» и «Обжиров». Структура «Хаос» является самой крупной на склоне Сахалина. Она расположена в нижней части склона на глубинах 950–980 м и занимает площадь размером 2000 × 700 м². В пределах этой структуры склон слабо наклонен в сторону впадины Дерюгина. Структура

«Хаос» имеет в плане изометричную форму и характеризуется наибольшей акустической прозрачностью в южной и центральной частях, что свидетельствует о наличии в поровом пространстве осадков свободного газа [Cruise Report..., 2005]. Структура представлена группой мелкомасштабных газовых сипов в пределах большого поля газового просачивания, имеющих, вероятно, единый источник газа. Структура «Обжиров» расположена в нижней части склона на юго-восточном крае крутого уступа в пределах глубин 680–700 м на расстоянии ~18 км на юго-запад от структуры «Хаос». Газовые факелы здесь концентрируются в двух направлениях – юго-запад – северо-восток и северо-запад – юго-восток и приурочены к небольшим грядам, состоящим из отдельных бугорков.

Для выяснения ситуации на участках локализации многочисленных газовых факелов и газогидратных проявлений были выполнены геотермальные исследования [Cruise Report..., 2005]. Геотермальный градиент, термальная проводимость и тепловой поток были определены *in situ* с использованием термозонда GEOS. Полученные данные свидетельствуют о том, что в пределах структуры «Хаос» вблизи газовых факелов отмечаются высокие значения термального градиента, типичные для холодных сипов (до 249 мК/м), в то время как на структуре «Обжиров» они значительно ниже (около 58 мК/м). Это объясняется тем, что в первом случае просачивается не только свободный газ, но и газонасыщенная вода, а во втором случае отмечается выделение более чистого газа, менее способного к транспортировке тепла к поверхности [Cruise Report..., 2005].

Гидроакустические исследования, выполненные восточнее структур «Хаос» и «Обжиров», показали, что в этом направлении также существуют участки газового просачивания, о чем свидетельствуют обнаруженные здесь газовые факелы. Кроме того, в пределах исследованного района были выявлены многочисленные более мелкие структуры. В юго-западной части на внешнем шельфе (на глубине 180–190 м) и в верхней части склона (на глубине 360–390 м) были оконтурены структуры «Эрвин» и «Гизелла». На первой из них обнаруженные газовые факелы протягиваются в направлении с северо-востока на юго-запад и локализируются в выступах или в западинах. Вторая структура обусловлена морфологическим перегибом склона, который предположительно связан с зоной разлома, скрытого под мощным слоем осадков [Cruise Report..., 2000]. Также были выявлены структуры газового просачива-

ния, названные «Китами», «КОПРИ», «ТОИ», «ВНИИОкеагеология», «Разлом Лаврентьева» и многие другие.

Данные по сейсмоакустическому профилированию, полученные при исследовании структур «ТОИ», «КОПРИ», «Китами» и «Хаос», показали наличие отчетливо видимых разрывных нарушений, которые являются, по всей видимости, флюидопроводниками. Наиболее интенсивно они проявлены в пределах структуры «Хаос». Следует отметить, что ослабленные зоны широко распространены в пределах всего изученного района, при этом очаги разгрузки флюидов, по всей видимости, соответствуют зонам пересечения более крупных нарушений [Cruise Report..., 2006]. Несмотря на то, что изученные отложения в целом характеризуются присутствием значительного количества газа, образование гидратов идет именно в областях фокусированной разгрузки флюидов.

Довольно значительное количество газовых факелов обнаружено в пределах разлома Лаврентьева (53°40'–54°00'). Особенностью этого участка является существование двух уступов. Первый из них имеет простирание северо-запад – юго-восток и выражен в рельефе дна от бровки шельфа до глубины более 1250 м. Ниже разлом не отражается в рельефе, но распознается на сейсмических профилях [Cruise Report..., 2005]. Средняя высота уступа составляет около 50 м, увеличиваясь в нижней части склона до 100 м. Линейный характер уступа предполагает его разломную природу. Второй уступ, достигая в высоту более 100 м, примыкает к первому под прямым углом на глубине около 1200 м и не пересекает его. Предположительно, этот уступ представляет собой разлом, перпендикулярный разлому Лаврентьева [Cruise Report..., 2005]. Полученные гидроакустические и сейсмические данные свидетельствуют, что газовые факелы и сопровождающие их аномалии микробных и термогенных газов в пределах этой структуры концентрируются на двух участках: на опущенном крыле разлома и на поверхности оползневого блока.

В 2004 г. на НИС «SONNE» у северной части о-ва Сахалин на глубине 920 м был обнаружен каньон широтного направления, исследованный в последующих экспедициях [Cruise Report..., 2006]. Каньон достигает ширины 2 км и глубины 150 м, при этом северная стенка более крутая и расчлененная, чем южная.

Фокусированная разгрузка газа была обнаружена на стенке каньона, а также в центральной части на глубине 720 м (структура

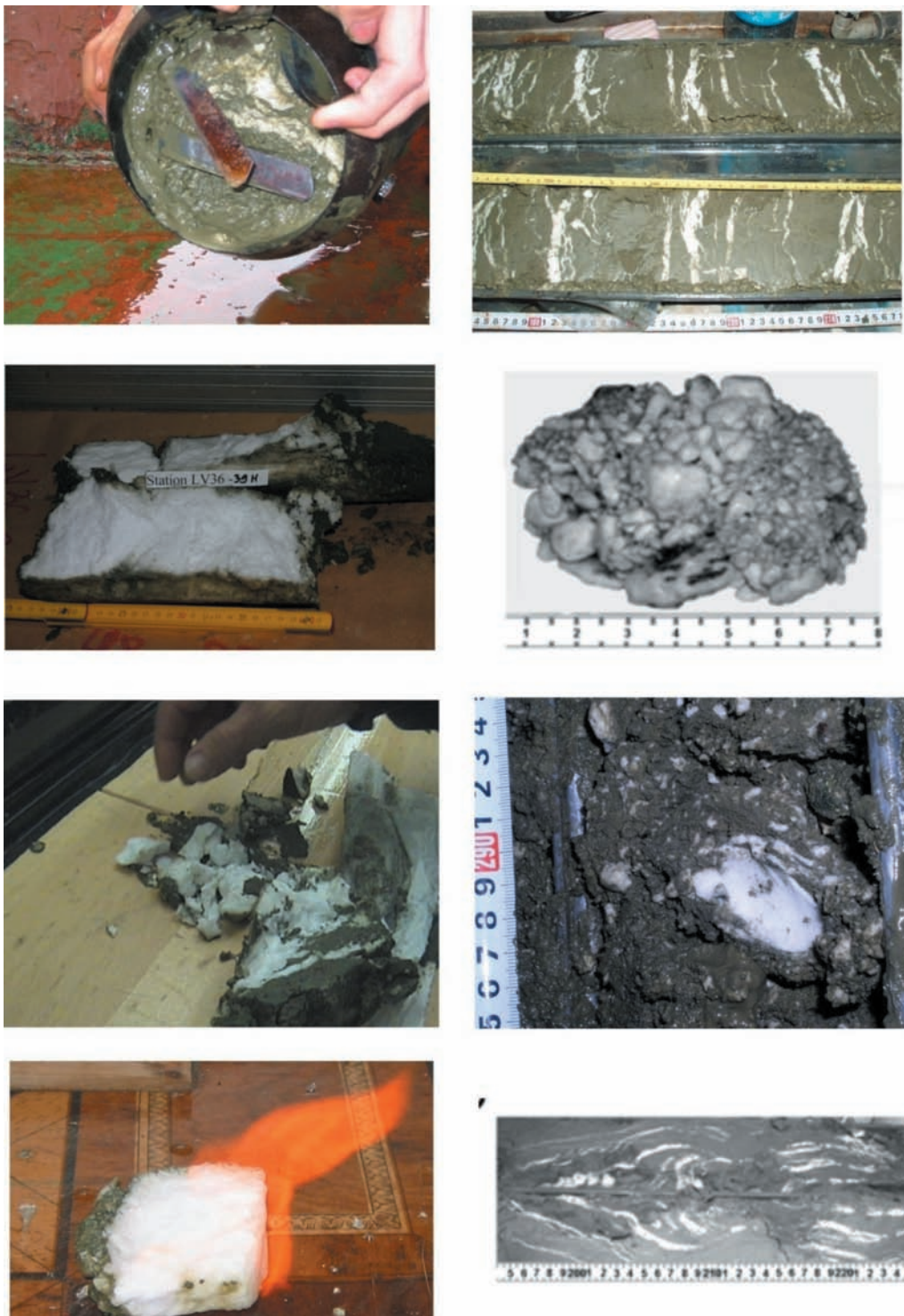


Рис. 87. Примеры морфоструктурных типов газогидратных образований в осадках западного борта впадины Дерюгина [Николаева и др., 2009; Gas Hydrate System..., 2008]. Составлено автором

«ВНИИОкеангеология») и к востоку от русла каньона в его проксимальной части [Cruise Report..., 2006]. Каньон, возможно, является также каналом для транспортировки осадочного материала

реки Амур в район северо-восточного склона о. Сахалин.

Газогидраты (по материалам отчетов проектов KOMEX, CHAOS и SSGH). Несмотря на

большое количество выявленных участков сосредоточенной разгрузки газовых флюидов, расположены они, главным образом, в нижней части северо-восточного присахалинского склона и на незначительном расстоянии друг от друга. Среди газогидратоносных и вмещающих отложений преобладают терригенно-диатомовые алевроиты пелитовые и пелиты алевроитовые с незначительной примесью песчаных частиц. Большая часть колонок осадков не выходила из голоценовой части разреза, что свидетельствует о высоких скоростях осадконакопления в этой части Охотского моря. Осадки в пределах полей фокусированной газовой разгрузки имеют специфические особенности и отличаются от фоновых отложений рядом признаков. В них наблюдается определенная закономерность в изменении текстуры и цвета осадков, распределении аутигенных новообразований (преимущественно карбонатных конкреций), включений раковин специфической хемоаутоτροφной фауны моллюсков, а также газовых гидратов. Эта закономерность отчетливо проявляется по мере приближения к центрам метановых эманаций на морском дне. По степени проявления в осадочном разрезе подобных признаков, изученные колонки осадков можно разделить на два типа – расположенные по периферии и вблизи центров фокусированной разгрузки метана, сопровождаемой микроконцентрациями термогенного этана и повышением содержания высших углеводородов в отложениях.

Осадки, отобранные по периферии от центров разгрузки метана, содержат большое количество гидротроилита и сильно биотурбированы, что придает им темно-серый оттенок и пятнисто-слоистую текстуру. В осадках, находящихся непосредственно вблизи центров разгрузки метана, некоторые колонки содержат горизонты, насыщенные газовыми гидратами. Газогидраты представлены, главным образом, тонкими прослойками и линзами среди неслоистых осадков мощностью от 1 мм до 1–2 см, залегающими субгоризонтально или наклонно (рис. 87), реже отмечается субвертикальная и волнистая текстуры, и в меньшем количестве встречаются обломки размером от 2–3 до 5–8 см. На структуре «Копри» (ст. LV36–15 и LV36–39) обнаружены мощные прослои (14 и 34 см) массивных газовых гидратов. Граница залегания гидратсодержащих осадков варьирует от поверхности дна до поддонной глубины 400 см. Какой-либо отчетливой закономерности в ее расположении не выявлено.

Например, на структуре «Обжиров» эта граница располагается на глубинах 17–45 см (ст.

SO178-26 и SO178-23, соответственно) и 305–395 см (ст. Ge99-29 и LV29-50, соответственно) ниже поверхности дна. При этом необходимо отметить, что в некоторых случаях трубка не смогла пройти очень плотные газогидратнасыщенные осадки, поэтому их мощность часто определялась глубиной проникновения трубки в газогидратный слой. Она также значительно варьирует – например, от 5 до 220 см на структуре «Хаос» (ст. SO178-44 и LV31-34, соответственно). На структурах «Хаос» и «Китами» были взяты осадки, полностью заполненные газовыми гидратами (около 5 м на ст. LV32-16 и более 1 м на ст. LV32-11). Особенность поднятых газогидратов состоит в том, что они все имеют различную форму залегания: от горизонтальных слоев (в том числе 35 см толщиной) до фигурных прослоев и фрагментов слоев. В осадках Охотского моря мощность слоев или фрагментов газогидратов обычно составляет 2–5 см, чаще не более 1–10 см. Такой их морфологический облик в осадках, возможно, характеризует сейсмоструктурные палеоактивизации, при которых увеличивался поток метана предположительно из нефтегазовых залежей или других источников, что приводило к формированию прослоев газогидратов.

В Охотском море нефтегазоносные толщи, в которых образуются залежи нефти и газа, на шельфе простираются на склон впадины Дерюгина, подтверждением чему являются выделенные там участки для поиска нефти и газа. По зонам разломов, особенно в период их сейсмоструктурной активизации, газ (метан) поднимается к поверхности осадков и на глубинах моря 400 м и более при температуре придонной воды около +2.4 °С возникают условия, благоприятные для накопления газогидратов. Поэтому поток газа (метана) смешанного генезиса – микробного и термогенного формирует поля газогидратов в верхних слоях донных осадков. Газ диссоциированных газогидратов преимущественно относится к микробным, в соответствии с изотопным составом углерода (-65 ‰ в среднем). Однако, исходный газовый поток, подпитывающий субстратом микробные сообщества из постилающих отложений, по всей совокупности геологических и газогеохимических данных, является термогенным.

В пределах изученного района широко развиты такие морфологические структуры дна, как покмарки, которые ассоциируют с участками газового вентинга. Они имеют кольцевую форму, а их диаметр достигает 500 м. Покмарки образуются благодаря поднимающимся к поверхности дна газовым потокам и представляют собой депрессии,

развитые в основном на участках распространения мягких илистых осадков. Следует отметить, что южнее, на восточном склоне о-ва Сахалин могут образовываться также изометричные депрессии, похожие на покмарки, но имеющие тектоническую природу [Баранов и др., 2013]. Кроме этого, на некоторых участках района исследования с помощью сейсмической и сонарной съемки обнаружены морфоструктурные неоднородности морского дна, представленные небольшими возвышенностями и депрессиями высотой, глубиной и диаметром несколько десятков метров. Иногда они образуют изометричные морфоструктуры диаметром 500–1000 м и часто ассоциируются с разгружающимися газовыми потоками, а образование подобных морфоструктур обусловлено, вероятно, процессом дестабилизации газовых гидратов. При разложении газовых гидратов создается избыточное давление, которое выталкивает на поверхность высвободившийся газ. При этом газ прорывает толщу вышележащих осадков и вовлекает в свое движение их мелкие частицы, которые затем отлагаются на поверхности дна в виде куполообразного возвышения. Поскольку при этом объем осадка в подповерхностных слоях уменьшается, то область морского дна вокруг образовавшегося возвышения проседает, что приводит к появлению депрессий. В совокупности такие локальные участки активной разгрузки природного газа могут быть причиной протяженных (до 100 км и более) аномальных полей метана в толще вод [Шакиров, 2003].

Анализ полученных данных позволяет выделить в Охотском море два типа миграции метана, связанную с газогидратами: 1) фильтрационно-фокусированную, выраженную в виде газового факела, приуроченную к зоне разлома и, 2) фильтрационно-диффузионную, обусловленную газовым просачиванием через зону трещиноватости [Гинсбург, Соловьев, 1994; Cruise Report..., 2000]. В первом случае отмечается интенсивный вынос метана и образование газовых гидратов. Во втором случае наблюдается более медленный процесс, проявляющийся в газонасыщенности осадков и формировании карбонатных конкреций по периферии от центра фокусированной разгрузки.

Обнаруженный в водной колонке и в осадках метан поступает из трех источников: 1) из газовых гидратов в процессе их дестабилизации (в том числе, из-под подошвы газогидратсодержащих отложений) (полигенетическая смесь); 2) из нефтегазовых залежей (термогенный газ); 3) из зоны бактериального метанообразования (ми-

кробный газ). В обобщении, выполненном на значительном объеме данных [Milkov, 2005] делается очень важный вывод, что распространение и концентрация газогидратов в осадках контролируется не столько генетическими характеристиками газов, но их источниками, которые сильно зависят от геологической обстановки. Это положение является определяющим при трактовке генезиса газогидратных газов: нельзя рассматривать газогидратные скопления и газовые потоки в отрыве от геологического строения, тектоники и других факторов, поскольку так или иначе геохимические процессы в осадочном заполнении зависят от генезиса и типа вмещающей структуры.

Часто сложно сказать, откуда поступил обнаруженный газ, поскольку потоки метана обнаружены как на склоне, где газогидраты термодинамически стабильные, так и на шельфе, где газогидраты не могут существовать по термодинамическим условиям, но присутствуют нефтегазовые залежи. Более того, судя по сейсмостратиграфическим [Cruise Reports, 1999] и геологическим («Дальморгеология») исследованиям, газогидратоносный участок на северо-восточном склоне о-ва Сахалин в верхней части разреза сложен осадками, сформированными под влиянием стока реки Амур. Эти осадки должны быть обогащены питательными веществами для активной деятельности микроорганизмов, в том числе метаногенных. Таким образом, в данном районе создается камуфлирующий, разбавляющий эффект для миграционных газов. Наибольшие концентрации органического углерода характерны для гидратосодержащих структур (1.8 %), при этом на значительном удалении от них содержание органического углерода резко понижается до 0.5–1.2 % [Mazurenko et al., 2005]. Здесь же приведено, что разброс значений ^{13}N в пробах органического вещества, содержащегося в симбиотрофных моллюсках *Caliptogena* В., указывает на существование двух источников углерода метана, участвующего в формировании аутигенных карбонатов: микробного *in situ* и метана, мигрирующего из разрушаемых нефтегазовых скоплений. Содержание органического углерода остается повышенным в пределах газогидратоносной геологической структуры в целом (Дерюгинская депрессия). Эти данные хорошо сопоставляются с результатами ГХМС исследований распределения высших углеводородов – их количество возрастает в очагах сосредоточенной разгрузки газов [Обжиров и др., 2013]. Увеличение содержания ароматических углеводородов при усилении активности газовой-

Таблица 22. Молекулярный состав газогидратного газа западного борта впадины Дерюгина [Long et al., 2009]

Структура газовой эмисии	Номер керна, интервал (см)	$\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4/^{13}\text{C}-\text{CO}_2$, ‰ PDB	Молекулярный состав гидратных газов (УВГ+CO ₂) = 100%					
			CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	iC ₄ H ₁₀ /nC ₄ H ₁₀	He+Ne	CO ₂
Kitami	LV32-09GC, 167	-65.0/-15.4	99.44	0.0025	0.0013	0/0	0.0001	0.5
Hieroglyph	LV32-13GC, 160	-64.6/-18.4	99.34	0.0024	0.0018	0.0003/0.0003	0.0001	0.65
CHAOS	LV32-16GC, 490	-64.4/-4.8	99.04	0.0018	0.0015	0.0003/0.0002	0.0001	0.95
CHAOS	LV31-34GC, 160	-64.0/-8.7	99.29	0.0001	0.0015	0.0004/0.0004	0.0001	0.7

деления нами зафиксировано также для Южно-Сахалинского грязевого вулкана [Полоник и др., 2015]. Изотопный состав углерода аутигенных карбонатов в осадках данной структуры варьирует -1.7 ‰ – -49 ‰, изотопный состав кислорода изменяется от -0.2 ‰ до -5.9 ‰ соответственно, указывая на термогенные и микробные источники углерода. На основании широкого разброса ¹⁸O в работе Л.В. Мазуренко [Mazurenko et al., 2005] предположено, что существует низкозалегающий источник «инфильтрационного» кислородсодержащего флюида.

Молекулярный состав газогидратного газа (соотношения внутри углеводородной фракции), уверенно указывает на наличие преимущественно бинарной, термогенно-микробной смеси газов (табл. 22) [Long et al., 2009].

В пределах СВ сахалинского склона распространены диапировые структуры, подобные грязевым вулканам [Luedmann, Wong, 2003]: конические или куполоподобные структуры, выходящих на поверхность морского дна на участках разгрузки газовых потоков. На северо-восточном склоне о-ва Сахалин вещественных доказательств грязевого вулканизма (изотопно тяжелых УВГ, брекчии и др.) пока не было обнаружено по сравнению с грязевыми вулканами Хаакон Мосби, Наполи, Буш Хил, вулканами залива Кадис и другими. Легкий изотопный состав углерода метана, иногда тяжелый изотопный состав углерода углекислого газа, микропримеси термогенных ТУВГ, гелия, неона, дают основания говорить о существовании на СВ сахалинском склоне потоков микробного метана, сопровождаемого подтоком термогенных газов. В природе потоки чистого термогенного этана неизвестны, он всегда сопровождает основной компонент – метан. Попадая в зону микробных газов, средний изотопный состав термогенного

метана «облегчается» до -65 ‰ и даже меньше. Следует учитывать также, что при образовании газогидрата происходит эффект изотопного фракционирования, при котором метан газогидратов оказывается легче (на величину около 5‰), чем метан поровых вод [Nachikubo et al., 2011]. Газохроматографический анализ газовых гидратов западного борта впадины Дерюгина показывает, что они состоят в основном из метана (до 98–99 %) и незначительного количества углеводородных газов, при этом содержание CO₂ не более 1 %. Средний изотопный состав углерода метана из газовых гидратов впадины Дерюгина и склона залива Терпения [Shakirov et al., 2014a] составляет -64.3 ‰. Полученные данные $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ для северо-восточного склона о-ва Сахалин показывают в большинстве случаев диапазон -60 – -65.6 ‰ (редко -55 ‰). При определении генезиса метана используются не только значения изотопного состава углерода, но и молекулярный состав сопутствующих углеводородных газов [Abrams, 1992], коэффициенты, основанные на их соотношениях [Гресов, 2011; Никонов, 1961], а также изотопный состав углерода и кислорода аутигенных карбонатов [Николаева и др., 2009]. Незначительное, по сравнению с метаном, количество тяжелых гомологов метана (сотые доли %) было определено в газе, выделяющемся при разрушении газогидратов в западном борте впадины Дерюгина и в гидратоносных осадках. На основании этого и изотопных данных можно предположить смешанный источник микробного (¹³C–CH₄ -70 – -90 ‰) и термогенного метана (¹³C–CH₄ -30 – -40 ‰) из нефтегазовых месторождений на северо-восточном шельфе и склоне о-ва Сахалин. Микробный метан формируется при микробном преобразовании органического вещества в анаэробных условиях ниже зоны сульфатредукции [Леин, Иванов, 2009;

Малашенко и др., 1978]. Процессы образования микробного метана широко развиты на континентальных окраинах морей и океанов, где для этого существуют необходимые условия, такие как высокие скорости осадконакопления, наличие большого количества органического вещества, восстановительная среда с характерными для нее метанотрофными бактериями и низкие придонные температуры [Леин, Иванов, 2009]. Подобные условия наблюдаются на всех изученных нами структурах фокусированной разгрузки «холодно-сиповых» газовых потоков на западном борте впадины Дерюгина. Преобладание микробного метана в поверхностных потоках также доказывается широким распространением аутигенных карбонатных образований (конкреций и др.) с изотопными метками микробных процессов. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов в местах разгрузки природного газа во впадине Дерюгина указывают на их происхождение преимущественно в результате окисления микробного метана [Николаева и др., 2009; Krilov et al., 2011]. На некоторых участках восстановительные условия отмечаются прямо на поверхности дна (станции LV36-39, LV36-41 на структуре «Копри», LV36-55, LV36-57 на структуре «ТОИ» и др.).

Примечательно, что на участке обнаружения газогидратов и факелов Обжиров и Гизелла было закартировано линзовидное осадочное тело, сложенное в результате терригенного стока реки Амур (рис. 88). В данной осадочной линзе должен происходить активный процесс генерации микробного метана, поскольку совпадают все благоприятные для этого условия. По современным представлениям, одним из признаков присутствия в осадочной толще газовых гидратов является наличие отражающего сейсмического горизонта (BSR), который фиксируется на сейсмических профилях и маркирует основание зоны стабильности газовых гидратов.

Его появление обусловлено различными плотностными свойствами отложений, содержащих газовые гидраты или свободный газ, а глубина расположения зависит от давления и температуры, при которых газовые гидраты являются устойчивыми. В пределах северо-восточного склона о-ва Сахалин BSR отчетливо выделяется на некоторых участках при сейсмических исследованиях. Наименьшие поддонные глубины, на которых этот горизонт был зафиксирован, отмечаются в пределах верхней и средней части северо-восточного Сахалинского склона (100–200 м), причем с увеличением глубины моря происходит увеличение

глубины его залегания [Luedmann, Wong, 2003]. Учитывая, что ниже горизонта BSR находится зона свободного газа, можно предположить, что в северо-западной части Охотского моря существует подповерхностный газовый резервуар, располагающийся в пределах верхней и средней части северо-восточного сахалинского склона.

Характерно, что западный борт впадины Дерюгина находится также под влиянием компрессионного режима со среднего миоцена вплоть по настоящее время [Baranov et al., 1999; Luedmann et al., 2002a]: это подтверждается высокой сейсмичностью данного района [Карп, Бессонова, 2002]. Тектоническое сжатие определяет возникновение газонасыщенных зон в осадках и восходящие потоки сложной смеси газов, в которой в поверхностных отложениях преобладает метан.

Источники метана, углеводородов и газогидратов во впадине Дерюгина. В целом источником гидратобразующего газа в Охотском море является смесь микробного и термогенного метана с изотопным рядом углерода $-40 - -77.5$ ‰ PDB. Поля газогидратов установлены в областях развития осадков мощностью от 2 до 5–8 км. При этом глубина подошвы залежей газогидратов от поверхности дна не превышает 300–400 м, и, в основном, колеблется в пределах 7–150 м. Для установления генетической принадлежности (источников) углеводородных газов были подсчитаны коэффициенты соотношений углеводородных газов, которые необходимы в ряде случаев как дополнительные индикаторы при отсутствии масс-спектрометрических измерений стабильных изотопов углерода (рис. 89), водорода и других газобразующих элементов.

Для расчета взяты данные из таблицы 23. Так, этановый коэффициент (K_{C2}) для всех проб из выборки составил намного меньше 1, что характерно для нефтяных залежей. Этан-пропановый коэффициент указывает на принадлежность газа к сухому типу ($C2/C3 > 2.6$). Бутановый коэффициент – генетический, указывает на наличие / отсутствие миграционных газов в зоне опробования. Для 10 проб значение бутанового коэффициента не попадают в диапазон от 0.3 до 1.1, только одна проба имеет коэффициент 1, характерный для газов термогенного ряда. Отношение $C1/C2 + C3$, введенное в диаграмме Бернарда (разработано на данных по Мексиканскому заливу) показывает газы микробного генезиса, однако в случае динамического явления – струйного потока пузырей газа, является не всегда корректным. Согласно изотопному составу и комплексу коэффициентов

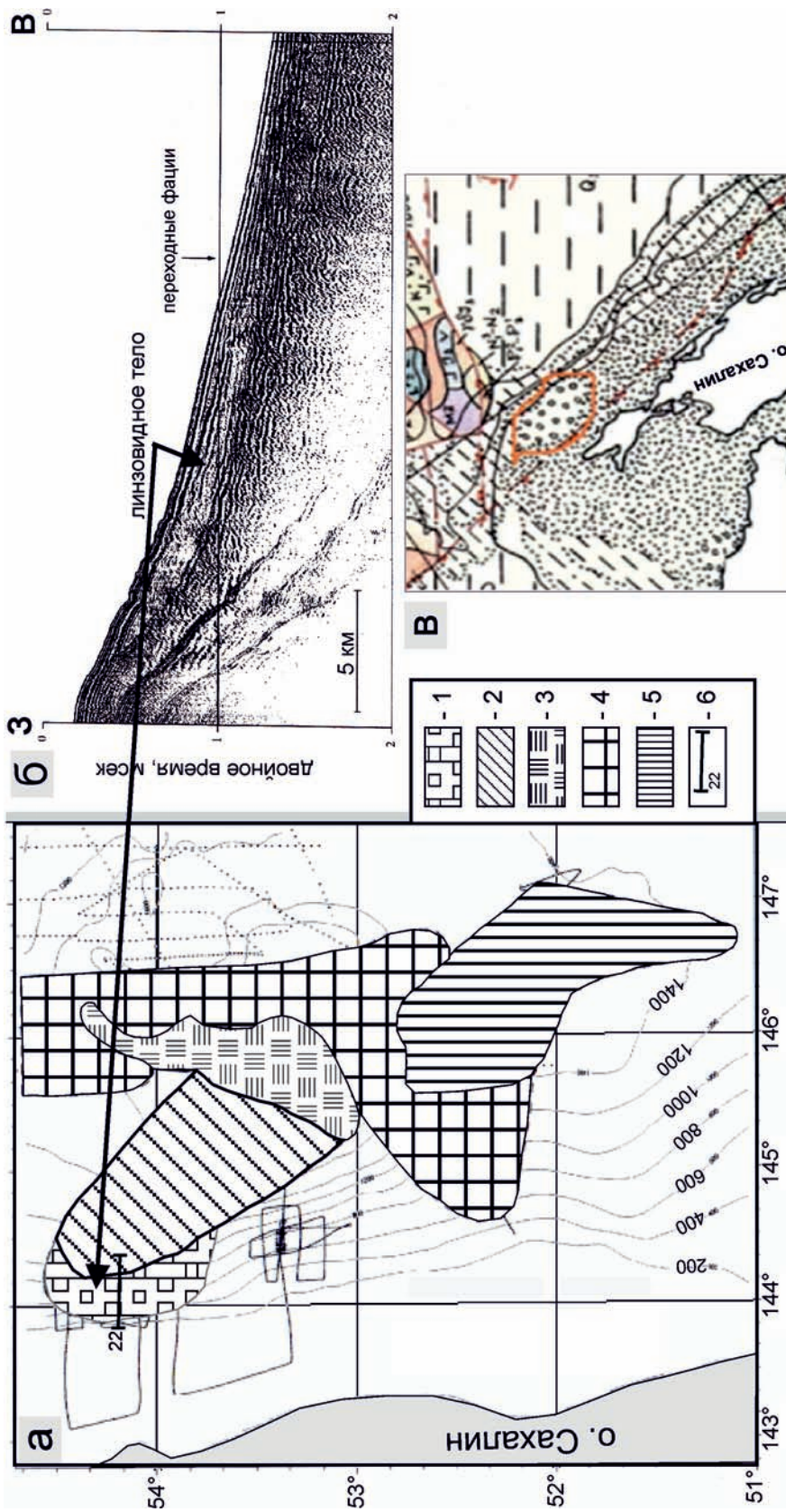


Рис. 88. Карта газогидратоносного района, осадконакопление в котором сильно подвержено влиянию стока р. Амур а – участки с разными типами сейсмостратиграфических комплексов, выделенных при НСП, 1998. INESSA cruise [Scientific report, 1999]: 1 – участок 1; 2 – участок с развитием эрозивных каналов; 3 – участок 3; 4 – участок 4; 5 – «молодое» линзовидное осадочное тело; 6 – положение профиля 22 НСП; б – сейсмический разрез (профиль 22) через линзовидное осадочное тело; в – фрагмент геологической карты, на которой красным контуром обведены отложения, сформированные под сильным влиянием стока р. Амур (выполнено в лаборатории геологических формаций морского дна ТОИ ДВО РАН под руководством д.г.-м.н. Е.П. Леликова)

Таблица 23. Химический состав газов газогидратоносных осадков западного борта впадины Дерюгина в разные годы (анализ Хачикубо А., КИТ)

Проекты	Структуры	Керны	Глубина	C ₁ %	C ₂ %	C ₃ ppm	iC ₄ ppm	nC ₄ ppm	H ₂ S %	C ₁ /УВГ	C ₁ /C ₂
CHAOS 1	Иероглиф	Lv32-13GC	126	100	0.063	3	21	6	0.0	1506	1587
CHAOS 1	Иероглиф	Lv32-13GC	143.6	100	0.070	7	6	5	0.0	1384	1425
CHAOS 1	Иероглиф	Lv32-13GC	160	100	0.008	4	3	2	0	10443	11833
CHAOS 1	Иероглиф	Lv32-13GC	162	100	0.007	4	4	2	00	12087	15243
CHAOS 1	Иероглиф	Lv32-13GC	165	99.9	0.018	4	3	2	0.0	5386	3666
CHAOS 1	Иероглиф	Lv32-13GC	1675	99.9	0.022	4	4	4	0.0	31089	60024
CHAOS 1	Китами	Lv32-11HC	40	99.9	0.002	2	2	0	00	49423	60827
CHAOS 1	Китами	Lv32-06GC	119	99	0.018	18	17	4	1.3	4501	5619
CHAOS 1	ХАОС	Lv32-16GC	250	99	0.017	9	30	4	1.5	4705	5022
CHAOS 2	КОПРИ	Lv36-31H	45	100	0.021	2	124	0	00	2921	4587
CHAOS 2	КОПРИ	Lv36-32H	69	99	0.034	2	2	0	1.0	24883	27687
CHAOS 3	ТОИ	Lv39-40H	175	99	0.005	–	–	–	0.6	21825	21
CHAOS 3	ТОИ	Lv39-40H	184	99.9	0.003	–	–	–	0.0	36852	36852
CHAOS 3	ТОИ	Lv39-40H	194	99.9	0.003	–	–	–	00	29180	29180
CHAOS 3	ТОИ	Lv39-40H	196	99.9	0.005	–	–	–	00	21578	21578
CHAOS 3	ТОИ	Lv39-40H	260	99.9	0.004	–	–	–	00	23065	23065
CHAOS 3	ТОИ	Lv39-40H	260	99.9	0.004	–	–	–	00	23624	23624
CHAOS 2	ВНИИОкеангеология	Lv36-58H	110	99.9	0.039	12	115	38	00	1778	2570
CHAOS 2	Гизела	Lv36-61H	54	99.9	0.028	46	145	45	00	1875	3627

углеводородных газов, метан из диссоциированных газогидратов северо-восточного склона относится к микробным газам с примесью термогенной компоненты. Последняя указывает на миграционный подток термогенных газов, который установлен термогенным этаном (см. рис. 89) [Nachikubo et al., 2011] в поверхностных отложениях и парафиновыми углеводородами [Обжиров и др., 2013] в осадках участков газовой разгрузки. Изотопный состав углерода метана сильно облегчается, когда термогенный газ разбавляется микробными газами (-70 – -90 ‰), и достигает значений -65 ‰ за счет «масс-балансного эффекта» [Шакиров, 2015]. Дополнительным источником, или источником микробных газов, возможно, является органическое вещество осадочной линзы, сформированной при значительном влиянии осадконакопления Амурского терригенного стока в зоне его смешения с Восточно-Сахалинским течением.

Вопрос о роли микробного метана в формировании газогеохимических аномалий и газогидратов не решается столь однозначно, особенно в случаях больших скоростей разложения органического вещества в осадках [Blair, 1998]. Приведенные в таблице 23 данные отношений газовых углеводородов C₁ к сумме УВГ и C₂ показывают «микробный» сигнал. По мнению автора, абсолютизация этих отношений не оправдана в случае интенсивной разгрузки природного газа, когда газогеохимическое поле формируется не площадными процессами диффузии или фильтра-

ции газа, а определяется газодинамическим явлением: концентрированными потоками метана. В этом случае опора только на одну классификацию, выведенную для спокойных обстановок (например, диаграмма Бернарда создана на примере осадков Мексиканского залива) может дать ошибочную трактовку генезиса.

Газогидратоносная площадь западного борта впадины Дерюгина, который контролируется глубинной разломной зоной, одновременно находится под влиянием стока осадков реки Амур – главного источника распреснения вод западной части Охотского моря. Годовой расход воды Амура составляет 315–371 км³ [Зуенко, Юрасов, 1997], 68% общей площади водосбора Охотского моря (2.6×10⁶ км²) приходится на бассейн этой реки. Амурская взвесь отчетливо обнаруживаются у западного, восточного и северного побережья о-ва Сахалин по характерному грязно-зеленому оттенку воды и большому количеству взвешенного и растворенного органического вещества (рис. 90). Эти воды прослеживаются по распресненному следу вдоль восточного побережья острова вплоть до мыса Терпения. Голоценовые отложения северо-восточного шельфа и склона о-ва Сахалин определено формировались под влиянием этого стока. Более того, установлено, что амурские стоки в сочетании с низкотемпературным режимом водной толщи и наличием в воде осадков аномальных концентраций метана, углекислого газа и водорода создают благоприятные условия для обитания

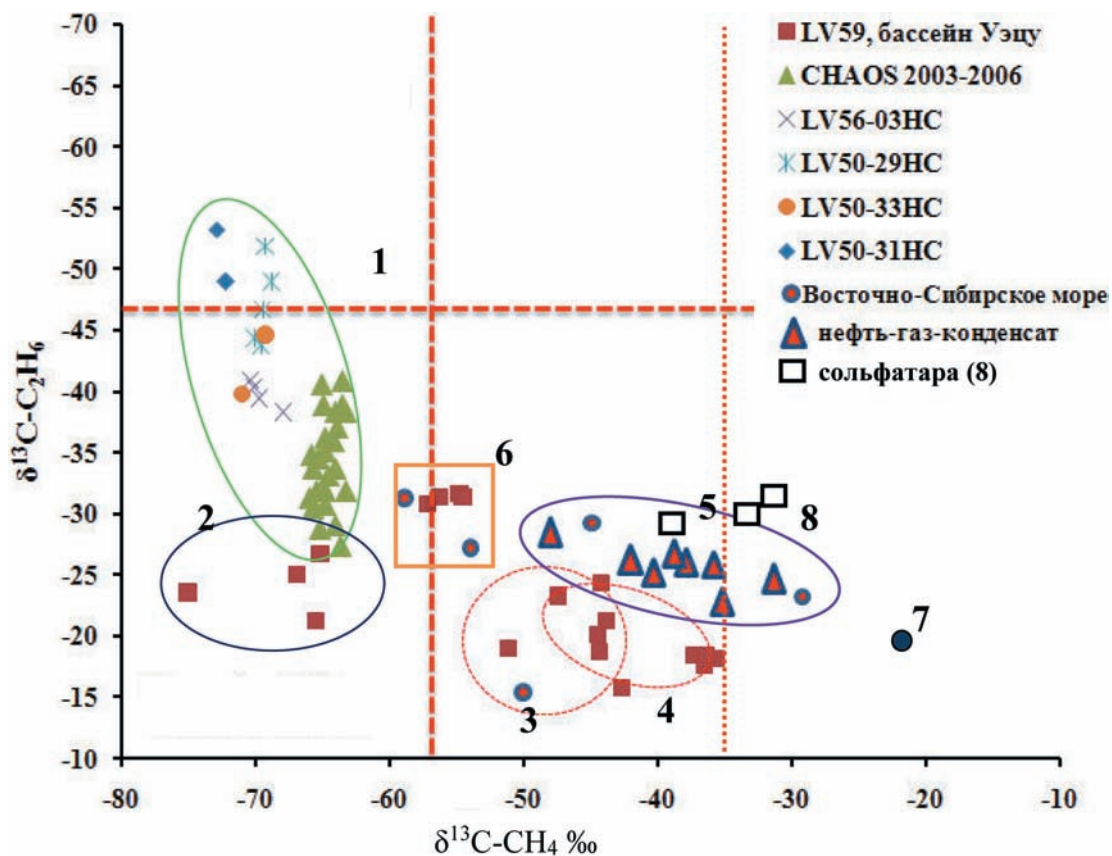


Рис. 89. Газогенетическая диаграмма некоторых гидратоносных осадков и нефтегазоносных провинций района исследований по данным [Кудрявцева, Лобков, 1984; Равдоникас, 1986; Nachikubo et al., 2010; Nachikubo et al., 2011; Nachikubo et al., 2015; и др.] и авторским [Шакиров и др., 2012; Шакиров и др., 2013; Шакиров, 2014; Shakirov et al., 2014a; и др.]

1 – впадина Дерюгина и Курильская котловина (Охотское море), Цусимская котловина (Японское море), бассейн Шеньху (Южно-Китайское море); 2 – Курильская котловина (северо-западный борт); 3 – Южно-Татарский прогиб (Японское море); 4 – бассейн Уэцу (Японское море); 5 – нефтегазовые залежи Северо-Сахалинского осадочного бассейна и осадки Восточно-Сибирского моря; 6 – бассейн Уэцу и осадки Восточно-Сибирского моря; 7 – Южно-Сахалинский грязевой вулкан; 8 – вулкан Менделеева (о. Кунашир). Поле I – микробные газы C_1 и C_2 , Поле II – микробные C_1 и термогенные C_2 , поле III – термогенные C_1 и термогенные C_2

привнесенных психрофильных метилотрофных микроорганизмов на северо-восточном шельфе и склоне о-ва Сахалин [Терехова и др., 2010]. С речным стоком также заносятся растительные остатки, которые в условиях лавинной седиментации могут быстро погружаться в процессе диагенеза без сильных изменений. Например, автором в 2008 г. в ходе совместной экспедиции с ФГУП Севморгео в пределах северо-восточного склона о-ва Сахалин был обнаружен фрагмент коры дерева хорошей сохранности на горизонте 0.6 м ниже поверхности дна (см. рис. 90а). Известно, что в гидратоносных толщах Нанкайского трога также обнаруживались растительные остатки.

Газогидраты Гольгинского прогиба. По простиранию Гольгинского прогиба к западу, у

северо-западного подножия о-ва Парамушир обнаружено аномальное поле метана, приуроченное к участку приповерхностного скопления газогидратов в осадке [Авдейко и др., 1984; Obzhirou, 1992]. Гольгинский прогиб характеризуется довольно высоким углеводородным потенциалом [Грецкая и др., 2008]. На отдельном участке, около 100 м диаметром, было зафиксировано пузырьковое выделение природного газа [Зоненшайн и др., 1987]. Данное явление регистрировалось на эхограмме как акустическая аномалия типа «факел». В составе пузырей газа был преимущественно метан (60%). Содержание углекислого газа составило 5 %. Примечательно, что в континентальной окраине Южной Америки (Перу) в газогидратах, обнаруженных в кернах осадка в интервале 99–141 м ниже поверхности

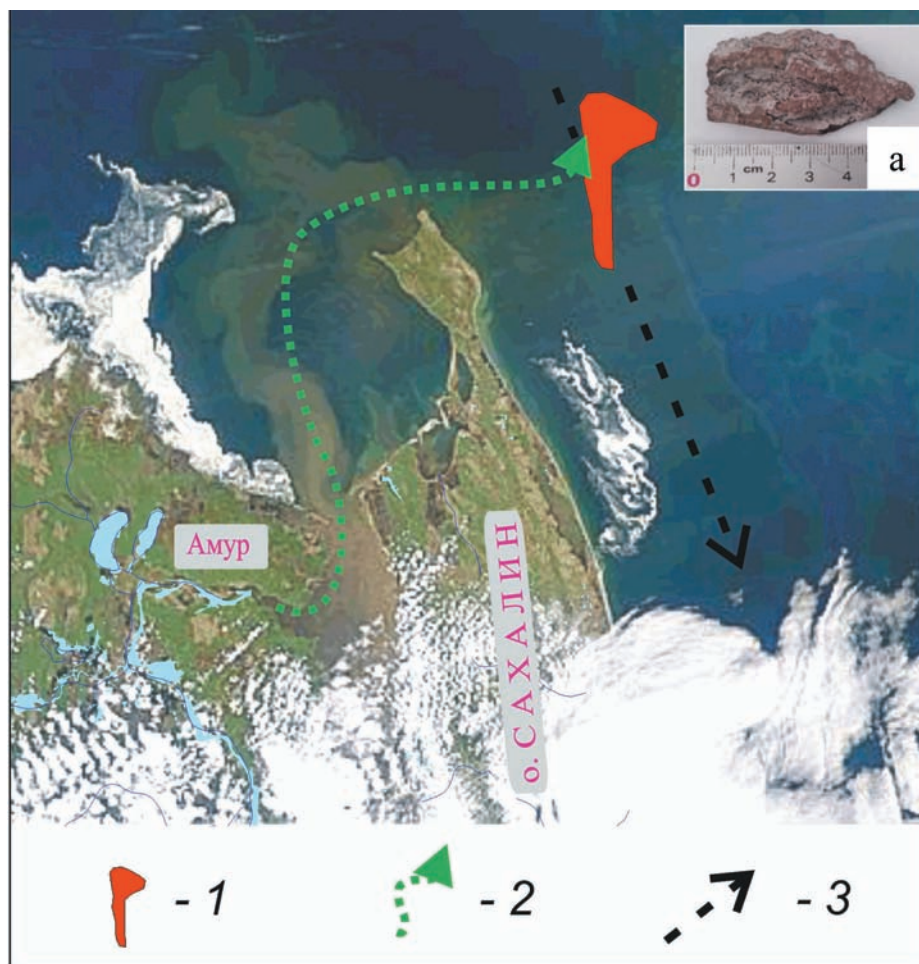


Рис. 90. Спутниковый снимок северо-западной части Охотского моря [http: \ \ www. spacephoto. com].
 1 – скопление газогидратов; 2 – направление стока реки Амур; 3 – направление Восточно-Сахалинского течения. а – фрагмент коры дерева из керна гравитационной трубки

дна на глубинах 3000–6000 метров также содержалось 5–8 % CO_2 , метан при этом составлял 95 и 91.5 % соответственно [Kvenvolden, Kastner, 1986]. Здесь обнаружены также этан 39–22 ppm и пропан 28 ppm. Значения $\delta^{13}\text{C}$ метана газогидратов изменялись в пределах -65–-59.6 ‰ (PDB). В растворенном газе придонного слоя воды рядом с Припарамуширским факелом, были обнаружены концентрации метана, превышающие фон для этого района в 10 раз (200 нл/л). В придонной воде непосредственно над местом выхода пузырей газа обнаружена концентрация метана 1000 нл/л (рис. 91) [Обжиров и др., 1999]. Содержание других газовых компонентов, за исключением CO_2 , охарактеризовано как фоновое.

Морское дно было изучено здесь с помощью погружаемых обитаемых аппаратов [Зоненшайн и др., 1987] и эхолотного зондирования с отбором донных осадков гравитационными трубками [Обжиров, 1993]. Газифицирующий участок пред-

ставлял ровную площадку с ямками и бугорками диаметром и высотой до 2–3 м. В районе газового источника газогидраты были обнаружены в верхнем слое осадков в экспедициях на НИС «Мстислав Келдыш» [Зоненшайн и др., 1987] и «Геолог Петр Антропов» [Гинсбург, Соловьев, 1994]. Газогидраты находились в осадке в виде неровных прослоев 5–20 см толщиной и имели серовато-белый цвет. В отличие от газа пузырей, газ, выделенный из газогидрата, содержал больше метана – 90–95 %, и меньше углекислого газа – 2–3%. Концентрация ТУВ не превышала 0.1. Восходящая миграция гидратообразующего метана ассоциируется с подводной вулканогенной структурой, входящей в погребенную вулканогенную зону (В.1.2 на рис. 91), которая, в том числе, является источником повышенного содержания углекислого газа.

В газоносных осадках отмечается высокое содержание как легкого, так и тяжелого изотопов

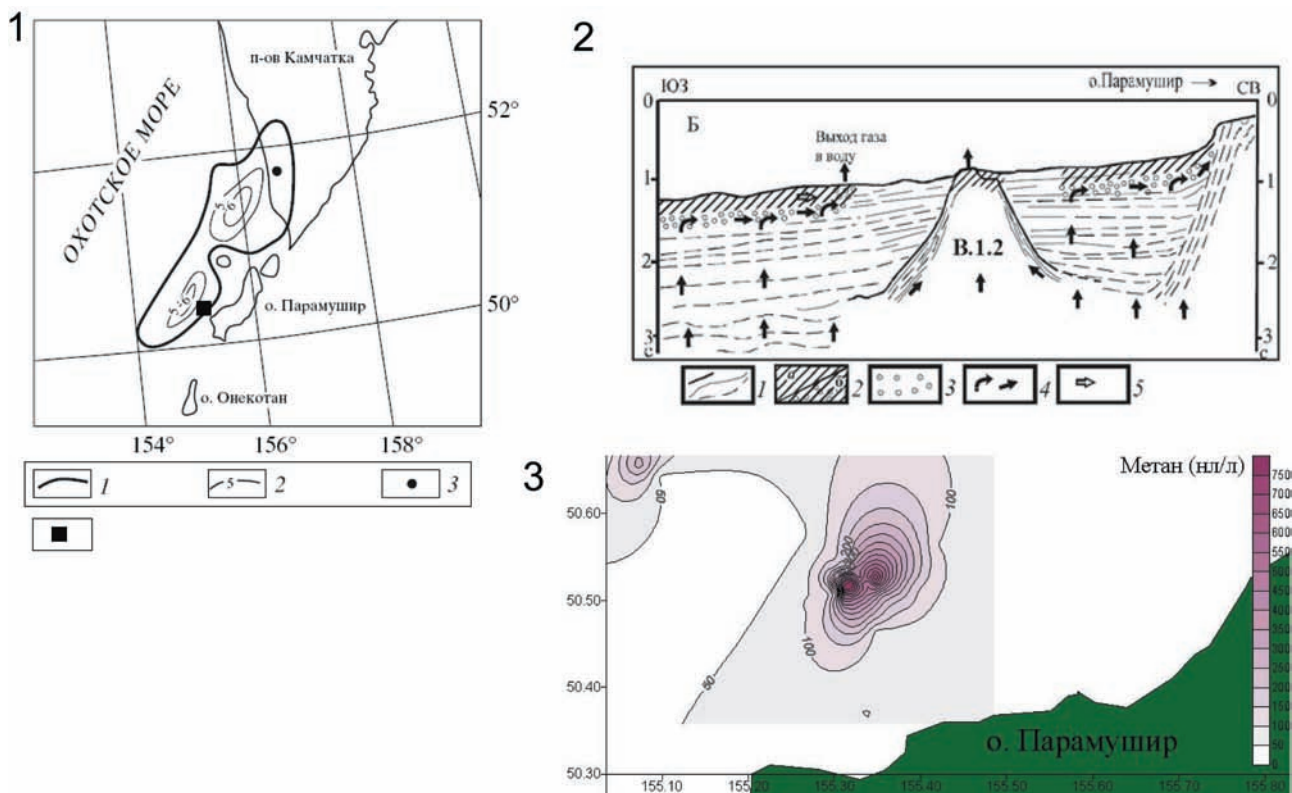


Рис. 91. Газогидратоносный участок в Голыгинском прогибе.

1 – положение Голыгинского прогиба [Грецкая и др., 2008]: 1 – границы осадочного бассейна; 2 – изопакиты; 3 – скв. Крестовская; 4 – участок с газогидратами. 2 – модель образования газогидратов в окрестностях припарамуширского источника [Бондаренко, Рашидов, 2006]: 1 – отражающие границы; 2 – гидратоносные осадочные отложения (а – со свободными газами, б – без свободных газов); 3 – свободные газы в осадках; 4 – направление миграции газов; 5 – направление нарастания (обновления) газогидратного слоя; на рис. 90(2) В.1.2. – вулканический конус. 3 – аномальное поле концентраций метана в придонном слое толщи вод над газогидратами (авторские данные)

углерода карбонатных образований. Значения $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов наблюдалось в пределах -28.7 – -50.1% . Одновременное увеличение содержания легкого и тяжелого изотопа с уменьшением изотопного отношения $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ объясняется вкладом микробного и термогенного метана [Леин и др., 1989]. При драгировании были подняты карбонатные корки толщиной до 10 см. Их толщина к периферии источника уменьшалась.

Углерод карбонатов, полученный микробным окислением метана, характеризуется узким диапазоном изотопно-легкого состава: ($^{13}\text{C}\text{-CaCO}_3 = -47.6$ – -49.4%) [Леин, Иванов, 2009]. В 1.5 милях к северу от газового источника на основании наличия в осадке аномального содержания метана (4.6 мл/кг) и углекислого газа (5 мл/кг), а также появлении пустот в быстро разрушающемся керне, было предположено, а затем доказано [Гинсбург, Соловьев, 1994] существование газогидратов. На примере Припарамуширского газогидратного скопления было экспериментально доказано, что во вмещаю-

щих осадках Охотского моря происходит активный анаэробный процесс окисления метана, скорость которого на 1–2 порядка превышает скорость его микробного образования *in situ* (высокие скорости характерны только для самого верхнего слоя осадков)

Это свидетельствует о дополнительном поступлении метана в газгидратсодержащие осадки из более древних отложений [Леин, Иванов, 2009, стр. 406]. Необходимо отметить, что в некоторых абиссальных районах котловины также были обнаружены конформные рельефу дна границы «газогидратной» BSR, выявленные на некоторых профилях в абиссальной части котловины [Прокудин, 2013].

Западный борт Курильской котловины. В данном районе газогидраты были обнаружены впервые в 2012 г. с участием автора, затем участки с газогидратоносными осадками детализировались в 2013–2015 гг. Газовые гидраты были подняты на участках с газовыми факелами (рис. 92). Ранее в этом районе газовые факелы уже регистрирова-

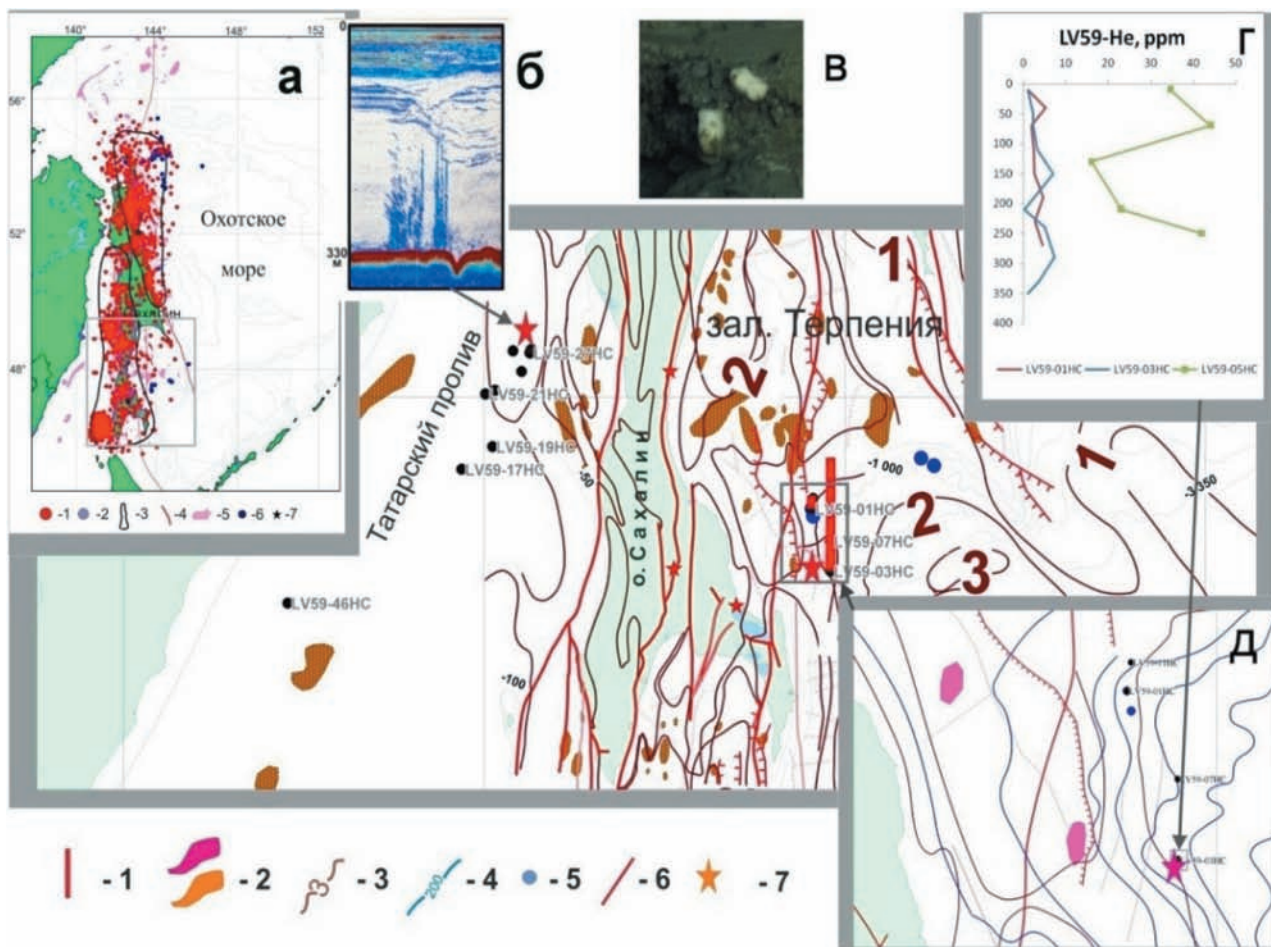


Рис. 92. Карта расположения станций опробования осадков на западном борту Курильской котловины и в Южно-Татарском прогибе в 2012–2013 гг. (красным обозначены станции с газогидратами), и новых газогидратных скоплений и газопроявлений («факелы») в Курильской котловине (глубины 90–2200 м) и в Татарском проливе (глубины 140–330 м) 2012–2013 гг. [Operation Report..., 2013]. Составил Р.Б. Шакиров.

1 – аномальное поле метана в газогидратоносных осадках; 2 – локальные структуры; 3 – изопакиты; 4 – изобаты; 5 – станции и их номера; 6 – разломы; 7 – грязевые вулканы. Врезки: а – карта землетрясений о. Сахалин и прилегающего шельфа и склона (1 – землетрясения; 2 – населенные пункты; 3 – изотопно-газогеохимические зоны; 4 – разломы; 5 – локальные структуры; 6 – газопроявления; 7 – грязевые вулканы); б – пример акустических аномалий типа газовой «факел»; в – белые кусочки газогидратов в осадках западного борта Курильской котловины; г – распределение гелия в трех колонках осадков (ст. LV59HC – аномальное поле концентраций гелия); д – карта локализации гелиевой аномалии в гидратоносном осадке

лись, обнаруживались карбонатные конкреции и газонасыщенные осадки. В 2012–2013 г. здесь были взяты 14 колонок осадков длиной от 304 до 536 см, одна из которых (LV59-05HC) впервые вскрыла газовые гидраты в виде небольших кусочков (см. рис. 92). В 2013 г. газогидраты были обнаружены на тех же и соседних участках (LV62-07HC и LV62-08HC), что характеризует новую газогидратную провинцию.

Осадочный разрез, вскрытый в этом районе, типичен для Охотского моря и представлен пелитом алевритовым зеленовато-серого либо серовато-зеленого цвета, с характерной линзовидно-

пятнистой текстурой, обусловленной наличием линз и пятен гидротроилита и биотурбацией [Operation Report..., 2013]. Так же, как на западном борту впадины Дерюгина, осадки характеризовались псевдобрекчиевидной текстурой, присутствовали карбонатные конкреции и раковины *Calypptogena*. Следует отметить, что количество карбонатных конкреций резко снижается вплоть до исчезновения при удалении от мест газовой разгрузки уже на первые метры. Газогидраты были обнаружены в зонах влияния тектонических разломов, где были зарегистрированы газовые факелы. Газогидраты западного борта Курильской

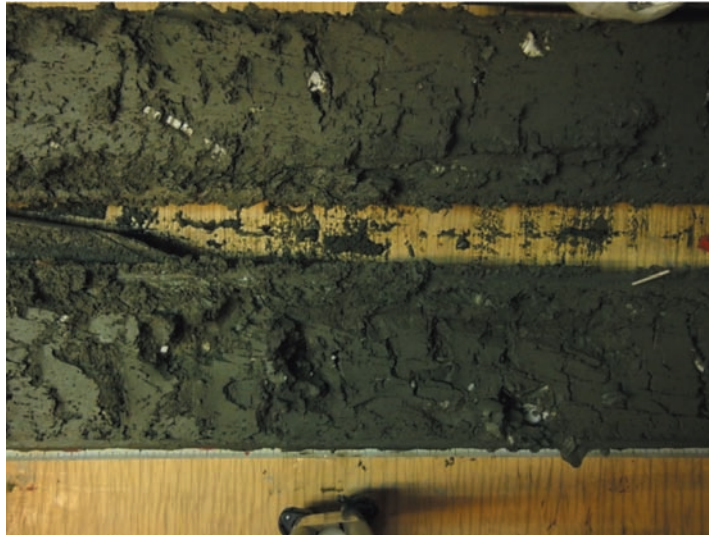


Рис. 93. Газогидраты (белые включения) в осадках СЗ борта Курильской котловины. 62 рейс НИС «Академик М.А. Лаврентьев», 2013 г.

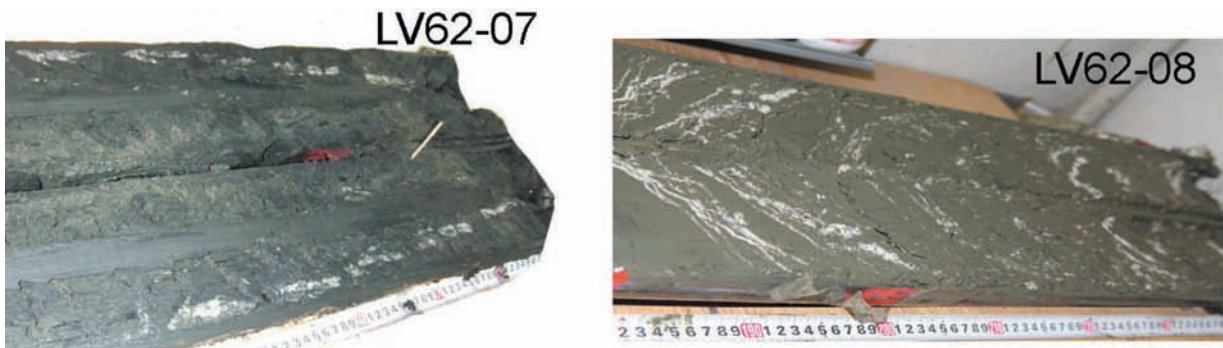


Рис. 94. Газовые гидраты в колонках осадков западного борта Курильской котловины, 2013 г. [Operation Report..., 2013]

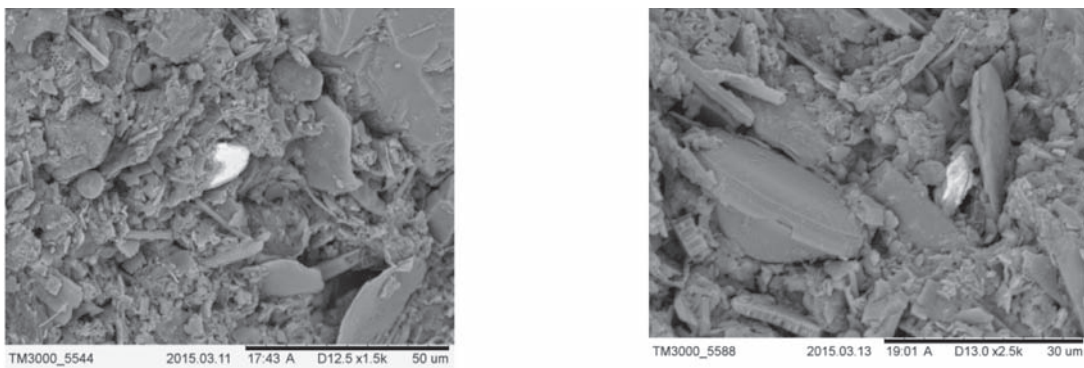


Рис. 95. Новообразованный барит в илах, микрофотографии СЭМ (выполнено в Институте криосферы РАН, к.г.-м.н. А.Н. Курчатова) [Курчатова и др., 2015]

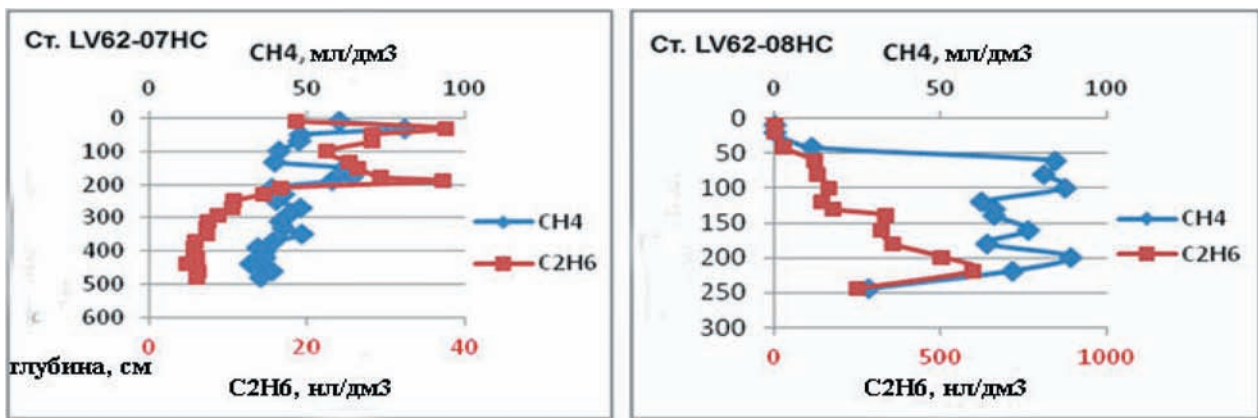


Рис. 96. Распределение метана и этана в колонках осадков с газогидратами

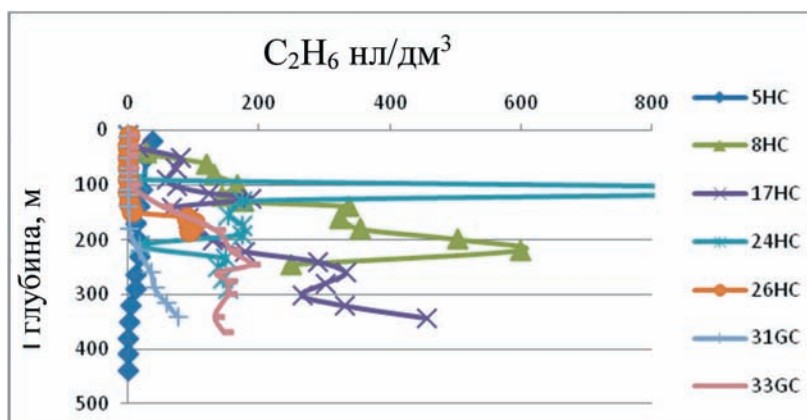


Рис. 97. Диаграммы распределения максимальных концентраций этана на западном борте Курильской котловины и в Южно-Татарском прогибе (2013 г.)

котловины характеризуются меньшей долей заполнения порового пространства (рис. 93), чем таковые западного борта впадины Дерюгина. В первом случае это связано с меньшей интенсивностью газовых потоков и более низкой сейсмической активностью территории.

В осадках района исследования были обнаружены также аутигенные карбонаты, в основном обусловленные окислением микробного метана [Operation Report..., 2013] (присутствуют в большинстве колонок осадков). Иногда встречались диагенетические карбонаты, образованные в результате разложения РОВ. На одном из участков в нижней части колонки вскрыты два горизонта (400–412 и 430–500 см) с газовыми гидратами (LV62-07HC). Первый горизонт представлен твердыми (мерзлыми) осадками с многочисленными мелкими линзами и слойками газогидратов, во втором горизонте просматриваются субвертикальные линзы и прослои газогидратов (рис. 94). На

участке, расположенном немного южнее, в пределах изобаты 1050 м, где в 2012 г. были подняты небольшие кусочки газогидратов (LV59-05HC), при повторных работах в 2013 г. были подняты типичные газогидратоносные (мерзлые) осадки (LV62-08HC) в интервалах 140–153 и 180–255 см с многочисленными линзами и слойками газогидратов [Operation Report..., 2013].

Выше газогидратов обнаружены многочисленные карбонатные конкреции с изотопными признаками метаноокислительного процесса. Необходимо отметить, что в гидратоносных осадках также обнаруживается и диагенетический барит. Так в ядрах осадка с газогидратами на склоне залива Терпения обнаружена баритовая минерализация, при этом барит представлен в осадке редкими включениями – оолитами размером около 20 мкм (рис. 95). Плотные стяжения характерны для морских илов, осаждавшихся или образованных в ходе их диагенеза при положительных температурах. Эти формы отлича-

ются от баритов впадины Дерюгина [Деркачев и др., 2000] и новообразованных игольчато-звездчатых форм барита в циклично промерзавших прибрежно-морских отложениях, например Карского региона [Слагода и др., 2013]. Также обнаружены единичные выделения лантаноидов на органике (см. рис. 95) [Курчатова и др., 2015].

Углеводородные газы газогидратоносных осадков представлены, в основном, этаном и пропаном, содержание этана во много раз превышает содержание пропана. Его распределение в осадочных колонках практически повторяет распределение метана, хотя и имеет некоторые отличия. Для примера представлены кривые этана и метана для двух осадочных колонок, содержащих газогидраты (рис. 96).

Наибольшая концентрация этана отмечена на станции LV62-24НС (1187 нл/дм³) в слое 110 см ниже дна (рис. 97). Максимальные концентрации этана проявляются на станциях, содержащих газогидраты, за исключением LV62-7НС и LV62-26НС.

Кроме того, на гидратоносном участке (LV62-8Н) зафиксированы углеводородные газы насыщенного ряда от этана до бутана и нео-пентана, а также изо-пентан и пентан. Это явные признаки миграционных термогенных УВГ, с учетом того что здесь в течение 3-х лет обнаруживались аномалии гелия (до 80 ppm при фоне 5 ppm). Следует отметить, что метан из диссоциированных газогидратов западного борта Курильской котловины характеризуется средней изотопной меткой -65 ‰, сходной с углеродом метана западного борта впадины Дерюгина.

Таким образом, на западном газогидратоносном склоне Курильской котловины в донных осадках обнаружен весь комплекс тяжелых углеводородов от этана до пентана включительно, что характеризует поступление углеводородных газов к поверхности по зонам разломов из нефтегазоносных интервалов глубоких осадочных комплексов (нижняя зона «нефтяного окна») и зоны мезокатагенеза с признаками глубинного флюида.

Признаки газогидратных скоплений в других районах Охотского моря. Газогидратоносный район существует на охотоморской акватории западнее полуострова Сиретоко (о-в Хоккайдо) [Freire et al., 2011; Overview..., 2009] (рис. 98). Район выделен по комплексу сейсмических, магнитометрических и гравиметрических данных. Район также выделяется повышенным тепловым потоком, наличием низкотемпературных анома-

лий поверхностного слоя воды и термогенным составом газа в осадках (-40‰) [Sasaki et al., 2001]. Площадь перспективного района составляет 3000 км².

По результатам интерпретации опорных профилей в Охотском море, выполненным ФГУНПП Севморгео совместно с ТОИ ДВО РАН в 2006–2009 гг. были выделены два новых перспективных участка [Верба и др., 2011б]. Один из них расположен во впадине Дерюгина (глубина 1270–1300 м), а другой на южном склоне поднятия Академии Наук (2340–3210 м). Оба участка являются подходящими по термобарическим условиям и выделены по геофизическим характеристикам: BSR и конфигурации волнового поля, идентичных с уже обнаруженными газогидратными скоплениями. Существование газогидратов предполагается в интервале 200 м ниже поверхности дна. Протяженность перспективной зоны во впадине Дерюгина составляет около 85 км, а на склоне поднятия Академии наук – 25 км. Как уже описывалось в предыдущих разделах, при общих фоновых величинах в ряде пикетов, в том числе попадающих в эти зоны, были обнаружены высокие концентрации УВГ. Авторы [Верба и др., 2011б], также приходят к выводу, что эти УВГ имеют миграционную природу.

5.3. Япономорская газогидратоносная провинция

В Японском море газогидраты обнаружены на склонах островов Сахалин, Хонсю и Хоккайдо и в Цусимской котловине (рис. 99). Газогидратоносные перспективные площади закартированы вдоль всего западного склона Японского архипелага (см. гл. 3) и в северо-восточной части Японского моря контролируются зонами распространения пород смешанного состава [Геология и полезные ископаемые..., 2004]. Комплексы пород смешанного состава, видимо, за счет своей повышенной пористости и трещиноватости, являются хорошими коллекторами для газогидратов. Расположенные на побережье нефтегазоносные бассейны, углегазовые скопления в поле формации «зеленых туфов» создают высокий газовый потенциал для образования газогидратов в этом районе. На рисунке 97 были показаны скопления, уверенно выделяемые японскими исследователями, как зоны с высокой концентрацией газогидратов в поровом пространстве (более 40%).

Газогидраты Южно-Татарского прогиба. В северной части Японского моря газогидраты

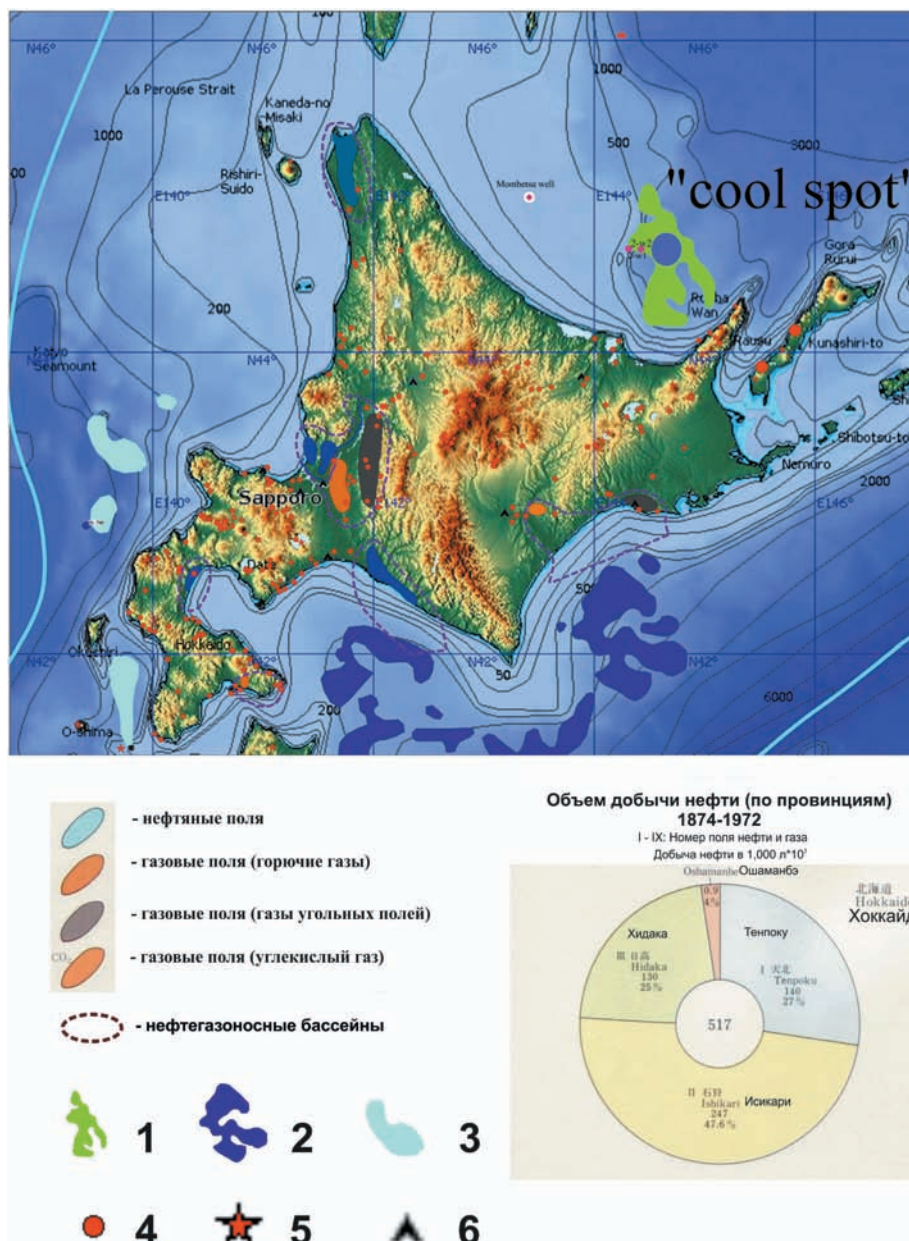


Рис. 98. Распространение перспективных газогидратоносных площадей вокруг о. Хоккайдо.

Газогидратные скопления: 1 – неконцентрированные, 2 – зоны с высокой концентрацией газогидратов в отдельных участках (>40% порового пространства), 3 – концентрирование не оценено, 4 – термальные источники, 5 – вулканы четвертичного возраста, 6 – города. Cool spot – низкотемпературная аномалия на поверхности воды, предположительно связанная с газовым потоком со дна

обнаружены с участием автора в пределах юго-западного склона о-ва Сахалин в зоне сейсмических «мутных толщ», которые зартированы методом сеймопрофилирования (к.г.-м.н. В.Г. Прокудин) [Operation Report..., 2013; 2014; 2015]

Впервые газогидраты в Татарском проливе (северная часть Японского моря) были открыты в 59 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» 2012 г. под руководством д.г.-м.н. Обжирова А.И. В 2013 и

2014 гг. эти газогидратные скопления были заверены этим же коллективом и в процессе разведочного опробования расширены (рис. 100). Гидратные слои располагались на горизонтах 160 и 240 см ниже дна. Зафиксированные акустические газовые «факелы» располагались на глубинах моря около 300 м. Существуют перспективы обнаружения газогидратных скоплений и на глубине 500–600 м. Распределение метана в осадочных колонках не-

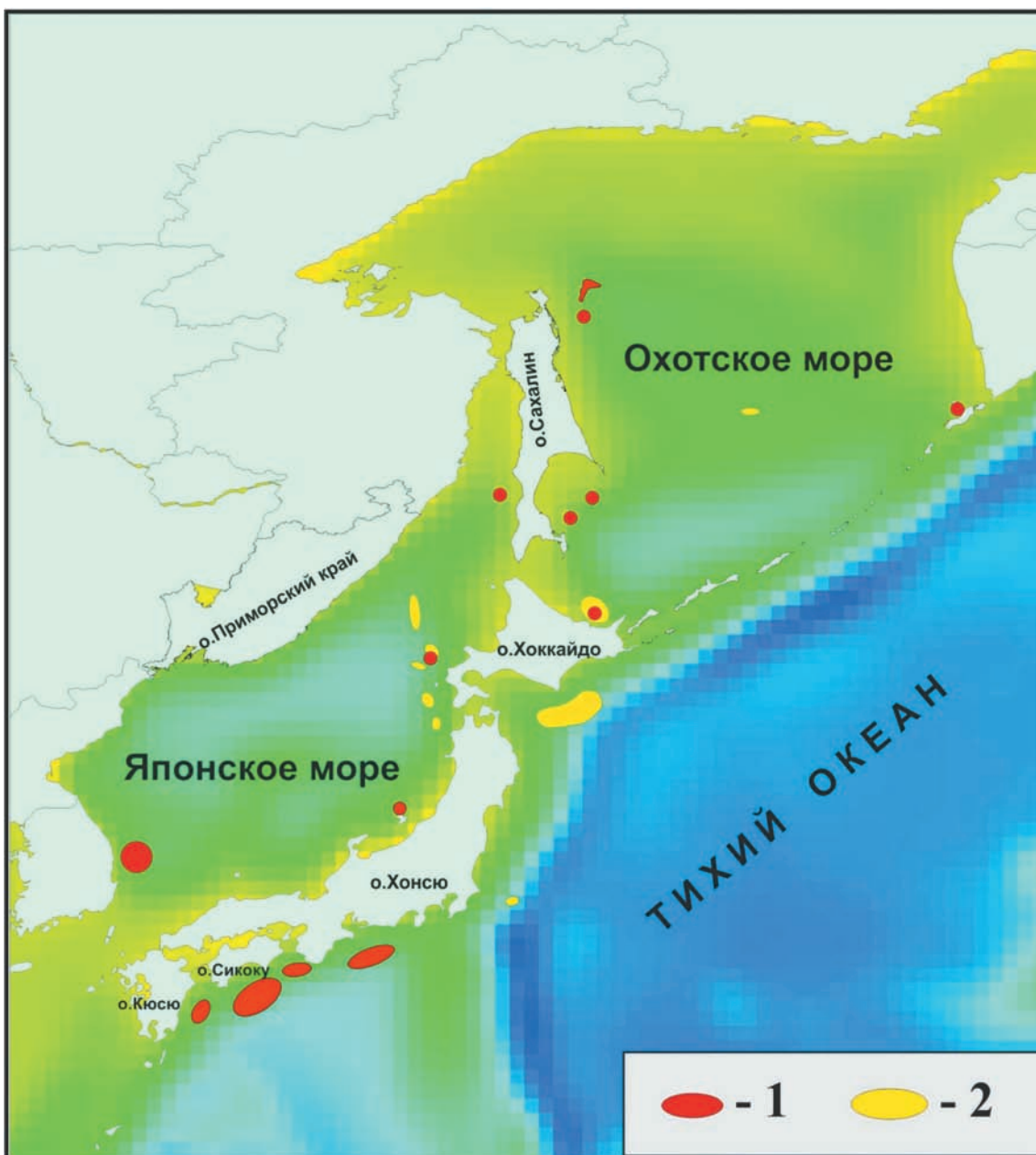


Рис. 99. Карта распределения скоплений газогидратов в Японском море.
1 – установленные прямыми методами; 2 – прогнозируемые

однородно. Возможной причиной этого явления может быть повышенная пористость и, соответственно, проницаемость осадочных отложений, которую обеспечивает терригенный материал.

Как было установлено в других районах Мирового океана, оползневые и турбидитные осадочные толщи, распространенные в районе работ, часто являются коллекторами газогидратов. Более того, судя по открытию Кайганско-Васюканского нефтегазоконденсатного месторождения (ближайшего к району газогидратов на западном борту

впадины Дерюгина) в турбидитных коллекторах [Харахинов, 2010], это направление является перспективным для исследования парагенетических факторов традиционных и альтернативных форм углеводородных скоплений. Этому также благоприятствуют текстурные особенности осадочных толщ, сформированных при таких процессах (повышенная пористость и проницаемость, особенности гидрохимического режима). Шельфовые районы характеризуются аномально высоким содержанием метана в газосодержащих слоях.

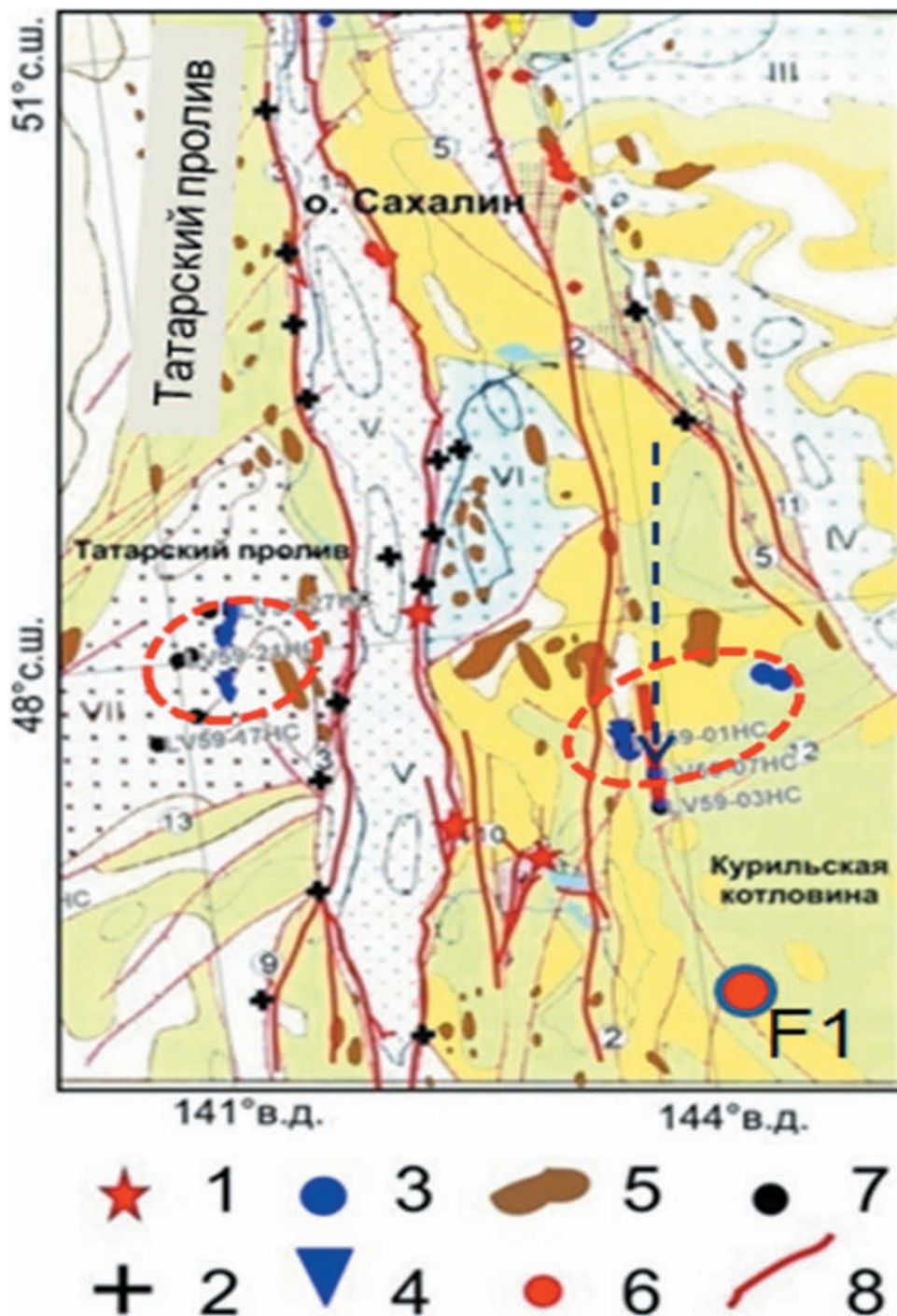


Рис. 100. Карта обнаружения газогидратов в Татарском проливе и Курильской котловине в 2012–2015 гг. на основе карты палеовулканов (южная часть) [Харахинов, 2010].

1 – грязевые вулканы, 2 – палеовулканические центры; 3 – газовые факелы прежних лет; 4 – газовые факелы 2012 г., 5 – локальные структуры; 6 – просачивания нефти; 7 – станции опробования; 8 – тектонические разломы. Красным пунктиром показаны газогидратоносные районы в Татарском проливе и северо-западном борте Курильской котловины. Цифры в кружках – разломы (согласно источнику): 1 – Срединно-Сахалинский; 2 – Хоккайдо-Сахалинский; 3 – Западно-Сахалинский, 4 – Восточно-Сахалинский; 5 – Первомайский, 9 – Монеронский; 10 – Сусунайский, 11 – Богатинский, 12 – Академический, 13 – Слепиковский; 14 – Центрально-Сахалинский. III – Мынгинский прогиб, IV – Пограничный прогиб, V – Западно-Сахалинский прогиб; VI – Макаровский прогиб, VII – Северо-Японская глубоководная котловина

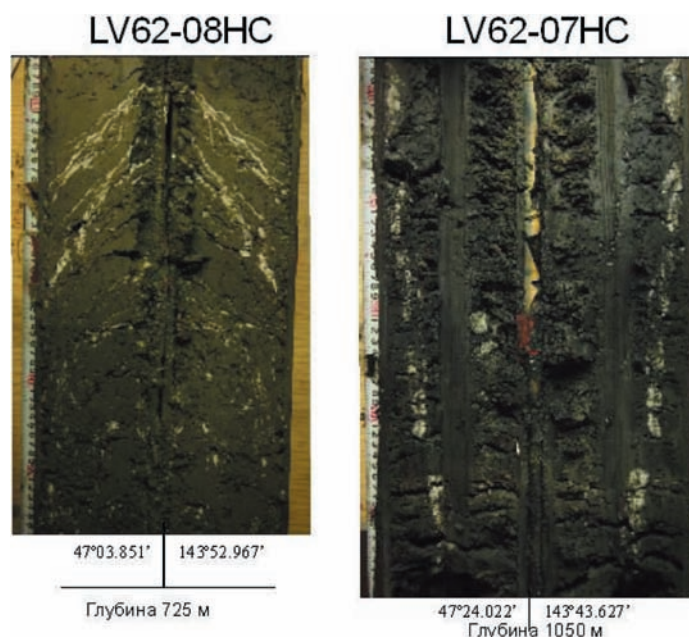


Рис. 101. Примеры газогидратоносных осадков западного борта Курильской котловины [Cruise report..., 2013]

Газогидратоносные осадки представляли слои мощностью до одного метра (рис. 101), причем газогидраты сформированы термогенным метаном со средним изотопным составом углерода около -43 ‰. Источником термогенного метана, вероятно, являются угленосные толщи с вкладом газов подстилающих отложений [Шакиров и др., 2016]. Опробование выполнялось по результатам гидроакустической и геофизической съемки на участках обнаружения газовых факелов. В 2012 г. всего было взято 18 колонок осадков длиной от 308 до 550 см [Operation Report..., 2013] Большая часть колонок была поднята в пределах площади газовых эманацій, оконтуренной по результатам гидроакустической съемки на западном склоне о-ва Сахалин.

Практически все колонки осадков содержали большое количество карбонатных конкреций, были сильно газонасыщенны, разбиты многочисленными трещинами, и отмечены другими особенностями, обусловленными выходом газа из осадка. Газовые гидраты в основном обнаруживались в виде в небольших фрагментах смерзшегося осадка (например, LV59-27HC). В 2013–2015 гг. газогидратоносная площадь была подтверждена и исследована более детально [Operation Report..., 2013; 2014; 2015], были обнаружены углеводородные газы в газогидратоносном керне вплоть до гексана (!). В приповерхностных условиях данный углеводород является жидкостью, и его наличие в керне однозначно указывает на приток термоген-

ных углеводородных газов из подстилающих отложений. В экспедиции 2015 г. с участием автора эти данные были подтверждены: на хроматограммах были уверенно зафиксированы предельные углеводородные газы вплоть до гексана.

В Татарском проливе в поверхностном слое осадка наблюдались относительно низкие, близкие к фоновым концентрации метана (рис. 102). Максимальные величины аномальных концентраций проявлялись на глубинах 125 см и ниже. При этом только редкие участки (LV62-30GC) можно считать полностью фоновыми. На остальных станциях аномально высокий уровень метана фиксировался на разных глубинах залегания осадка. Газогидраты здесь обнаружены в слоях 240 и 160 см ниже дна (LV62-17HC и LV62-26HC), причем газонасыщенные слои в колонках начинались со 125 и 160 см соответственно. Станция LV62-24HC имеет максимум метана на такой же глубине ниже дна, как и станция с гидратами метана LV62-17HC.

На некоторых станциях обнаружены газогеохимические признаки газогидратов. Например, станция LV62-33GC (глубина 1016 м), расположенная дальше от берега, характеризуется аномально высокими концентрациями (от 74 до 140 мл/дм³), начиная с горизонта 184 см, что указывает на вероятность присутствия газогидратов ниже по колонке.

Трубки, взятые за пределами «факелов» и газогидратов, вскрыли фоновый разрез без каких-либо

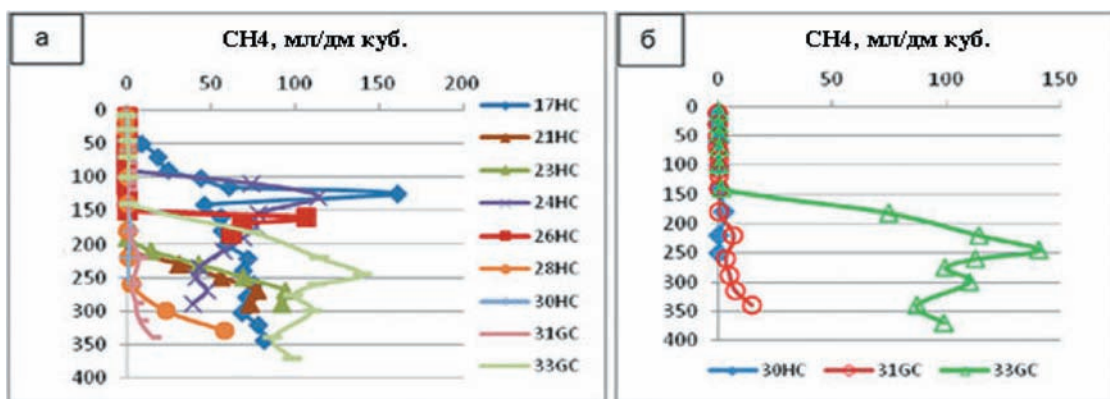


Рис. 102. Основные типы распределения метана в осадках Южно-Татарского прогиба (а) – шельф и верхний склон, (б) – на глубине более 1000 м. По оси ординат – глубина моря, м

признаков присутствия интенсивных потоков метана. Однако во многих участках были обнаружены аномалии водорода (см. гл. 4), что указывает на другие признаки газогеохимической активности осадков Южно-Татарского прогиба.

Этан, как индикатор подтока термогенного углеводородного газа нефтегазовых залежей, обнаружен в гидратоносных осадках и распределяется по осадочным колонкам неравномерно. В Южно-Татарском прогибе аномальная концентрация этана обнаружена в донных осадках на станции LV62-24HC (1190 нл/дм³), и здесь зафиксировано аномальное содержание метана – 113 мл/дм³. Так как потоки чистого этана неизвестны (он и его гомологи являются спутниками нефтяных газов) получается, что аномальные газогеохимические поля гидратоносных отложений Татарского пролива сформированы с участием преимущественно термогенных, и, вероятно, углеметаморфогенных газов [Шакиров и др., 2016]. Тот факт, что газогидраты могут формироваться с участием угольного метана, подтверждается обнаружением углегазовых газогидратов китайскими исследователями в высокогорье (4200 м над уровнем моря) Тибета в 2008 г. [Zhu et al., 2014]. Газовые гидраты были обнаружены в области вечной мерзлоты в горах Квин-Лиань в среднеюрской угленосной формации. Они заполняли трещины и поровое пространство в песчаниках в объемах от 11.5 до 82 %. Тестовая добыча нагреванием и изменением давления позволила получить 95 куб. м в течение 101 часа, при этом отрицательного влияния на окружающую среду не было зафиксировано. Газогидраты также предполагаются в поздне триасовой формации Тумен Гела (Северный Тибет), которая является в этом районе наиболее важным источником газа (начальные ресурсы 34.3×10^8 т) [Fu et al., 2014].

Здесь же отмечено, что в центральной части бассейна Кiang-Танг было недавно обнаружено большое количество грязевых вулканов, которые, возможно, являются индикаторами газогидратов.

Газогидратоносная провинция Садо-Окусири. В северо-восточной части Японского моря газогидраты обнаружены на станции глубоководного бурения 796 в прибрежье о-ва Хоккайдо [Гинсбург, Соловьев, 1994]. Станция расположена на восточном склоне южной части тектонического хребта Окусири, основание склона которого контролируется надвигом [Гинсбург, Соловьев, 1994]. Гидраты подняты с глубины 90 м из песчаных отложений, и литологический контроль, вероятнее всего, является определяющим для этого скопления. Газ, полученный из гидратов, состоял на 30–37 % из метана. Это значение более чем в 2 раза ниже по сравнению с Охотоморскими газогидратами, однако, нельзя исключать возможную потерю газа во время подъема образца из скважины.

Массивные тела газогидратов открыты у подножия о-ва Садо [Matsumoto, Hiromatsu, 2011] в осадочном бассейне Уэцу приуроченном к неоген-четвертичному прогибу. Осадочный бассейн Уэцу расположен в восточной части Японского моря и частично охватывает западную часть острова Хонсю. Центральную часть осадочного бассейна составляет впадина Ниигата. Здесь сосредоточено более 90 % запасов нефти и 70 % запасов газа Японии. Площадь бассейна – 75 тыс. км², из них 53 тыс. км² заняты акваторией. В тектоническом плане бассейн приурочен к кайнозойскому задуговому прогибу Японской островной дуги, осложненному системой горстов и грабенов. Осадочный чехол сложен вулканогенно-осадочными комплексами неогенового возраста, в том числе газоносной формации «зеленых туфов» суммарной мощ-

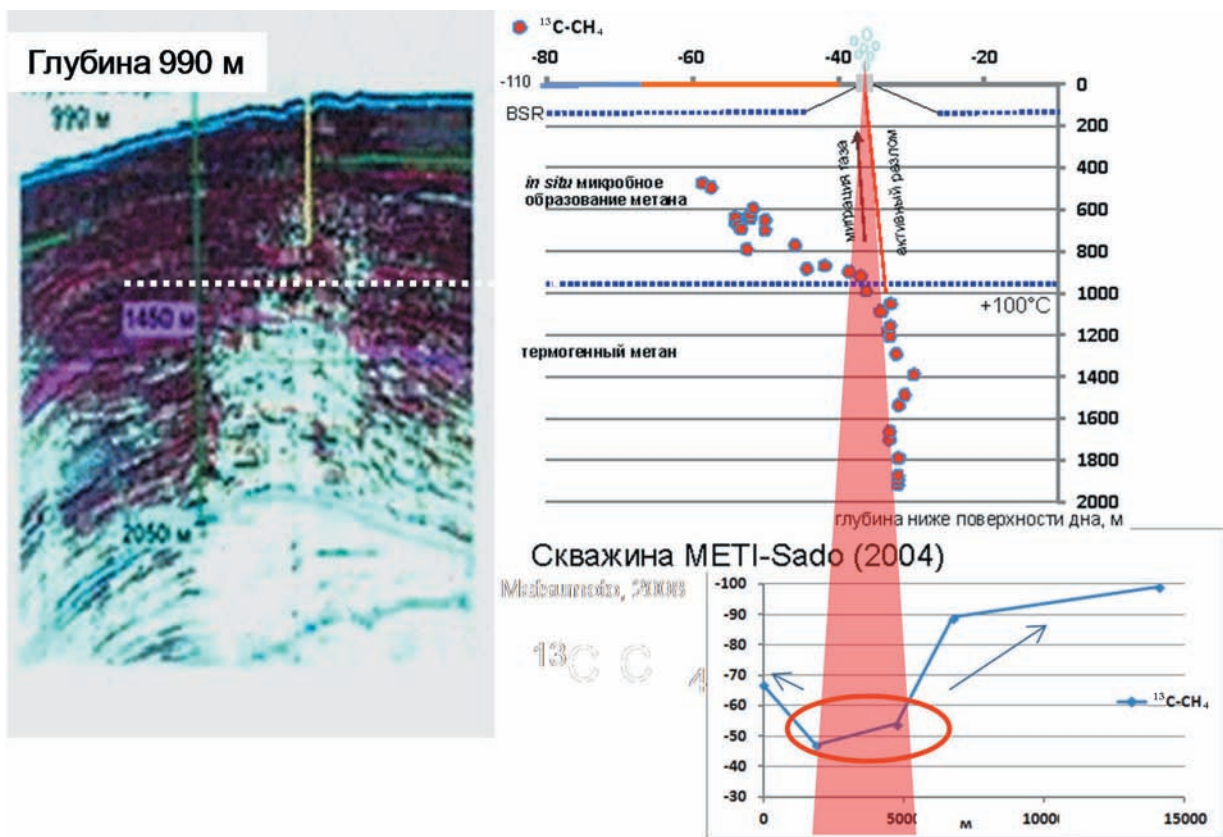


Рис. 103. Изменение изотопного состава углерода метана при миграции к поверхности дна в скважине (2060 м) в бассейне Уэцу [Matsumoto et al., 2011]

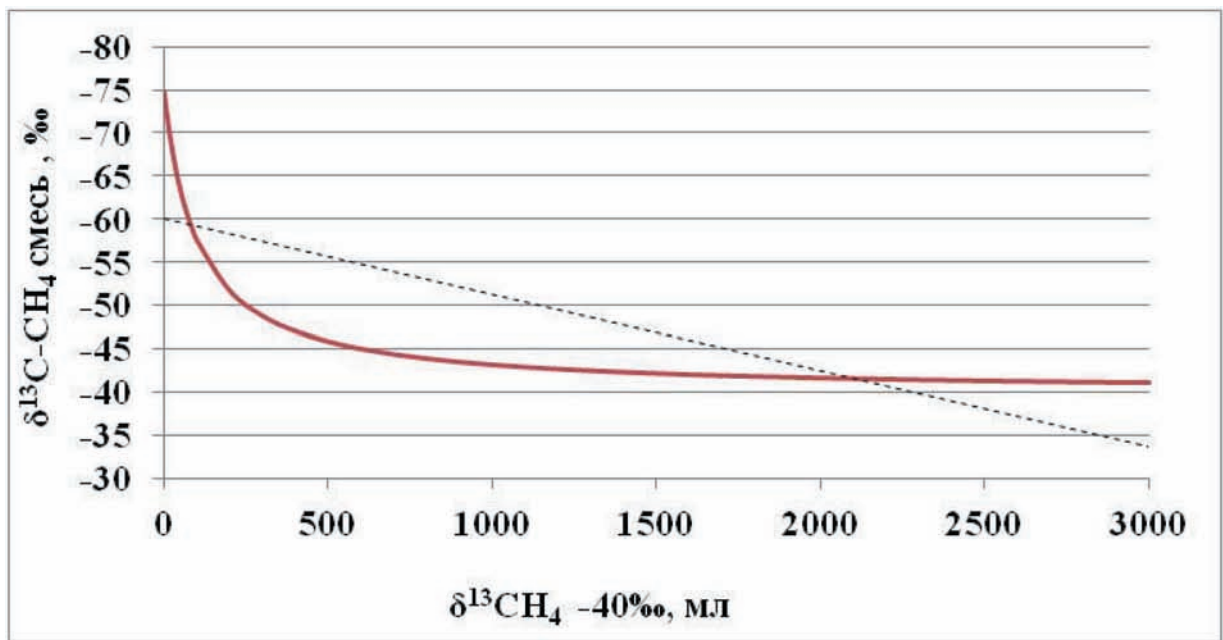


Рис. 104. Изотопный эффект смешения микробного и термогенного газа на основе масс-балансового расчета (автор, подтверждено независимыми расчетами в ДВГИ ДВО РАН (Веливетская Т.А.) и Технологическом институте Китами (Япония, Хачикубо А.). При постоянном объеме микробного метана (100 мл, -75‰) добавляется термогенный метан (-40‰)

ностью до 6 км. Нефтематеринскими являются глинистые сланцы и аргиллиты нижнего–среднего миоцена и верхнего миоцена – нижнего плиоцена. Отложения нижнего–среднего миоцена находятся на глубине 3.9–5.1 км с температурой +110–140 °С. Отложения верхнего миоцена – плиоцена, залегающие на глубинах 1.5–3.8 км с температурой 70–140 °С. В бассейне открыто 130 месторождений, заключающих около 20 млн т разведанных запасов нефти и 60 млрд м³ газа. Семь месторождений открыто в акваториальной части бассейна [Арешев, 2003]. Для бассейна характерен высокий тепловой поток и магматическая деятельность, проявившаяся в неогене в формировании формации «зеленых туфов».

Газогидраты, открытые японскими учеными в 2004 г. у подножия склона о-ва Садо (хребет Садо) в бассейне Уэцу являются наиболее значительным скоплением гидратов в Японском море (рис. 103; рис. 104). Здесь обнаружены морфоструктуры 0.3–0.5 км в диаметре и 30–40 м глубиной, которые содержат газогидраты. Глубинное сейсмическое и придонное эхозондирование выявили структуры газонасыщения – «газовые каналы». Зона аномального газонасыщения была зафиксирована вокруг холмов с газовыми «факелами». Известно, что этот район подвергался рифтовым процессам в раннем миоцене и находился под влиянием компрессионного режима с позднего плиоцена [Matsumoto, Hiromatsu, 2011; Proceedings..., 2000]. Вдоль рифтов развиты сбросы и взбросы, а мощность осадочной толщи достигает 5000 м. В 2004 г. D/V JOIDES Resolution провел бурение с электрокаротажем. Отбор керн проводился на 16 участках, в основном в пределах 3D сейсмических районов обследования. В 2003 г. проведены геотехнические изыскания глубокой разведочной скважины на нефть и газ в бассейне Уэцу (юго-запад острова Садо), на восточной окраине Японского моря. Обнаруженные структуры насыщены газогидратами, а сейсмическое профилирование выявило хорошо выраженные газовые «каналы» в верхней части осадочного слоя. Тепловой поток, в целом, высокий (80–110 мВт / м²), температурный градиент в бассейне Уэцу составляет примерно 10 °С/100 м. Интенсивные потоки метана были зарегистрированы вокруг локальных поднятий с газовыми «факелами». BSR найдена на 0.20–0.23 с (двойная скорость пробега) вне газонасыщенных зон [Matsumoto, Hiromatsu, 2011], в то время, как в газовых каналах BSR обычно выделяется на 0.14–0.18 с. Эта аномалия, вероятно, указывает на накопление высокоскоростных

газогидратоносных толщ. На газогидратоносном участке поднятие Умитака бассейна Уэцу [Freire et al., 2011] также установлен следующий важный факт: на линии ССВ простирания в пределах 13 км $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ изменяется от -47 – -54 ‰ в центре участка газовых сипов над газогидратами, до -67 – -89 ‰ на расстоянии 2 км по удалении от участка на север и юг и достигает -99 ‰ на расстоянии 9 км от ближайшего «газогидратного» сипа. Газовые сипы сосредоточены в перекрестии разломов в центре ассиметричной антиклинали около 6 км вдоль длинной оси, разбитой сбросами и взбросами. Термогенный газ в центральной части антиклинали Умитака мигрирует из нефтегазоносных отложений по активным разломам. За счет «масс-балансового эффекта» микробный сигнал в верхних осадках нарушается в сторону утяжеления $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ [Шакиров, 2015]. Антиклиналь сложена в верхней части четвертичной формацией Хаизуме (поздний плейстоцен, глинистые толщи). BSR находится полностью в этой формации. Облегчение изотопного состава углерода метана при удалении по латерали от центров газовой разгрузки подтверждает существование влияния масс-балансного эффекта на полигенетический состав газогеохимических полей. Ниже формации Хаизуме залегают нефтегазоносная формация Нисияма, осложненная системой грабенов и горстов [Okui et al., 2008].

Метан из мелководных газовых гидратов и фильтрационных потоков мигрирует из глубинных термогенных газов, что подтверждается изотопными отношениями углерода ($\delta^{13}\text{C}$ от -30 до -40 ‰ VPDB). Несоответствие между молекулярными и изотопными отношениями, возможно, указывает на эффективное молекулярное фракционирование при длительной миграции газа через глинистые отложения. Также, установлен эффект «облегчения» изотопного состава углерода метана при достижения миграционного потока зоны диагенеза, где за счет примеси микробных газов изотопный состав углерода метана снижается на величину -20 ‰ (см. рис. 103; 104). В результате изотопно-газогеохимических исследований в скважине METI-Sado 04 (2004) было доказано облегчение изотопного состава углерода гидратообразующего метана при миграции из глубинных горизонтов (2 км ниже поверхности дна, $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -32 ‰), за счет смешения с микробным газом.

Смесь микробных и термогенных газов в поверхностных осадках имеет значения $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -60‰. Ранее (Глава 3) была показана возможность облегчения изотопного состава углерода в районе Дагинских

геотермальных источников при миграции из нефтегазовых залежей на 15 ‰ PDB. Величина изотопного смещения на такие величины в зоне проницаемости при наличии интенсивного газового потока объясняется, по мнению автора, в первую очередь известным «масс-балансовым эффектом» (см. рис. 104) [Zeebe, Wolf-Gladrow, 2001].

Газогидратоносные хребты (Окусири, Садо) имеют тектоническое происхождение и были сформированы в результате движений по крутопадающим разломам и надвигам в конце плиоценового времени. Их фундамент сложен нижнемиоценовыми базальтами и андезитовыми туфами. Поднятие Окусири представляет собой эшелон хребтов, перекрытых осадочным чехлом позднемиоцено-плиоценового возраста. Хребты пространственно связаны с крупными депрессиями в акустическом фундаменте (трог Могами и др.), мощность осадочного чехла в которых может превышать 1.5 км [http://esimo.oceanography.ru/esp1/index.php?sea_code=4§ion=18&menu_code=3520].

Предполагаемые скопления газогидратов в северо-восточной части Японского моря (рис. 105) оконтурены, в основном, по результатам сеймопрофилирования (по обнаружению BSR), а также отрицательным аномалиям хлорности поровой воды осадков и данным теплового потока (например, в южной части хребта Окусири данные теплового потока достигают значений 156 мВт / м²) [Родников и др., 2014].

Примечательно, что в структурах обоих газогидратоносных хребтов Садо и Окусири была обнаружена баритовая минерализация [Астахова, 2007]. Пояс обнаружения баритовых конкреций Садо-Окусири также характеризуется переслаиванием пирокластического материала с углями, песчаниками и алевролитами (ранний миоцен). Газогидраты восточной части Японского моря тяготеют к областям развития смешанных комплексов пород [Леликов и др., 2002], которые, видимо, за счет хорошей пористости являются благоприятной средой для кристаллизации газогидратов.

При этом миоценовые отложения обоих хребтов и северной части возвышенности Ямато относят к формации «зеленых туфов». К этой формации приурочены рудоносные гидротермальные системы на Японской островной дуге, а также скопления метана магматогенного генезиса [Wakita et al., 1990]. Автор считает нужным отметить, что формация «зеленых туфов» – это довольно общее название сложного комплекса метасоматически измененных пород, и нельзя их воспринимать как единый петрологический тип. В целом,

зарубежные термины, определения и критерии также носят часто слишком общий характер и в отношении генезиса газов.

Цусимская газогидратоносная провинция. Это глубокий, чашеобразный, задуговый бассейн, ограниченный крутым континентальным склоном восточной части Корейского полуострова на западе и Южным Корейским плато на севере. Северные и западные края бассейна относительно крутые с градиентами до 10°. На юге и востоке бассейн ограничен довольно пологим склоном и широким шельфом (30–50 км в ширину) Японской островной дуги и банкой Оки. Дно бассейна лежит на глубине 2000–2300 м и постепенно углубляется на северо-восток. Глубокие части бассейна характеризуются значительным числом различных сейсмических «мутных толщ» шириной до 2 км, которые часто достигают морского дна [Byong-Jae Ryu et al., 2013]. Котловина имеет изометричный вид с бортами до 1 км высотой и крутизной 7–11°, изрезанных оврагами и долинами [Ломтев, 2000]. Установлено, что в разрезе коры Цусимской котловины под увеличенным слоем осадочных отложений залегает базитовый субстрат консолидированной коры, в основании которого предполагается присутствие мантийного вещества с остатками континентальной коры. Такой тип коры относится к переходному типу, названному условно «субокеаническим» [Кулинич, Валитов, 2011]. По сравнению с другими впадинами Японского моря (впадина Ямато, участок между возвышенностями Ямато и Восточно-Корейской, трог Гензан) эта структура выделяется наибольшей степенью переработки континентальной коры [Кулинич, Валитов, 2011]. Установлено, что кайнозойский чехол сложен контрастной верхней и полупрозрачной нижней толщами неогена – плейстоцена [Geological..., 1978]. Мощность чехла достигает 2 км. В осадконакоплении значительную роль играл терригенный снос, в котловине зафиксированы оползневые тела. Западную часть ложа котловины, где был проведен также пробпоотбор на газогидраты, слагают турбидитовые осадочные толщи [Ломтев, 2000]. Геологическая обстановка и новейшая тектоника способствуют накоплению ГГ в отложениях бассейна, который расположен вдоль зарождающейся границы субдукции между Североамериканской и Евразийской плитами. В районе восточной акватории Корейского полуострова газогидраты были подняты с использованием поршневого трубчатого пробпоотборника научной организацией KIGAM (2007 г.). Этой организацией проведено бурение в Цусимской кот-

ловине (UBGH) в рамках Корейской национальной программы по исследованию газогидратов. В ходе выполнения бурения специальными устройствами были подняты их массивные образцы (рис. 106). В ноябре 2007 г. в Цусимской котловине в экспедиции (UBGH1) газогидратные отложения были успешно извлечены на трех глубоководных участках (UBGH1-4, UBGH1-9, и UBGH1-10). На станции UBGH1-9 был поднят самый длинный керн, который показал разнообразную насыщенность газовыми гидратами на большой глубине. На станции UBGH1-4 с координатами 36.268° N, 130.906° E (глубина 1841 м) зона стабильности газовых гидратов была пробурена (196 м ниже дна). Газовые гидраты представляли собой тонкие крупнозернистые слои отложений в интервале 185 и 196. На станции UBGH1-9 (36.714°N, 130.900°E, глубина моря 2099 м) зона стабильности газогидратов была пробурена на глубине 182 м ниже дна. Газовые гидраты располагались в илистых и (или) песчаных слоях в интервале 63–151 м. Станция UBGH1-10 находится на 36.6355° N, 130.900° E (глубина 2077 м), а зона стабильности газогидратов зафиксирована на горизонте 163 м ниже дна. Газовые гидраты найдены между морским дном и 141 метром ниже в песчаных отложениях с прослоями вулканического пепла. Газогидратоносный участок UBGH2-9 находится в Цусимской котловине на глубине моря 2102 м, где обнаружены сейсмические аномалии типа «мутная толща», подошва которой уходит ниже регионального BSR [Kang et al., 2009].

Методы глубокого бурения показали, что газогидратные слои метана располагаются на различных горизонтах в илистых, песчаных и пепловых отложениях. Глубина залегания гидратов варьирует на станциях UBGH 4, UBGH9, UBGH10: 185–196 м ниже дна, 36–151 м ниже дна, 0–141 м ниже дна на глубинах моря 1841 м, 2099 м и 2077 м, соответственно. Состав углеводородных газов $C_1 / C_2 + > 1000$ и изотопные метки метана $^{13}C-CH_4$ и $\delta D-CH_4$ -65 ‰ и -171 ‰ показывают микробное и термогенное происхождение газов. В то же время в осадочных отложениях (турбидиты) котловины установлено наличие термогенных газов, поднимающихся из глубоких горизонтов и насыщающих турбидитные отложения [Lee, Chough, 2003]. По-видимому, здесь также имеет место процесс смешивания поднимающихся термогенных газов с микробными [Jeong et al., 2010]. При этом нельзя исключать вклад угольных газов, поскольку прослой углей обнаружены в нижних горизонтах осадков котловины.

Перспективная газогидратносная провинция западного континентального склона Японского моря. Литологическими и газогеохимическими исследованиями на склоне залива Посьет (континентальный склон Японского моря) в районе мыса Гамова впервые установлены два важнейших факта: 1) наличие на континентальном склоне Приморья прямых газогеохимических (13 % об. метана по методу термовакuumной дегазации – д.г.-м.н. А.И. Гресов, к.г.-м.г. А.В. Яцук, и 4 % равновесным методом – headspace на борту судна), литологических (песчанистый осадок) и термобарических (на глубинах 400–1500 м) условий для формирования газогидратов; 2) наличие уникальной аутигенной карбонатной минерализации в зоне газовой эмиссии на склоне с плотностью нахождения конкреций 3 штуки практически на одном горизонте в керне осадка малого диаметра (90 мм). Эти результаты были получены в период комплексной геолого-геофизической экспедиции на НИС «Академик Опарин» (рейс № 54, 21.09–31.10.2017 г., руководитель рейса к.г.-м.н. М.Г. Валитов).

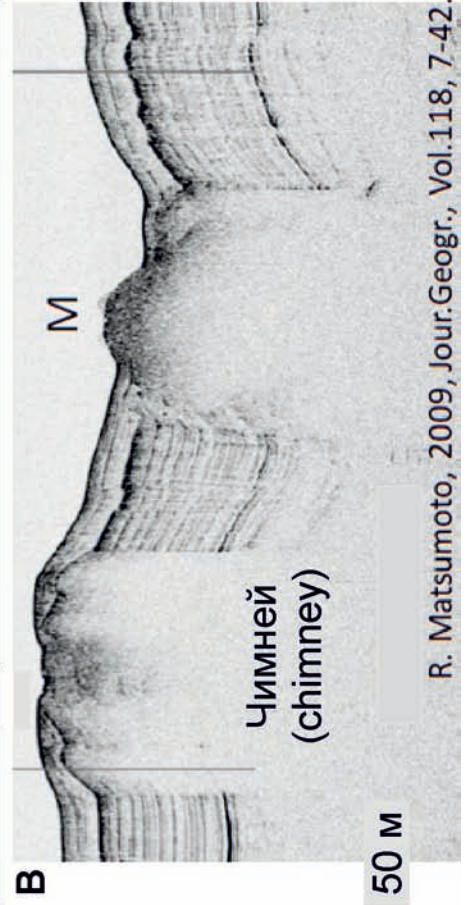
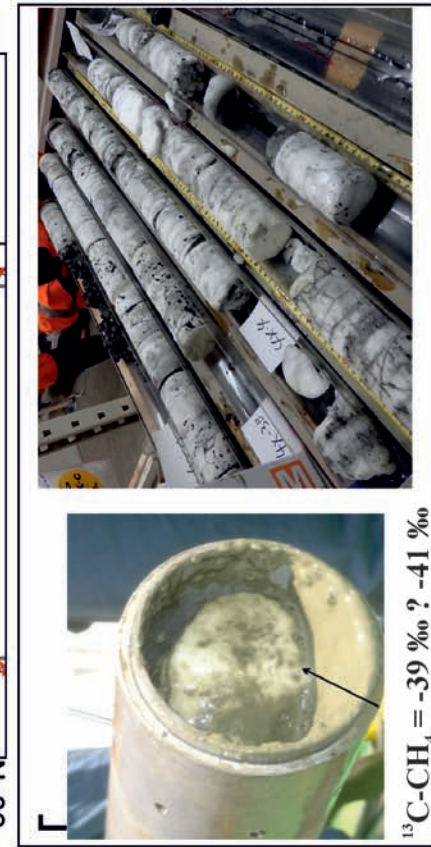
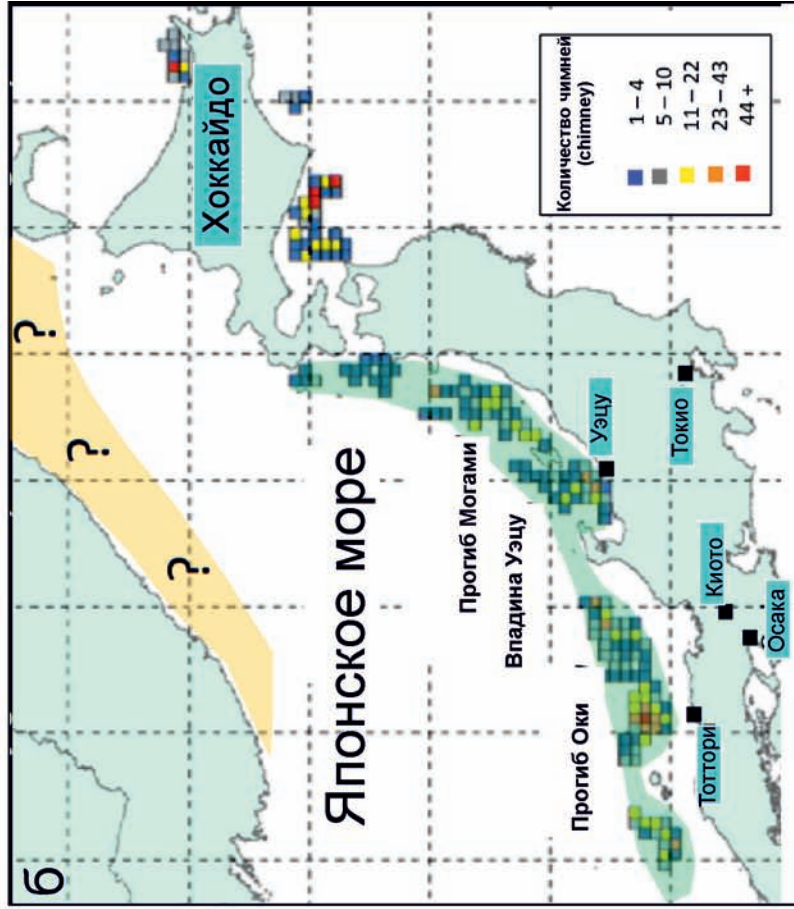
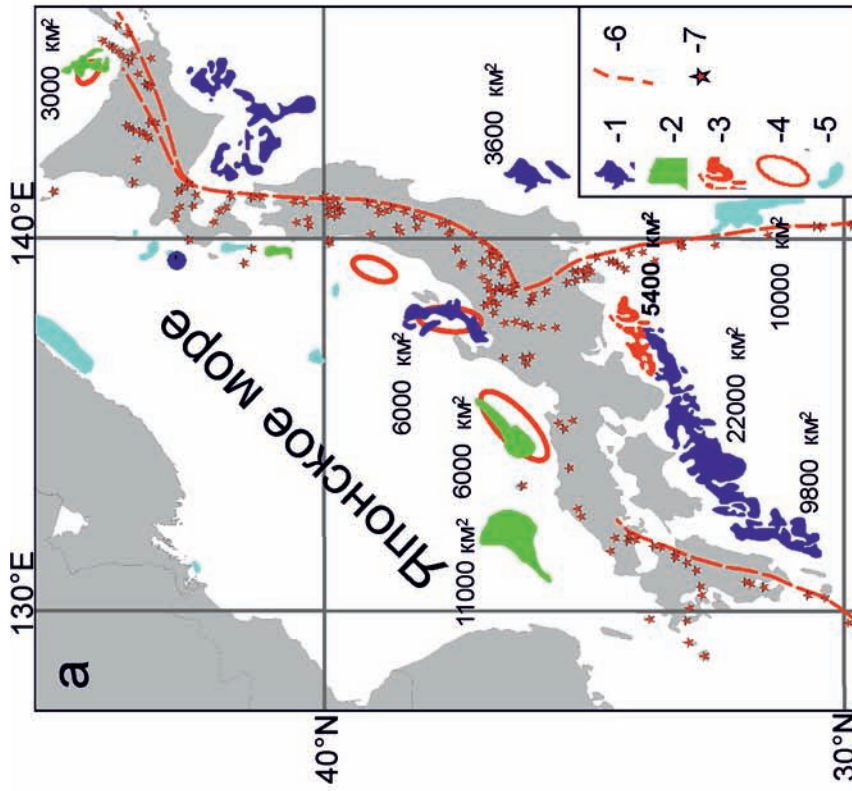
В ходе выполнения профиля, пересекающего вкост континентальный склон и состоящего из 5 станций (рис. 107), было впервые открыто аномальное поле метана в осадках в интервале глубин 100–1500 метров.

В керне станции OP54-71 (глубина моря 380 м) были обнаружены три конкреции сложного состава (ассоциация глендонит–ватерит–икаит) (рис. 108; рис. 109). Исследования этих конкреций в настоящее время ведутся в лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН (Шакиров Р.Б., Сорочинская А.В., Лифанский Е.В., Аксентов К.И.). Конкреции сформированы в результате окисления метана с легким изотопным отношением углерода (-67 – -79 ‰VPDB, определение – к.г.-м.н. Веливецкая Т.А., ДВГИ ДВО РАН), а также изменения щелочности поровых вод под влиянием потока метана и являются индикаторами метановых сипов, потенциально газогидратов и палеоокеанологической обстановки.

Основные выводы, которые следуют из газогеохимических и литолого-минералогических исследований в районе залива Посьет – мыс Гамова:

1) впервые идентифицирована уникальная глендонит-ватерит-икаитовая минерализация на континентальном склоне западной части Японского моря в пределах Приморского края РФ (юг Дальнего Востока России), которая служит индикатором потоков метана;

2) обнаружение трех конкреций глендонит-икаита в одном керне дает основания для пред-



R. Matsumoto, 2009, Jour.Geogr., Vol.118, 7-42.

← **Рис. 105.** Распространение газогидратоносных районов в Японском море и вокруг Японского архипелага
 а – карта фактической (на сегодняшний день с указанием площадей) газогидратоносности Япономорского региона за исключением Татарского пролива; 1 – районы с высокой степенью концентрирования газогидратов; 2 – районы со средней степенью концентрирования газогидратов; 3 – районы с полупромышленной разработкой скоплений газогидратов; 4 – районы с приповерхностными преимущественно массивными газогидратами; 5 – районы с литологическими, геохимическими и геофизическими признаками газогидратов; 6 – вулканический фронт; 7 – четвертичные вулканы; б – карта распространения газоносных структур чимней вдоль о-вов Хонсю и Хоккайдо [Matsumoto et al., 2017]; светло коричневым и знаками вопроса выделен перспективный район вдоль континентального склона Приморья, где также были обнаружены структуры чимней в экспедиции ТОИ ДВО РАН в 2018 г., 81 рейс НИС «Академик М.А. Лаврентьев»; в – пример структур чимней на временном разрезе высокоразрешающего сейсмопрофилирования во впадине Уэцу [Matsumoto et al., 2009]; г – фотографии массивных газогидратов из впадины Уэцу полученных при бурении [Matsumoto et al., 2017]. Изотопный состав углерода метана газогидратов указывает на его термогенный генезис ($^{13}\text{C}-\text{CH}_4 = -39\text{‰} - -41\text{‰}$)

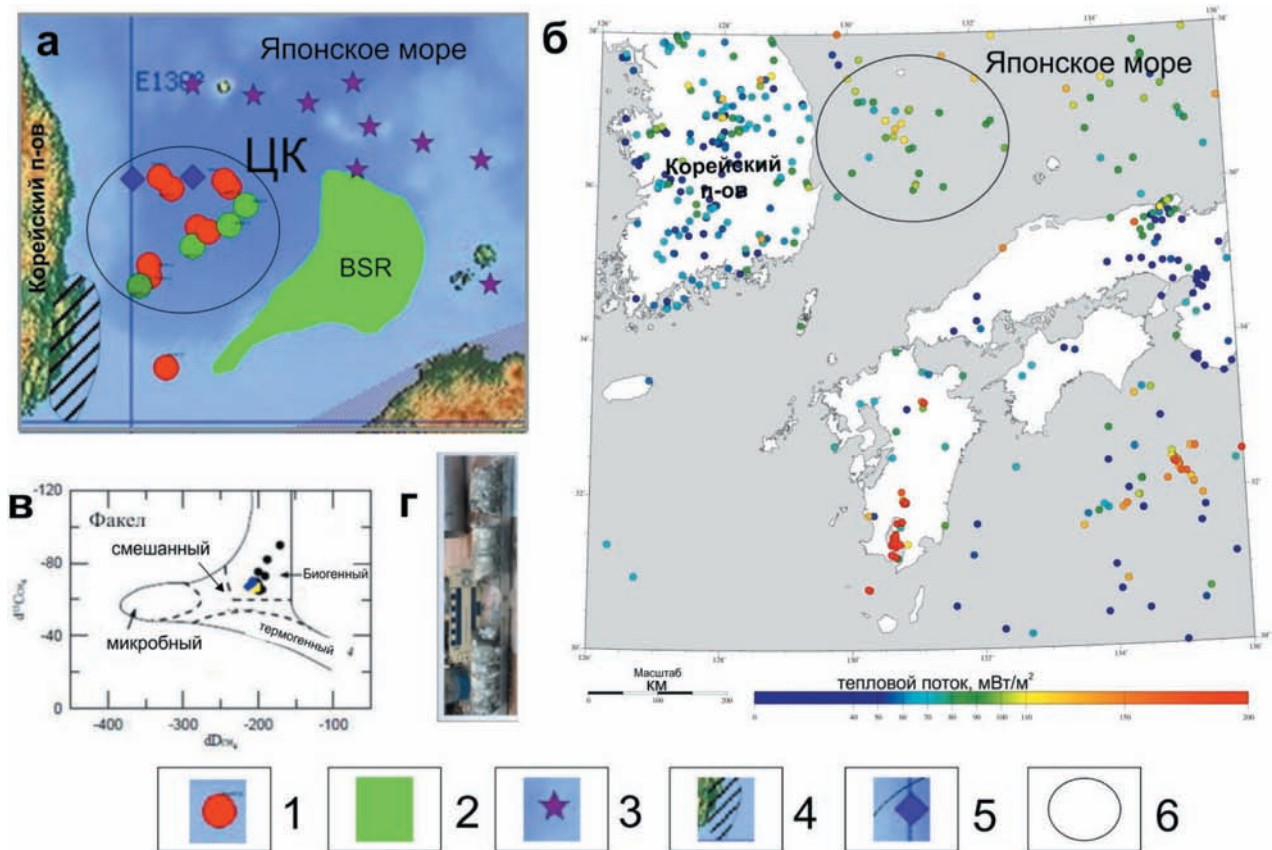


Рис. 106. Расположение скважин и пикетов отбора газогидратов поршневым пробоотборником в Цусимской котловине (осадочный бассейн Уллындо) [Byong-Jae Ryu et al., 2013; Chun et al., 2011].
 а – карта станций; б – карта распределения теплового потока [Digital geologic..., 2004]; в – газогенетическая диаграмма вмещающих осадков; г – фотография фрагмента керна (бурение) с газогидратами; 1 – станции отбора осадка трубкой; 2 – район распространения BSR в пределах японской ИЭЗ; 3 – вулканы; 4 – угольный бассейн [Аблаев и др., 2002]; 5 – контрольные станции; 6 – район исследований газогидратов в Цусимской котловине (ЦК)

варительного выделения новой аутигенной минералогической провинции вдоль западного континентального склона Приморья;

3) район юго-западного континентального склона Приморья является перспективным на поиски газогидратов;

4) карбонатная минерализация генетически связана с восходящей эмиссией метана;

5) совокупность полученных данных позволяет ставить вопрос о высокой газоактивности западного континентального склона Японского моря;

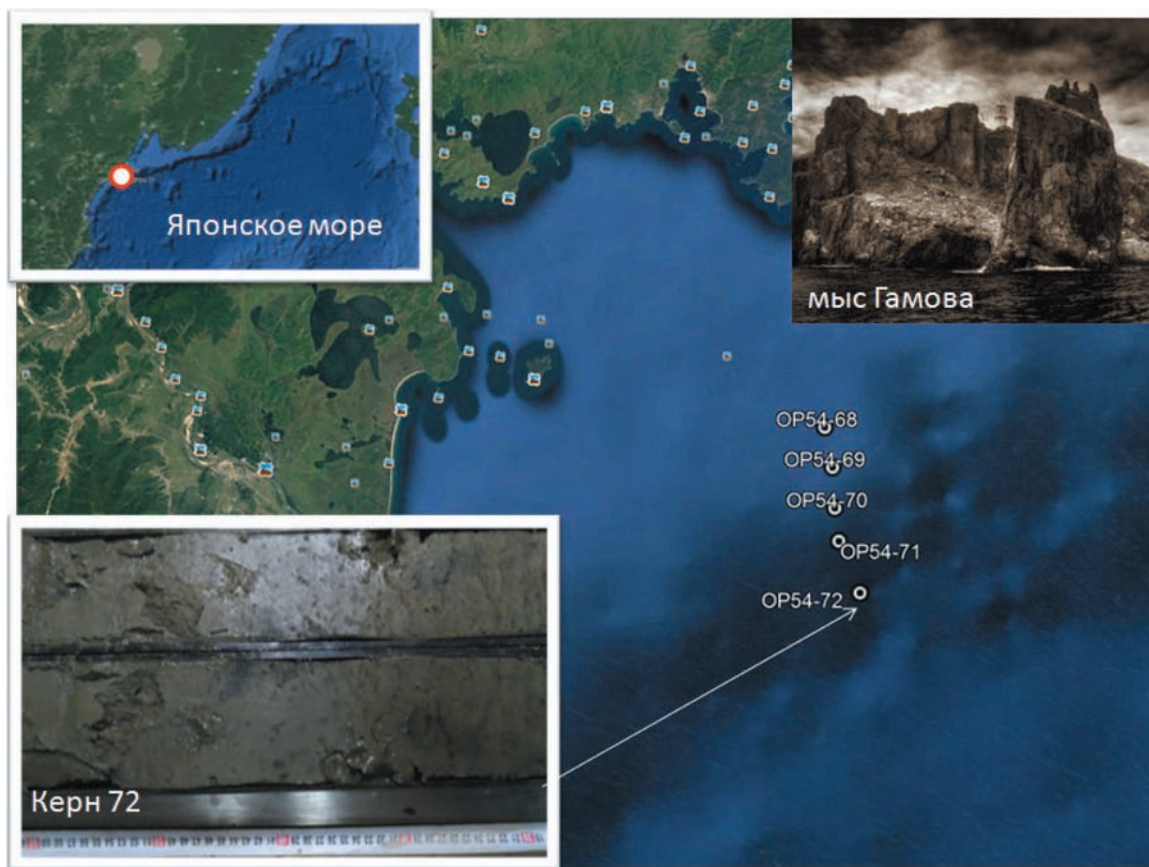


Рис. 107. Карта станций отбора осадка на шельфе и склоне залива Посьет.

На врезках: а – положение района работ в Японском море (кружок); б – фрагмент глубоководного керна OP54-72; в – мыс Гамова

б) восходящая эмиссия метана, вероятно, поддерживается глубинными землетрясениями, известными в этом районе. Глубинные землетрясения оказывают длительное постсейсмическое влияние на усиление–ослабление газовой эмиссии. Исследования по этому явлению будут продолжены.

Газогидратоносная провинция Филиппинского моря. Крупная газогидратоносная провинция располагается с тихоокеанской стороны в аккреционной осадочной призме о-ва Хонсю вдоль зоны субдукции. Поиски газогидратов вокруг Японских островов начаты в 1995 г. с океанской стороны в трог Нанкай. В 1997 г. две геотехнические скважины (ВН-1 и ВН-2) были пробурены в 50 км к югу от устья реки Тенри, Токайского района (восточный склон о-ва Хонсю). Затем глубокая разведочная скважина была пробурена примерно до глубины 2300 м через слой газогидратов на глубине около 270 м ниже поверхности дна [Matsumoto, 2011; Proceedings..., 2000]. В комбинированных ВН-1, ВН-2, и МВТП скважинах идентифициро-

ваны 3 зоны накопления газовых гидратов в преимущественно песчаных отложениях в интервале 200–270 м ниже поверхности дна. В этом районе гидраты представлены, в основном, рассеянной формой, цементирующей преимущественно песчаные отложения. Также здесь находится участок ODP Leg 190, и, несмотря на то, что образцов газогидратов поднято не было, их присутствие документировано по геохимическим аномалиям в интервале 100–500 метров ниже поверхности дна. Температура газогидратных интервалов была на 4–6 °С ниже температуры окружающих интервалов керна и скважины; отрицательные аномалии хлорности 517 ммоль на глубине BSR 420 метров, а также высокие концентрации метана доказывают наличие газогидратов на склоне (скв. 1176 и 1178). Взбросы, как часто наблюдалось и для других районов (например, западный борт впадины Дерюгина), обеспечивают подток метана из нижележащих осадков в верхние слои осадочной толщи (Нанкайский трог) и эмиссию метана из диссоциированных газогидратов при погружении осадков

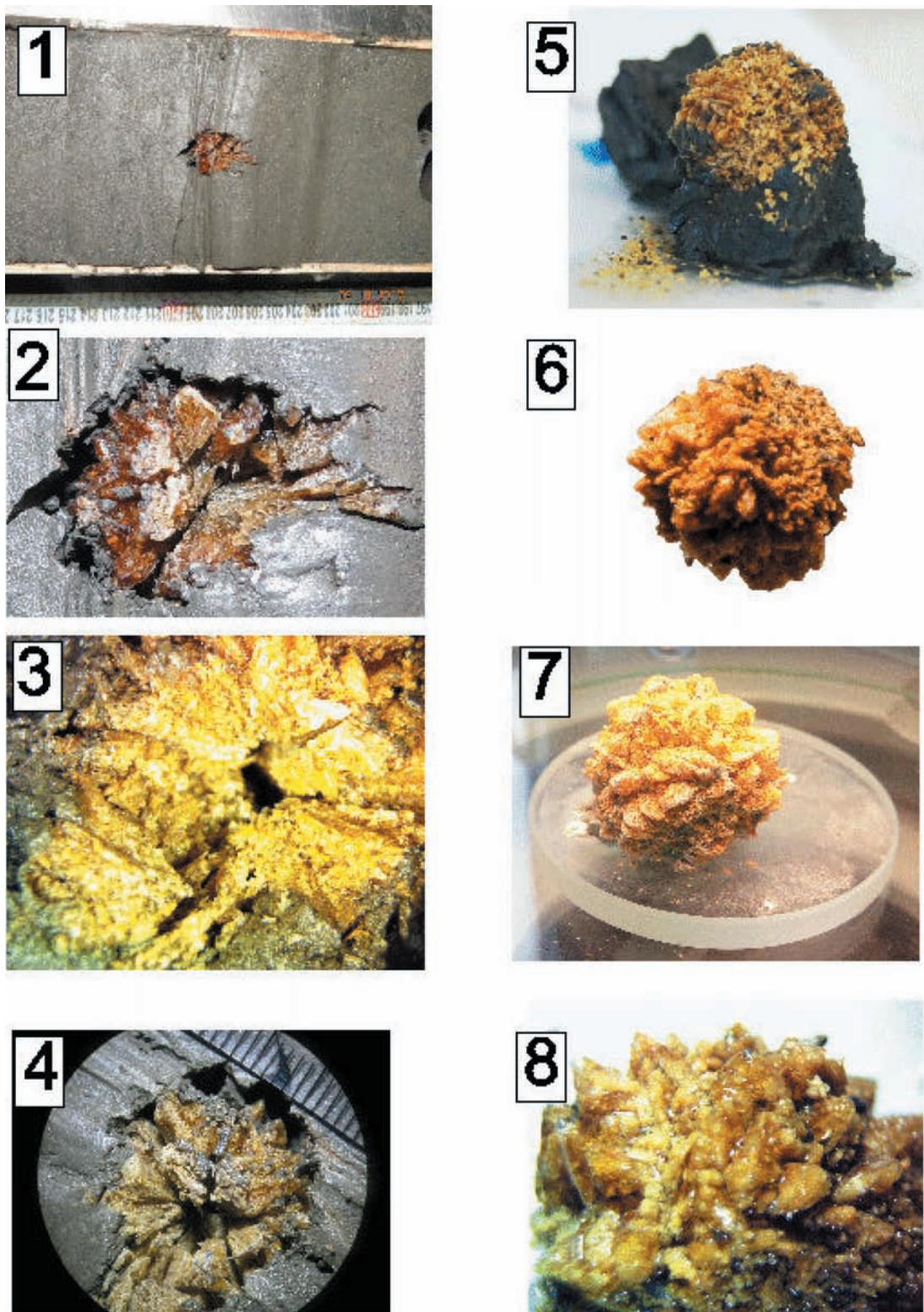


Рис. 108. Фотографии уникальных карбонатных конкреций ассоциации глендонит–ватерит–икаит в осадках континентального склона Японского моря (ст. OP54-71)

Конкреция № 1: 1 – в керне осадка (горизонт 206–207 см), фото автора; 2 – в керне осадка; 3 – фото под бинокляром (к.г-м.н. Аксентов К.И., в центре отчетливо видна пустота, сделано через 1 месяц после хранения); 4 – под бинокляром в ДВГИ ДВО РАН (лаборатория микроскопии, зав. лаб. к.г-м.н. В.В. Иванов). Конкреция № 2: 5 – в осадке; 6 – на предметном столике (фото к.г-м.н. Колесник А.Н.). Конкреция № 3: 7 – на предметном стекле, 8 – под бинокляром

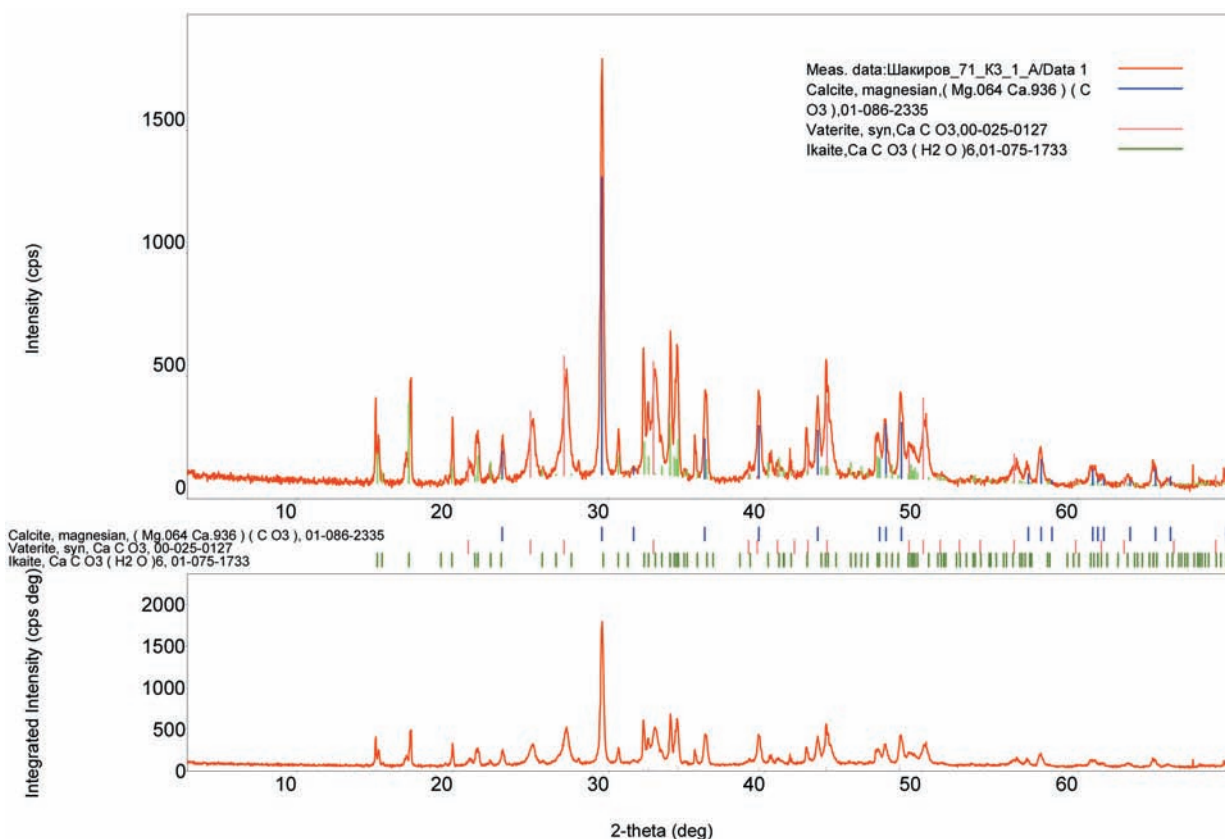


Рис. 109. Рентгенограмма конкреции со станции OP54-71, доказывающая ее полиминеральный глендонит-икаит-ватеритовый состав. Выполнил к.г.-м.н. Карабцов А.А. (заведующий лаборатории рентгеноструктурных методов ДВГИ ДВО РАН)

в новую зону гидратообразования [Proceedings..., 2000]. Ресурсы метана в Нанкайском тропе эквивалентны 14 годам внутренних потребностей Японии в природном газе [Tanahashi, 2011], начата испытательная полупромышленная добыча метана. Общие ресурсы метана в газогидратных скоплениях вокруг Японских островов оцениваются в 10^{12} – 10^{13} м³ [Tanahashi, 2011].

Газогидратоносная провинция о-ва Тайвань. В некоторых районах юго-западного склона о-ва Тайвань газогидраты не были удостоверены прямыми методами, но гидратоносная толща прогнозируется по результатам сейсмического профилирования, термобарическим и геохимическим признакам [Chuang et al., 2010]. Согласно этим параметрам, общая площадь поля стабильности газогидратов южнее о-ва Тайвань (интервал ниже поверхности дна 300–600 м) ассоциируется с тремя толщами осадков Q1-Q2-Q3 общим объемом 18062 м³ [Chi et al., 2006]. Дополнительно в этой работе был оценен объем порового пространства в осадках зоны стабильности газогидратов в 8308 км³ на всей площади BSR. Впервые образцы га-

зогидратов на юго-западной акватории Тайваня удалось поднять только в июне 2018 г. совместной тайваньско-французской экспедиции на судне Marion Dufresne при глубине моря 1200 м (из личной переписки).

5.4. Газогидратоносная провинция Восточно-Китайского моря

Мелководное Восточно-Китайское море мало изучено в отношении газогидратов, и, возможно, не так перспективно, как другие моря западной части Тихого океана. Тем не менее, в этом районе были обнаружены гидраты углекислого газа в тропе Окинава в пределах структуры «низкотемпературного» черного курильщика. Пузыри газов поднимаются с гидротермального поля «JADE» (глубина моря 1335–1550 м) [Sakai et al., 1990] (рис. 110). Генезис газовых компонентов в этом районе определен как глубинный, а углекислый газ – как неорганический [Jianming et al., 2003], из гидротермальных источников, имеющих температуру не ниже 320 °С. Важный геоэкологический

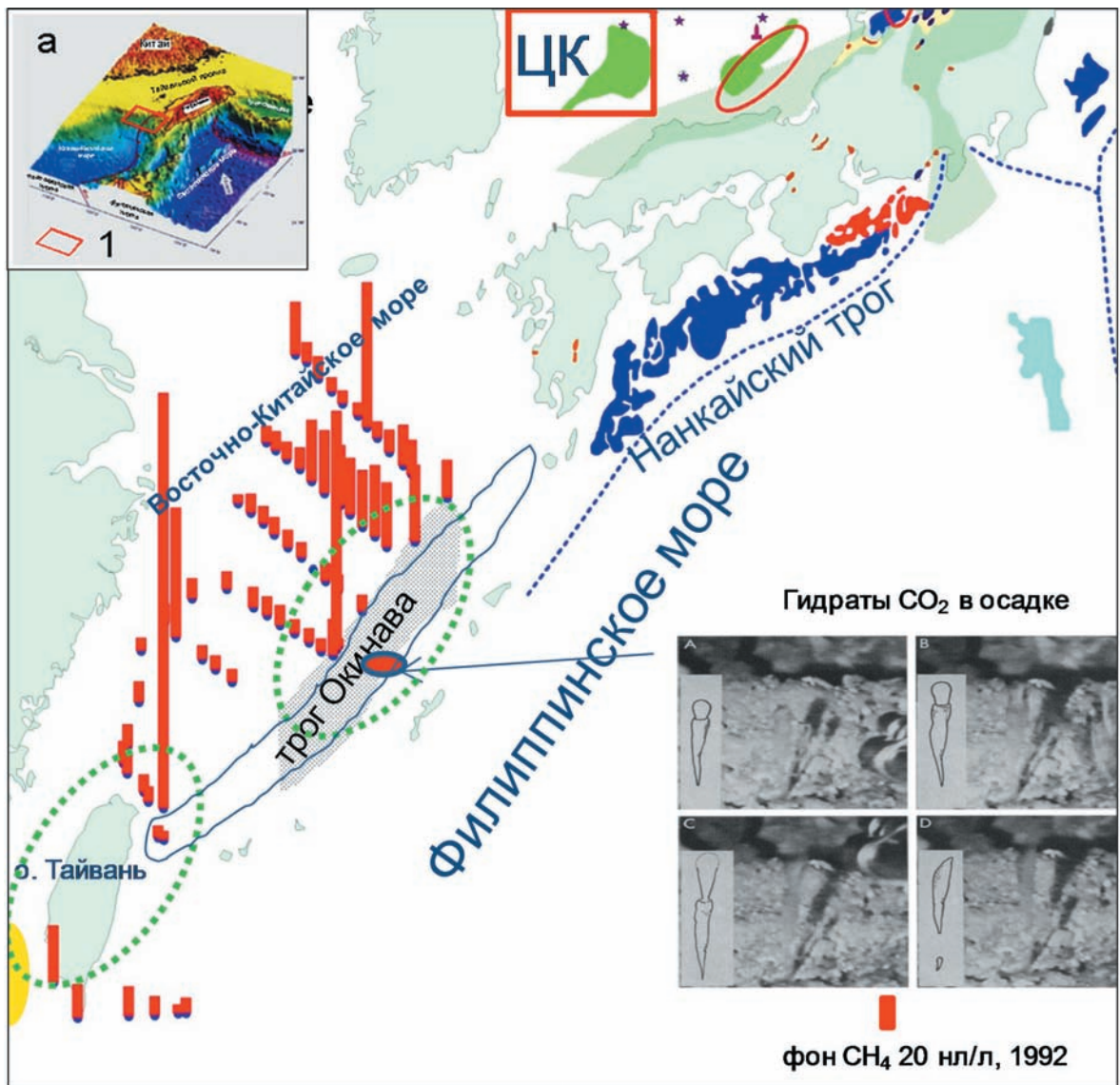


Рис. 110. Местоположение и фотографии вертикальных продолговатых включений (длина около 10 см) гидратов углекислого газа в трого Окинава. Глубина 1333 м [Sakai et al., 1990]
 Красные столбчатые диаграммы – средне- и высокоинтенсивные аномальные поля метана в придонном слое толщи вод. Желтым цветом обозначена перспективная газогидратоносная площадь на склоне о-ва Тайвань. ЦК – Цусимская котловина. На врезке сверху: а – положение перспективной газогидратоносной площади на южном склоне о-ва Тайвань (1 – границы перспективной площади, которая географически находится на крайнем севере Южно-Китайского моря); на врезке внизу – рисунки морфологических типов включений гидратов углекислого газа и фотографии их положения в осадке

аспект: гидраты углекислого газа при разложении будут выделять накопленный углекислый газ. Газовый флюид в этом районе содержит CO_2 86%, 3% H_2S , 11% ($\text{CH}_4 + \text{H}_2$) (табл. 24).

Открытие японскими исследователями гидратов углекислого газа в присутствии глубинных флюидов является важным фактом: разгрузка гидротермальных флюидов в зонах проницаемости ДВ региона проявляется скоплениями глубинных газов в виде газогидратов. Напомним, что газоги-

драты Припарамуширского источника также содержат повышенные содержания углекислого газа.

Гидраты метана предполагаются также по сейсмическим методам на склоне о-ва Кюсю [Tanahashi, 2011]. В работе [Sun et al., 2014] установлена связь обогащенных железом аутигенных карбонатов с холодными сипами, которые связаны с диссоциируемыми газогидратами в северной части трого Окинава. Формирование аутигенной карбонатной минерализации здесь также объяс-

Таблица 24. Химический и изотопный состав газогидратоносного гидротермального поля Jade, трог Окинава по [Sakai et al., 1990]

Проба	CO ₂	H ₂ S	CH ₄ +H ₂	¹³ C-CO ₂	¹³ C-CH ₄	¹³ C- ³⁴ S	³ He/ ⁴ He
424-M	86 +/-5	3	11 +/-1	-5.0	-36	+8.0	6.6
424-RV4	92 +/-1	4.4	4 +/-1	-4.8	–	+7.2	5.8
Черный курильщик	91.1 +/-1	5.5	3.5	-4.8	-40	+7.3	6.51
Среднее	89.66	4.3	6.17	-4.87	-38	+7.5	6.3

няется процессами окисления метана – еще один фактор, свидетельствующий о важной роли газогидратов в цикле углерода дальневосточных морей. Газогидратоносная площадь на южном склоне о-ва Тайвань, хорошо изученная тайваньскими учеными, географически лежит в самой северной части Южно-Китайского моря (см. рис. 110а).

5.5. Газогидратоносная провинция Южно-Китайского моря

В Южно-Китайском море газогидраты вскрыты бурением в северной части акватории [Wu et al., 2011a] в осадках осадочного бассейна аванделты реки Жемчужная (рис. 111). Китай в настоящее время выходит в мировые лидеры по исследованию газогидратных ресурсов. Этому способствует целевая научно-экономическая политика правительства КНР, которое в настоящее время разработало долгосрочную трехэтапную программу освоения газогидратов вплоть до 2050 г. [Xiang, 2010]. В этой же программе предусматривается выход Китая на добычу 100 млн т / год условного топлива на акватории ВКМ и ЮКМ.

На сегодняшний день Геологическая служба Министерства земель и ресурсов КНР провело 40 экспедиций по исследованию газогидратов в Южно-Китайском море [Geology of the China Seas, 2014]. В целом выполнено 455 800 км высокоразрешающей многоканальной сейсмоки, 36 800 км многолучевой эхолотной съемки, 7100 км придонного профилирования, 1480 пикетов отбора осадков и 222 измерений теплового потока. Кроме того, в 2004 г. был выполнен рейс немецкого НИС RV Sonne-177, направленного на изучение распространения газогидратов и их влияния на окружающую среду Южно-Китайского моря. Китай разработал собственные методики, основанные на комплексировании высокоразрешающего сейсмопрофилирования, подводной микрогеоморфологии, теплового потока, отбор поровых вод *in-situ* и других методов. Их основной разработкой является многофакторная теория газовых

гидратов в пассивной (!) континентальной окраине. В 2013 г. Морская Геологическая Служба Гуанчжоу в составе 5 НИИ впервые провела три экспедиции по бурению к востоку от устья реки Жемчужная на глубинах 600–1100 м. Были пробурены 10 пилотных скважин на 10 разных участках с использованием каротажа по температуре и сопротивлению. Аномальные характеристики по этим методам позволили выбрать 4 участка для бурения на подъем газогидратов. На следующем этапе было пробурено 10 скважин на 4 участках и подняты многочисленные образцы гидратов метана разных морфологических типов. Наиболее значительным достижением является обнаружение многочисленных слоев многоярусной гидратоносной толщи. Здесь газогидраты подтверждены в интервале 170–230 м ниже поверхности дна [Wu et al., 2011a]. Изотопный состав углерода метана газогидратов находится в диапазоне -74.3‰ – -46.2‰ PDB (18 проб), большая часть газа имеет термогенный генезис (> 50 %) с примесью микробной компоненты [Wu et al., 2011b]. Оценивая распространение газогидратов на 1/3 площади обнаружения BSR в ЮКМ, были подсчитаны объемы метана в структурах I, II и H: 1.38×10^{14} м³, 1.41×10^{14} м³ и 1.7×10^{14} м³ при стандартных температурах и давлении [Trung, 2012].

Газогидратоносность ЮЗ части Тихого океана. Южнее Японского моря и Корейских акваторий исследовательские программы по поискам и разведке газогидратов проводились реже [Xiang, 2010], но южная часть Западно-Тихоокеанской окраины также характеризуется многочисленными признаками гидратоносных толщ и наличием образцов газогидратов. Некоторые мелководные бассейны характеризуются отрицательным газогидратным потенциалом поверхностных отложений, но имеют нефтегазовые месторождения, как в Желтом море (глубина не более 160 метров). Морская Геологическая Служба Гуанчжоу открыла нефтегазоносные структуры в депрессиях северной части моря, а перспективные для извлечения ресурсы Желтого моря достигают 2–2.8 млрд т [Wang, 2009].

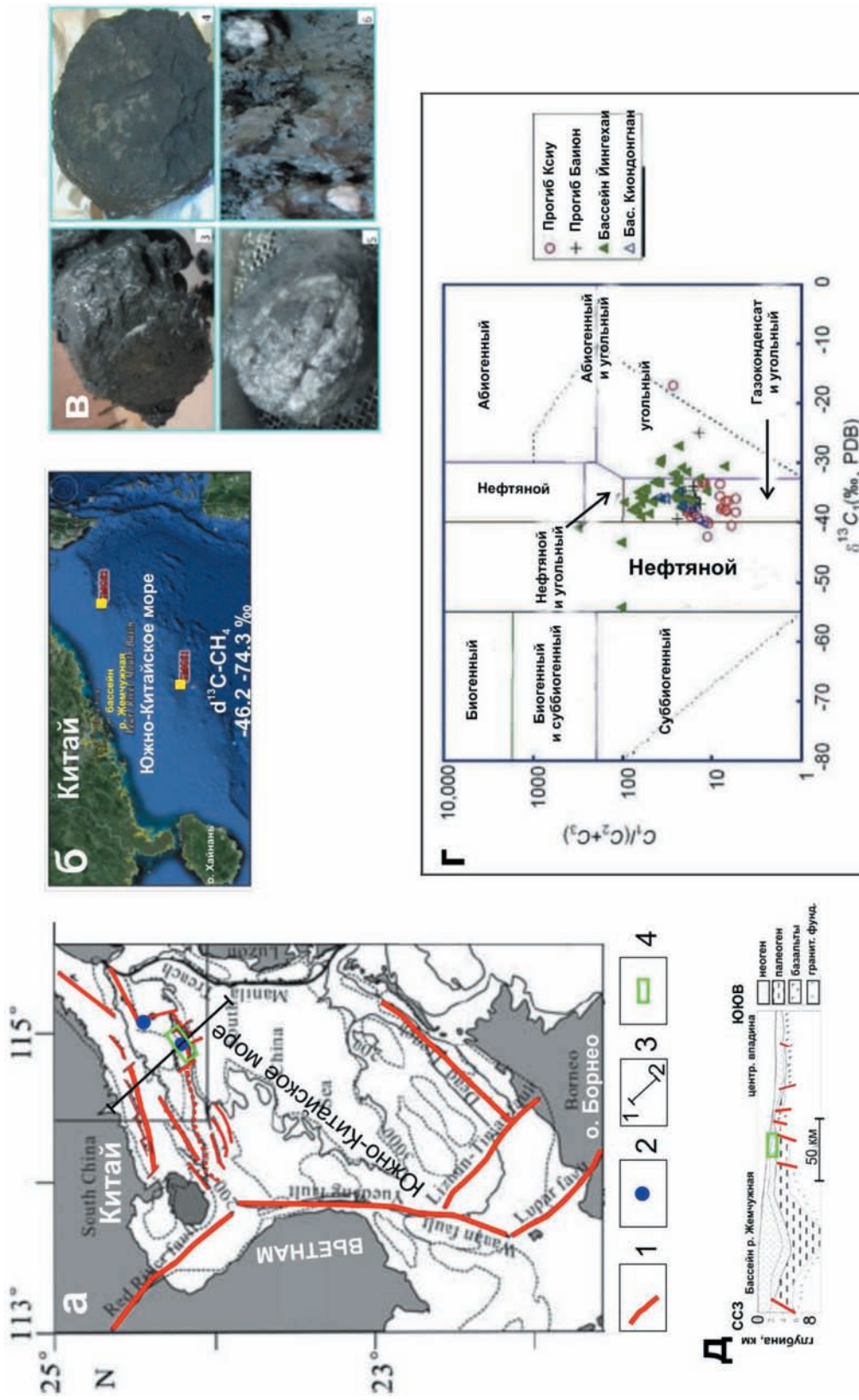


Рис. 111. Карта положения газодратоносных участков Южно-Китайского моря (а; б); образцы газодратов, поднятых с интервала 200 м ниже поверхности дна в авандельтовых отложениях р. Жемчужная (в); газогенетическая диаграмма УВГ ЮКМ (г) [Dai et al., 2009; Dai et al., 2014; Geology of the China Seas, 2014; Yan et al., 2006; Wu et al., 2011b]; геологический разрез через бассейны р. Жемчужная (д)
 1 – главные разломы; 2 – газодраты, установленные прямыми методами; 3 – положение профиля 1–2; 4 – газодратоносная площадь в осадочном бассейне дельты р. Жемчужная

В глубоководных районах Юго-Восточной Азии установлено не менее 27 потенциально гидратоносных крупных бассейнов в межконтинентальных морях [Wilde, Quinby-Hunt, 1997]. Глубины погружения этих структур варьируют от 400 (Море Сулу) до 3130 м (прогиб Талауд, Бассейн Банда) и в среднем составляют 2300 м. Глубина моря в этих бассейнах изменяется от 1590 м (Бассейн Бали) до 10 500 м (желоб Минданао), в среднем составляя 4550 м. Известно, что при температуре придонной воды +5 °С газогидраты на дне на глубинах 800–1700 м должны диссоциировать. Поэтому в перечисленных глубоководных структурах могут содержаться скопления газогидратов в участках с проявлениями потоков метана. В море Сулавеси газогидратные скопления прогнозируются по геофизическим аномалиям, но нуждаются в верификации прямыми методами. На сопредельной суше здесь развиты угленосные отложения, которые могут быть также источниками газогидратного метана.

Самое южное скопление газогидратов в западной окраине Тихого океана обнаружено на склоне Новой Зеландии в бассейне Хикуранги. Гидратоносными являются песчаные отложения [Pecher, Formann, 2011], также как в Нанкайском трого и многих других районах. За счет своей пористости отложения с песчаным гранулометрическим составом являются наиболее распространенным газогидратным коллектором. Газоносными каналами являются разломы в виде сдвигов и взбросов. В этом районе также закартирован BSR и выходы углеводородных газов на дне. Учитывая данные по другим районам можно сделать вывод, что зоны сопряжений разломов разных кинематических типов: сдвигов, взбросов и сбросов являются наиболее перспективными участками обнаружения концентрированных (более 40 % об. порового пространства) скоплений газогидратов.

* * *

В осадках окраинных морей СЗ части Тихого океана существуют многоярусная газогидратоносность (табл. 25): придонные газогидраты 0–10 м ниже поверхности дна (впадина Дерюгина, западный борт Курильской котловины, Южно-Татарский прогиб, Голыгинский прогиб, бассейн Уэцу), интервал 90–100 м (Японское море, хребет Окусири, Цусимская котловина), 250–500 м ниже поверхности дна (север Южно-Китайского моря), и установлена перспективность интервала 1500–2000 м (Нанкайский трог).

Гидратообразующий метан в морях западной части Тихого океана в целом представлен смесью

термогенной, углеметамофогенной и микробной компонент с изотопным составом углерода метана -40 ‰ – -65 ‰ PDB, при этом в ряде районов вклад угольного вещества может быть значительным (Южно-Татарский прогиб, Японское море). На побережье Японских островов стволы шахт часто закладываются на суше, а горизонтальные выработки уходят под морское дно [Подземная подводная..., 2012]. Крупные угольные бассейны Тихого океана располагаются в недрах шельфа у берегов Японского моря, Китая, о-ва Тайвань, юго-восточной Австралии, Японии. Под морским дном у берегов Японии запасы угля составляли на 1965 г. 417 млн т, прогнозные – 3783 млн т. На шельфе добывается не менее 30–40 % японского угля. На о-ве Кюсю разрабатывается 9 олигоценых угольных пластов мощностью до 1,8 м. На акваториях юго-западнее г. Нагасаки разрабатывается несколько пластов угля нижнемиоценового возраста, а на островах Сакито, Какинура и Митоко – эоценового. У северо-восточных берегов о-ва Хонсю добываются неогеновые угли, а у южного берега – мезозойские. Известны угольные бассейны на о-ве Хоккайдо, которые также имеют подводное продолжение. Все перечисленные районы характеризуются или доказанной газогидратоносностью, или являются перспективными для поисков газогидратов.

В ряде районов выявлено участие угольного метана в формировании газогидратов (Татарский пролив). Вмещающие осадки часто содержат высшие гомологи метана – этан, пропан, и иногда бутан. Прослеживается преемственная генезисная и пространственная связь с нефтегазоносными и угленосными районами Тихоокеанского подвижного пояса [Нефтегазоносность и угленосность..., 1978]. Наиболее благоприятные районы для образования газогидратов это проницаемые зоны, формируемые сопряжениями дизъюнктивов составляющих структурный план глубинных разломов. Восходящие потоки метана обусловлены, главным образом, различными углеводородными скоплениями: нефтегазовыми и углегазовыми при участии глубинных компонентов и наложении микробных газов.

Циркум-Тихоокеанская зональность высокоинтенсивных газопроявлений и газогеохимических полей метана и УВГ определяются потоками миграционных газов и выражаются в придонных условиях формированием скоплений газогидратов.

Таким образом, происхождение подводных газовых гидратов обусловлено активными геологическими процессами, которые определяют геодинамическим режимом и сейсмической

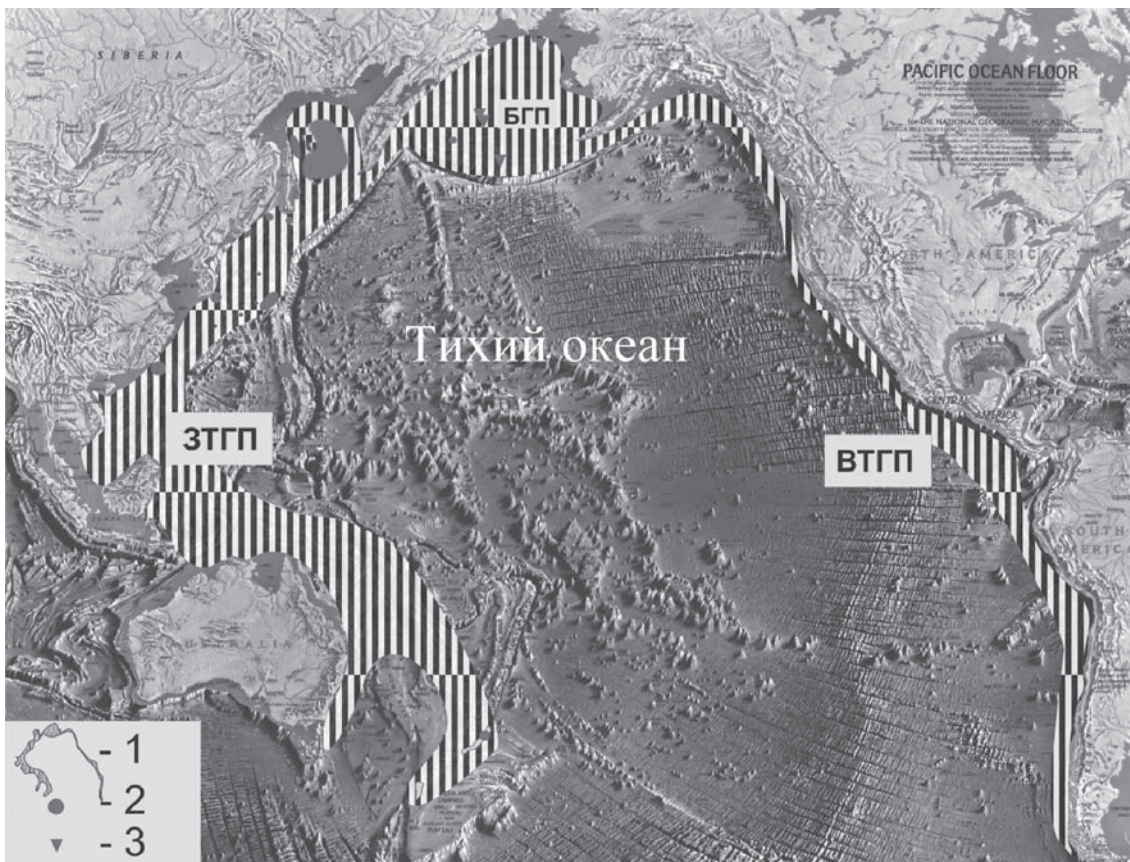


Рис. 112. Тихоокеанский газогидратоносный пояс (схема).

ЗТГП – Западно-Тихоокеанский газогидратоносный пояс; ВТГП – Восточно-Тихоокеанский газогидратоносный пояс; БГП – Беринговская потенциально газогидратоносная провинция; 1 – Тихоокеанский газогидратоносный пояс; 2 – признаки газогидратов; 3 – потенциальные газогидратоносные районы (примеры)

активностью окраинноморских геоструктур. Начальные ресурсы газогидратного метана западного сегмента Тихоокеанского газогидратоносного пояса (рис. 112) по совокупности приведенных в литературе сведений составляют $5\text{--}7 \times 10^{13} \text{ м}^3$. Для сравнения, общемировые запасы природного газа традиционных залежей оцениваются в $187 \times 10^{12} \text{ м}^3$ [ГЕО2010 Reference case, 2010].

5.6. К вопросу об источниках углеводородных газов в газогидратоносных осадках

Анализируя особенности распространения и генезиса газогидратообразующих газов в целом в западной части Тихого океана, можно выделить несколько аспектов:

1. Многоярусность. Вдоль активной окраины гидраты были обнаружены прямыми методами в интервалах, начиная от поверхности дна (бассейн Уэцу и Голыгинский прогиб) до горизонта 300 метров ниже поверхности дна (см. табл. 25). При

этом как микробные, так и термогенные, метаморфогенные и глубинные газы, выполняя принцип аддитивности, формируют полигенетические газогеохимические поля.

Наряду с микробной, изотопно «легкой» по углероду компонентой, в формирование аномальных полей метана и других углеводородных газов в окраинных морях западной части Тихого океана значительный вклад вносят миграционные компоненты недр: термогенные и метаморфогенные газы, а также глубинная составляющая. Наличие многочисленных нефтегазоносных структур, глубинных разломов, сейсмоактивных зон, грязевых и магматических вулканов создает предпосылки субвертикальной миграции глубинных газов на дневную поверхность и морское дно в зонах проницаемости. Например, $\delta^{13}\text{C}\text{--}\text{CH}_4$ для эксплуатационных и разведочных нефтегазовых скважин Северо-Восточного Сахалина составляет в среднем $-35\text{--}-40\%$ [Кудрявцева, Лобков, 1984; Прасолов, 1990], указывая на среднеглубинную

Таблица 25. Распространение и генезис газовых гидратов в морях северо-западной части Тихого океана

Н ниже дна, м	Море	Глубина моря, м	Геоструктура	Вещающие осадки	$\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$, % PDB и другие	Генезис	Тепловой поток* BSR	Литература**
665–685	Берингово	2110	Скв. 185, СВ плато Уникам	Преимущественно терригенные отложения (миоцен)	-47 ± -80 C_2H_6 (-25,4 -35)	Микробный, смешанный	40-70 мВт/м ²	24
0,1–5	Охотское	370–1200	Впадина Дерюгина	Голоцен, верхний плейстоцен – алевропелиты	-63 ± -70 H_2S , C_2H_6	Микробный, преимущественно термогенных	70–400 мВт / м ²	1; 2
0–2		790–915	Гольгинский прогиб	Голоцен – кремнистые диатомовые вулканокластические алевроитовые илы	$-59,6 \pm -65$ C_2H_6 39–22 ppm, C_3H_8 28 ppm. H_2S	Термогенный и микробный	10–400 мВт / м ²	3; 4
0,5–5	Японское	725–1050	СЗ борт Курильской котловины	Голоцен, верхний плейстоцен – алевропелиты	-65 (2012) C_2H_6 , C_3H_8 $\text{C}_1 / (\text{C}_2 + \text{C}_3)$ 500	Микробный, преимущественно термогенных	100–400 мВт / м ²	5; 6; 7
0–10		320–325	Южно-Татарский прогиб	Голоцен – илы, глинистые илы с примесью песка	$\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -47 $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_2\text{H}_6$ -23 Аномалия C_2-C_6	Термогенный, микробные газы осадков	80–159 мВт / м ²	5
0–30		1000	Прогиб Узду	Голоцен, миоцен – песчаные отложения	-47 ± -54	Преобладает термогенный	80–150 мВт / м ²	8; 9
10–100	Японское	2571–2623	Прогиб Окусири	Песчаные отложения	$(\text{C}_1 / (\text{C}_2 + \text{C}_3)) =$ 2900, C_2H_6 130 ppm	Преобладает микробный	156 мВт / м ² , 17,8 °C / 100 м	3
1–5 140–200		1800–2100	Цусимская котловина	Пески крупнозернистые, с прослоями пепла	$\text{C}_1 / \text{C}_2 > 1000$ $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -65 $\delta\text{H}-\text{CH}_4$ -171	Преобладает микробный (?)	80–150 мВт / м ²	10; 11
0–5	Восточно-Китайское	700 1000	Трог Окинава у о. Кюсю	Глиняные диапирсы, BSR	–	–	100–1000 мВт / м ²	12; 13
0–5		1335–1555	Трог Окинава Гидротерм. поле JADE	Илы, алевропелиты, черные курильщики	$\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -36–40 $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ -4,8–5	Магматогенный, термогенный, гидраты CO_2	100–1000 мВт / м ²	14; 15; 16
0–5	Восточно-Китайское	1335–1555	Трог Окинава Северный участок	Голоцен, верхний плейстоцен – алевропелиты	Признаки: BSR, утяжеленный ^{18}O , разломы	–	80–100 мВт / м ²	17
–		140–1800	ЮЗ склон о. Тайвань	Песчаные отложения, алевропелиты	Признаки: BSR, разломы, гелий гряз. вулканов	Концентрация CH_4 до 115 356 нл/л, термоген. / микроб.	80–100 мВт / м ²	18
9, 23, 58, 63, 74, 77, 98, 120, 300	Южно-Китайское	600–1100	Конт. склон, бассейн Шеньху	Поздний миоцен – песчаные фаны	$-46,2 \pm -74,3$; (S: 15 км ²)	Микробный и термогенный	126–129 мВт/м ²	18; 19; 20; 25
90–140, 270	Филиппинское	4600–4700	Нанкайский трог	Плейстоцен – песчаные отложения, турбидиты (> 1000 м / млн лет)	$-65 -74$ % $-51,4 \pm 5,8\%$; $-46,1 \pm 4,8\%$	Термогенный и микробный	126–129 мВт / м ² / BSR 205 ± 20 м	21; 22; 23

Примечание: приведены основные газовые полеобразующие компоненты (в Охотском море, главным образом, по проектам КОМЕХ, СНАОС, SSGH и др.). *Тепловой поток: [Веселов, 2005; Веселов, Соинов, 1997; Родников и др., 2014; Туезов, Липина, 1988]. ** Литература: 1 [Николаева, Деркачев, 2009]; 2 [Hachikubo et al., 2011]; 3 [Гинбург, Соловьев, 1994]; 4 [Левин, Иванов, 2009]; 5 [Hachikubo et al., 2011]; 6 [Деркачев и др., 2015]; 7 [Шакиров и др., 2016]; 8 [Matsumoto et al., 2011]; 9 [Freire et al., 2011]; 10 [Chun et al., 2011]; 11 [Lee, Chough, 2003]; 12 [Tanahashi, 2011]; 13 [Ning et al., 2009]; 14 [Sakai et al., 1990]; 15 [Jianming et al., 2003]; 16 [Pollak et al., 1991]; 17 [Sun et al., 2014]; 18 [Yang et al., 2006]; 19 [Wu et al., 2011]; 20 [Trung, 2012]; 21 [Fein et al., 2003]; 22 [Kida et al., 2013]; 23 [Tsunogai et al., 2012]; 24 [Панаев, 1987]; 25 [Wang et al., 2016]. Прочерк – данные не обнаружены

(«нефтяное окно») генетическую углеводородную метку (2–5 км). Знание соотношений тяжелой (^{13}C) и легкой (^{12}C) компонент является необходимым основанием для суждения о распределении микробной и термогенной составляющих природного метана, особенно в региональном масштабе. Обнаружение значительной доли термогенной составляющей метана в осадках и толще вод северо-восточного склона о-ва Сахалин с высокой вероятностью позволяет обосновать генетическую связь приповерхностных гидратов метана в осадках и нефтегазовых залежей подстилающих толщ. В этом случае само существование гидратов метана в данном районе указывает на наличие устойчивого подтока метана с глубин не менее 2 км (средняя глубина обнаружения нефтегазовых залежей на Сахалинском шельфе). В этой связи гидраты являются вторичной формой накопления метана, мигрировавшего из нефтегазовых залежей, и микробного газа поверхностных отложений.

Осадочные отложения, сцементированные газогидратами, можно рассматривать как своеобразный геохимический барьер, который зонально сопутствует накоплению полигенетической смеси газов, экранирующих проникновение глубинного метана в толщу вод и затем в атмосферу. В зонах активных разломов этот барьер нарушен (например, северо-восточный склон о-ва Сахалин), и большие количества этого газа могут проникать в воду, формируя высокоинтенсивные аномальные поля метана с концентрациями до 30 000 нл/л (на три порядка выше фона). Данные поля прослеживаются до поверхности акватории, что указывает на прямое поступление ископаемого метана в атмосферу.

Остродискуссионным является вопрос генезиса гидратообразующего метана. Гидратообразующий метан в западной части Тихого океана в целом представлен смесью термогенной и микробной компонент с широким разбросом изотопного состава углерода метана $-37\text{‰} - -75\text{‰}$ PDB. Вмещающие осадки часто содержат гомологи метана термогенного генезиса: этан, пропан, бутан, пентан. Существует преимущественная генетическая и пространственная связь с нефтегазоносными и угленосными районами Тихоокеанского подвижного пояса [Нефтегазоносность..., 1978; Шакиров, Обжиров, 2011].

Изотопный состав углерода гидратов Мирового океана преимущественно легкий, отношение $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4 = -55 - -65\text{‰}$.

Это означает, что в формировании газогидратов, кроме термогенного газа, принимает участие

микробный метан с «легким» изотопом углерода, с отношением $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4 -60 - -110\text{‰}$. Значение -110‰ – наиболее «легкий» микробный метан, обнаруженный в Охотском и Японском морях. Но как в Охотском море, так и других морях Мирового океана поля газогидратов обычно встречаются в районах с мощными (3–5 и более км) толщами нефтегазоносных и углегазоносных осадочных пород, которые являются источником поступления метана из недр к поверхности. Термогенный метан образован в результате преобразования органического вещества осадков при повышенной температуре, отсутствии кислорода и наличии минеральных катализаторов. Он имеет более тяжелый изотоп углерода $-30 - -40\text{‰}$. Данные по изотопному составу углерода показывают, что метан имеет смешанное микробное и термогенное происхождение. Мощная толща богатых органическим веществом четвертичных отложений является природным газовым резервуаром, из которого метан поступает через осадки в водную колонку и в атмосферу через систему разломов и зоны трещиноватости. Кроме того, источниками потоков пузырей метана из донных осадков в воду на малых глубинах шельфа являются нефтегазовые залежи. Возможно, нефтегазодержащие осадочные отложения, которые распространяются на глубины склона, где могут формироваться газогидраты в благоприятных термодинамических условиях, являются дополнительным источником метана, участвующим в образовании газогидратов, наряду с микробным метаном. Кроме того, на различных горизонтах осадочного разреза образуются прослойки и линзы газовых гидратов, дестабилизация которых дает дополнительный поток метана к поверхности. Незначительная часть метана образуется при анаэробном окислении органического вещества, о чем свидетельствует увеличение количества аммония в поровых водах на некоторых участках, а также более тяжелый изотопный состав углерода отдельных карбонатных образований.

В 2008 г. профессор Р. Матсумото (Токийский университет) привел пример изучения изотопного состава углерода метана в осадках, в верхних слоях которых были вскрыты газогидраты на горизонте около 2050 м в прогибе Уэцу [Matsumoto et al., 2011]. По колонке скважины, как было показано выше, выявлено изменение изотопного соотношения метана с движением потока метана из недр к поверхности. Термогенный метан в зоне диагенеза смешивается с микробным газом, а итоговая газовая смесь имеет изотопный со-

став $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4} = -55 - -65$ ‰. Вопрос об анаэробном биоокислении метана до сих пор остается остро дискуссионным, поскольку не изучены и не выделены микроорганизмы, ответственные за эти процессы [Леин и др., 1989]. В то же время, этими и другими авторами факт бактериального окисления метана в анаэробных условиях морских бассейнов считается установленным. Это позволяет выделить важную особенность – газогидраты присутствуют в районах, где имеются выходы метана из недр, так как только микробного метана не достаточно для формирования газогидратов. Отсюда следует вывод: газовые гидраты и углеводородные скопления – это результат сопряженного непрерывного процесса образования, распределения и накопления газогидратов и углеводородов. Газогидратоносные толщи способствуют формированию углеводородных скоплений, потому что: 1) практически непроницаемы для газа; 2) консервируют газ, так как микробы не могут окислить метан в газогидратном состоянии; 3) способствуют формированию залежей нефти и газа в ходе осадконакопления, так как низы газогидрата переходят снова в газ, а вместе с ним конденсируется капельная нефть. Эти особенности необходимо учитывать при разработке технологий освоения ресурсов газогидратов.

В Охотском и Японском морях широко распространены районы, в которых микробная активность настолько велика, что преобладающим компонентом в пробах поверхностных отложений является метан (до 99 % об.) с изотопной меткой углерода в среднем $-63 - -77$ ‰. Авторские данные 2004 г. (проект СНАОС) и более поздних годов на наиболее изученном газогидратоносном западном борте впадины Дерюгина подтверждают эти значения: станции 48-1 НУС (855 м), 26-KL (690 м), Ст. 41 (720 м) -64.0 ; -65.6 ; -64.7 ‰ соответственно. Метан морских отложений с таким изотопным составом углерода большинством исследователей признается микробным по генезису. Наличие потоков микробных газов в Охотском море подтверждается легким изотопным составом углерода карбонатных конкреций [Николаева и др., 2009], который является унаследованной меткой окисления метана [Krylov et al., 2011]. Поставщиком иона бикарбоната для образования карбонатных минералов в поверхностных отложениях также является сульфатредукция – конкурентный метаногенезу процесс, протекающий выше зоны генерации микробных газов. Бикарбонат является продуктом разложения органического вещества $2\text{CH}_2\text{O} + \text{SO}_4^{2-} = \text{H}_2\text{S} + 2(\text{HCO}_3^-)$. Эти положения относятся и к участкам разгрузки газа в западной

части Охотского моря: на большинстве холодносиповых метановых выходов в осадках зафиксировано сероводородное заражение. Следует отметить, что процесс морского аутигенного минералообразования является сложной научной проблемой, в ходе решения которой необходим комплексный анализ карбонатной системы с учетом параметров водной колонки. Одним из факторов отсутствия изотопных индикаторов сугубо термогенного метана в поверхностных отложениях западного борта впадины Дерюгина и СЗ борта Курильской котловины является отсутствие повышенных концентраций углеводородных газов [Николаева и др., 2009] и легкое значение $^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ и углерода карбонатов, указывающих на микробный генезис газа в поверхностных отложениях и газогидратах. При существовании двух основных процессов поставки соединений для образования аутигенных карбонатов в поверхностных отложениях на газогидратных участках западной части Охотского моря, предполагается преобладание микробного окисления метана. Подтверждением этому также служат зафиксированные видеонаблюдением бактериальные маты (наблюдения OFOS, проект КОМЕХ 1998–2004), характерные для холодносиповых участков. Вместе с тем известно, что в поверхностных осадках западного борта впадины Дерюгина также установлен в следовых количествах термогенный этан [Nashikubo et al., 2011] и повышенные содержания парафиновых углеводородов [Обжиров и др., 2013], которые отсутствуют в «фоновых» осадках. Последнее подтверждено совместными экспериментами ТОИ ДВО РАН – ТИБОХ ДВО РАН на материале 2011–2013 гг. (Степанов В.Р.). Известно также, что в газовой фазе нефтегазовых месторождений северо-восточного Сахалина и его шельфа (Северо-Сахалинский прогиб) максимальные содержания этана редко превышают 5 % об. Например, в Чайвинском месторождении в пласте, представленном переслаиванием песчаников, алевролитов и алевролитистых глин на глубине 1181.5 м обнаружен метановый газ CH_4 98 %, C_2H_6 – 0.1 %, CO_2 – 1.5 % [Жильцов, Агеев, 2000]. Газонасыщенность пласта составила 50%. Как было показано в других разделах, такое соотношение является типичным для Северо-Сахалинского нефтегазоносного бассейна. При этом происхождение основного объема нефтяных углеводородных газов при термokatалитическом преобразовании органического вещества (стадии катагенеза и метагенеза) не вызывает сомнений. Повышенные содержания высших углеводородов и наличие термогенного этана в газонасыщенных

осадках Охотского моря объясняется тем, что существует субвертикальный миграционный поток газов из горизонтов нефтегазообразования, достигающий морского дна и камуфлируемый наложением геохимических процессов, связанных с микробной активностью. Поэтому при первых процентах этана в нефтегазовых залежах, вполне объяснимо снижение его концентрации при миграции на дальние расстояния до микроконцентраций и смешение с микробными газами в поверхностных отложениях. Повышенные содержания парафиновых углеводородов на участках интенсивных газовых потоков объясняются их выносом (вымыванием) из вмещающих отложений газовым потоком. При этом выносимые углеводороды в поверхностных отложениях могут быть питательным субстратом для газогенерирующих микроорганизмов. На континентальной окраине северной Америки (Орегонская окраина) газогидраты также формируются из метана с преобладанием микробной компоненты (-66 – -71.5 ‰) в турбидитовых отложениях Гидратного Хребта аккреционной природы [Milkov et al., 2005]. При этом установлен вклад миграционных газов (C_1 – C_3) из подстилающих толщ (участки ODP 1244 и 1245, геотермический градиент до 60 град. С / км). Процесс окисления и образования метана микроорганизмами является отдельной областью исследований, которой посвящено много фундаментальных работ [Леин и др., 1989; Леин, Иванов, 2009; и др.]. В этом аспекте автор считает нужным подчеркнуть, что, несмотря на глобальное распространение сообществ психрофильных метилотрофных организмов, их метаноокисляющая способность зависит от стечения благоприятных факторов. Например, только высоких концентраций метана недостаточно, поскольку энергия связи в его молекуле довольно высока и для ее разрыва микроорганизмам необходима благоприятная среда: набор питательных веществ «нутриентов», определенные физико-химические условия. Автор был участником эксперимента, организованного в 2002 г. совместно Институтом эпидемиологии и микробиологии СО РАМН, ТОИ ДВО РАН и ДВГИ ДВО РАН. В эксперименте были использованы штаммы метилокисляющих микроорганизмов *Listeria monocytogenes*, выделенных из осадков и воды северо-восточного склона о-ва Сахалин [Терехова, 2003]. В колбы со средой напускался природный метан с изотопным составом углерода -37.2 (предоставлен к.ф.м.н. Горячевым В.А., ТОИ ДВО РАН) и -65 ‰ (метан из диссоциированных газогидратов). Инкубирование проводилось в течение двух недель, после чего на

масс-спектрометре измерялся изотопный состав углерода метана и бактерий. Изменений изотопного состава выявлено не было во всех случаях, поскольку для активного метаноокисления бактериями в среде отсутствовал набор питательных веществ (солей и др.) [Терехова, 2003].

Интенсивная микробная генерация метана может происходить в газогидратоносных осадках, сформированных при значительном влиянии выноса крупных рек, и осадочных линзах переотложенного материала у подножия склонов. В Охотском море на северо-восточном склоне о-ва Сахалин это в первую очередь влияние стока реки Амур, шлейф которого наблюдается на большей части акватории Охотского моря. Автором был обнаружен в 2008 г. фрагмент коры дерева на глубине 0.6 м ниже поверхности дна в районе северного газогидратного участка на склоне Сахалина. Многочисленные остатки древесной растительности были также обнаружены в гидратоносных отложениях Нанкайского трога. В районе западного борта впадины Дерюгина происходит слияние выноса Амура и Восточно-Сахалинского течения. В результате происходит осаждение смешанного терригенно-морского органического вещества, а так же привнос микроорганизмов, часть из которых способна выживать в морской среде. Осадочные отложения, сформированные при длительных оползневых процессах, также могут быть источником микробных газов (нижний СВ склон о-ва Сахалин и склон залива Терпения). Они существуют в Цусимской котловине и на севере ЮКМ (дельтовые отложения реки Жемчужная). Как было показано, островные и континентальные уступы, на которых были обнаружены сосредоточенные выходы газов и газогидраты, в регионе исследований контролируются глубинными зонами проницаемости, часто сейсмоактивными и при повышенных значениях геотермического градиента и теплового потока. Поэтому в определенных районах имеем совпадение двух масштабных процессов генерации и переноса газовых углеводородов. Первый – это наличие термогенных и более глубинных источников УВГ, мигрирующих субвертикально к поверхности дна по зонам разломов, а второй – наложение процессов газовой генерации и окисления сообществами микроорганизмов в поверхностных отложениях, обогащенных органическим веществом морского генезиса с примесью терригенного. Эти два процесса не являются взаимоисключающими. Большинство опробованных структур показывает наличие полигенетической смеси углеводородных газов. При

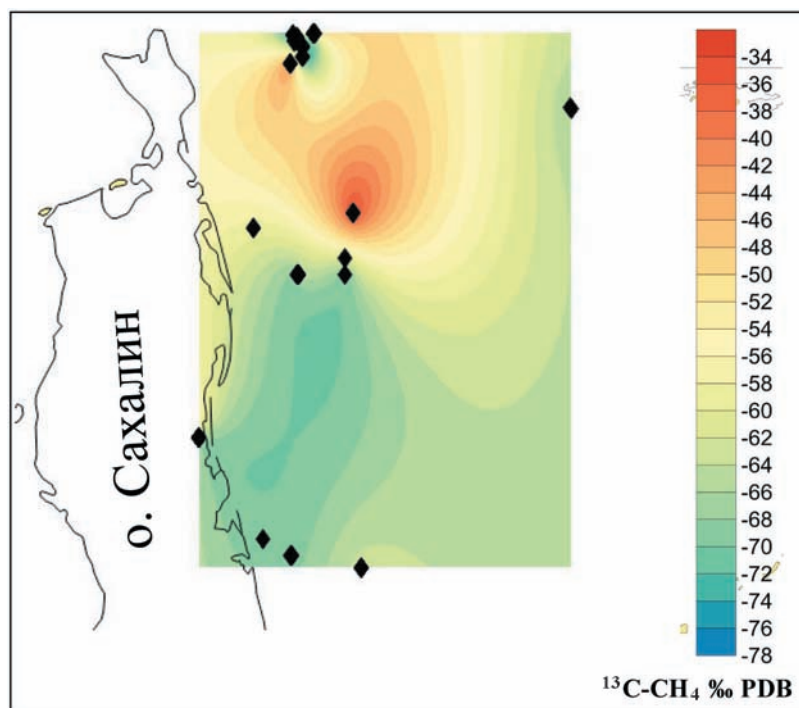


Рис. 113. Распределение метана с разным изотопным составом углерода в толще вод северо-восточного шельфа и склона о. Сахалин

значительном преобладании одного из процессов в поверхностных отложениях регистрируются преимущественно микробные (сингенетичные) или термогенные (эпигенетичные) компоненты. Микробные газы по авторским и литературным данным характеризуются разбросом значений ^{13}C метана -65 – -110 ‰. Этот же диапазон характерен для скоплений микробного метана, растворенного в подземных водах метана Японской островной дуги [Wakita et al., 1990]. В 1998–2005 гг. были отобраны пробы морской воды (авторский материал) и проанализированы на распределение $^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ над СВ газогидратоносным склоном и нефтегазоносным шельфом о-ва Сахалин: разброс изотопных отношений углерода метана составил -40 – -110 ‰, характеризую полигенетический состав газов, проникающих в водную толщу (Приложение 3, рис. 113).

Широкий разброс изотопного состава углерода микробного метана обусловлен также микробной переработкой РОВ смешанного генезиса (морского и терригенного). По Э.М. Галимову, при погружении осадочных толщ на глубины зон нефтегазообразования в ходе трансформации органического вещества при повышенных температурах изотопный состав метана и РОВ сближается [Галимов, 1973]. Вместе с тем, отмечается [Алексеев и др.,

1978], что возможно опускание микробных газов, накопившихся в приповерхностных условиях на большие глубины (до 3000 м). Следуя этому положению, наиболее подходящей формой аккумуляции природного газа в приповерхностных отложениях являются газогидраты, которые также обладают эффектом самоконсервации. При сохранении благоприятных РТ условий и высоких скоростей седиментации, характерных для исследуемых в работе газогидратных провинций, газогидратоносные толщи могут погружаться в процессе формирования осадочного бассейна и сохраняться в нижних горизонтах осадочных отложений (если не происходит коренных структурных перестроек и тектономагматических активизаций). Примером этому служат газогидраты прогиба Окусири, Цусимской котловины, бассейна реки Жемчужная и Нанкайского трога, где они были обнаружены с различной долей микробного метана на горизонтах от 90 до 300 метров ниже поверхности дна. Этот факт необходимо учитывать при прогнозировании и подсчете ресурсов метана газогидратов в нижних горизонтах осадочных толщ перспективных районов. Палеогазогидраты имеют определенное значение также для палеоокеанологических исследований. Опускаясь в нижние горизонты, сцементированные газогидратами

осадки, сохраняя изотопные метки современных осадконакоплению газов, в различной степени обогащаются термогенными газами подстилающих отложений. В свою очередь, выходя из термобарической зоны стабильности, при изменении морских РТ условий вследствие изменения климата, палеогазогидраты (реликтовые газогидраты) разлагаются и сами становятся вторичным источником миграционных газов в поверхностные отложения. Это также отвечает принципу аддитивности газогеохимического поля. Во многих случаях, когда влияние микробных газов незначительно (Южно-Татарский прогиб, хребет Садо, Мексиканский залив и др.), в поверхностных осадках формируются газогидраты с преобладанием термогенной компоненты $^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -40 – -50 ‰ и соответственным содержанием дейтерия. Существует также определенное влияние кинетического эффекта изотопного фракционирования: на примере западного борта впадины Дерюгина установлено, что метан при образовании газогидратов облегчается на 5 ‰ относительно газа вмещающих осадков [Nahikubo et al., 2011].

«Масс-балансовый» изотопный эффект в формировании газогеохимических полей и газогидратов. Важнейшее значение в оценке изотопных эффектов природных соединений имеет масс-балансное соотношение генетически разнородных соединений. Для таких расчетов существует фундаментальное уравнение [Hayes, 1982]:

$$r_i c_T = r_1 c_1 + r_2 c_2 + \dots + r_n c_n, \quad (1)$$

где r является относительной распространенностью изотопа в пробе i , которая выражается для углерода: $^{13}r_i = ^{13}\text{C} / ^{13}\text{C} + ^{12}\text{C}$, где c_1, \dots, c_n – это молярные доли интересующего элемента (или химического вещества) от 1 до n (сумма обозначена T). Это уравнение необходимо для высокоточного расчета масс-баланса (до четвертого или пятого знаков). В измерениях изотопного состава углерода природного метана аналитическая точность достигает десятых промилле (‰ VPDB). Так как для изучения генетических изотопных меток метана или других углеродсодержащих газов этого достаточно, то применяется уравнение, в котором r заменяется на δ :

$$\delta_T c_T = \delta_1 c_1 + \delta_2 c_2 + \dots + \delta_n c_n \quad (2)$$

[Zeebe, Wolf-Gladrow, 2001]. Следуя этому уравнению, вычисляем, что если 10 мл термогенного метана с $\delta^{13}\text{C}$ -40 ‰ смешать со 100 мл метана, имеющим $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -70 ‰, то получаем результирующую смесь с $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -67.3 ‰. А если в обоих случаях использует объем, равный 100 мл, то получаем -55 ‰. Таким образом, узкий диапазон

$\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ газогидратного метана около -65 ‰, а окружающих вмещающих осадков, колеблющихся до -78 ‰, объясняется «выравниванием» микробных значений $\delta^{13}\text{C}$ путем добавления в зоне проницаемости потока даже с небольшой долей термогенных (нефтяных) газов. Этот эффект будет сильнее, если в миграционной компоненте присутствует метаморфогенный или магматогенный газ. Совместно с японскими коллегами (Хачикубо А., личная переписка) был выполнен независимый расчет и результат оказался идентичным: добавление 10 мл метана с изотопным составом -65 ‰ к 100 мл метана с изотопным составом -22 ‰ дает бигенетическую смесь с результирующим значением -25.9 ‰. Таким образом, признавая преобладание микробных газов в ряде низкотемпературных участков разгрузки метана на дне Охотского и Японского морей, в современных исследованиях следует учитывать совокупность геологических факторов, формирующих протяженные флюидодинамические нефтегазовые системы региона [Харахинов, 1998] и изотопно-геохимические критерии миграционных восходящих современных и палеопотоков газов по этим системам. Одним из важных экспресс-индикаторов наличия миграционных газов в гидратоносных осадках являются также аномалии гелия, впервые обнаруженные автором (до 70 ppm) на северо-западном борту Курильской котловины в 2012–2013 гг. Гелий, являясь глубинным соединением, как правило, концентрируется в нефтегазовых залежах и мигрирует вместе с углеводородным флюидом. В грязевых вулканах Сахалинского сегмента ХССО гелий представлен главным образом мантийной компонентой [Лаврушин и др., 1996]. На научно-отраслевом международном совещании в г. Халонг (Вьетнам, 2011 г.) автор задал вопрос лидеру одной из ведущих газогидратных лабораторий д-ру Ричарду Коффину (Скрипсовский институт океанографии): возможно ли формирование и широкое распространение газогидратных скоплений с микробным метаном, если полностью исключить влияние миграционного подтока из недр? Докладчик затруднился ответить. Сложность интерпретации в такой постановке связана со следующим обстоятельством. При исследованиях генезиса газов в местах активной его эмиссии нарушается «нормальное» течение многих геохимических процессов. То есть необходимо принять во внимание, что изотопные метки углерода метана и сопутствующих минералов не всегда являются объективным показателем. В этом случае дополнительными диагностическими признаками

служат также соотношения углеводородных газов вмещающих отложений. Кроме того, без подтока термогенной компоненты, «выравнивающей» изотопный состав углерода микробных газов до уровня -65 – -75 ‰, мы наблюдали бы гораздо больший разброс значений этого показателя в сторону преобладания легкого изотопа ^{12}C . Это положение основывается на резком увеличении разброса изотопных соотношений углерода метана по удалению от газогидратных сипов уже на первые километры. Принимая во внимание совокупность приведенных сведений, автор приходит к выводу, что облегчение изотопного состава углерода метана холодных сипов и газогидратов до микробной изотопной метки происходит главным образом за счет процессов смешения и взаимного разбавления потоков термогенных и микробных газов на диагенетических интервалах осадочной толщи (рис. 114). Микробная компонента в поверхностных отложениях может преобладать, «камуфлируя» миграционные потоки. Биологическое и кинетическое фракционирование изотопов углерода в данном случае имеет подчиненное значение и, судя по фактическому материалу, не приводит к значительным изменениям (на два–четыре десятка промилле) наблюдаемых соотношений $^{12}\text{C} / ^{13}\text{C}$ метана.

Эта проблема становится сложнее, если принять во внимание доказанную генерацию метана и УВ в ультраосновных массивах (серпентинитах). Масштабная генерация метана доказана в САХ при серпентинизации ультрамафитов при контакте с морской водой [Леин, Сагалевиц, 2000]. Экспериментально установлена возможность генерации углеводородов неорганическим синтезом по реакции Фишера-Тропша и др., как результат редукции углекислого газа до метана и его гомологов. Масштабным источником углеводородов и водорода является также углистое вещество [Немченко, 2010]. Нефтяные углеводороды обнаружены в фундаменте многих окраинноморских бассейнов и даже в платформенных обстановках. В Охотском море нефть обнаружена в серпентинитах под Окружным месторождением на глубине 3000 метров [Харахинов, 2010]. Аналогичные процессы установлены в Атлантике, Арктике, Карибском регионе, Каймановом спрединговом центре и на шельфе Восточного Сахалина [Разницин, 2012]. На основе многих благоприятных предпосылок обсуждаются перспективы поисков нефти в кристаллическом фундаменте на участке Киринского и соседних месторождений [Черепанов и др., 2013]. Поэтому повсеместно

наблюдаемый нами полигенетический характер современных АГП углеводородных газов и газопроявлений в Охотском море и его обрамлении указывает на существование сквозной флюидодинамической системы литосферы в зоне перехода континент – океан. Дополняя и конкурируя друг с другом, различные источники углеводородов участвуют в процессах миграции, накопления и трансформации углеводородных и сопутствующих газов, а также скоплений гидратов метана. При этом полностью исключать влияние какого-либо из источников: магматогенного, метаморфогенного, термогенного и микробного нельзя, можно только говорить о преобладании одних или других компонентов в отдельных случаях локального характера. Идею потока миграционных газов в зону гидратообразования поддерживают результаты современных исследований возраста компонентов поровых вод. В последние годы в практику определения возраста гидратообразующих газов введено изучение распределения отношения $^{129}\text{I} / \text{I}$ – признанный индикатор палеоусловий. Его использование показывает, что гидратообразующий газ гораздо древнее, чем вмещающие осадки. Например, пробы осадков из газогидратоносного Черного Хребта (Атлантика), возрастом 1.8 и 6 млн лет, дали возраст по этому показателю из их поровых вод 55 млн лет (граница палеоцена и эоцена) [Fehn et al., 2000]. Сделан вывод, что йод и метан генетически связаны с органическим веществом раннего третичного возраста, которое и является источником гидратообразующего газа. Аналогичные исследования в гидратоносных толщах Нанкайского трога выявили $^{129}\text{I} / \text{I}$ $180\text{--}520 \times 10^{-15}$, что соответствует интервалу возрастов 24–28 млн лет (олигоцен), в отличие от вмещающих четвертичных (< 2 млн лет) и субдудцируемых (< 21 млн лет) осадков [Fehn et al., 2003].

Роль речных систем в формировании газогидратных скоплений. Анализ распространения некоторых крупных скоплений газогидратов в вечной мерзлоте, морских и озерных осадках показывает, что они с одной стороны контролируются геологическими структурами (тектоническими прогибами, разломами разных кинематических типов, литологическим типом осадков), а с другой – располагаются в районах дельтовых систем крупных рек: Охотское море – река Амур, Южно-Китайское море – осадочный бассейн дельты реки Жемчужная, Мессояхское месторождение (разрабатываемое) – река Мессояха (Западная Сибирь), скопление газогидратов в устье реки Оленек (Якутия) и сезонное образование гидратов в ниж-

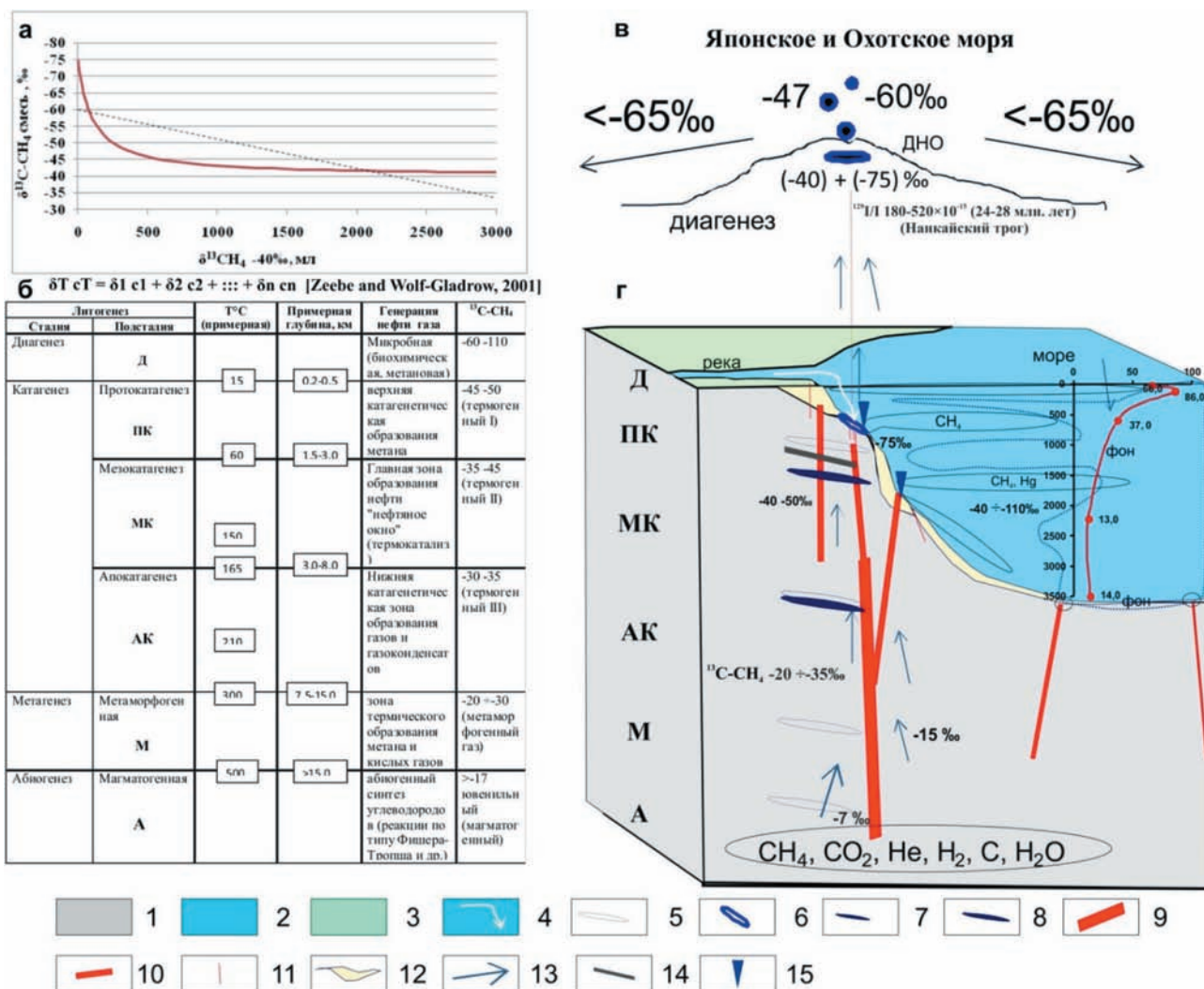


Рис. 114. Модель-схема полигенетических газовых потоков в окраинных морях Дальневосточного региона а – «масс-балансовая» диаграмма микробных и термогенных газов (к объему 100 мл микробного газа (-75‰) постепенно добавляется термогенный «нефтяной» газ (-40‰); б – вертикальная шкала нефтегазообразования [Архипов, 1982] с дополнениями автора; в – пример результирующего изотопного состава углерода газогидратоносных отложений впадины Дерюгина и бассейна Уэцу; г – схема миграционных газовых потоков из литосферы в зону гидратообразования, в соответствии с вертикальными зонами нефтегазообразования; 1 – тектоносфера; 2 – толща вод; 3 – дневная поверхность; 4 – речной сток; 5 – газовое скопление; 6 – газогидраты; 7 – нефть; 8 – нефть и газ; 9 – сквозной литосферный разлом; 10 – разломные зоны; 11 – приповерхностные разрывные нарушения; 12 – рыхлые отложения; 13 – направление миграции газов и флюидов; 14 – уголь

нем течении реки большая Чухочья (п-ов Чукотка) [Якушев и др., 2003], реликтовые гидраты метана и углекислого газа на Колыме [Федосеев, 2010], месторождение Маллик (разрабатываемое) – дельта реки Маккензи (Северная Америка), Бенгальский залив (блок MN-DWN-98/2 (MND-10) – авандельта и плиоценовые фаны р. Маханади [Collet, 2014] и другие.

Эта же особенность справедлива для озера Байкал (дельтовые отложения р. Селенга и др.), внутренних морей (газогидраты палеодельты р. Днепр, Черное море) [Кобелев, Верпаховская, 2014] и других акваторий. В Японском море га-

зогидраты обнаружены в том числе в Цусимской котловине, в западной части которой установлены дельтовые отложения. Газогидраты не обнаружены в дельтах рек Желтого и Восточно-Китайского морей, в первую очередь, из-за неблагоприятных термобарических условий для гидратообразования.

В газогидратах современных и древних дельтовых и авандельтовых систем («дельтовых газогидратов»), в том числе на северо-восточном склоне Сахалина, обнаруживается метан с изотопной меткой углерода $\delta^{13}\text{C}$, характерной для газов с преобладанием доли микробного генезиса

(-65 – -80 ‰). Это объясняется интенсивной бактериальной деятельностью в отложениях, богатых смесью терригенной и морской органики.

При наличии нескольких видов органического вещества, еще не претерпевших определенной гомогенизации в результате ката- и метабенеза, в поверхностных отложениях также следовало бы ожидать более широкий ряд изотопных меток. Ситуация усложняется тем, что русла таких рек, как правило, трассируют зоны тектонических разломов. Они являются каналами для миграции термогенных и более глубинных газов и флюидов, характеризующихся более «тяжелыми» значениями углерода. Эти разломы, как правило, входят в структурный план некомпенсированных тектонических прогибов. По мнению автора, восходящий поток термогенных газов, даже незначительный, смешиваясь с микробными, формирует изотопный состав углерода метана, в данном случае до диапазона -65 ÷ -70 ‰. Разброс этих значений увеличивается за пределами восходящих газовых потоков. Изменение изотопного состава главным образом регулируется масс-балансными соотношениями смешиваемых гетерогенных компонентов метана. Кинетическое и биологическое фракционирование, по-видимому, играет второстепенную роль в газодинамическом явлении – восходящих потоках природного газа, которые в водной толще регистрируются в виде акустических аномалий типа «факел». Те скопления газогидратов, где вмещающие осадки накопились без активного участия мощного речного выноса, как правило, характеризуются значительной долей или преобладанием термогенного (нефтяного) распределения изотопных меток метана ($\delta^{13}\text{C}$, δH), сопровождающих гомологов и их генетических коэффициентов. Это газогидраты Татарского пролива, бассейна Уэцу (Японское море), Припарамуширские газогидраты, отчасти газогидраты западного борта Курильской котловины (Охотское море). При этом реликтовые газогидраты в палеодельтовых отложениях нижних интервалов опробования СЗ части Тихого океана (подтверждены до 300 м ниже поверхности дна в северной части ЮКМ) могут иметь признаки микробных, термогенных и глубинных источников.

Полученные результаты имеют важное значение для исследования цикла метана. В теории и практике поисковых газогидратных исследований следует уделить пристальное внимание опробованию осадочных толщ современных и палеодельт крупных речных систем. Здесь следует также учитывать эффект самоконсервации газогидратов

в условиях вечной мерзлоты, который выражается в существовании газогидратов выше их зоны стабильности. В восточно-арктических бассейнах это могут быть дельтовые системы рек Индигирка, Колыма и другие.

* * *

Суммируя вышеизложенное, можно заключить, что есть все основания рассматривать газогидратоносность Охотского и Японского морей как проявления газогеохимической зональности миграции углеводородных газов от их источников, предопределенных тектоническим фактором и сейсмической активностью. В редких случаях вулканическая активность также оказывает влияние на газовый состав газогидратоносных осадков и газогидратов (Припарамуширский участок). При этом могут также формироваться гидраты углекислого газа (трог Окинава).

Тихоокеанские газогидраты являются унаследованной от нефтегазоносных и угленосных толщ конечной формой рассеяния горючего природного газа. Пространственно их скопления контролируются локальными структурами, а наиболее перспективные залежи с массивными агрегатами обнаруживаются в поверхностных осадках в местах развития активных глубинных разломов. В аккреционных осадочных призмах, например, вдоль зон субдукции, преобладает литологический тип газогидратов с небольшой долей формирования массивных тел. Согласно генезису, гидратообразующий метан в пределах Тихоокеанских активных окраин представлен смесью метаморфогенного, термогенного и микробного газа. Газовые гидраты занимают в рассеянном виде до 45 % порового пространства осадков, массивные агрегаты представляют сплошные линзы.

В Охотском море находится одна из самых представительных гидратоносных провинций Тихого океана – на северо-восточном Сахалинском склоне, площадью около 10 000 км² с начальными ресурсами гидратного метана 2×10^{12} м³. Образцы гидратов метана поднимаются, как правило, из плейстоцен-голоценовых отложений в интервале 0–10 м ниже поверхности дна.

Гидратоносными являются не только поверхностные осадки, но также перспективен интервал 90–100 м (хребет Окусири), 250–500 м (север Южно-Китайского моря), и высока вероятность гидратоносности интервала 1500–2000 м в аккреционных призмах (Нанкайский трог). Газогидратоносные осадки восточного шельфа и склона о-ва Сахалин, сформированные под сильным влиянием речного стока реки

Амур, характеризуются повышенной генерацией микробных газов. В целом осадочные отложения в дельтах крупных рек являются перспективным объектом для поисков залежей газогидратов благодаря лавинной седиментации, высокому содержанию органического вещества смешанного морского и терригенного генезиса, контролирующей роли разломных зон, а также интенсивной микробной деятельности.

Газовые гидраты и сопровождающие их потоки метана в окраинных морях западной части Тихого океана можно отнести к категории возобновляемых источников энергии – ресурсам, которые

сложно исчерпать, потому что они – объективная природная данность.

Сдвиговые дислокации, которые играют важнейшую роль в формировании нефтегазовых [Харахинов, 2010] и углеметановых месторождений, также контролируют образование крупных газогидратных скоплений в морских осадках. При этом наиболее благоприятными участками являются структурные узлы сдвигов и оперяющих их активных взбросов и сбросов, вместе составляющих структурный план разломных зон в тектонических прогибах.

Глава 6. ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И ИХ СВЯЗЬ С СЕЙСМОТЕКТОНИКОЙ ВОСТОЧНОАЗИАТСКОЙ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ КОНТИНЕНТ – ОКЕАН

Газогеохимический режим зоны перехода континент – океан определяется геологическими процессами в зоне сочленения континентальных и окраинноморских геоструктур. Важным аспектом распространения, состава и интенсивности газогеохимических полей (ГП) является их связь с сейсмоструктурной обстановкой. Исследование сейсмоструктурного контроля распределения гетерогенных газовых потоков тесно связано с прогнозом и поиском углеводородных полезных ископаемых, а также с мониторингом эмиссии парниковых газов в атмосферу. Значительные успехи в изучении аномальных углеводородных полей в сейсмически активных зонах достигнуты на континенте [Старобинец, Устинов, 1990; и др.]. В Дальневосточном регионе в настоящее время хорошо изучена связь эманаций радона и сейсмической активности на п-ове Камчатка [Фирстов, 2018]. Исследование по данной тематике является сложным, проблема изучена недостаточна. В главе преследуется цель раскрыть потенциал газогеохимических полей в различных сейсмоструктурных обстановках и некоторых аспектах нефтегазоносности для дальнейшего развития этого направления.

Связь ГП с сейсмоструктурной активностью можно разделить на 4 типа по времени их отклика на землетрясения: 1) досейсмический (прогностический); 2) косейсмический (от одного до десяти часов); 3) постсейсмический краткий (до одного месяца); 4) постсейсмический длительный (до года и более, как правило, сопровождающий сильные и/или глубокие землетрясения [Шакиров и др., 2015]). Решение задачи достигается использованием данных по ежегодным экспедициям, выполненным в одних и тех же районах, а также данным мониторинга. На о-ве Сахалин в режиме суточного мониторинга (три месяца) совместно с к.ф.-м.н. В.В. Ершовым (ИМГиГ ДВО РАН) получен представительный материал, который хорошо согласуется с флуктуациями сейсмической активности в 2007 г. («Невельское» землетрясение).

До сейсмического события устанавливается региональный газогеохимический фон (фоновое газогеохимическое поле, ФГП), который в разных

морях может незначительно варьировать по метану (3–5 ppm), водороду (2–7 ppm), азоту, углекислому газу, сильнее отличаться по гелию (5–30 ppm) и радону. ФГП имеет важное значение как репер для выявления аномальных газогеохимических полей (АГП). На формирование ФГП, кроме природы источников газов и геологического строения, оказывает влияние микросейсмичность. Доказано влияние землетрясений и на газовый состав атмосферы [Горяинов и др., 1996] и состав газов в почвах [Duddridge, Grainger, 1998].

На активной континентальной окраине Дальнего Востока происходит большое количество землетрясений: на нее приходится 80 % энергии от всех землетрясений Северной Евразии [Юнга, Рогожин, 2000]. Установлено, что сейсмичность в центральных районах окраинных морей, как правило, ниже, чем на периферии [Гордеев и др., 2006]. При этом отдельные участки в краевых частях морей могут значительно отличаться по сейсмическим параметрам. Например, восточнее Курильских о-вов сейсмическая активность достигает максимального для ДВ региона уровня, а западнее (на акватории Охотского моря) она носит умеренный характер [Ивашенко и др., 1990]. На нефтегазоносном шельфе изучается также наведенная сейсмичность [Тихонов, 2009], влияющая на формирование площадных аномальных полей метана, и выявлено влияние микросейсмичности на содержание газов в грунтах [Duddridge, Grainberg, 1998]. В районе исследований наиболее интенсивная дегазация литосферы происходит: 1) в пределах Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы (преимущественно углеводородный тип дегазации, Западно-Охотоморская газогеохимическая провинция), которая является частью Япономорского (Охотско-Япономорского) линеамента [Лихт, 2001; Шакиров и др., 2017; Jolivet, Cadet, 1983]; 2) углекислый тип дегазации (с примесями метаморфогенных и глубинных углеводородных газов) характерен для Японо-Курило-Камчатской вулканической дуги с прилегающими шельфом и склоном. Роль геотектонических, в том числе сейсмогенных, линеаментов в формировании нефтегазоносности осадочных

бассейнов северо-востока России обсуждается как ведущая [Изофов и др., 2014; Сидоров и др., 2013]. Восточно-Арктическая окраина Азии не выделяется высокой сейсмической активностью, но ее недра характеризуются очень высоким нефтегазоносным потенциалом, который проявляется в аномальных геохимических полях. Сейсмоструктурный контроль является важнейшим фактором сохранности углеводородных залежей и образования газогидратных скоплений. Все перечисленное находит свое выражение в формировании особого газогеохимического режима окраинных морей.

Не ставя целью провести детальный анализ зависимости изменчивости газогеохимических полей от сейсмоструктурной активности районов, в монографии дана общая характеристика интенсивности аномалий и распространения ареалов миграционных природных газов во взаимосвязи с сейсмоструктурным режимом дна Охотского, Японского, Южно-Китайского и Восточно-Сибирского морей. В работе приведено сравнение распространения аномалий природных газов в районах с высокой и средней сейсмичностью (южная и западная часть Охотского моря и обрамления), средней и низкой сейсмичностью (западная часть Японского моря и обрамление), низкой сейсмичностью (Южно-Китайское море); практически асейсмичное в настоящее время Восточно-Сибирское море (ВСМ) (рис. 115). Обсуждается линеаментный контроль газовых выходов, особенно трансрегиональная взаимосвязь газоактивности Охотского и Лаптевых морей и озера Байкал. Анализ фактов обнаружения газово-флюидных подводных выходов и аномальных газогеохимических полей метана, свидетельствует об их крайне неравномерном распределении в пределах различных морфоструктур, в том числе сейсмогенных окраинных акваторий. Наибольшее количество газово-флюидных потоков, и с ними связанных аномальных газогеохимических полей, приурочено к шельфовым и склоновым областям. В этих же районах и прилегающем побережье наиболее четко проявляется зависимость газовыделений от сейсмоструктурной активности. Своеобразным индикатором зон сильных, особенно мелко- и среднефокусных землетрясений являются газогидраты.

Ранее при описании распределения метана изучался придонный слой в дальневосточных морях, где уже проводились успешные газогеохимические оценки перспектив нефтегазоносности и сейсмогенности разломов по придонному слою

толщи вод различных районов [Обжиров, 1996]. В этих исследованиях на акваториях дальневосточных морей в придонном слое толщи вод установлены 5 уровней интенсивности аномалий метана: 1) 150–300 нл/л; 2) 300–1000 нл/л; 3) 1000–3000 нл/л; 4) 3000–10000 нл/л; 5) ≥ 10000 нл/л. Каждый из них превышает фон, который в дальневосточных морях составляет 70–90 нл/л. Первый уровень характеризует, возможно, присутствие залежи глубже 3000 м, наличие над залежью глинистой перекрывающей ее толщи мощностью около 1000 м. В этом случае аномалии, как правило, распределяются по периферии залежи в связи с образованием микротрещин в районе водонефтяного контакта. Это справедливо также для осадочных отложений: автором в период 2017–2018 гг. в юго-западной части Южно-Китайского моря были обнаружены низкоинтенсивные аномалии УВГ на глубинах до 2500 м, окаймляющие локальные структуры. Второй уровень аномальных концентраций метана формируется над нефтегазовыми залежами, расположенными на глубинах 2000–3000 м с незначительной нарушенностью нефтегазоносных отложений. Третий уровень определяет наличие нефтяной и газовой залежи на глубинах 1500–2500 м с высокой степенью нарушенности нефтегазоносных структур. Четвертый уровень распространен в районе преимущественно газовой залежи с глубиной продуктивных отложений 1000–2000 м с высокой степенью тектонической нарушенности нефтегазоносной площади. Пятый уровень АКМ в придонной воде появляется в зонах активных разломов, вскрывающих мощную газонасыщенную толщу и (или) газогидраты. При этом в воде на эхограммах в районе аномалий газа наблюдаются звукорассеивающие тела. Современные исследования, проводимые Центром морской геологии и природных ресурсов Вьетнамской администрации островов и морей МПР СРВ с 2014 г. (при координации автора с 2017 г.) позволили уточнить и развить эти положения на примере района Ту Чинь – Вунг Мэй (юго-запад Южно-Китайского моря).

В восточноазиатских морях первый уровень интенсивности аномальных полей метана в придонной воде определен преимущественно на приохотском шельфе, на примагаданском шельфе, в северо-восточной части впадины ТИНРО, на прикамчатском шельфе, в центральной части Охотского и Японского морей, в центральной части Татарского пролива, а также обнаружен в глубоководных центральных районах Восточно-Китайского моря и в районе центрального при-

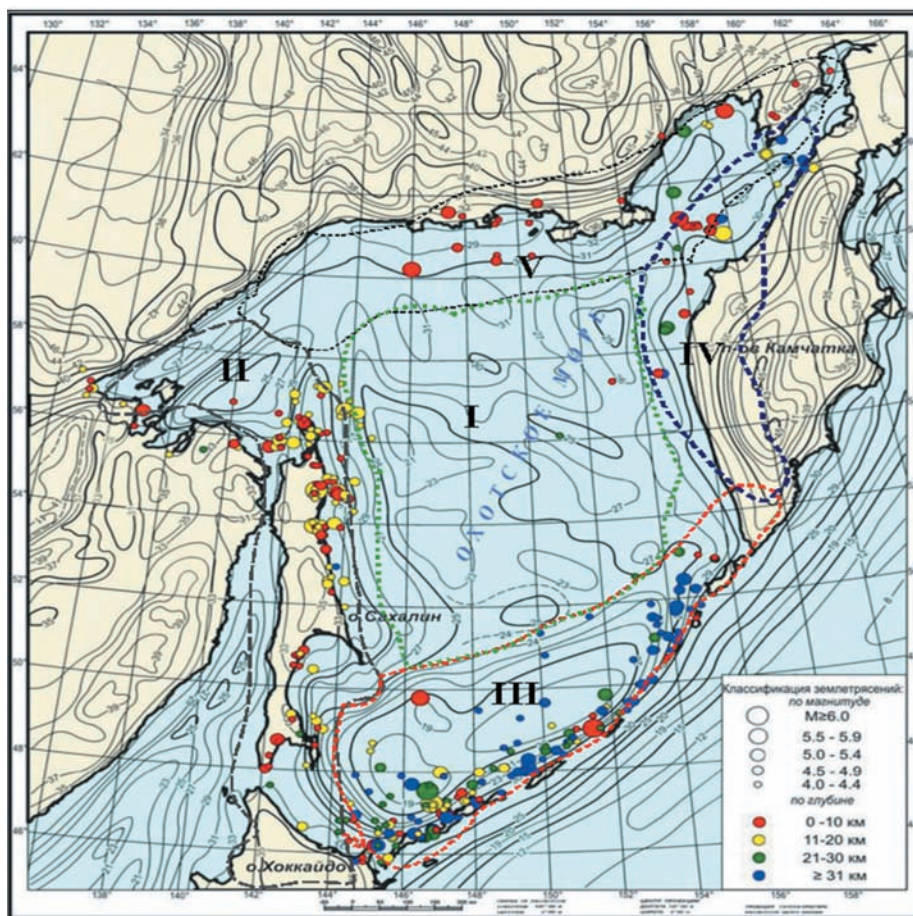


Рис. 115. Карта эпицентров мелкофокусных землетрясений Охотского моря с $M \geq 4,0$ за 1962–2010 гг., совмещенная со схемой глубин (в км) поверхности Мохоровичича [Тектоника..., 2004] Газогеохимические провинции (схема): I – Центрально-Охотоморская газогеохимическая провинция (ГТП); II – Западно-Охотоморская ГТП; III – Южно-Охотоморская ГТП; IV – Восточно-Охотоморская ГТП; V – Северо-Охотоморская ГТП

вьетнамского шельфа Южно-Китайского моря. Второй уровень АПКМ наиболее контрастно проявлен в Сахалинском заливе, на Изьльметьевской, Гавриловской структурах Татарского пролива, на Чайвинском месторождении (залив Чайво), в Западно-Натунской впадине Южно-Китайского моря. Третий уровень АПКМ обнаружен на Одоптинском, Пильтун-Астохском нефтегазовых месторождениях северо-восточного присахалинского шельфа, на ряде структур юго-восточного присахалинского шельфа, на Южно-Коншонской впадине Южно-Китайского моря, в Хыннамской впадине Восточно-Корейского залива Японского моря. Четвертый и пятый уровни АПКМ зафиксированы в северной части впадины Дерюгина, на Лунском газоконденсатном и Киринском газовом месторождении.

Перечисленные районы обнаруженных в придонной воде аномалий метана всех пяти уров-

ней интенсивности являются перспективными на поиск продуктивных нефтегазоносных структур, при этом градация по интенсивности полей АКМ в толще вод хорошо согласуется с сеймотектонической активностью указанных районов [Обжиров, 1993]. Из 7 структур с положительным газогеохимическим прогнозом на 6 – Пильтунской, Астохской, Лунской, Дагинской, «Белый Тигр», Южно-Коншонской – нефтегазопромысловые скважины вскрыли промышленные залежи нефти и газа, на 1 – Гавриловской было зафиксировано только проявление газа, в связи с выходом продуктивных нефтегазоносных отложений на этой структуре на поверхность и их выветриванием. Следует заметить, что наивысшие уровни АКМ (особенно четвертый и пятый) одновременно с указанием на наличие залежи, информируют о процессах ее разрушения и наличии активной зоны проницаемости. В свою очередь процесс

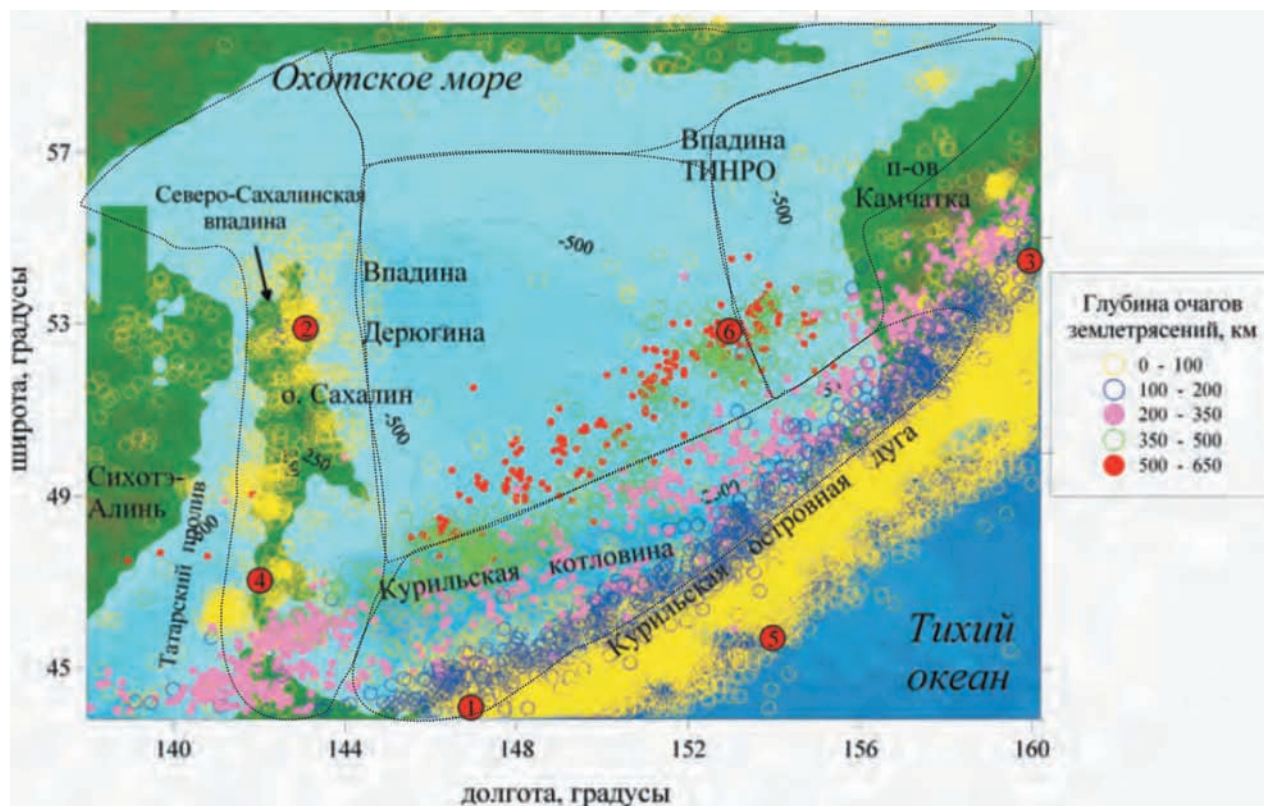


Рис. 116. Сейсмичность Охотоморского региона [Родников и др., 2014] и его газогеохимические провинции. Большими красными кружками отмечены сильные землетрясения, произошедшие в регионе за последние 20 лет: 1 – Шикотанское (1994); 2 – Нефтегорское (1995); 3 – Кроноцкое (1997); 5 – Симуширское (2007); 4 – Невельское (2007), 6 – в Охотском море (2013). Пунктиром схематично выделены границы газогеохимических провинций

разрушения залежи в глубинных зонах проницаемости до определенной степени может компенсироваться подтоком миграционных компонентов в продуктивные горизонты. В этом случае важным является в обстановке сжатия или растяжения формируется газовая миграция.

Известно, что в восточной части Японского моря располагается граница между Амурской и Охотской плитами, а еще восточнее – граница между Охотской и Тихоокеанской плитами [Карп, Бессонова, 2002]. К этим границам приурочены зоны повышенной сейсмичности (рис. 116). ВСМ является уникальным полигоном для исследования и сравнения газогеохимических полей в «пассивной» сеймотектонической обстановке Восточно-Арктической переходной зоны континент – океан. Практически асейсмичное в настоящее время, оно расположено на Восточно-Арктическом блоке земной коры [Пущаровский, 1976].

Судя по фактическому материалу, можно сделать вывод, что наиболее сильное влияние на миграцию газов к поверхности и распространение высокоинтенсивных АГП и газопровлений

оказывают мелкофокусные (до 50 км) и сильные землетрясения (с магнитудой 5 и выше). В первую очередь это касается западной части Охотского моря и о-ва Сахалин (Западно-Охотоморская ГПП), Курильской котловины и Курильской островной дуги (Южно-Охотоморской ГПП) и восточной части Японского моря. Глубокофокусные сильные, а также мелкофокусные слабые землетрясения через длительный постсейсмический тип связи проявляются в формировании газовых потоков и поддержании метастабильных очагов эмиссии природного газа. Глубокофокусные землетрясения могут оказывать эффект своеобразной литосферной «накачки», поддерживая восходящую газовую миграцию. Такие сейсмические события отвечают за формирование регионального газогеохимического фона, его флуктуации и возникновение редких, но мощных сосредоточенных потоков природного газа с поверхности морского дна в зонах разломов. Эти зоны характеризуются наибольшими значениями выделения сейсмической энергии [Кулинич и др., 2007] и теплового потока.

6.1. Связь газогеохимических полей и сеймотектоники Охотоморского региона

Охотское окраинное море расположено в пределах Тихоокеанского сейсмического пояса, в котором происходит более 80 % землетрясений Земли, в том числе большая часть катастрофических событий. Особого внимания заслуживает западная часть моря с прилегающими районами. Остров Сахалин, его шельф и склон, являются уникальным полигоном для газогеохимических исследований, потому что находятся в тыловой части Северо-Западного сектора активной зоны перехода континент – океан, контролируются протяженными глубинными зонами проницаемости с высокой сейсмичностью [Тихонов, Ломтев, 2014] и содержат многочисленные скопления каустобиолитов. Большинство землетрясений при этом является мелкофокусными (не более 50 км, см. рис. 115).

На острове Сахалин хорошо исследованы механизмы формирования напряжений в очагах землетрясений в связи с тектоническим строением [Мельников и др., 2001]. Взаимосвязь распределения и изменчивости природных газов в зависимости от сейсмичности исследовалась автором совместно с коллегами из Института морской геологии и геофизики ДВО РАН (к.г.-м.н. О.А. Мельников, к.ф.-м.н. В.В. Ершов, к.г.-м.н. О.В. Веселов, к.г.н. Р.В. Жарков) и Дальневосточного геологического института ДВО РАН (к.г.-м.н. Г.А. Челноков) на южном отрезке Центрально-Сахалинского разлома, на примере Южно-Сахалинского грязевого вулкана и Пугачевской группы грязевых вулканов. На острове Сахалин в целом наблюдается средняя сейсмическая активность, которая повышена в трех районах: в южной части острова, на западе средней части острова и в его северо-восточной части и прилегающих к ним морских районах [Карп, Бессонова, 2002]. Примечательно, что именно в этих районах, как было показано в Главах 3 и 5, сосредоточены наиболее интенсивные потоки термогенных углеводородных газов, гелия и углекислого газа (Южный и Юго-Западный Сахалин – угольные месторождения, теплые ключи, грязевые вулканы, выходы сернистых газов, геотермальные проявления в скважинах и колодцах, минеральные источники) и потоки углеводородных газов, преимущественно метана, смешанного генезиса (Северо-Восточный Сахалин, его шельф и склон). В этих же районах на прилегающем склоне были обнаружены многочисленные газовые выходы и гидраты метана в осадках.

В Охотоморском регионе за последние 50 лет произошло около 17 тысяч сейсмических событий [Родников и др., 2014]. В основном землетрясения происходят на небольшой глубине – в пределах земной коры и до глубины 50 км, и сосредоточены вдоль Курильского глубоководного желоба и о-ва Сахалин (см. рис. 116), маркируя Западно- и Южно-Охотоморскую газогеохимические провинции. Максимальная глубина землетрясений около 700 км, магнитуда самых сильных землетрясений достигает 7.5 баллов.

Косейсмический тип связи газогеохимических полей с сейсмической активностью

Косейсмический эффект уверенно установлен для грязевых вулканов Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы и хребта Окусири (север Японского моря). Это грязевые вулканы: Южно-Сахалинский, Пугачевский, Лесновский и Восточный (о-в Сахалин); Камихоронобэ, Утакисибетсу, Ниикаппу (о-в Хоккайдо); Матсудаи, Гамо, Муруно, Камоу (о-в Хонсю). Наблюдения подтверждают косейсмическими выбросами газов грязевых вулканов в Нанкайском трюге [Tsunogai et al., 2012] и на Тайване [Jiang et al., 2011]. В других регионах эта взаимосвязь также наблюдалась [Field, Jennings, 1987]. Современная вулканогенная сейсмичность Камчатско-Курило-Японской области отражается в появлении в вулканических выбросах углеводородных газов с косейсмическим метаморфогенным и абиогенным изотопным сигналом углерода метана на о-ве Кунашир (-28 ‰ PDB, 2011–2013), о-ве Итуруп (-3 – -6‰, 2012–2013 гг.) и углекислого газа.

Режимные наблюдения за газообразной фазой продуктов грязевого вулканизма и анализ результатов этих наблюдений на предмет их связи с сейсмичностью выполнялись ранее на грязевых вулканах России (Таманский п-ов) [Войтов, 2001; Nevinsky et al., 2001], Украины (Керченский п-ов) [Гудзенко, 2008]; Туркменистана и Азербайджана [Войтов, 2001, Kopf et al., 2010]; Италии [Martinelli, Dadomo, 2005], Тайваня [Yang et al., 2006].

С 11 июля по 27 сентября 2007 г. проведены ежедневные наблюдения за химическим составом свободных газов для трех грифонов Южно-Сахалинского грязевого вулкана [Ершов и др., 2011; Шакиров и др., 2012]. Режимные замеры проводились в 18 : 00 местного времени. Для части проб определялся изотопный состав углерода метана и углекислого газа. Мониторинговые наблюдения выполнены в условиях сейсмической актив-

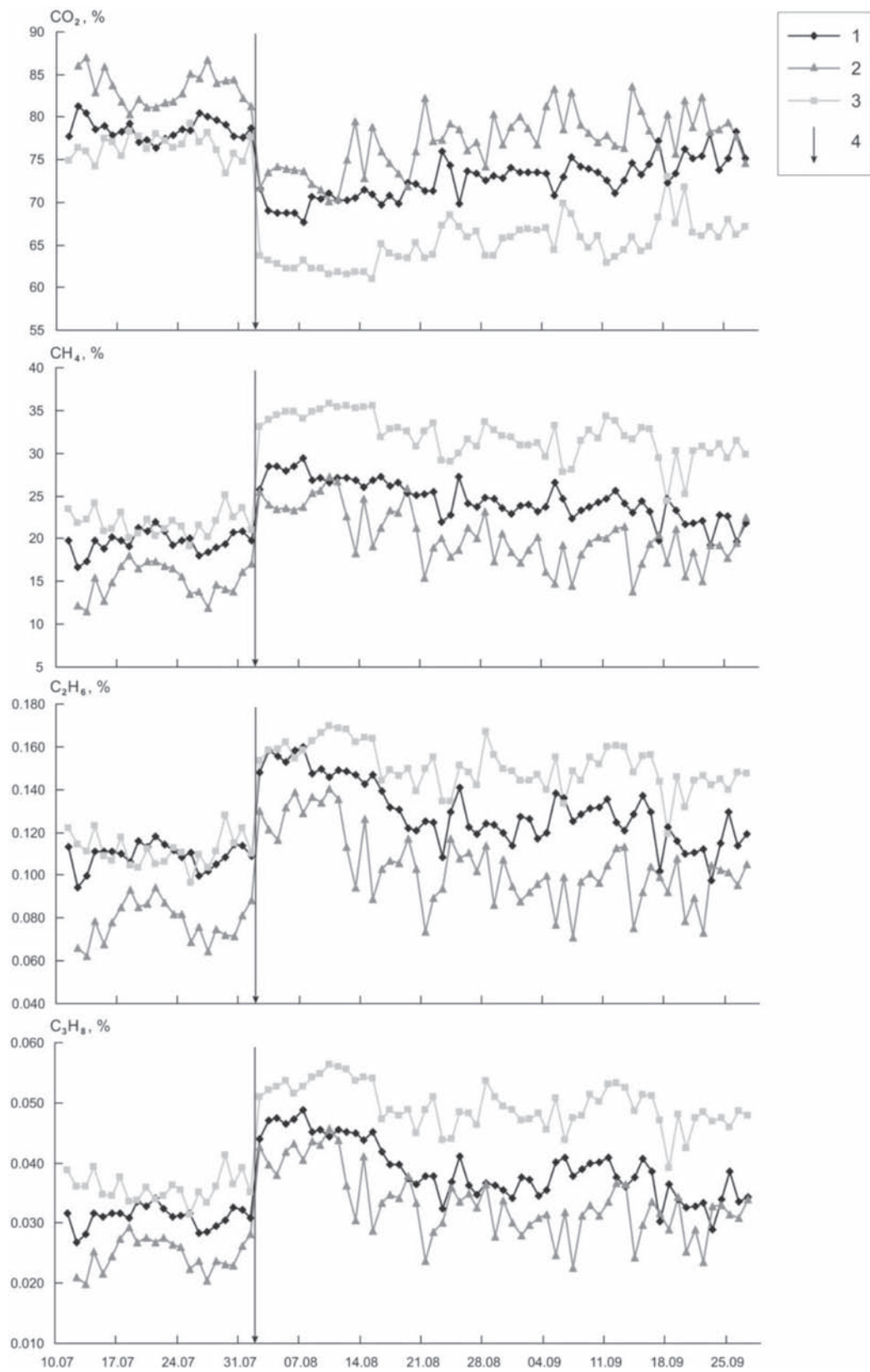


Рис. 117. Содержание углекислого газа, метана, этана и пропана в составе свободных газов в период наблюдений 2007 г. [Ершов и др., 2011].

1 – для грифона F; 2 – для грифона G; 3 – для грифона H; 4 – указатель даты Невельского землетрясения

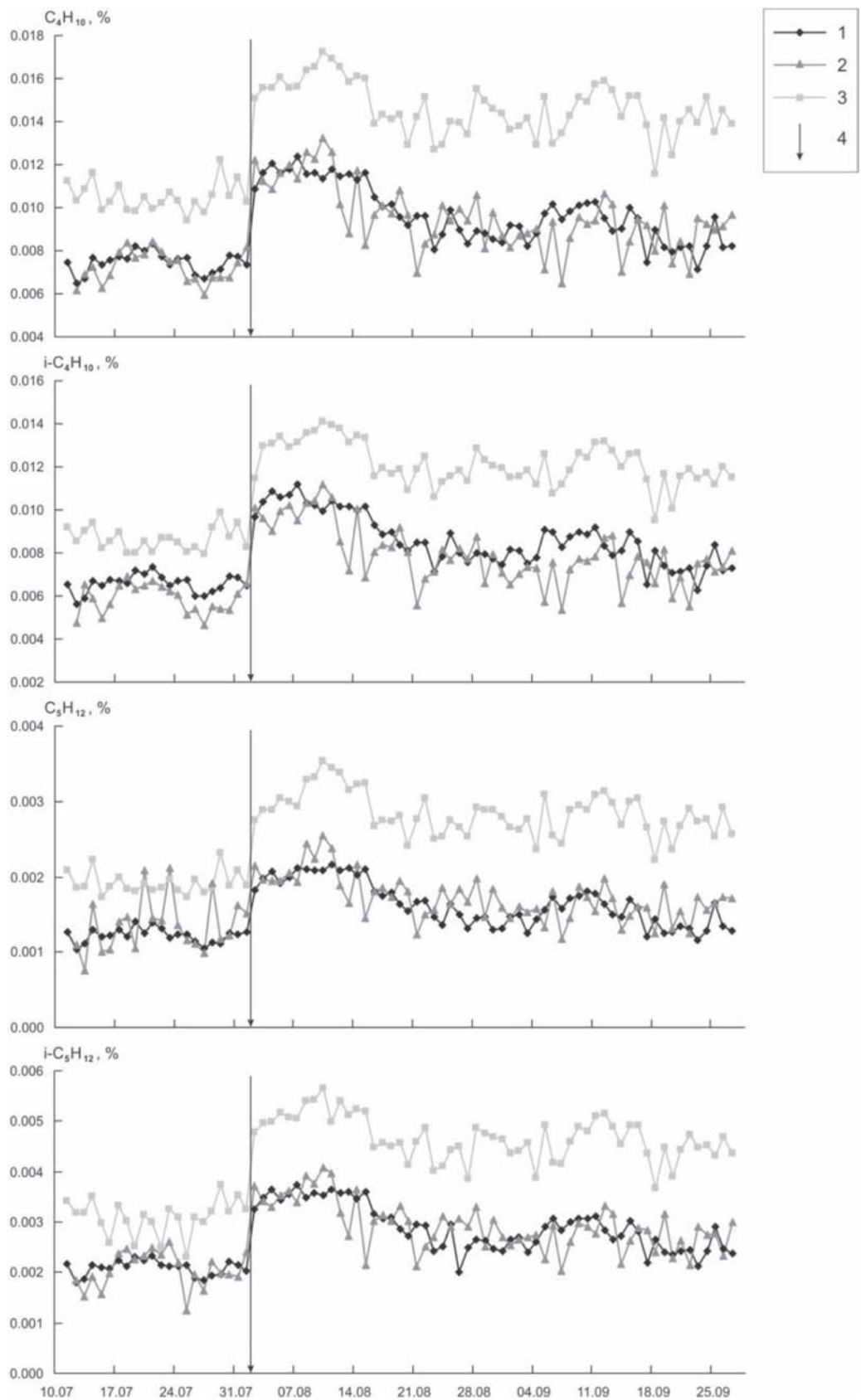


Рис. 118. Содержание бутана, изобутана, пентана, изопентана азота и кислорода в составе свободных газов в период наблюдений 2007 г. [Ершов и др., 2011]
 1 – для грифона F, 2 – для грифона G, 3 – для грифона H, 4 – указатель даты Невельского землетрясения

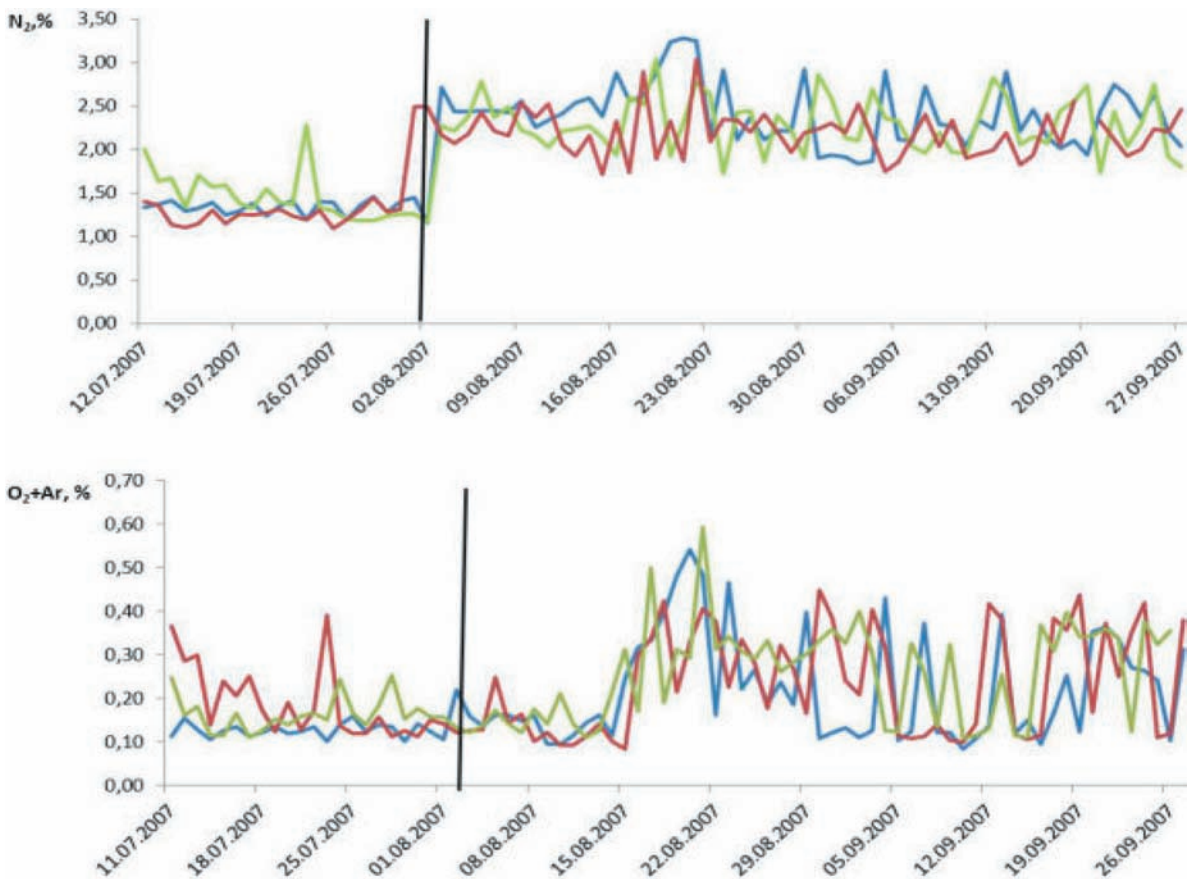


Рис. 118 (продолжение). Изменчивость содержания азота и кислорода в составе свободных газов в период наблюдений 2007 г. по трем грифонам

зации на юге о-ва Сахалин, во время Невельского землетрясения в 13 : 37 (по местному времени) 2 августа 2007 г. Магнитуда землетрясения составила $MW = 6.2$, эпицентральное расстояние до Южно-Сахалинского вулкана – около 65 км. Еще одно сильное событие произошло в этот же день в 16 : 22. Кроме режимных замеров, выполняемых к.ф.-м.н. В.В. Ершовым, группой лаборатории газогеохимии под руководством профессора Обжирова А.И. были отобраны пробы газа (пробы № 143, 149, 135) в промежуток времени 14 : 30 – 15 : 30. Таким образом, удалось выявить и оценить косейсмический эффект изменения газогеохимических параметров. Землетрясение привело к увеличению дебита свободных газов и аномальным изменениям температуры водогрязевой смеси в грифонах вулкана [Ершов и др., 2010]. Как будет показано ниже, оно проявилось также и в динамике химического состава свободных газов (рис. 117; рис. 118), но не отразилось на изотопном соотношении углерода метана и углекислого газа. В спокойные периоды в каждом конкрет-

ном грифоне состав спонтанных газов на ЮСГВ практически не изменялся: 59–86 % CO_2 , 24 % CH_4 . Изотопный состав углерода углекислого газа в свободной фазе ($\delta^{13}C$) достаточно стабилен: от -2.8 до -2.7 ‰ PDB, изотопный состав $\delta^{13}C$ метана -27.1 ‰ PDB. Для сравнения, в пробах газа из Дагинской геотермальной системы (ДГС, северо-восток острова), основным компонентом является метан с $\delta^{13}C-CH_4$ -58.8 – -57 ‰ PDB. Химический состав газов до землетрясения был достаточно стабильным и не имел каких-либо явно выраженных трендов.

Содержания различных компонентов в составе свободных газов до землетрясения рассматривались как случайные величины с произвольным распределением. Для этих случайных величин вычислены точечные и интервальные оценки их математических ожиданий (табл. 26).

После землетрясения в пределах трех часов во всех грифонах резко изменилось соотношение между различными компонентами в составе свободных газов – уменьшается доля углекислого

Таблица 26. Оценки для средних содержаний различных компонентов в составе свободных газов до Невельского землетрясения (доверительная вероятность 0.99) [Ершов и др., 2011]

Газовая компонента	Грифон F	Грифон G	Грифон H
CO ₂ , %	78.59 ± 0.83	83.38 ± 1.37	76.56 ± 0.96
CH ₄ , %	19.61 ± 0.84	15.08 ± 1.36	21.81 ± 0.97
C ₂ H ₆ , ppm	1092 ± 39	783 ± 64	1115 ± 50
C ₃ H ₈ , ppm	310 ± 12	248 ± 19	359 ± 15
C ₄ H ₁₀ , ppm	74.5 ± 3.2	72.3 ± 5.0	105.1 ± 4.5
<i>i</i> -C ₄ H ₁₀ , ppm	65.7 ± 2.9	58.9 ± 4.7	86.4 ± 3.6
C ₅ H ₁₂ , ppm	12.2 ± 0.6	13.6 ± 2.5	19.1 ± 1.0
<i>i</i> -C ₅ H ₁₂ , ppm	20.9 ± 1.0	20.6 ± 2.5	30.9 ± 2.4

газа, увеличивается доля метана, углеводородных газов и азота. Характерно, что содержание кислорода в этот период практически не изменилось. То, что не зафиксирован косейсмический эффект по содержанию кислорода, в первую очередь указывает на то, что в этом эффекте нет влияния атмосферной компоненты. Азот, напротив, отреагировал очень контрастно. Обращает внимание также неравномерное, малоамплитудное, но скачкообразное восстановление прежнего баланса химического состава газов. Вычисленные оценки косейсмического изменения CO₂ = -9.2 и CH₄ = 8.2 % [Ершов и др., 2010].

Далее для всех грифонов наблюдалась тенденция к возвращению в состояние с исходным химическим составом (см. рис. 117; 118). Время восстановления прежнего химического состава газов составляло несколько месяцев [Ершов и др., 2011]. Таким образом, землетрясение проявляется одинаковым образом для всех грифонов, что говорит о закономерности этих проявлений. Данные [Ершов и др., 2010; Ершов и др., 2011; Шакиров и др., 2012; Shakirov et al., 2004] об изотопном составе углерода метана и углекислого газа свободных газов указывают на то, что основной источник грязевулканических флюидов находится, как минимум, в нижних горизонтах земной коры. Значения δ¹³C-CH₄ и δ¹³C-CO₂ для всех грифонов не позволили выявить какую-либо закономерность их изменчивости за период наблюдений (рис. 119). Это косвенно указывает на постоянство доминирующего источника этих газов.

Изменения химического состава свободных газов грязевых вулканов обычно объясняют механическим смешиванием газов из нескольких отдельных различных источников (резервуаров), вскрываемых подводными каналами вулканов [Войтов, 2001; Лаврушин и др., 1996]. Следовательно, не происходит вовлечения каких-либо дополнительных газовых источников в ре-

зультате активизации вулкана после землетрясения. Доверительные интервалы, вычисленные с вероятностью 0.99 для средних значений δ¹³C-CH₄ и δ¹³C-CO₂, пересекаются для всех грифонов [Ершов и др., 2010; Ершов и др., 2011]. Таким образом, в изотопном составе газов из разных грифонов нет статистически значимых различий, то есть можно утверждать, что газ Южно-Сахалинского грязевого вулкана до, во время и после Невельского землетрясения имеет один и тот же генезис. Различия химического состава свободных газов в разных грифонах объясняются другими причинами.

Косейсмическое изменение химического состава свободных газов как реакция на землетрясение может быть обусловлено следующим механизмом [Ершов и др., 2011]. Сейсмические волны от землетрясения, проходя через грязевулканическую структуру, вызывают перепад давления в подводном канале вулкана. Водогрязевая смесь в канале содержит большое количество растворенного газа. Так, например, при температуре 40 °C и давлении 15.2 МПа, что соответствует термодинамическим условиям на глубине около 900 м, в 1 кг воды может быть растворено около 29.39 л CO₂, 2.55 л CH₄ и 1.06 л C₂H₆ [Намиот, 1991]. Если давление уменьшить, например, на 1 МПа, то из 1 кг воды из растворенной фазы в свободную фазу выделится около 0.27 л CO₂, 0.12 л CH₄ и 0.01 л C₂H₆. Кроме того, в водогрязевой смеси находится во взвешенном состоянии большое количество обломков горных пород, которые имеют различные размеры от 10–6 м до 10–3 м. Частоты сейсмических волн находятся в основном в диапазоне 0.1–10 Гц: на этих частотах вода имеет пониженный порог акустической кавитации [Маргулис, 1984]. Таким образом, сейсмическое воздействие на подводный канал грязевого вулкана может вызвать акустическую кавитацию – разрыв сплошности водогрязевой смеси и появле-

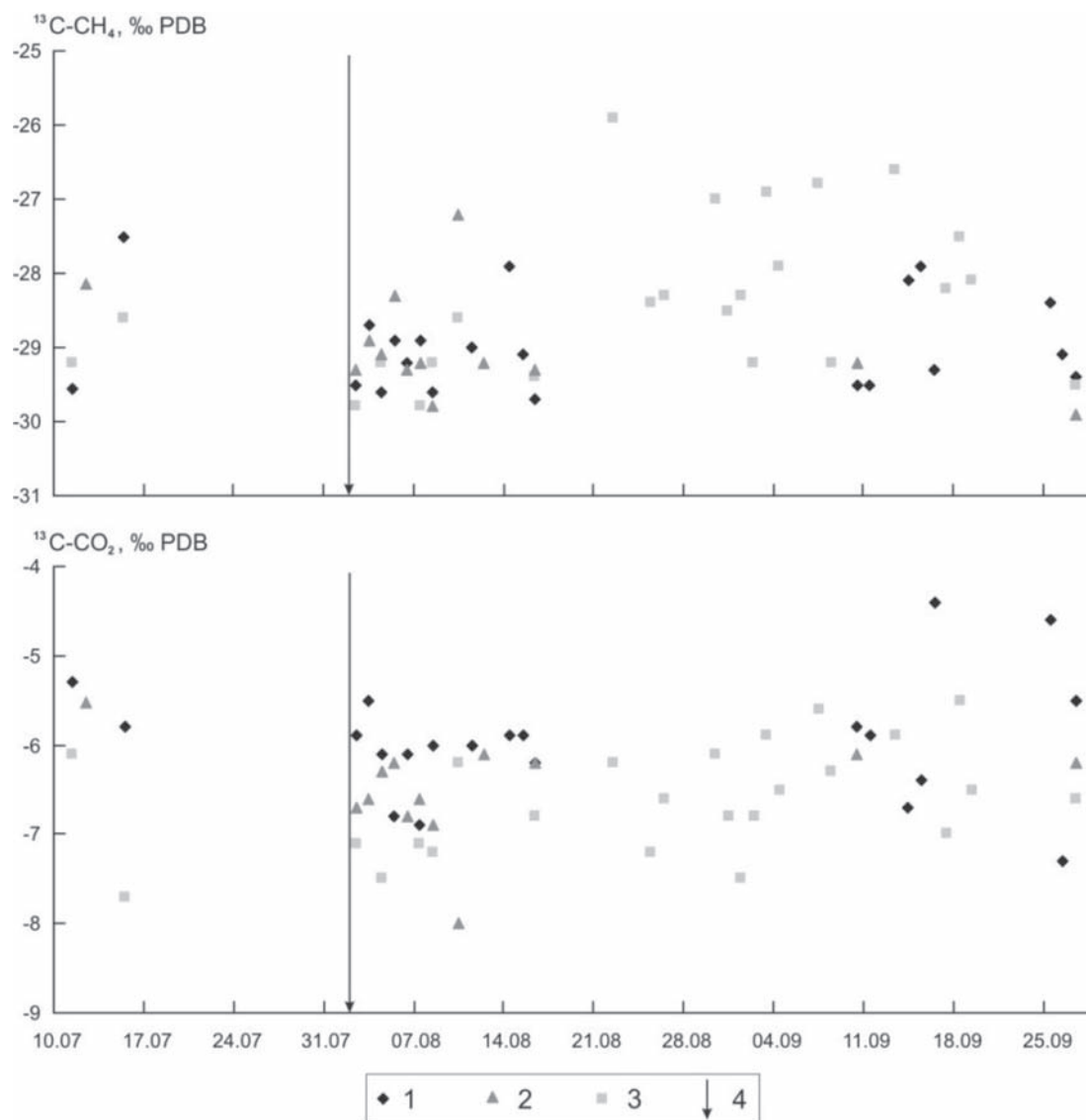


Рис. 119. Изотопный состав углерода метана и углекислого газа свободных газов в период наблюдений 2007 г. [Ершов и др., 2011]

1 – для грифона F; 2 – для грифона G; 3 – для грифона H; 4 – указатель даты Невельского землетрясения

ние парогазовых пузырьков. Часть растворенного газа переходит в свободную фазу, что приводит к наблюдавшемуся увеличению дебита свободных газов в грифонах. Изменение соотношения между различными компонентами в составе свободных газов обусловлено различным характером зависимости их растворимости от глубины. Поскольку свободные газы во всех грифонах имеют схожий изотопный состав, данные по каждому грифону объединяются в одну выборку. По ней вычислены точечные и интервальные оценки для средних значений $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ и $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$, которые для доверительной вероятности 0.99 составляют (-28.7 ± 0.35) и (-6.3 ± 0.26) [Ершов и др., 2011]. Согласно

эмпирической зависимости изотопного состава углерода метана от температуры его генерации [Прасолов, 1990], среднее значение $\delta^{13}\text{C}$ метана Южно-Сахалинского грязевого вулкана соответствует температуре образования метана около 320–340 °С. Средний геотермический градиент в южной части о-ва Сахалин, рассчитанный по данным работы [Веселов, Соинов, 1997], составляет около 41.1 °С / км. Отсюда получено, что глубина залегания источника метана для вулкана составляет 7.8–8.3 км. Степень разделения изотопов углерода в системе CO_2-CH_4 зависит от температурных условий генерации этих газов. Диапазон температуры изотопного равновесия в системе

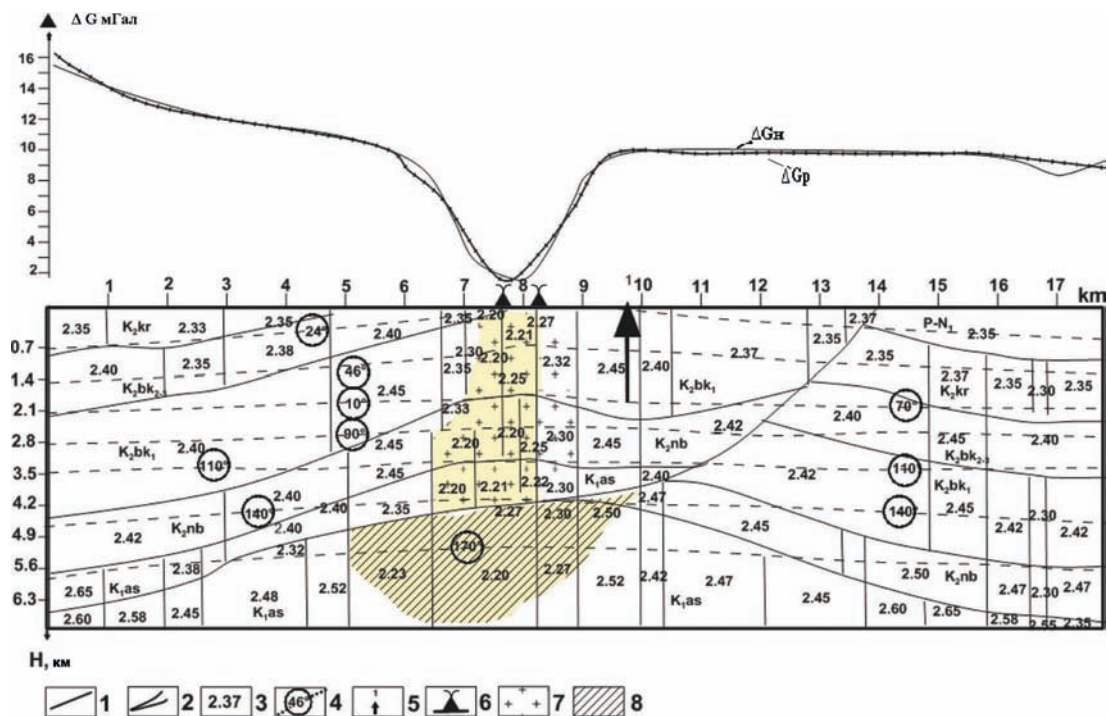


Рис. 120. Геолого-плотностной разрез участка Пугачевской группы грязевых вулканов [Веселов и др., 2012]
 1 – геологические границы и индексы стратиграфических подразделений осадочного чехла; 2 – плоскости надвигов; 3 – плотности (г/см³); 4 – изотермы (°С); 5 – скважина; 6 – грязевой вулкан; 7 – зона нефтегазогенерации и накопления; 8 – область газогенерации и аккумуляции

CO₂-CH₄ для средних значений δ¹³C-CH₄ и δ¹³C-CO₂ по формулам из работы Дж. Хорита [Horita, 2001], составляет 330–350 °С. Это отвечает диапазону глубин генерации этих газов 8.0–8.5 км [Ершов и др., 2011].

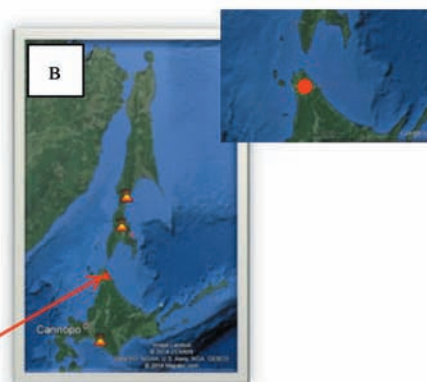
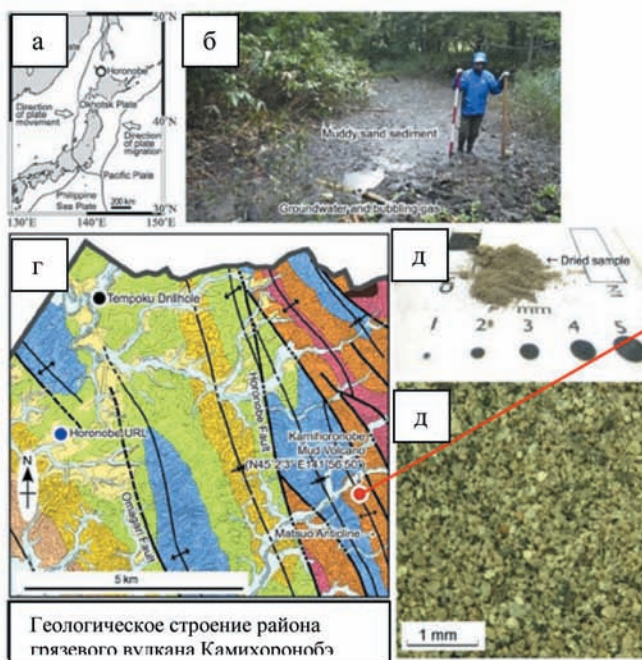
Таким образом, после Невельского землетрясения химический состав свободных газов в грифонах Южно-Сахалинского грязевого вулкана (ЮСГВ) резко изменяется. Затем отмечается тенденция к постепенному восстановлению прежнего химического состава, время полного восстановления составляет несколько месяцев. Изотопный состав углерода метана и углекислого газа относительно стабилен во времени и одинаков для всех грифонов. Этот вывод справедлив для всего периода авторских наблюдений за изотопным составом газов ЮСГВ (2001–2014 гг.). Важно, что результаты геоплотностного моделирования [Веселов и др., 2012] показали, что основной резервуар газов, периодически выбрасываемых Пугачевским грязевым вулканом, находится в тектонически ослабленной разломной зоне Центрально-Сахалинского разлома (ЦСР) на глубинах 5–6 км (рис. 120), возможно, в толще айской свиты. Тектонически ослабленная зона (пересечение разнонаправленных разломов) также

характерна и для Южно-Сахалинского грязевого вулкана [Shakirov et al., 2004].

Следовательно, независимые оценки, сделанные разными методами для двух вулканов, принадлежащих ЦСР, указывают на значительную глубину корневого источника газов этих вулканов и сейсмотектонический контроль их возникновения и режима деятельности. Можно заключить, что измеренный изотопный состав углерода метана и углекислого газа занимает промежуточные значения между магматогенными и метаморфогенными газами. В целом, по совокупности газогеохимических и сейсмотектонических факторов на о-ве Сахалин было проведено первичное газогеохимическое районирование с выделением двух крупных зон [Шакиров и др., 2012].

Косейсмический тип связи устанавливается также на южном продолжении сквозных структурных элементов Сахалинского сегмента [Гранник, 2005] на примере грязевых вулканов о-ва Хоккайдо. Грязевые вулканы Хоккайдского сегмента Хоккайдо-Сахалинской складчатой области представлены двумя районами: на севере грязевые вулканы Камихоронобэ и Утакисибетсу, на юге грязевой вулкан Ниикаппу (рис. 121; рис. 122). Газы грязевых вулканов относятся к термо-

He (ppmv)	H ₂ (ppmv)	Ar (ppmv)	O ₂ (ppmv)	N ₂ (%)	CH ₄ (%)	CO ₂ (%)	C ₂ H ₆ (ppmv)	C ₃ H ₈ (ppmv)
39 ± 3	31 ± 31	62 ± 78	0.01 ± 0.05	4.5 ± 0.7	90.7 ± 1.2	3.4 ± 0.5	155 ± 5	nd



¹³C-CH₄ -41 ‰ PDB
 (формация Хоборо, угле и нефтематеринские породы.
 Толща меловых пород 3625-
 >5050 м.

Рис. 121. Грязевой вулкан Камихоронобэ на севере о. Хоккайдо и его положение в цепи грязевых вулканов Хоккайдо-Сахалинской складчатой области
 а – геотектоническая карта района; б – фотография участка грязевого вулкана; в – положение грязевых вулканов ХССС; г – геоструктурная карта района грязевого вулкана Камихоронобэ (черными линиями показаны разломы); д – макросъемка песчано-глинистой фракции грязевулканической брекчии. Вверху приведена таблица химического состава свободных газов. Стрелкой показано местоположение грязевого вулкана Камихоронобэ

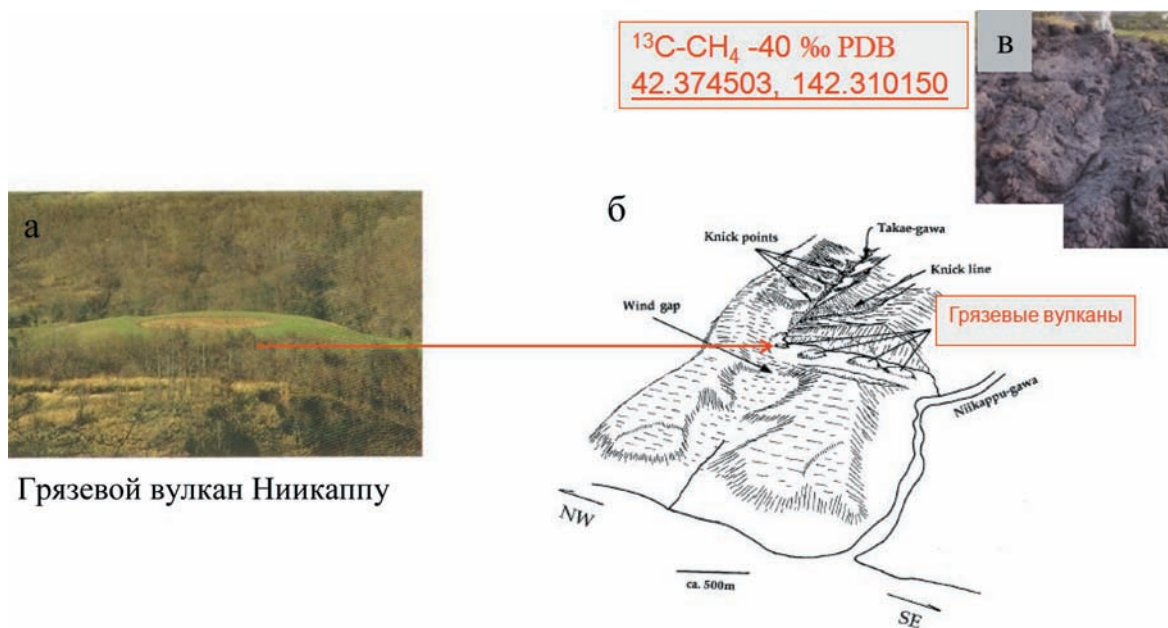


Рис. 122. Группа грязевых вулканов Ниикаппу на юге о. Хоккайдо [Chigira, Tanaka, 1997]
 а – фотография грязевого вулкана; б – морфоструктурное положение группы грязевых вулканов; в – фотография грязевулканической брекчии. Цифрами на рисунке показано значение ¹³C-CH₄ свободных грязевулканических газов и координаты отбора проб

генному типу, источником газа, вероятнее всего, являются нефтематеринские породы, в том числе мелового возраста [Chigira, Tanaka, 1997; Miyakawa et al., 2013]. Грязевые вулканы находятся в одной тектонической зоне с сахалинскими грязевыми вулканами, указывая на линеаментный контроль грязевого вулканизма ХССО.

Проявления термогенных и углеметаморфогенных углеводородных газов на о-ве Хоккайдо связаны с геотермальными источниками, залежами угля и грязевым вулканизмом. Выявлены 9 грязевых вулканов на протяжении 13 км вдоль разлома Сеппу. На рис. 122 показана кальдерообразная депрессия диаметром 1 км с четырьмя грязевыми вулканами около города Ниикаппу (южный Хоккайдо): грязевой вулкан образовался в результате землетрясения 1952 года в осевой части антиклинальной складки, контролируется разломом Сеппу северо-западного простирания.

На о-ве Хонсю распространен грязевой вулканизм в нефтегазоносных районах провинции Ниигата (япономорское побережье), есть грязевой вулкан в газогидратоносном бассейне Уэцу, а со стороны Тихого океана существуют подводные грязевые вулканы в газогидратоносном тропе Нанкай [Tsunogai et al., 2012]. На о-ве Хонсю грязевые вулканы сопряжены с геотермальными системами, что доказывается химическим составом пластовых и сопочных вод, по концентрации иона хлора и изотопному составу кислорода и других элементов. Геохимическим анализ был проведен на термальных источниках Сиба-тоге, бассейн Ниигата. Этот горячий источник показал относительно большое значение δO^{18} (-0.2 ‰) по сравнению с СГ. Схожие геохимические характеристики были обнаружены в термальных источниках Матсунояма (район Токамачи, Ниигата), Юкидарума (бассейн Уэцу, Ниигата), Вакканаи, Эньютсу, Тойотомии и Накагава (северный Хоккайдо), при чем они совпали с характеристиками пластовых вод нефтяных залежей в бассейне Ниигата и Акита [Takahashi et al., 2007]. Вблизи от термальных источников Сиба-тоге, Матсунояма и Юкидарума находится грязевой вулкан Матсудаи, а в окрестностях грязевого вулкана Утакосибетсу расположены термальные источники Энбетсу. При этом Сиба-тоге и Матсудаи (Гамо и Муруно) грязевые вулканы лежат вдоль синклинали Гамо, а гидрохимические свойства их вод являются практически идентичными. Одним из основных источников углеводородных газов двух наиболее крупных грязевых вулканов Муруно и Камоу (бассейн Ниигата), считается разрушение нефте-

газовых залежей [Etiope et al., 2011], механизм которого рассмотрен в [Aitken et al., 2004]. Газ этих вулканов является термогенным ($\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -32.9 ‰ – -36.2 ‰; $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ до +28.3 ‰ (!); $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_3\text{H}_8$ до -8.6 ‰). Согласно приведенным данным грязевой вулканизм Японских островов в целом отличается от сахалинского генетическим молекулярным и изотопным составом газов. В частности, метан и углекислый газ Сахалина в среднем в два раза «тяжелее» по изотопному составу (кроме единичного случая, когда наблюдался ультратяжелый углерод CO_2 в бассейне Ниигата, указывая на наличие магматогенной компоненты). Это прямой признак глубокого, как минимум нижнекорового, заложения корней сахалинских грязевых вулканов. Грязевые вулканы Хоккайдо и Хонсю генетически связаны с разрушающимися залежами нефти и газа, на Хонсю они также сопряжены с геотермальными системами. То есть, несмотря на отсутствие современного магматического вулканизма, сейсмотектонические активные зоны проницаемости Сахалинского сегмента ХССО являются каналами проникновения глубинных изотопно «тяжелых» газов на дневную поверхность.

Приведенные данные указывают на то, что связь грязевых вулканов с сейсмотектоникой в Дальневосточном регионе носит преимущественно косейсмический характер, это же подтверждается и тайваньскими исследователями.

Краткий постсейсмический эффект может преобладать в случае землетрясений ($M > 3$) мелкофокусных (до 50 км) в зонах активных разломов восточного шельфа и склона о-ва Сахалин. Здесь, благодаря многолетнему ежегодному мониторингу эмиссии метана были собраны данные для одних и тех же районов в период 1998–2007 гг. [Обжиров и др., 2002]. Установлено, что увеличение количества выходов метана и его концентраций в водной толще взаимосвязано с ростом межгодовой динамики коровой сейсмичности по наблюдениям с 1985 по 2002 гг. [Кулинич и др., 2007]. Сейсмотектоническая активность изученного района не является постоянной и выражается в активизации одних разломов и стабилизации других, что влияет на интенсивность газовых потоков. Это связано с тем, что в зонах разломов усиливается газовая миграция, может увеличиваться тепловой поток, что приводит также к диссоциации газогидратов. Кроме того, при активизации зон разломов происходит более интенсивная миграция газа (метана) из-под подошвы газогидратов, из нефтегазовых залежей и кристаллического фундамента к поверхности дна, что фиксируется

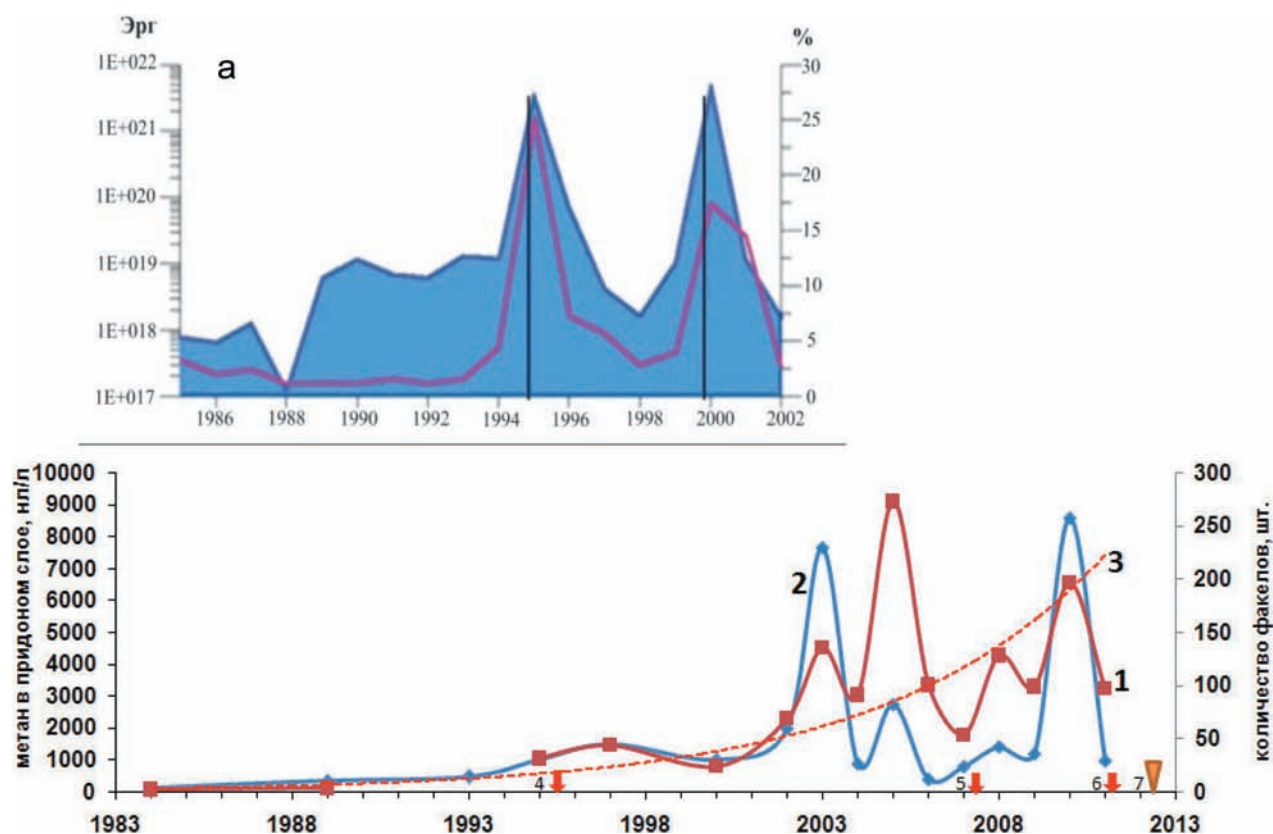


Рис. 123. Межгодовое изменение динамики количества газопроявлений типа «факел», средней концентрации метана в толще вод (1985–2012 гг.) и коровой сейсмичности о-ва Сахалин, его северо-восточного шельфа (1985–2002 гг.)

а) Верхняя кривая – распределение выделенной энергии землетрясений. Расчет сделан Е.А. Бессоновой [Кулинич и др., 2007] по 457 землетрясениям с амплитудами от 2.1 до 6.7. Нижняя (красная) кривая показывает процентное распределение количества землетрясений с магнитудой более 3. *б)* Динамика регистрации «факелов» и концентраций метана: 1 – количество потоков пузырей метана; 2 – концентрации метана (нл/л) в толще вод; 3 – экспоненциальный тренд динамики количества «факелов». Красные стрелки (слева направо): землетрясения Нефтегорское, Невельское и Тохоку. Оранжевый треугольник отмечает время регистрации гигантского газового факела 2012 г. на западном борте Курильской котловины [Шакиров и др., 2017]; *n* – количество факелов. В 2012 г. произошла смена района работ

по изотопно-газогеохимическим индикаторам (впадина Дерюгина, Курильская котловина и др.). При колебаниях сейсмической активности значительно изменяются интенсивность и объемы мигрирующих газов, происходит уменьшение мощности газовых сипов (вплоть до полного исчезновения) на некоторых структурах и появление новых факелов, резкое изменение концентраций газов в придонной воде и др. В других районах Охотского моря могут также наблюдаться краткие и длительные постсейсмические эффекты.

Взаимосвязь активности газовых выходов и распространения аномальных полей метана в северной части Северо-Сахалинского прогиба и Дерюгинской депрессии. Распределение метана в придонном слое показывает, что аномальные поля углеводородных газов приурочены к обла-

сти шельфа и склона западной части акватории. Отмечено, что на рубеже 1988–1989 гг. резко изменился уровень содержания метана в придонной воде северо-восточного присахалинского шельфа [Обжиров, 1993]. Аномальные концентрации метана в районе нефтегазовых месторождений возросли от 300–500 нл/л до 1500–2000 нл/л, а фоновые значения – от 30–50 нл/л до 70–90 нл/л. Этот факт объясняется активизацией сейсмотектонических процессов в северо-западной части региона, раскрытием зон разломов и выходом метана в водную толщу [Обжиров, 1993; Obzhirov et al., 2004]. То есть, высоко интенсивные аномальные ГПП возникают в случае поступления газов из геологических источников, особенно при сейсмической активизации разломных зон. К такому же выводу пришли исследователи [Lorenson et al., 2002],

изучавшие холодные сипы в заливе Монтерей (западное побережье Северной Америки). На восточном шельфе и склоне о-ва Сахалин в результате многолетних наблюдений установлено, что увеличение количества выходов метана и его концентраций в водной толще взаимосвязано с ростом межгодовой динамики коровой сейсмичности Сахалина [Кулинич и др., 2007], например, по наблюдениям с 1985 по 2002 г. (рис. 123). Сделан вывод, что распределение энергии землетрясений и динамики сейсмичности хорошо коррелируются с изменчивостью количества выходов пузырей метана и его концентраций в придонной воде. Наиболее сильные всплески этих параметров взаимосвязаны с сериями землетрясений в западной части Охотского моря и на сопредельных островах (Кунаширское, 1994; Нефтегорское, 1995; Хоккайдское, 2003; Невельское, 2007; Тохоку, 2011 и др.). Основной причиной увеличения количества выходов метана в воде восточного склона и шельфа Сахалина Охотского моря является активизация сейсмотектонических процессов в этом регионе, особенно с 2006 г. Здесь преобладает косейсмический и краткий пост-сейсмический эффект.

Это связано с тем, что в зонах разломов увеличивается тепловой поток, уменьшается давление, что приводит к разрушению газогидратов и образованию больших количеств свободного метана, который в виде пузырей поступает из недр в воду и атмосферу. Кроме того, при активизации зон разломов происходит более интенсивная миграция газа (метана) из-под подошвы газогидратов и нефтегазовых залежей и (или) нефтегазоносных пород к поверхности. Характерно, что и в этом случае не наблюдается каких-либо значительных изменений изотопного состава углерода метана и этана в газовых потоках на газогидратоносном участке в Дерюгинской депрессии. Результаты масс-спектрометрических измерений также указывают на преимущественно бинарную смесь микробных и термогенных газов. В первую очередь, это значит, что миграционный поток полигенетической газовой смеси в наблюдаемых районах носит метастабильный характер, установившийся на всей мощности наблюдаемого разреза. Этот важный вывод говорит о том, что если бы в толще осадочных отложений и подстилающего фундамента существовали бы некие изолированные очаги газов различного генезиса, то в результате землетрясений высокой интенсивности они были бы вовлечены в восходящие газовые потоки. Это явление обязательно нашло бы отражение в изменении изотопных соотношений, которые высоко-

чувствительны к примесям компонентов с другим изотопным составом даже в микроконцентрациях.

Сейсмотектоническая активность изученного района не является постоянной и выражается в активизации одних разломов и стабилизации других, что влияет на изменчивость интенсивности и распределения газовых потоков. Как следствие, значительно изменяются объемы мигрирующих газов, происходит уменьшение мощности газовых сипов (вплоть до полного исчезновения) на некоторых структурах и появление новых факелов, изменение концентраций метана в придонной воде в различные годы и др. При этом метан, этан и другие газы преимущественно мигрируют через зоны разломов (фильтрационно-фокусированная разгрузка), либо происходит эмиссия через зоны трещиноватости (фильтрационно-диффузионная разгрузка).

Взаимосвязь подводной газовой разгрузки с сейсмотектоникой в ХССО можно охарактеризовать преимущественно как краткую постсейсмическую с элементами косейсмической связи, проявляемой на грязевых вулканах. Газогеохимический отклик может составлять от первых дней до двух-трех месяцев.

6.2. Связь газогеохимических полей и сейсмотектоники Япономорского региона

Изучение связи газопроявлений и ГП Японского моря с сейсмотектоникой осложнено, в первую очередь, в связи с низкой газогеохимической изученностью. Тем не менее, установлено, что газовые потоки, ассоциирующиеся с газогидратоносными осадками в Цусимской котловине, подножий хребтов Садо и Окусири и Южно-Татарском прогибе возникли в зонах повышенных сейсмичности и теплового потока. Это отражается в аномалиях миграционных газов (метана, гелия и других). В приморской зоне Японского моря глубокофокусные землетрясения (для 21 события в период 1981–2009 г. глубины гипоцентров составили 312–584 км, магнитуда 4.6–7.2 балла), по-видимому, определяют длительное постсейсмическое влияние на газогеохимический режим, проявляя и поддерживая локальные процессы (например, «факелы», возрастание газонасыщенности подземных вод в скважинах на побережье и др.). Эта обстановка, например, выражается в существовании метастабильных очагов разгрузки природных газов, маркируемых по метану, гелию и водороду, а также проявлениям аутигенных карбонатов на континентальном склоне Приморья.

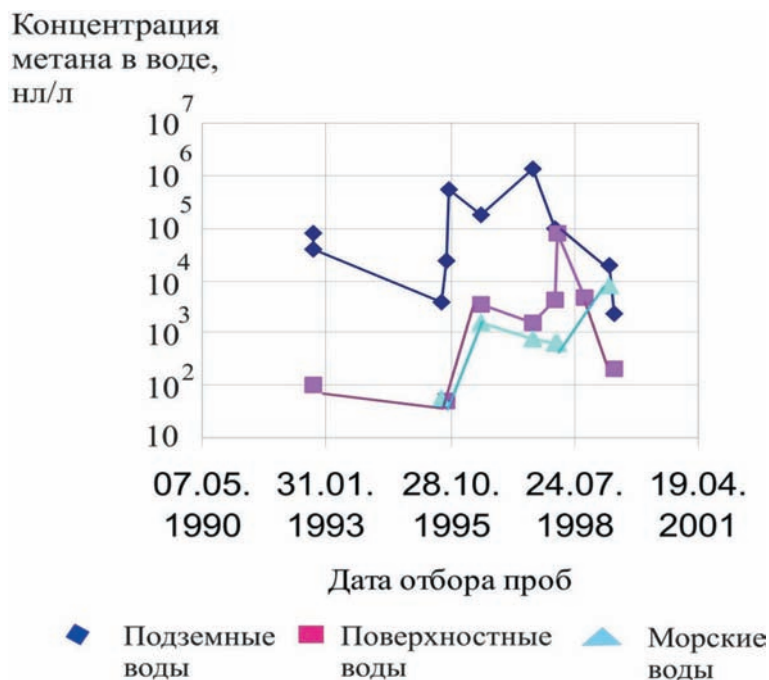


Рис. 124. Изменение концентраций метана (нл/л) в подземных, поверхностных и морских водах в Краскинской и Зарубинской депрессиях по [Мишукова и др., 2007]

Закономерная изменчивость концентраций газов выявлена также в гидрогеологических скважинах прибрежных структур.

В Японском море исследования проводились в недостаточном объеме, по сравнению с Охотским. Тем не менее, установлено, что газовые потоки, ассоциируемые с газогидратоносными осадками Цусимской котловины, подножий хребтов Садо и Окусири и восточной части Южно-Татарского прогиба возникли в зонах повышенной сейсмичности. На склоне хребта Окусири (где ранее были обнаружены газогидраты) зафиксированы косейсмические изменения морфотектонической обстановки после цунамигенного землетрясения 1993 г. (M 7.8, гипоцентр 30 км под хребтом, координаты 42°47 с.ш., 139°12 в.д.) [Takeuchi, 1998]. Здесь была отмечена активизация взбросов – разломов, которые в западной части Охотского моря, как правило, контролируют интенсивные газопроявления и газогидраты. Другим косейсмическим эффектом были оползни, вызвавшие нарушение бентосных биоценозов. Газогидратоносный хребет Садо является южным продолжением тектонической системы хребта Окусири, вместе они оконтуривают западный край зоны сжатия и контролируют расположение моногенетических вулканов щелочной серии. Вдоль этой зоны, как было указано в главе 5, закартированы многочисленные газогидрато-

носные структуры газовых выходов типа чимней (chimney).

Достаточно хорошо изучено пространственное распределение содержания метана и его изменчивость в водах и осадках зал. Петра Великого (1995–2015 гг.). В этот период на акватории зал. Петра Великого обнаружены аномальные ГПП метана (рис. 124) и выделены участки газовой эмиссии. В период 2012–2015 гг. лабораторией газогеохимии ТОИ ДВО РАН (н.с. Окулов А.К., ст. инженер Окулов А.К.) в сотрудничестве с ФГБУ ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга (руководитель к.г.-м.н. В.А. Щербаков) был выполнен мониторинг концентраций метана, гелия и водорода в донных осадках и придонной воде. Эти исследования показали неоднородность распределения газогеохимических полей этих газов и подтвердили наличие их метастабильных аномалий (очагов эмиссии) в пределах главных разломов этого района. В целом, аномальные поля по интенсивности группируются по структурно-формационным зонам. По комплексу аномалий высокой интенсивности выделяются структуры, вероятно, сейсмогенные, особенно в юго-западной части залива. Аномалии гелия достигают там 70 ppm.

По результатам мониторинга с 1992 г. по 2001 г. в кайнозойских депрессиях южного обрамления залива Петра Великого можно отметить, что ско-

Таблица 27. Землетрясения в Приморской зоне Японского моря (1981, 1983, 2008 и 2009 гг.)

Год, месяц, число	Координаты		Глубина, км	Магнитуда, балл
	Широта °с.ш.	Долгота ° в.д.		
1981 11 27	42.913	131.076	546.0	6.2
1983 10 08	44.229	130.741	557.0	6.1
1990 05 11	41.820	130.858	584.0	6.3
1994 07 21	42.340	132.865	489.0	7.2
1999 04 08	43.607	130.350	576.0	7.1
2000 02 13	42.853	131.572	530.0	6.0
2002 02 01	45.464	136.719	360.0	5.8
2002 06 28	43.752	130.666	565.0	7.2
2003 08 31	43.393	132.267	485.0	6.1
2004 05 20	43.125	136.413	312.0	5.5
2006 09 16	41.364	135.697	369.0	5.9
2007 03 09	43.224	133.526	444.0	6.0
2008 04 10	60 км северо-восточнее г. Находка		440	4.9
2008 05 19	42.503	131.872	524	5.7
2008 06 29	45.156	137.446	311	5.9
2008 10 23	42.02	131.31	548	4.8
2009 03.13	43.26	134.08	419	4.8
2009 04 07	29 км на юго-запад от Владивостока		520	4.7
2009 04 18	42.84	130.50	564.2	4.9

рость поступления метана из подземных источников на данной территории изменяется во времени, поэтому содержание метана в различных водах непостоянно. Произошло синхронное изменение его содержания в подземных, поверхностных и морских водах – повышение в 1995, а в 1997 – уменьшение во всех исследуемых водах. На сегодняшний день, по нерегулярной сети опробования в гидрогеологических скважинах побережья Южного Приморья нами выявлено повышение концентрации всех углеводородных газов вплоть до ураганных значений, а также местами водорода и углекислого газа. К таким районам относятся зоны главных разломов тектонических депрессий, Шкотовское плато, углегазовые объекты Угловского, Партизанского и Хасанского угольных бассейнов.

Возможно, изменение содержания метана связано с активизацией сейсмостектонических процессов, сопровождающихся увеличением содержания этого газа в поверхностных и подземных водах. В изучаемом регионе на момент проведения исследований сейсмическая активизация проявилась в ряде землетрясений в Северо-Восточном Китае, на территории Приморского края и глубинных событиях на акватории зал. Петра Великого, например в 1994 и 1999 гг. Сейсмическая активность в Приморском крае наблюдается и в настоящее время. Данные наиболее мощных землетрясений приводятся на сайте [National Earthquake Information

Center, 2009–2018]. По материалам этого сайта в таблице 27 приведены основные характеристики землетрясений для изучаемой территории.

Отметим, что в зал. Петра Великого до настоящего времени выявляются источники метана, близкие по положению к источникам, обнаруженным в 1995–96 гг. В целом содержание метана в заливе Петра Великого и его обрамлении меняется во времени, что, возможно, связано с колебаниями сейсмической активности на изучаемой акватории. Несмотря на признаки влияния сейсмических событий на изменение содержания метана, отчетливо выявить эту взаимосвязь в районе исследований сложно.

Глубокофокусные землетрясения, характерные для района, вряд ли имеют непосредственное отражение в газогеохимических полях, но скорее формируют газогеохимический режим, на фоне которого проявляются более локальные очаги дегазации литосферы, контролируемые сейсмостектоникой (длительный постсейсмический эффект). Эта обстановка выражается в появлении на дне залива дополнительных метастабильных очагов разгрузки природных газов, маркируемых по метану (рис. 125).

На Японской островной дуге ведется мониторинг эмиссии углекислого газа, сернистых и хлористых газов, выявлена взаимосвязь выбросов этих газов с вулканической активностью. Оценка эмиссии углеводородных газов, в частности ме-

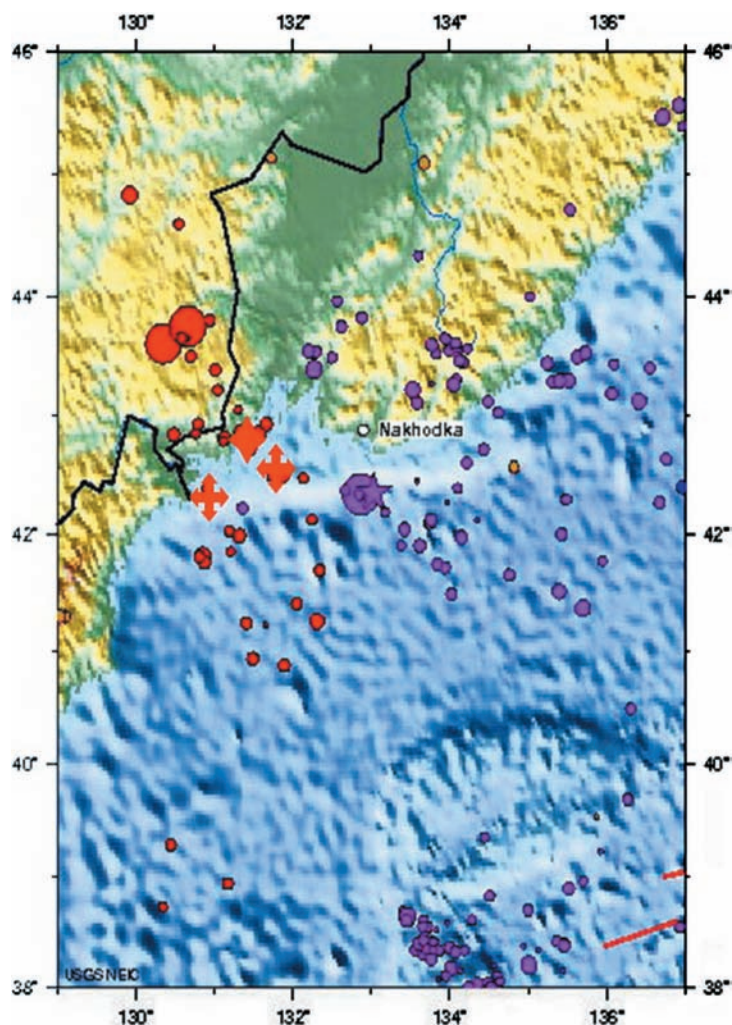


Рис. 125. Карта распределения глубокофокусных землетрясений в районе залива Петра Великого с 1990 по 2009 гг. [U.S. Geological Survey, 2015], и положение некоторых сейсмотектонически контролируемых очагов разгрузки метана (⊕). Выполнила к.г.н. Г.И. Мишукова

тана там пока не ведется. Хотя такие наблюдения были бы очень важны для установления углеводородного потенциала и сейсмически зависимого газогеохимического сигнала вулcano-магматических систем геоструктур переходной зоны СЗ сектора Тихого океана.

Совокупность приведенных сведений позволяет заключить, что глубокофокусные землетрясения, которыми отличается западная часть япономорского района, имеют длительную постсейсмическую связь с распределением и интенсивностью аномальных газогеохимических полей, проявляя слабые очаги эмиссии метана, и, по всей видимости, гелия и водорода (см. гл. 4). Сильные глубокофокусные землетрясения влияют на газогеохимический режим геоструктур, определяя характер газовыделений и интенсивности газогео-

химических аномалий на большой территории на длительное (вероятно, годы) время.

Краткий постсейсмический и косейсмический тип связи мелкофокусных сильных землетрясений характерен для газогидратоносных районов в восточной части Японского моря.

В Восточно-Китайском море, на островах Тайвань, Кюсю, Рюкю и др. ведутся измерения природных газов в связи с нефтегазоносностью, вулканической активностью и поисками газогидратов. Газогеохимические исследования в этом море были инициированы лабораторией газогеохимии ТОИ ДВО РАН [Обжиров, 1993]. Некоторые результаты этих исследований отражены в главе 5. Наиболее важные результаты были получены в районе трога Окинава. Высокие концентрации метана в придонном слое толщи вод обнаружива-

ются вдоль бортов трога, при этом над разломами в бортовых частях трога они максимальны (до 24000 нл/л), а в центральной части (грабен, заполненный эффузивными отложениями) – минимальны. Развитие грабеновых структур трога сопровождается магматической деятельностью. Трог Окинава представляет собой активную рифтовую систему, ограниченную кайнозойскими разломами, которые остаются активными и в настоящее время [Родников и др., 2014]. Сейсмичность этого района высокая, характеризуется многочисленными как мелкими, так и промежуточными землетрясениями, достигающими М 7 [Родников и др., 2014], особенно в зонах островных дуг. Развитие грабеновых структур трога сопровождается магматической деятельностью, проявленной в образовании активных гидротермальных систем (см. гл. 5). Эти системы являются поставщиками магматического углекислого газа, в том числе с формированием его гидратов и изотопно «тяжелого» метана, содержание которого достигает 10 % об. Газогеохимические измерения, выполненные в Восточно-Китайском море, северо-восточнее о-ва Тайвань в районе контакта трога Окинава с островным склоном показали, что в верхних горизонтах морской воды (0–200 м) концентрации метана превышают равновесные значения 100–260 нл/л. В этом же районе обнаружены интенсивные потоки метана из пород морского дна. Например, аномальное поле концентраций метана в придонной воде на глубине около 1400 м достигает 23730 нл/л – уровень, характерный для газогидратоносных районов Охотского моря. Потоки метана из недр в районе трога Окинава имеют широкое распространение: они обнаружены как в его юго-западной, так и в центральной частях [Обжиров и др., 1993; Обжиров и др., 1999; Ishibashi et al., 1995]. Восходящие потоки газов обусловлены активными, вероятно сейсмозависимыми и, главным образом, эндогенными геологическими процессами (тектоническими, гидротермальными и др.), и требуют дальнейших исследований. В целом в районе трога Окинава происходит насыщение водных масс метаном в различных концентрациях, причем важную роль выполняет стратификация толщи вод [Обжиров, 1995], как и в Охотском море [Shakirov et al., 2005]. В ряде районов повышение концентраций метана связано с его привнесением течением Куроисио (Цусимской ветвью), которое проходит в районе трога Окинава и насыщается потоками метана из недр. На распределение метана, вероятно, влияют также апвеллинг и турбидитные потоки (“turbidity tongue”).

Газово-флюидные гидротермальные проявления в трог Окинава являются поставщиком не только метана и углекислого газа, но и оказывают влияние на распределение редкоземельных элементов в толще вод [Duc Luong et al., 2018]. В ряде районов происходят частые и сильные землетрясения, здесь должен преобладать косейсмический и краткий пост-сейсмический тип связи аномальных газогеохимических полей с сейсмичностью.

6.3. Связь газогеохимических полей и сейсмотектоники Южно-Китайского моря

Следующим районом для исследования региональных аспектов взаимосвязи ГПП с сейсмотектоникой является Южно-Китайское море (ЮКМ). ЮКМ хорошо подходит как полигон для анализа распределения газогеохимических полей в условиях низкой сейсмичности. Это море выделяется особенной историей геологического развития, развитием некомпенсированных тектонических прогибов, уникальными залежами нефти и газа в кристаллическом фундаменте, немногочисленными газопроявлениями на фоне «спокойного» газогеохимического режима. Геодинамика ЮКМ определяется взаимодействием трех литосферных плит: Тихоокеанской, Индо-Австралийской и Евразийской. Южно-Китайское море известно промышленной нефтегазоносностью фундамента Южного Привьетнамского шельфа [Арешев, 2003; Гаврилов и др., 1995], обсуждаются перспективы нефтеносности фундамента центрального и северного шельфов [Вовк и др., 2008]. Южно-Китайское море является низкосейсмичным бассейном в западном и центральном районах, зажатым между четырьмя литосферными плитами, и с востока формируемым зоной субдукции [Родников и др., 2011], которая, однако, не является определяющим фактором в формировании этого моря [Кулинич и др., 1989]. В отношении углеводородов привьетнамский шельф, склон и даже глубоководные районы являются высокоперспективными. Залежи нефти и газа, в том числе знаменитые залежи в гранитоидном фундаменте, выявлены в пределах шельфа Южного Вьетнама, а газоконденсатные месторождения — в неогеновых отложениях Ханойской депрессии на севере страны. Оба района расположены в обширных, но мало изученных зонах прогибания. Выделение метана из угольных месторождений, начальные ресурсы и потоки которого на Дальнем Востоке исследуются лабораторией газогеохимии [Гресов и др., 2009], также является сейсмозависимым

явлением, недостаточно изученным в настоящее время. Во Вьетнаме большая часть месторождений угля (бурый и антрацит) находится на северо-востоке страны. Главный угольный бассейн – Куангниньский (Хонгайский) поздне триасового возраста (северо-восточный Вьетнам), в котором разрез угольной толщи общей мощностью 1500–1700 м содержит до 30 угольных пластов средней мощностью 2.7–10.7 м. Многие месторождения в районе исследований разрабатываются открытым способом, на побережье Тонкинского залива из мелких скважин выходит метан. Основные угольные месторождения: Кокшау (запасы 500 млн т), Деонай (250), Хату (350), Каошон (400), Маохе (381), Вангзянг (около 400). На некоторых из них (Хату, Каошон) под руководством автора в 2012–2015 гг. был проведен отбор подпочвенных газов и образцов угля (бурый уголь и антрацит). Антрацит (в основном разрабатываемый карьерным способом), является источником аномальных полей водорода, углекислого газа, но бурый уголь, особенно к юго-западу от рифта Красной реки, является поставщиком углеводородных газов, по составу близких к конденсатному ряду. Неогеновые угли представлены бурыми разностями в основном в Ханойской депрессии на горизонтах до 800 м ниже дневной поверхности. Главная продуктивная часть угленосной толщи мощностью более 300 м содержит около 40 угольных пластов средней мощностью 1–2 м. Запасы оцениваются в несколько десятков млрд т [Geology and Earth resources..., 2011].

Газогеохимические исследования в северной части Вьетнама, выполняемые Совместными Российско-Вьетнамскими лабораториями: ТОИ ДВО РАН – Институт морской геологии и геофизики Вьетнамской академии наук и технологий (ИМГГ ВАНТ) и ДВГИ ДВО РАН – ТОИ ДВО РАН – Институт геологических наук ВАНТ, – с каждым годом приносят новые факты о широком распространении активных проявлений метана и его гомологов, углекислого газа, окиси углерода, водорода и гелия. Например, на склоне горы Фансипан (северо-западный Вьетнам) в термальных источниках в 2016 г. были впервые обнаружены аномальные концентрации метана (к.г.-м.н. Сырбу Н.С., лаборатория газогеохимии ТОИ ДВО РАН) [Tuuyen et al., 2018]. В этом районе с помощью комбинаторного алгоритма распознавания КОРА-3 были выделены сейсмогенные узлы и описана возможность генерации землетрясений $M > 5-7$ [Tuuyen et al., 2018]. В Южно-Китайском море установлено выделение метана в атмосферу

[Rehder, Suess, 2001], объемы которого в целом невелики (по сравнению с Охотским и Японским морями) [Шакиров и др., 2019, в печати] (см. ниже). Это, вероятно, обусловлено низкой современной газоактивностью дна Южно-Китайского моря, что связано с его низкой сейсмичностью. Здесь, вероятно, преобладает до-сейсмический и долговременный пост-сейсмический тип связи газогеохимических полей с землетрясениями.

Целью данного раздела является исследование газогеохимических полей на северо-западной акватории Южно-Китайского моря и сравнение их с газогеохимическими полями центральных и южных районов привьетнамского шельфа. В качестве одного из полигонов для исследований выбран залив Тонкин (залив Бакбо, осадочный бассейн Бейбуван), как один из наименее изученных и сопряженных с крупнейшей рифтовой системой реки Красная. В северном Вьетнаме и на его побережье зарегистрированы большинство землетрясений, по сравнению с центральными и южными районами (рис. 126); [Phuong, 1991]. Здесь выделяется протяженный линейный район эпицентров землетрясений в зоне рифта Красной реки, который состоит из разломов глубинного заложения, а смещения по ним регистрируются для всего времени тектонического развития северного Вьетнама [Phuong, 1991]. Разломы линейамента Красной реки протягиваются с континента в Тонкинский залив и в настоящее время активизированы: по ним происходят правосторонние смещения, которые отвечают за возникновение многочисленных сильных коровых землетрясений ($M < 7$; Phuong, 1991). Вдоль рифта Красной реки установлено не менее ста проявлений термальных вод, а авторскими исследованиями [Шакиров и др., 2015] выявлены аномальные газогеохимические поля термогенных углеводородных газов, а также гелия, водорода и углекислого газа. Эти данные подтверждены анализом химического состава осадков и биомаркерами (например, Pr / Ph 0.8–1.1) и другими [Шакиров и др., 2015].

В 2012–2014 гг. на основе авторских исследований впервые показано [Акуличев и др., 2015], что в осадках, придонной и поверхностной воде в бассейне Бейбуван, и островном и прибрежном обрамлении существуют АГП метана (главным образом низкой и средней интенсивности), углеводородных газов, углекислого газа, гелия и водорода. На морской площади бассейна за историческое время зарегистрировано не более 20 землетрясений. Это обусловлено низкой сейсмической активностью северо-западной части

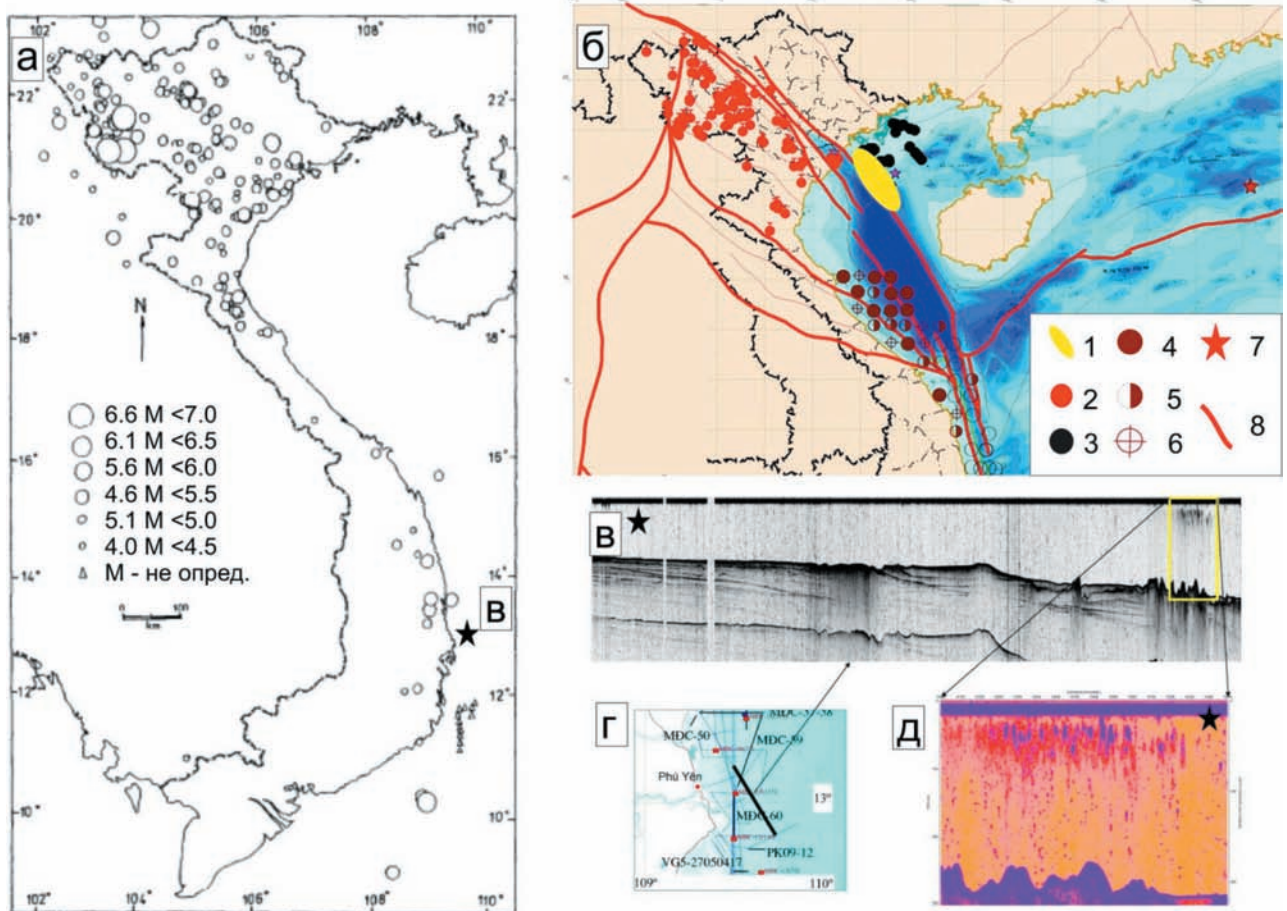


Рис. 126. Карта землетрясений (а); геотермальных проявлений (б), глубина скважин 30–40 м: 1 – участок увеличения интенсивности АГП и концентраций химических элементов (Fe, As, Al/Si и других), появление аноксидных биомаркеров; 2 – геотермальные проявления; 3 – станции 2013–2014 гг.; 4 – аномальные поля метана средней интенсивности; 5 – аномальные поля метана низкой интенсивности; 6 – фон метана; 7 – газогидраты; 8 – разломные зоны; в – разрез НСП (желтым прямоугольником обозначен газифицирующий участок); г – положение профиля НСП (также см. на рис. а); д – пузыри газа в толще вод

Южно-Китайского моря [Родников и др., 2014], но также, видимо, связано с недостатком инструментальных наблюдений.

Газогеохимические данные вынесены на временные разрезы сейсмического профилирования, что дало возможность выявить приуроченность аномальных газогеохимических полей к тектоническим разломам. Судя по низким отношениям метана к углеводородным газам ряда C_2-C_5 , распределению аномалий водорода, углекислого газа и гелия на картах разломов, сделан вывод о преимущественно миграционном происхождении газовых аномалий. Наличие термогенных углеводородных газов, биомаркеров пристана и фитана, в совокупности с геологическими данными, определяет положительный нефтегазоносный потенциал осадочного бассейна Бейбуван, контро-

лируемого с запада рифтом реки Красная, где выявлены ураганные концентрации метана (13 мл/л) в пресноводных источниках.

Вьетнам расположен на стыке Тихоокеанского геосинклинального пояса и Средиземноморского геосинклинального пояса [Горная энциклопедия, 2015]. Отдельные части территории Вьетнама связаны со следующими крупными регионально-тектоническими единицами – Катазиатской каледонской геосинклинальной складчатой системой, подвижной частью Южно-Китайской платформы, Восточно-Индокитайской (Северо-Вьетнамской) складчатой системой, Индосинийским срединным массивом, Западно-Индокитайской (Лаосско-Малайской) складчатой системой. Исследования выполнены в северо-восточном Бакбо, который относится к подвижной окраине

Южно-Китайской платформы и юго-западному окончанию Катазиатской системы. Образования древнего фундамента платформы (гнейсы, кварцы, кристаллические сланцы, мраморы, гранитоиды) перекрыты верхнепротерозойскими и палеозойскими терригенно-карбонатными отложениями. Вдоль северо-восточного побережья залива Бакбо (юго-запад Катазиатской системы) терригенно-эффузивные отложения кембрия, ордовика и силура сильно смяты с образованием складчатого комплекса нижнего палеозоя. Мезозойские вулканогенно-осадочные и терригенные толщи выполняют отдельные прогибы и впадины. Позднепалеозойские и мезозойские интрузии кислого и основного состава связаны с разломами. В этой части страны установлены месторождения каменного угля и антрацитов в поздне триасовых грабенах, титаномагнетитовых руд, связанных с габброидами, железных руд – в скарнах мезозойских интрузий, гидротермальных руд свинца и цинка – в пермо-триасовых гранитоидах и кислых вулканитах триаса, бокситов – в отложениях перми, руд олова и вольфрама – в гранитах мел-палеогенового возраста и в современных аллювиальных россыпях и др. Газоконденсатные месторождения, бурые угли и антрациты установлены в Ханойской депрессии, а акватория залива Бакбо потенциально перспективна на нефть и газ.

Распределение газогеохимических полей в придонном слое толщи вод. Комплексные геолого-геофизические экспедиции в Южно-Китайском море были организованы ТОИ ДВО РАН, например НИС «Александр Несмеянов» (1983), «Морской геофизик» [1989], «Профессор Богоров» [1995] и др. В этих геолого-геофизических экспедициях закладывалась основа изучения геологического строения Привьетнамской части Южно-Китайского моря, которая способствовала пониманию тектонического строения дна и открытию залежей углеводородов. Начало газогеохимических исследований тесно связано с нефтепоисковыми работами СССР во Вьетнаме. Группа из лаборатории газогеохимии под руководством А.И. Обжирова занималась изучением распределения природных газов (метана, тяжелых углеводородов и других газов) в придонном слое воды на шельфе и склоне для газогеохимического прогноза залежей углеводородов. В экспедициях были обнаружены аномальные поля метана и УВГ, которые в комплексе с геофизическими исследованиями характеризовали положительно перспективы открытия месторождений нефти и газа во Вьетнамском море, что в дальнейшем подтвердилось. На

перспективных структурах с участием треста «Дальморгеофизразведка» (г. Южно-Сахалинск) были выполнены геофизические и буровые работы, в результате которых были открыты месторождения нефти и газа на шельфе южной части Вьетнамского моря (Меконгская впадина и другие структуры). Из них в настоящее время добывается около 15–17 млн т нефти в год [Geology and Earth resources..., 2011].

Исследованиями лаборатории газогеохимии в 80-х гг. в западной части Южно-Китайского моря обнаружена резкая изменчивость концентраций метана в придонной воде. Аномальные концентрации метана обнаружены в северной и южной частях Привьетнамского шельфа. Максимальная концентрация метана – 1540 нл/л встречена в южной части шельфа на станции М33-37 с координатами 09°07'1 с.ш. и 108°08'5 в.д. на глубине 230 м (рис. 126). Вокруг этой станции в придонной воде на глубинах 110–280 м зафиксировано аномальное поле метана с концентрациями 500–1000 нл/л, что превышает его фоновые содержания в 10–50 раз. В этом аномальном поле метана встречены небольшие концентрации – 0.5–1.0 нл/л тяжелых углеводородов – этана и пропана.

По особенности распределения газогеохимических полей метана привьетнамский шельф можно разделить на 3 газогеохимические провинции: Северную, Центральную и Южную. Северная расположена между широтами 18° с.ш. и 15° с.ш., Центральная ограничена широтами 15° с.ш. и 11° с.ш., Южная простирается между широтами 11° с.ш. и 7° с.ш. Морфологически эти части так же различны. Северная и Южная занимают пологий и широкий шельф, Центральная характеризует узкий шельф, с крутым склоном. В Северной провинции Привьетнамского шельфа обнаружено обширное поле аномальных концентраций метана в придонной воде в осадочном бассейне рифта реки Красная (рис. 126). Оно имеет северо-западное простирание в направлении от г. Да Нанг к станции Б38-4 (координаты станции 18°00'25 с.ш. 107°39'27 в.д.). На этой станции на глубине 70 м и соседней станции Б38-5 (17°40'10 с.ш. 108°00'10 в.д.) на глубине 88 м обнаружены максимальные концентрации метана 250 нл/л и 230 нл/л, соответственно. Кроме этой территории повышенные концентрации метана встречены на отдельных станциях прибрежной полосы шельфа. Такое распределение метана характеризует наличие АГП. Так как интенсивность АГП здесь слабая и почти отсутствуют тяжелые углеводородные газы, можно предположить, что продуктивные нефтегазовые ловушки

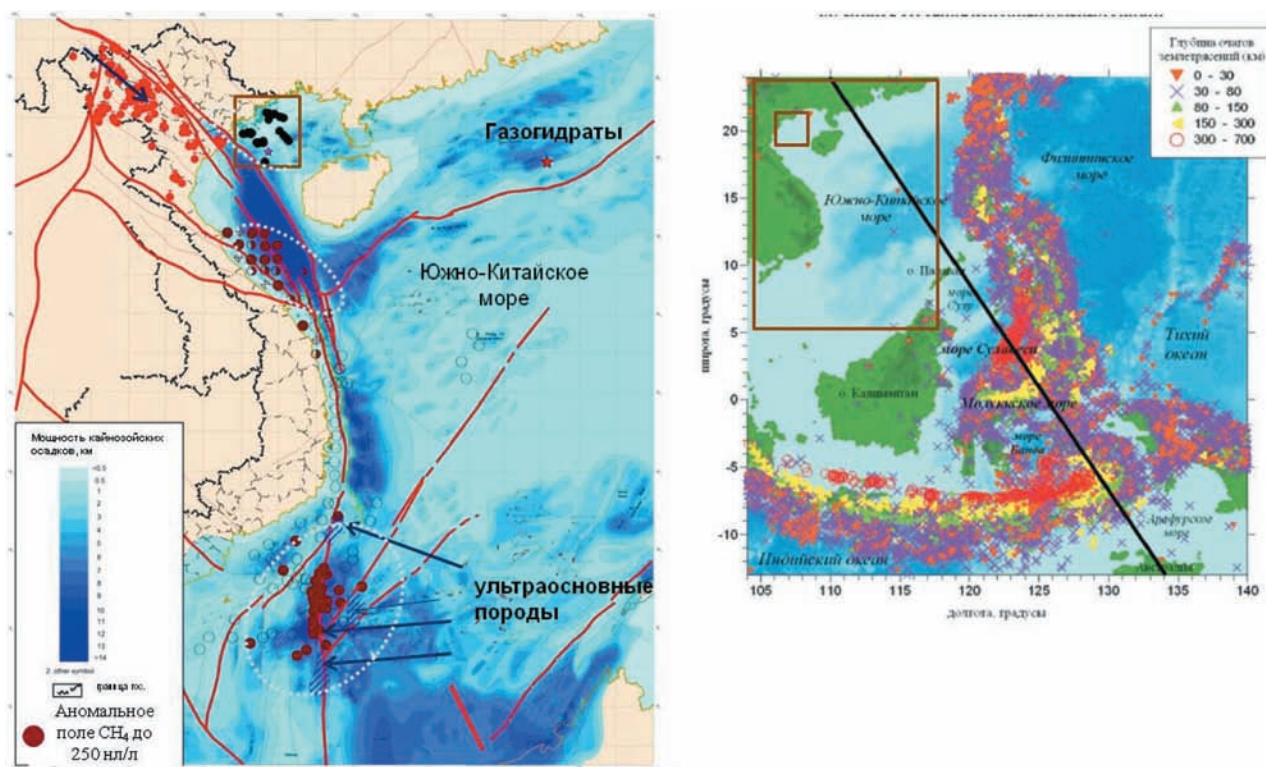


Рис. 127. Распределение газогеохимических полей метана в Южно-Китайском море на карте мощности осадочного чехла

Красными линиями показаны основные разломы. Красные точки на Северном Вьетнаме – выходы термальных вод. Квадратами обозначены районы работ 1983–1989 гг. и 2012–2014 гг. (залив Тонкин). Правый рисунок – карта землетрясений региона Южно-Китайского моря [Родников и др., 2014]

залегает на глубине свыше 3000 м и контролируется зоной разлома. Наличие разлома подтверждается присутствием здесь высоких концентраций – 0.40–0.50 мл/л углекислого газа. Отдельные поля повышенных концентраций метана в прибрежной части шельфа характеризуют положительные перспективы поисков здесь нефти и газа при благоприятных геологических условиях.

В Центральной газогеохимической провинции привьетнамского шельфа зафиксированы фоновые концентрации метана (30–40 нл/л, глубины 100–400 м). В интервале глубин 200–400 м здесь наблюдались повышенные концентрации углекислого газа – 0.74–0.79 мл/л. В целом в 80 годах здесь были обнаружены фоновые поля метана и повышенные концентрации углекислого газа, что говорило о пассивности геологических процессов, залегании древних вулканических структур близко к поверхности, наличии между ними тектонических границ и отсутствии нефтегазоносной толщи. В настоящее время в этом районе появились свидетельства регистрации газовых «факелов» и перспектива обнаружения газопроявлений на вы-

ходах вулканогенных структур и в зонах разуплотненных выступов.

Наибольший объем газогеохимических исследований выполнен в юго-западной части Привьетнамского шельфа, примыкающего к дельте р. Меконг (рис. 127). В этом районе в придонной воде обнаружены аномальные поля метана, водорода и углекислого газа в зоне меридионального разлома, который простирается вдоль границы шельфа и склона западной части ЮКМ на глубинах моря 200–300 м. Присутствие аномалий метана и его гомологов характеризует наличие углеводородного потенциала, водорода – глубинности и сейсмо-тектонической активности этой зоны, углекислого газа – наличие интрузивных комплексов в ней [Обжиров и др., 1985]. Фоновые ГПП метана (10–20 нл/л) обнаружены в глубоководной (500–3800 м) части моря. На шельфе (глубины 30–200 м) и склоне (глубинах 200–500 м) концентрации метана увеличивались до 30–40 нл/л. При этом, изменчивость аномальных полей метана связана с нефтегазоносностью пород фундамента и осадочного чехла континентального

шельфа, а не с землетрясениями, как в некоторых районах Охотского и Японского морей. В настоящее время газогеохимические исследования на шельфе Южного Вьетнама также проводятся ВНИИ «Океангеология» [Илатовская и др., 2012]. В данной работе показано, что при отсутствии факелов, аномальные газогеохимические поля углеводородных газов (АГГП УВГ) на исследованном участке Коншонской площади имеют миграционное происхождение, при основном термогенном источнике газогенерации. Установлен процесс миграции углеводородных газов через осадки в водную толщу. На шельфе Центрального Вьетнама также известно проявление грязевого вулканизма [Korff, 2002].

Среднеинтенсивные АГГП метана до 1540 нл/л, которые сопровождаются следовыми количествами УГВ, встречены на структурах Меконгской, Белый Тигр, Южно-Коншонской, Западно-Нутовской – в настоящее время с доказанной нефтегазоносностью. Это указывает на то, что в низкосейсмичных районах слабо- и среднеинтенсивные АГГП являются индикатором нефтегазовых залежей. Важно, что данные структуры находятся в районе южного окончания проградационного клина океанической коры [Кулинич и др., 1989]. Сходная картина существует в Японском море – в трогe Гензан обнаружены низкоинтенсивные АГП метана, при этом данный трог является южным апофизом блока океанической коры [Кулинич, Валитов, 2011]. Таким образом, в практике региональных нефтегазопроисловых работ следует уделить внимание особенностям глубинного строения, а именно зонам с взаимодействием разных типов земной коры. Газогеохимические критерии указывают на то, что в окраинных морях Востока Азии перспективы открытия нефтегазовых залежей и газогидратов являются также высокими на тех многочисленных структурах, где еще поисковые работы не выполнялись. В настоящее время с участием автора в качестве эксперта, Центр планирования и исследования природных ресурсов и окружающей среды Вьетнамской администрации островов и морей Министерства природных ресурсов СРВ проводит геохимическую съемку в районе Ту Чин – Вунг Мэй на юго-западе Южно-Китайского моря до глубин 2800 м. Предварительные результаты показывают, что основное полезное ископаемое, возможное в этом районе – нефтяные или нефтегазовые залежи в разрезе до олигоцена. Еще одним видом полезных ископаемых можно рассматривать гемипелагические карбонатные серые глины, которые, на взгляд автора, нуждаются в оценке на бальнеологические

и косметологические свойства. Район представляет собой область растяжения, в условиях которого низы осадочной толщи и дислоцированный фундамент могут формировать коллекторы за счет дилатансии: создаются условия для перетока углеводородов из облекающих материнских толщ. Этим могут объясняться крупные запасы нефти в кристаллическом фундаменте впадин Кыулонгской и Намконшон. В таких условиях сильные восходящие потоки метана не формируются, также как и структуры типа чимней. Активных разломов очень мало и при низкой сейсмичности района вероятность их обнаружить небольшая. Тем не менее, диффузионное просачивание является причиной аномалий метана и других УВГ по бортам складчатых структур по аналогии с внутриконтинентальными месторождениями. В таких условиях газогеохимическая съемка может быть особенно эффективна при поисках традиционных залежей нефти и газа. Приповерхностные газогидраты необходимо искать в условиях сжатия, или сжатия со сдвигом (например, в районе Восточно-Вьетнамского разлома и др.). При этом должны совпасть термобарические условия, поток метана, достаточное количество поровой воды, благоприятная литология осадков, структуры типа «чимней» – структуры газовых каналов в верхней части осадков, перспективные на газогидраты в окраинных морях. Район является перспективным на обнаружение реликтовых газогидратов, например, в отложениях верхнего миоцена.

О потоке метана в атмосфере в Южно-Китайском море. В связи с тем, что метан является активным «парниковым» газом, концентрация которого в атмосфере возрастает [Мишукова и др., 2007], то исследование зон его эмиссии, особенно в нефтегазоносных районах, является одной из важных задач современной океанографии. В целом низкосейсмичное Южно-Китайское море в этом аспекте изучено недостаточно, ниже приведены новейшие данные об особенностях потока метана в некоторых районах [Шакиров и др., 2019, в печати].

В рамках комплексной экспедиции Российской Академии наук на НИС «Академик Борис Петров» (рейс № 42) сотрудниками лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН (к.г.-м.н. А.В. Яцук, ведущий инженер И.Г. Югай) выполнен региональный профиль газогеохимических исследований (3180 км, 140 точек) в Южно-Китайском море в период 10–16 января 2017 г. Измерения концентрации метана (газовый хроматограф ЭХО-ЕВ-ПИД), а также температуры и солености (термосалинограф SBE45) в 4-метровом поверхностном слое

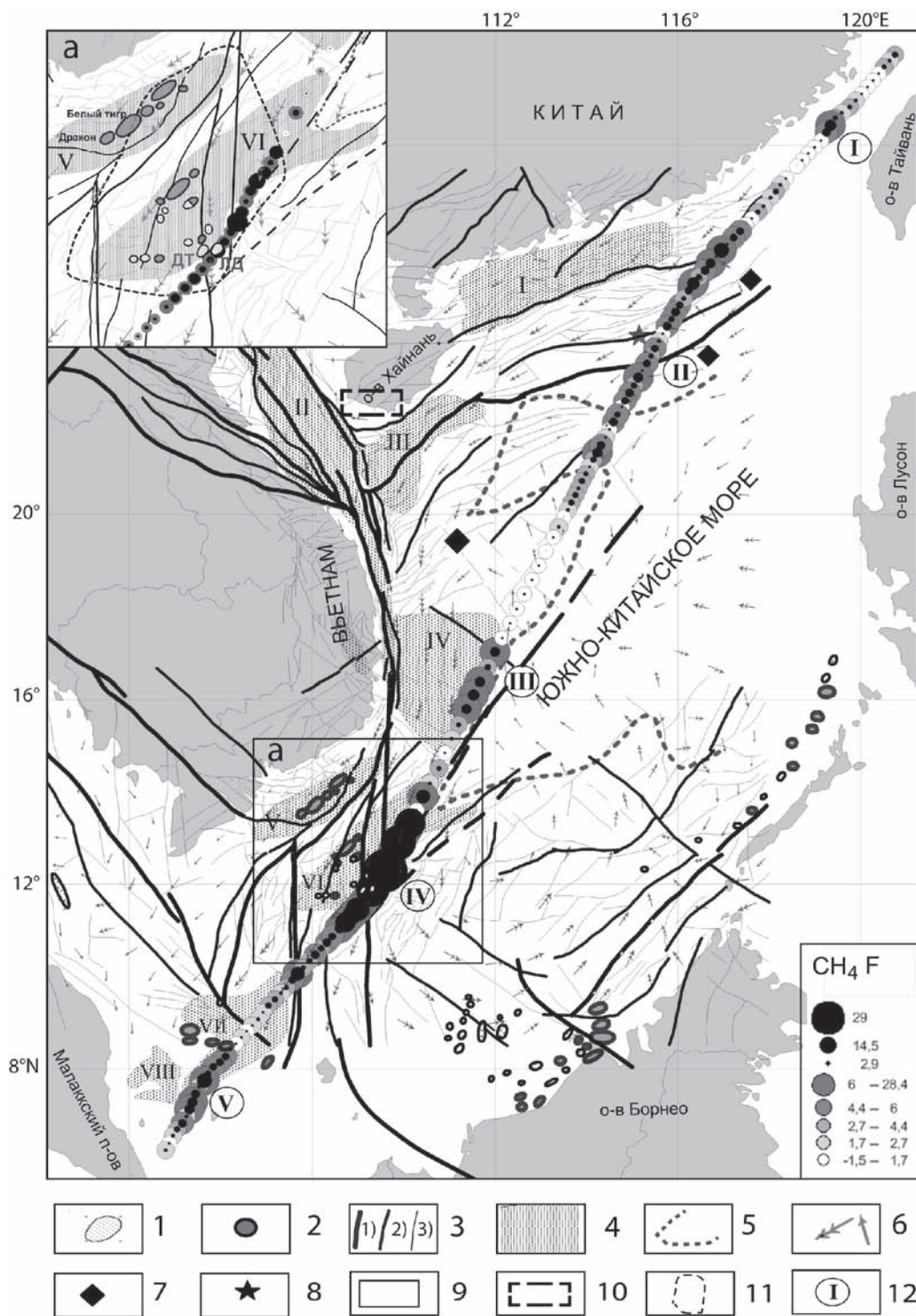


Рис. 128. Распределение потока метана в атмосферу по региональному газогеохимическому профилю на тектонической карте Южно-Китайского моря

1 – газовые залежи; 2 – нефтяные залежи; 3 – разломы: 1) – первого порядка, 2) – второго порядка, 3) третьего порядка; 4 – основные осадочные бассейны (палеоген, синрифтовые осадочные толщи с высоким содержанием углерода): I – дельты Жемчужной реки, II – Шон Хон, III – Кионгдонган, IV – Фу Хань, V – Ку Лонг, VI – Нам Кон Шон, VII – Натунский, VIII – Малаккский); 5 – схематичный контур границ блока океанической коры; 6 – направление поверхностных течений в зимний период; 7 – участки нефтегазопромышленного бурения КНР; 8 – газогидратоносный участок; 9 – врезка; 10 – район с активными выходами углеводородных газов на дне шельфа о-ва Хайнань [Di et al., 2014], 11 – аномальное поле метана в придонном слое (100–250 нл/л), обнаруженное в 1983 г.; 12 – обозначения и порядковый номер зон эмиссии метана в атмосферу (см. рис.). Месторождения газа: ДТ – Дан Тай, ЛД – Лан До. CH₄ F – поток метана (моль/км²×сут.). Проекция WGS 84

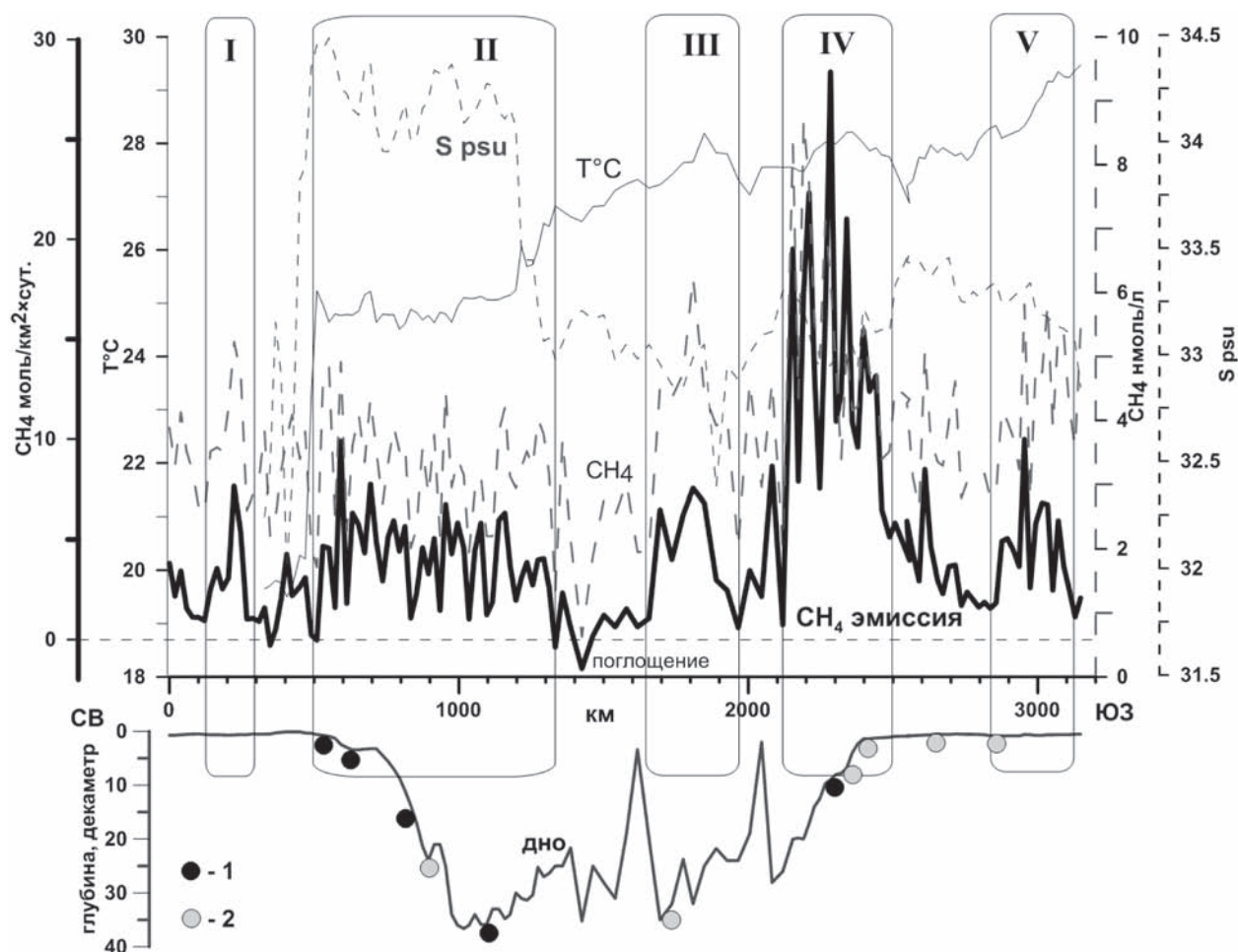


Рис. 129. Диаграмма потока метана на границе «вода – атмосфера», гидрологических параметров в поверхностном слое толщи вод и профиль дна.

I–V – зоны метановой эмиссии в атмосферу. Проекция тектонических разломов на дно моря: 1 – второго порядка; 2 – первого порядка. S psu – солёность (‰), T °C – температура, CH₄ нмоль/л – концентрация метана (наномоль/литр), CH₄ моль/км²×сут – поток метана в атмосферу

морской воды и метеорологические наблюдения (метеостанция Davis Vantage Pro2) для расчета потока метана на границе «вода – атмосфера» проведены от Тайваньского пролива до шельфа Маллакского полуострова (рис. 128). Расчет газообмена выполнен к.г.н. Г.И. Мишуковой по методике, учитывающей как газогеохимические, так и гидрометеорологические и гидрологические параметры [Мишукова и др., 2007]. Получены значопеременные значения с преобладанием эмиссии метана в атмосферу. Суммарное значение величин потока метана по профилю составило 663 моль / км² × сут. при интервале 1.45–28.4 моль / км² × сут. (медиана 3.65) и концентрациях метана 0.6–9 нмоль/л. Содержание метана в приводном слое атмосферы составило 1.43–1.72 ppm (30 измерений).

В результате анализа данных выявлено 5 основных зон эмиссии метана в атмосферу (рис.

129). Первая, протяженностью 110 км (глубины 50–72 м), обнаружена в Тайваньском проливе с максимумом потока метана 7.7 моль/км²×сут. Ее возникновение, возможно, связано с эмиссией метана по тектоническим разломам, но нуждается в дополнительном изучении.

Вторая самая обширная зона (длина около 800 км) с пилообразным профилем эмиссии метана выявлена при пересечении континентального склона по диагонали на глубинах от 75 до 3665 м. Тектоническое строение района характеризуется плотной сетью разломов с преобладанием их северо-восточного простирания. Отрезок 500–630 км с максимум эмиссии 10 моль/км²×сут. располагается над разломной зоной в верхней части континентального склона. В этом районе установлены газогидраты, признаки нефтегазоносности и масштабных палеовыбросов метана (см. рис. 128)

[Han et al., 2013; Wu et al., 2011b]. Зона эмиссии указывает на распространение аномального поля метана от его источников, вероятно в виде нефтегазовых и газогидратных залежей.

Третья зона маркирует восточный борт осадочного бассейна Фу Хань практически на все его протяжении (300 км, глубины 2000–3500 м). Профиль потока имеет куполообразную форму со значениями от 1 моль/км²×сут. по краям до 7.54 моль/км²×сут. в центральной части. Нефтегазонасность этого бассейна еще не исследована, но полученные на сегодняшний день признаки его углеводородного потенциала в виде больших мощностей осадочного чехла (до 11 км), глубинных разломов, наличия коллекторов рифогенно-карбонатной природы на разуплотненных выступах кристаллического фундамента [Лукин, 2007] и другие, характеризуют ее положительно. Вдоль восточного борта бассейна выделена граница коры океанического типа. Глубинные зоны проницаемости, сформированные в условиях перехода одного типа коры в другой, формируют особые очаги дегазации литосферы. Это проявлено в зоне IV.

Четвертая зона является наиболее интенсивной по потоку метана (максимум 30 моль/км²×сут., концентрации до 9 нмоль/л) и имеет наиболее ясную связь с геологическим строением. Она прослеживается на 500 км при глубинах 200–2000 м. Наиболее контрастный центральный участок длиной около 300 км маркирует восточный борт нефтегазонасного бассейна Нам Кон Шон. Зона IV является в своем роде классическим примером проявления потока метана из залежей углеводородов (группа месторождений Дракон, Белый Тигр, Лан До, Дан Тай и др.) по зонам глубинных разломов, контролирующих уступ континентального склона в районе реликтового спредингового центра на южном окончании проградационного клина океанической коры [Vrias и др., 2016] (см. рис. 128). В этом же районе ранее было обнаружено обширное аномальное поле миграционного метана в придонном слое толщи вод (см. рис. 128a) [Обжиров, 1993]. Анализ схемы поверхностных течений в период наблюдений позволяет говорить о местном происхождении зоны метановой эмиссии. Далее, к югу по профилю отчетливо проявляется локальный пик эмиссии метана (8.5 моль/км²×сут.) над разломом первого порядка при глубине моря 66 м.

Последняя V зона длиной около 260 км обнаружена над районом Натунского и Малайского осадочных бассейнов, на шельфе с глубинами 50–100 м. Там открыты не менее пяти нефтяных месторождений, а поток метана достигает 10

моль/км²×сут. при концентрациях до 4–6 нмоль/л в центральной части и по абсолютным значениям сопоставим с зоной II.

На скорость газообмена при низких скоростях ветра 1.5–6.5 м/с в зонах I и V, а также в северной части зоны II основное влияние оказывала термическая конвекция, имеющая зависимость от температуры и солености воды. Обрушение волн и схлопывание газовых пузырьков определяли величину потока метана при более высоких скоростях ветра, наблюдавшихся в южной половине зоны II (скорость ветра 2–10 м/с), в зонах III (3–13 м/с) и IV (3–9 м/с). Между зонами I, II и III установлены участки с минимальными значениями эмиссии и поглощением метана (сток) из атмосферы (до -1.45 моль/км²×сут.). Между зонами III, IV и V получены значения потока метана в атмосферу с минимальными значениями. В целом, абсолютная максимальная величина потока метана в атмосферу на профиле в десять раз меньше, чем в Охотском море (до 300 моль/км²×сут.). Одним из факторов, объясняющих невысокие значения потока в Южно-Китайском море, является его низкая сейсмичность [Родников и др., 2014], которая сильно влияет на интенсивность эмиссии природных газов в окраинных морях [Шакиров, 2016; Шакирова и др., 2017]. В этой связи аномальные поля метана и углеводородных газов низкой и средней интенсивности, при наличии миграционных компонент, указывают на хорошую сохранность залежей и являются их индикатором. Довольно четкий геологический контроль выявленных зон эмиссии метана в атмосферу подтверждает этот вывод.

Таким образом, около 2/3 (2000 км) длины газогеохимического профиля занимают зоны эмиссии метана в атмосферу, но с невысокими значениями потока. Сопоставление особенностей пространственного распределения этих зон и их характеристик с геологическими структурами, открытыми и прогнозируемыми источниками углеводородов, подтверждают высокий углеводородный потенциал Южно-Китайского моря. Низкие значения потока метана в атмосферу по сравнению с Охотским и Японским морями [Мишукова и др., 2017], связаны со слабой сейсмической активностью этого моря в настоящее время. Тем не менее, в условиях сейсмической активизации многих районов северо-западной части Тихого океана, не исключено, что эта ситуация изменится.

Это исследование проведено в ходе первого этапа экспедиции Российской Академии наук, организованной Советом по гидросфере Земли

ФАНО России в рамках международного проекта «Вторая международная Индоокеанская экспедиция» (ПОЕ-2).

Связь газогеохимических полей с сейсмо-тектоникой осадочного бассейна Бейбуван (Северный Вьетнам и прилегающая акватория). Южно-Китайское море (ЮКМ) ограничено с трех сторон пассивной континентальной окраиной, и с восточной стороны активной континентальной окраиной. Как уже отмечалось, в нефтегазоносном отношении высокими перспективами характеризуется как южный [Аршев, 2003], так и северный шельф Вьетнама [The petroleum..., 2009]. Причем у о-ва Хайнань выявлена крупная газовая залежь, состоящая преимущественно из углекислого газа, что возможно связано с наличием мощных карбонатных толщ в этом районе и интрузивных образований. Мелководный, до 50 м глубиной северо-западный шельф ЮКМ до сих пор мало изучен, но существуют прямые свидетельства нефтегазоносности. Например, на юго-западе мелководного шельфа о-ва Хайнань существует около 120 сипов углеводородных газов с «термогенным» изотопным составом углерода метана ($> 71\%$) -33.91 – -38.24 ‰ [Di et al., 2014]. В пределах континентального склона основными миграционными каналами для газово-жидких флюидов считаются сбросы, распространенные ниже бровки шельфа [Liu et al., 1997]. В настоящее время Южно-Китайское море является также перспективным бассейном в отношении поиска залежей гидратов метана [Trung, 2012]. В его северной части (бассейн Шеньху) китайскими исследователями при бурении с использованием специальных герметизирующих устройств были обнаружены газовые гидраты в интервале осадочной толщи 153–225 м ниже поверхности дна на участке с координатами 19.9° с.ш., 115.2° в.д. [Wu et al., 2011a]. Также были подняты газогидраты с интервалов 9, 23, 58, 63, 74, 77, 98, 120 м ниже поверхности дна [Wang et al., 2016]. В этом районе было установлено не менее восьми палеовыбросов метана, связанных с понижением уровня моря, диссоциацией газовых гидратов, гидрологическими параметрами и источником углеводородного (метанового) флюида [Han et al., 2008]. В настоящее время этот район соответствует глубинам 473–785 метров, а масштабное окисление метана обусловило интенсивное накопление карбонатных пород с преобладанием арагонита [Han et al., 2008].

Основные авторские исследования проведены в осадочном бассейне Бейбуван, который занимает мелководье с глубинами от 20 до 70 м, а

также континентальное и островное побережье [Акуличев и др., 2015; Anh et al., 2014]. Он образовался в результате полициклических рифтогенных процессов в мезозое и кайнозое, и разбит разломами северо-восточного направления [Trung et al., 2013]. Под действием тектонических подвижек, основание бассейна было осложнено депрессиями, опусканиями и поднятиями. В заливе Тонкин развиты депрессии северо-восточного и субширотного простирания, причем последние являются более глубокими. Поднятия северо-восточного простирания распространены в северо-восточных и юго-западных частях бассейна, пересеченного разломами, из которых разломы северо-восточного направления преобладают. Разломы субмеридионального простирания более мелкие, но встречаются чаще. Сейсмическая активность района работ низкая (рис. 130).

Краткая характеристика потенциальных нефтегазоносных пород и покрышек в районе работ. В бассейне Бейбуван существует два типа перспективных ловушек: структурные и стратиграфические. Структурные ловушки состоят из четырех типов нефтегазоносных пород: 1) трещинные и карстовые углеродсодержащие породы; 2) олигоцен–миоценовые песчаники скрытые выступами фундамента и/или породами верхнего палеогена; 3) олигоценовые песчаники, связанные с опрокидыванием структур, 4) миоценовые песчаники, связанные с опрокинутым залеганием слоев. Стратиграфические ловушки состоят из нефтегазоносных пород двух типов: 1) олигоцен-миоценовые песчаники, связанные со стратиграфическим выклиниванием, и 2) миоценовые песчаники. Основные покрышки в этом районе – это слои глинистых пород олигоценового и миоценового возраста, в которых нижнемиоценовый внутрипластовый прослой мощностью 10–150 м и содержанием глины от 65 % до 90 %, определяется как местный флюидоупор. Глинистые сланцы верхнего и среднего миоцена с мощностью более 200 м выполняют функцию регионального флюидоупора.

Характеристика донных отложений. В районе работ гранулометрический состав осадков оценивался при первичном описании образцов и при описании микроскопических препаратов. Основной тип осадка – песчано-алевритовый, преимущественно серого цвета. Осадки в районе работ не имели запаха, в отличие от осадков большинства районов Охотского моря и залива Петра Великого Японского моря; они представлены илом с примесью песка; во внешней стороне залива на дне обнажаются твердые карбонатные породы

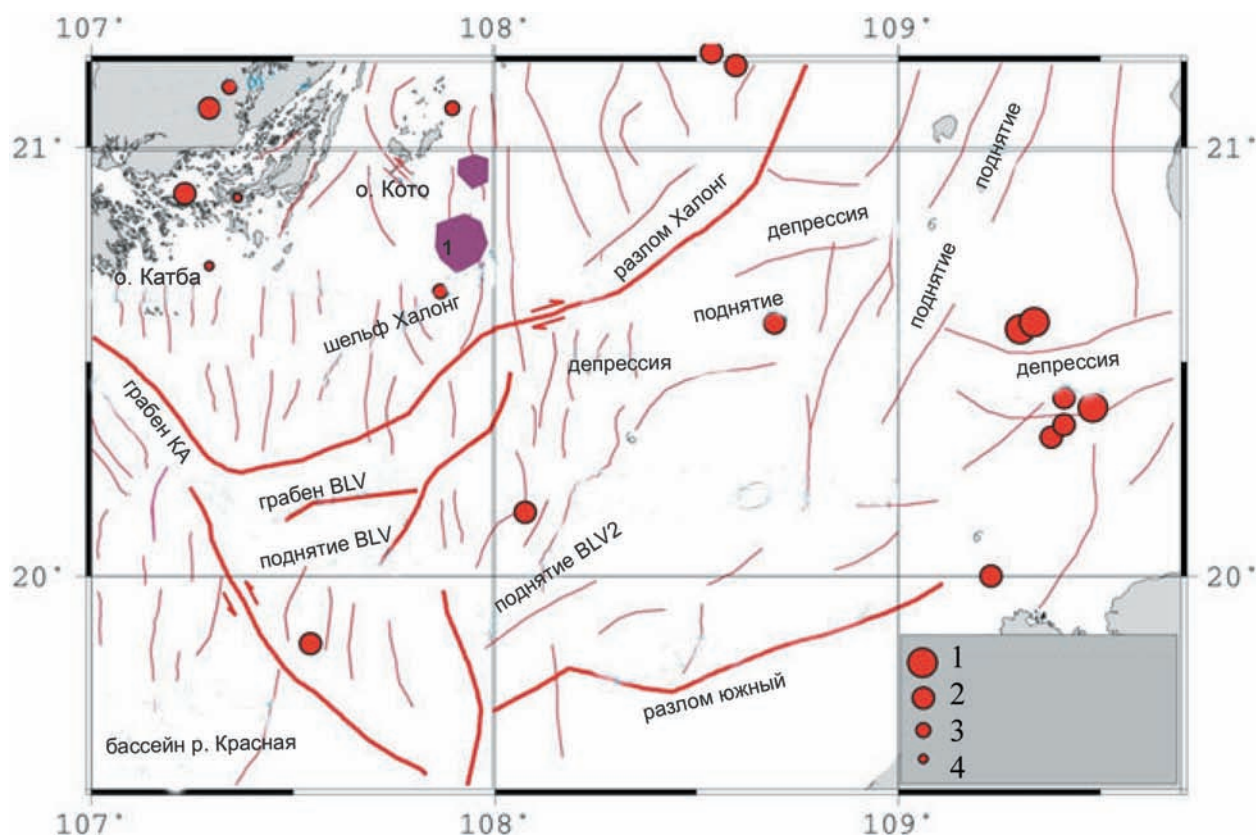


Рис. 130. Карта разломов (красные линии) и землетрясений в заливе Бакбо по [Trung, 2013] Цифрой 1 на карте обозначен возможный палеовулканический центр, выделенный по аномалиям магнитного поля. Магнитуды землетрясений: 1 – > 5; 2 – 4–5; 3 – 3–4; 4 – < 3

(известняки). На профилях I и II (рис. 131) осадки представлены пелитами и пелитовыми алевритами на глубинах моря от 7 до 32 м. При удалении от берега и при увеличении глубины моря до 53 м осадок укрупняется (псаммит алевритовый, реже пелит алевритовый). Это не обычная ситуация, как правило, по удалении от берега размер частиц должен уменьшаться. Большая примесь грубозернистого материала образуется, очевидно, за счет сноса обломочного материала также с многочисленных островов (несколько тысяч) и контролируется гидрологическим режимом. По результатам первичного описания осадков и изучения микроскопических препаратов, все пробы можно отнести к терригенным с примесью биогенного материала. Концентрации $C_{орг}$ в осадках изменяются в широких пределах – от 0.25 до 1.23 % и коррелируются с пелитовой составляющей.

Содержание неорганического углерода также меняется в широком диапазоне: от 0 до 1.69 %. При движении от берега (с севера на юг) отмечается уменьшение содержания органического углерода в осадках и увеличение неорганического углерода

(выполнено н.с. А.В. Сорочинской и А.А. Марьяш).

Всего было опробовано 127 станций отбора донных отложений и морской воды на восьми профилях. Пробы воды так же отбирались из скважин и подземных источников на островах Катба, Кото и Нгоквын: 28 проб воды из скважин на острове Катба, 2 на острове Кото, 2 на острове Нгоквын, 45 проб почвенного газа на острове Бать Лонг Ви (Bach Long Vi) и пробы воды в устье реки Красная. Выполнено 11 пикетов отбора почвенных газов вдоль побережья залива Бакбо. Обработано 210 проб придонной и поверхностной воды, отобрано 80 проб осадочных отложений для анализа на содержание природных газов, а также 40 образцов осадков на геохимический и хромато-масс-спектрометрический анализы. В среднем длина кернов осадка составила 65 см. Пробы воды отбирались на двух уровнях: у дна и у поверхности, при средней глубине района работ 20 метров.

Распределение природных газов в бассейне Бейбуван. В 2013 году было выполнено 6 профилей, которые были выбраны по предварительным геофизическим исследованиям ИМГГ ВАНТ (рис.

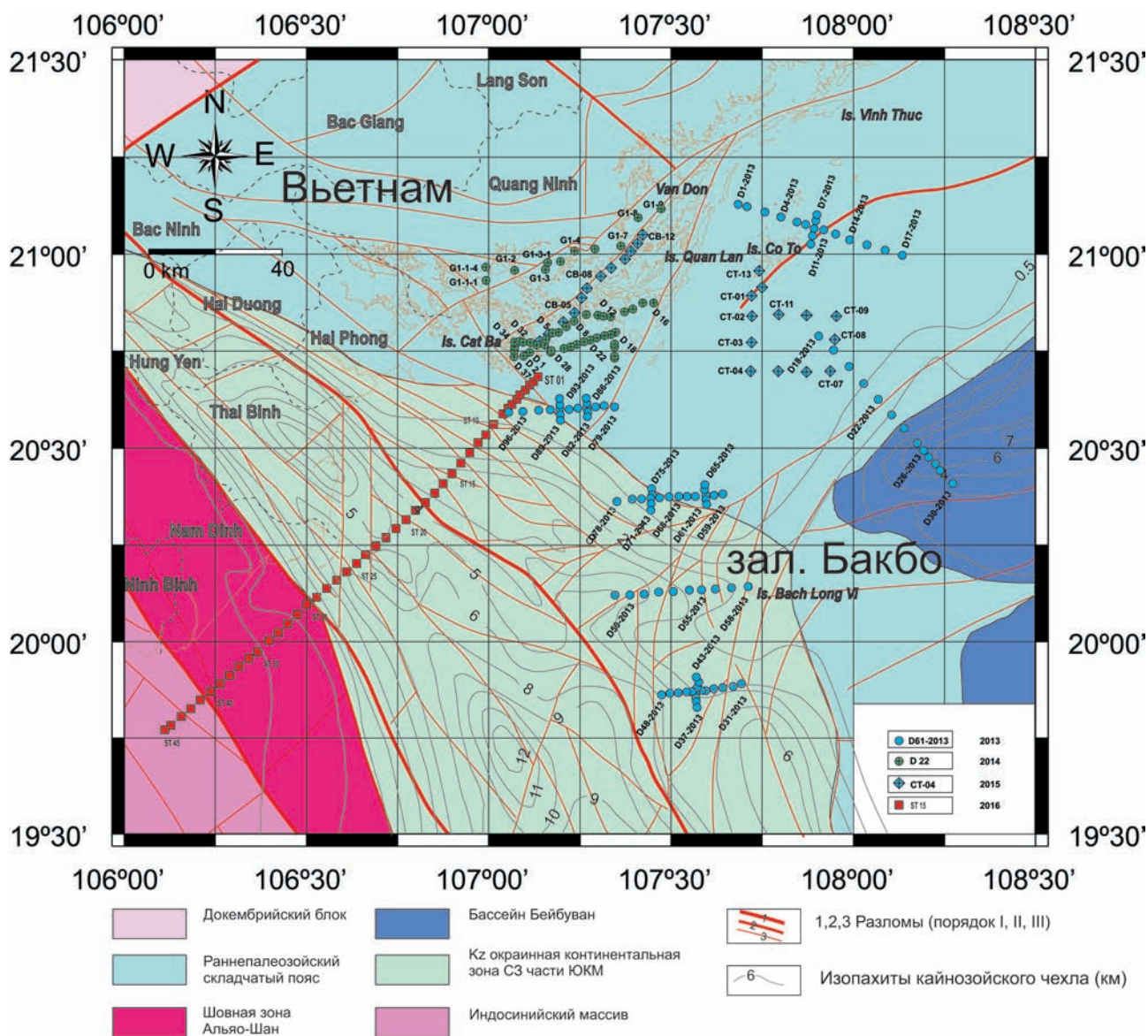


Рис. 131. Карта станций отбора донных осадков и морской воды 2013–2016 гг. (выполнил н.с. Ле Дык Ань, ИМГГ ВАНТ)

132). Основным критерием заложения профилей были геофизические признаки наличия каналов миграции газов. В 2014 г. был детализован полигон вокруг о-ва Катба при одновременной съемке на самом острове, поскольку в 2013 г. здесь были обнаружены максимальные концентрации метана и углекислого газа. Метан был обнаружен во всех пробах осадка, этан – в 95% всех проб. Концентрации этана в пробах были в 10 раз ниже, чем концентрации метана, но иногда достигали равных с ним значений, например, 1050 нл/дм³ на станции 73. В 80 % проб были обнаружены пропан и бутан. Концентрации метана в районе исследований в осадках варьируют в пределах от

1010 до 8000 нл/дм³. Такие концентрации метана в поверхностных осадках, по аналогии с известными нефетегазовыми полями в Охотском море, обычно указывают на наличие литологической покрышки, которая, возможно, и задерживает миграцию углеводородных газов при условии наличия их источника в осадочной толще или фундаменте. Фоновые концентрации метана в донных осадках залива Тонкин – 3490 нл/дм³. Это достаточно высокий фон, который указывает на длительное диффузионное просачивание природного газа через слабопроницаемые толщи.

Распределение газов в донных отложениях, придонной и поверхностной морской воде, в це-

Таблица 28. Углеводородные газы в донных осадках, 10⁻⁴ % об. (ppm), средние значения по профилям

Профиль №	СН ₄	С ₂ Н ₄	С ₂ Н ₆	С ₃ Н ₆	С ₃ Н ₈	<i>i</i> -С ₄ Н ₁₀	С ₄ Н ₁₀	<i>neo</i> -С ₅ Н ₁₂	<i>i</i> -С ₅ Н ₁₂	He	Н ₂
I	4.1	0.5	0.1	0.2	0.1	2.8	0.5	следы	1.1	0.5–13.3/11	0.9–15.7/4
II	5.1	0.5	0.1	0.1	0.1	2.8	0.4	следы	следы	7.6–12/10	1.1–20.1/6
III	2.2	4	0.4	0.1	0.1	следы	следы	0.3	следы	8.8–13.1/11	1.9–16.8/6
V	3.8	0.3	0.2	0.1	0.1	6.7	0.3	3.8	следы	8.7–12.3/11	1.3–20.5/6
VI	4.7	0.32	0.1	0.1	0.1	следы	0.3	4.7	следы	4–13.7/10	0.3–101.6/6

Таблица 29. Газы, растворенные в воде залива Тонкин (мл/л; нл/л, средние значения по профилям)*

Профиль №	СО ₂ , мл/л	О ₂ , мл/л	N ₂ , мл/л	СН ₄ , нл/л	С ₂ Н ₄ , нл/л	С ₂ Н ₆ , нл/л	С ₃ Н ₆ , нл/л	С ₃ Н ₈ , нл/л	С ₄ Н ₈ , нл/л	С ₄ Н ₁₀ , нл/л	<i>i</i> -С ₅ Н ₁₂ , нл/л	He, ppm	Н ₂ , ppm
I	0.21	4.8	10.64	122	17.8	0.2	1.9	0.1	0.09	28.4	следы	4.2–10.8/7.5	0.5–11.2/3.8
II	0.2	4.2	10.0	98.8	8.7	0.9	1.1	0.5	следы	22.4	17.1	3.2–11.9/7.7	1–20/4.7
III	0.2	4.9	10.8	85.7	11.6	0.6	0.9	0.2	4.4	12.8	11.9	7.5–10.5/9.3	1–191.2/3.7
IV	0.13	4.69	10.21	81.03	14.63	0.44	следы	0.21	следы	5.32	следы	6.5–13.8/9.4	2.3–19/6.4
V	0.1	4.7	10.3	92.3	12.0	0.8	следы	следы	следы	3.1	следы	4.4–14.1/10	1.4–716.5/4.3
VI	0.1	4.6	9.8	81.8	11.1	0.4	следы	следы	следы	3.0	следы	1.5–11.4/7.9	1.5–31.2/6.5

*Содержание гелия и водорода: в числителе минимальное / максимальное содержание, в знаменателе среднее.

лом, показывает относительно равномерное распределение метана и его высших гомологов, последние в сумме часто имеют близкие значения к содержанию метана (табл. 28; табл. 29).

Распределение гелия относительно однородно и не имеет заметных всплесков концентраций. Распределение водорода довольно контрастно (табл. 30); обнаруживается ряд аномалий, которые поступают в поверхностные осадки и водную толщу через сеть разломов. Фоновые содержания гелия в осадках составляют 10.4 ppm (10⁻⁴% об.), а водорода – 6.4 ppm. В морской воде фоновые содержания гелия – 8.55 ppm, водорода – 4.5 ppm. Содержание гелия не испытывает заметных колебаний и остается на уровне фоновых значений в целом в районе работ с небольшими отклонениями.

Источниками водорода могли бы быть угленосные толщи с углем крайней стадии метаморфизма – антрацитом. Месторождения антрацита разрабатываются открытым способом на побережье Тонкинского залива в пределах района исследований.

Слабо интенсивные аномальные поля концентраций водорода были обнаружены в гидрологических скважинах и источниках на прилегающей суше, включая острова. Возможно, основной вклад в создание аномалий водорода вносит источник, который сопряжен с очагом генерации углеводородных газов. Для сравнения была выполнена газогеохимическая съемка на острове Бать Лонг Ви (Bach Long Vi), расположенном в восточной части залива.

При этом были обнаружены аномалии водорода в гидрологических объектах и подпочвенном газе

вдоль побережья острова, контролируемого разломом. На этом острове вскрыты также основные нефтегазоматеринские толщи северо-западного шельфа ЮКМ [Аршев, 2003]. В 2013 году в районе работ было зарегистрировано слабое землетрясение (около 3 баллов). Сейсмическая активность является дополнительным фактором поступления углеводородных газов и водорода на поверхность дна и водную толщу. Ниже приведены графики содержания водорода и гелия по профилю VI и их сопоставление с интерпретированным разрезом непрерывного сейсмического профилирования (рис. 133). Отчетливо выражены пики содержания водорода и гелия над разломами, при этом максимум зафиксирован над разломами, секущими морское дно, а второй всплеск – над «слепыми» разломами, не выходящими на поверхность дна. Третий пик в правой части профиля нуждается в дополнительных исследованиях и детальной интерпретации материалов НСП. В левой части разреза НСП в верхней толще, вероятно, отображена зона расширения, а в центральной части разреза (второй пик водорода и гелия) – зона сжатия. На этом же профиле в осадке содержание метана достигало максимальных значений для района работ: от 1490 нл/дм³ до 8170 нл/дм³, что, вероятнее всего, связано с близостью к системе разломов рифта Красной реки. Содержание гелия на профиле в осадке составило от 3.7 ppm до 13.7 ppm, в среднем 9.4 ppm. В придонной воде от 1.5 ppm до 11.4 ppm, в среднем 7.9 ppm, содержание водорода от 1.5 ppm до 12.3 ppm, а метана от 700 нл/л до 1300 нл/л (бутан от 0.5 нл/л до 11.4 нл/л).

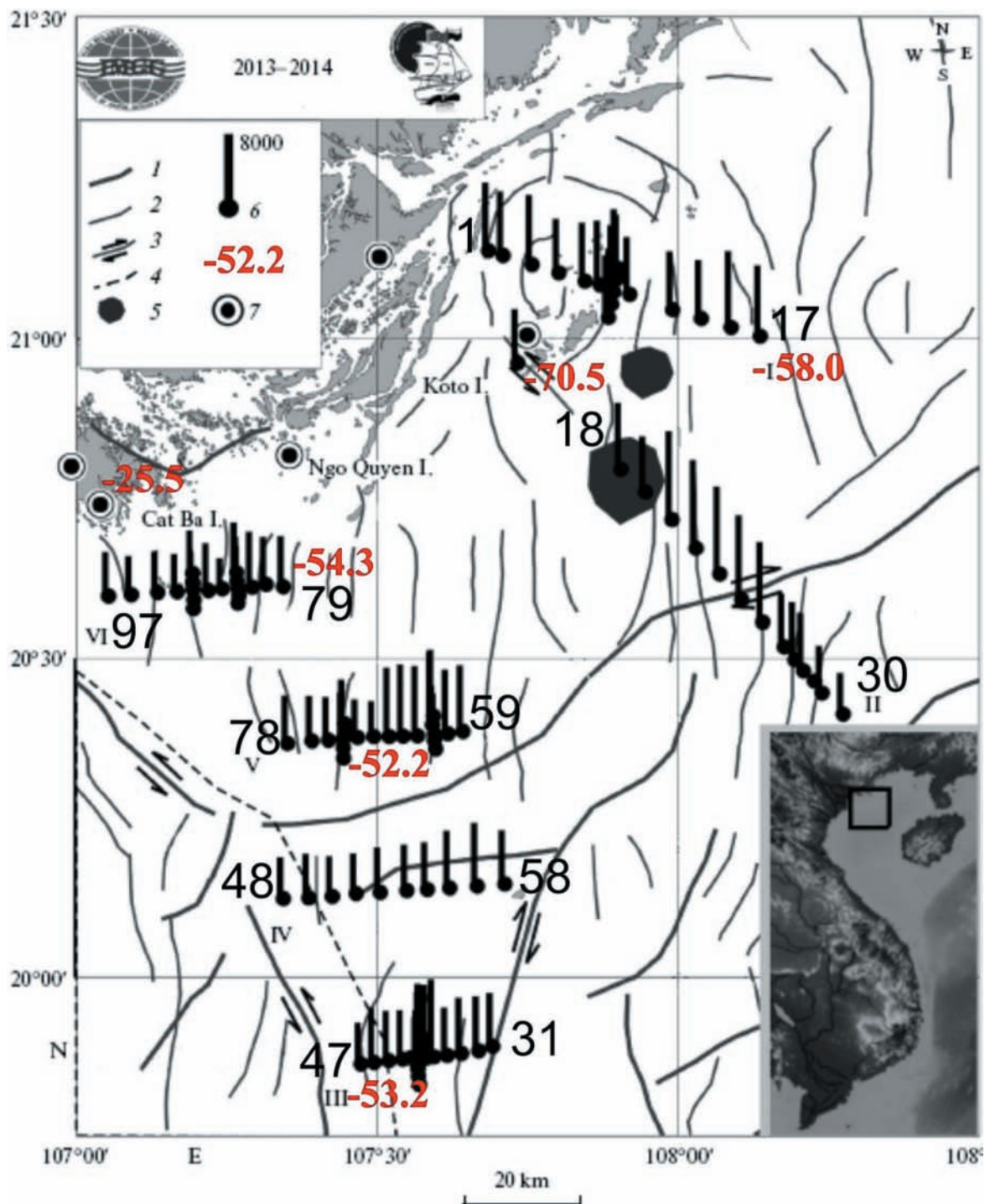


Рис. 132. Карта района комплексных геолого-геофизических исследований в заливе Тонкин, 2013 г. 1 – главные разломы; 2 – второстепенные; 3 – сдвиги; 4 – направление рифта Красной реки; 5 – магматические комплексы; 6 – столбчатые диаграммы поля концентраций метана (макс. 8000 нл/дм³); 7 – места отбора проб воды из гидрологических источников на суше. Стрелками показаны направления сдвиговых дислокаций. Римские цифры – номера участков и профилей. На врезке квадратом обозначено положение района работ на карте Вьетнама. Цифрами -52.2 и т.д. показаны значения ¹³C-CH₄.

В поверхностной воде содержание гелия также не превышало 13 ppm, а водорода было не более 8.5 ppm при метане от 900 нл/л до 1200 нл/л (бутан до 12.9 нл/л).

Особенно важно, что на профилях V и VI были обнаружены биомаркеры углеводородных скоплений: изопреноиды пристан и фитан (выполнил к.х.н. Н.С. Полоник, лаборатория газогеохимии

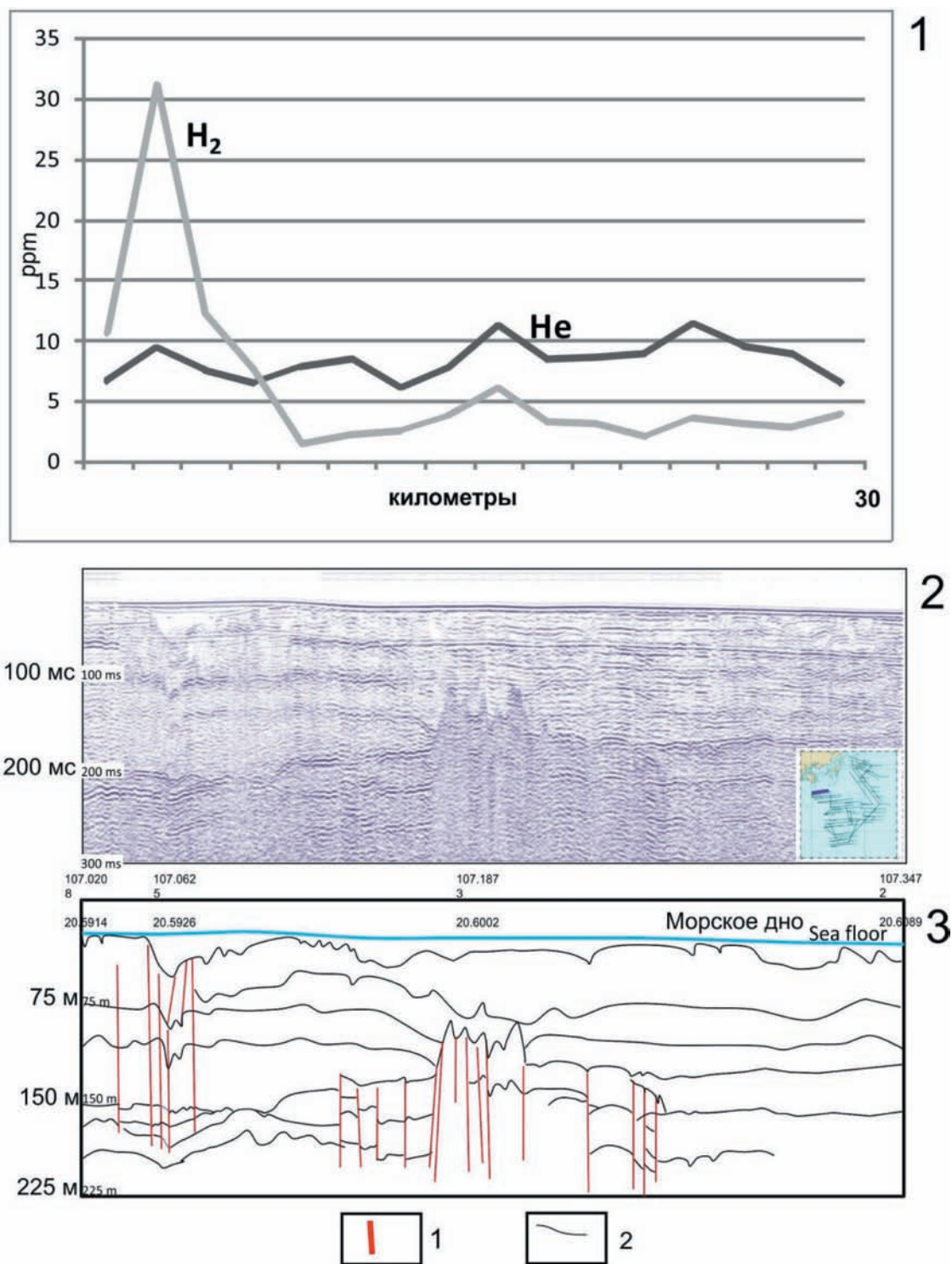


Рис. 133. Распределение гелия и водорода в осадках вдоль профиля VI

1 – диаграмма распределения водорода и гелия (ppm), 2 – временной разрез непрерывного сейсмического профилирования (положение профиля показано на врезке), 3 – интерпретация разреза НСП, выполнена ИМГГ ВАНТ (1 – разломы, 2 – сейсмические границы осадочных слоев)

ТОИ ДВО РАН). Для образцов осадка из этих профилей характерно умеренное содержание органического углерода (0.3–0.74 %). В составе ор-

ганического вещества преобладали линейные алканы, с числом углеродных атомов от C_{10} до C_{24} . Концентрационный максимум на кривой распре-

Таблица 30. Распределение углеводородных газов, гелия и водорода на островах залива Тонкин

Место, объект	№ пробы	CH ₄	CH ₄	CO ₂	C ₂ H ₆	C ₂ H ₄	C ₄ H ₁₀	He	H ₂
		10 ⁻⁴ %	нл/л	%	%	%	%	10 ⁻⁴ %	10 ⁻⁴ %
Побережье бухты Халонг, грунтовая вода	Viet2013-2	2.5	202	0.124	н.о.	н.о.	н.о.	20.1	1.4
о. Катба, ручей	Viet2013-3	804.2	178574	0.835	н.о.	следы	н.о.	14.2	1.4
о. Катба, Источник	Viet2013-4	2.2	135	0.323	н.о.	н.о.	н.о.	14.30	0.9
Гидрологическая скв., глуб. 60 м	Viet2013-5	577	128024	4.887	н.о.	0.00001	н.о.	16	1.70
скв. о. Катба	Viet2013-6	25.4	5297	3.803	н.о.	следы	н.о.	15	1.50
скв. о. Катба	Viet2013-7	12.3	2382	5.426	н.о.	н.о.	н.о.	11.1	0.6
скв. о. Катба	Viet2013-8	3.7	469	3.815	н.о.	н.о.	н.о.	16.2	0.9
скв. о. Катба	Viet2013-9	61.9	13418	2.950	н.о.	следы	н.о.	12.1	0.9
скв. о. Катба	Viet2013-10	929.1	206364	3.679	н.о.	следы	н.о.	11.9	0.3
о. Кото	1	12.8	2648	1.804	н.о.	следы	н.о.	16.2	1.7
о. Кото	2	448.5	105058	1.973	н.о.	0.00003	0.00003	24.5	0.6
о. Нгоквын	3	2.5	227	1.393	н.о.	следы	0.00014	13.3	1.4
о. Нгоквын	4	5.6	956	2.418	н.о.	следы	0.00005	12.7	2.3
Колодец в дельте Красной реки	5	1488618	11684604	1.90	0.00009	0.00003	н.о.	17.4	0.8

Примечание: н.о. – не определено.

деления *n*-алканов находится в области C₁₄–C₁₇. Соотношение пристан / фитан (Pr / Ph) для всех образцов колеблется от 0.8 до 1.1 и указывает на то, что процесс накопления органического вещества происходил в восстановительных условиях без доступа кислорода.

Низкое значение Pr / Ph (~1) позволяет сделать вывод о морском источнике органического вещества. Для всех изученных образцов характерно присутствие на хроматограммах пиков таких полярных органических соединений как фурфураль, фенол, бензальдегид, 3-фуранкарбоксальдегид.

Производные фурана образовались, вероятнее всего, из пентоз-сахаров, входящих в состав клеточных стенок растений, а также различных биополимеров (ДНК, полисахариды). Эти профили приближены к дельте Красной реки, где также были зафиксированы аномалии водорода, гелия и углеводородных газов.

Перечисленные особенности распределения газов и появление биомаркеров обусловлены, вероятнее всего, выносом газов и углеводородных флюидов по системе разломов рифта Красной реки.

Далее в таблицах 30 и 31 приведены содержания углеводородных газов в донных отложениях для каждого профиля (участка). Их распределение со значительной долей предельных гомологов метана при аномалиях водорода указывает на наличие миграционных компонентов: этана, пропана, бутана и пентана при фоновых значениях метана равных 4 ppm. Содержание бутана достаточно постоянное на всех профилях, на участке V наблюдается относительное увеличение содержания – до 6.7 ppm. Наличие углеводородных газов C₂–C₅ в осадках в близких концентрациях с метаном, указывает на наличие признаков эпигенетического термогенного генезиса углеводородных газов. Концентрации растворенных газов относительно стабильны, но углеводородные газы на некоторых участках достигают очень высоких для морских вод значений, например, бутан (зафиксирован на всех станциях) и пентан (обнаружен на II и III профилях).

Низкоинтенсивные аномалии водорода до 100 ppm обнаружены на профиле V. Были установлены также значительные аномалии водорода в придонном слое морской воды (до 700 ppm, станция

72, профиль IV), превышающие фон в 100 раз. В поверхностном слое воды также зафиксированы водородные аномалии (до 300 ppm) на станциях 9 (профиль I), 34 (профиль III) и 73 (профиль V). Эти аномалии обусловлены миграцией газов по тектоническим разломам из глубоких горизонтов, являясь газогеохимическим откликом на сейсмическую активность в районе работ: перед началом нашей экспедиции на территории залива Тонкин были зафиксированы землетрясения до 3 баллов по шкале Рихтера [Trung, 2013]. Как известно, водород в большинстве случаев присутствует в газах сейсмоактивных разломов и является их индикатором [Обжиров, 1996].

Концентрации растворенного углекислого газа в морской воде залива Тонкин в целом равномерно варьировали в пределах 0.1–0.2 мл/л, азота 9–10 мл/л, кислорода 4.6–5 мл/л. Концентрации углекислого газа в осадке также показали несколько повышенные по сравнению с морской водой концентрации 0.2–0.3 мл/л, однако были также обнаружены редкие превышения до 1 мл/л. Концентрации кислорода 4–5 мл/л и азота 9–10 мл распределены равномерно и схожи с концентрациями азота и кислорода атмосферного генезиса в поверхностных отложениях других мелководных районов. Измерения концентраций кислорода и азота не выявили каких-либо аномалий в районе исследований (гипоксии или всплесков азота).

Неожиданными оказались измерения содержания метана в устье реки Красная, в скважинах и источниках на островах залива Тонкин: острова Катба, Кото и Нгоквын. Скважины глубиной 50–60 метров используются для снабжения питьевой водой местных жителей путем прокачки насосом. В нескольких скважинах были обнаружены ураганные содержания метана (табл. 30).

Такие концентрации сопоставимы с аномалиями метана в осадках над углеводородными залежами шельфа о-ва Сахалин и в гранитоидах Южного Приморья. Скважины расположены в пределах развития сложнодислоцированных структур, сложенных разновозрастными древними породами. Можно наметить, что концентрации метана, растворенного в пресных водах охваченного опробованием сухопутного обрамления уменьшались с запада на восток в районе исследования: от устья реки Красная; меньшие значения обнаружены в колодцах и других источниках пресной воды на о-ве Катба, и еще в меньших значениях на о-ве Кото и о-ве Нгоквын. Это можно объяснить уменьшением влияния газово-флюидных потоков при удалении от системы разломов рифта

Красной реки. Обращает на себя внимание разница между очень высокими концентрациями метана в скважинах и источниках островов и невысокими концентрациями метана в осадках и морской воде. С одной стороны, в заливе Тонкин в морских осадках и морской воде, возможно, идут интенсивные процессы окисления метана и переработки органического вещества, судя по низкому содержанию органического углерода и другим признакам. Масштабное окисление метана также выражается в накоплении карбонатов на севере ЮКМ, как это происходило в геологическом прошлом [Han et al., 2008]. Другим, более вероятным фактором, является то, что плотные карбонатные породы, которые встречаются на большинстве станций являются хорошим флюидоупором, который выравнивает поступление газов на морское дно. При наличии сланцевых и глинистых покрышек в районе исследования и низкой сейсмотектонической активности высокоинтенсивные, ярко контрастные аномальные газогеохимические поля не формируются. При этом получены важные результаты изотопно-газогеохимических исследований, наиболее характерные показатели которых представлены далее в табл. 33. По изотопному составу углерода метана выделяются три группы газов:

1) Микробные газы со значениями $-70.5 \div -93.6$ ‰. Характерны для поверхностных гидрологических горизонтов. Наиболее легким составом углерода отличается колодец в устье реки Красная, а также речная и озерная вода островов залива.

2) Смешанные термогенно-микробные газы осадков залива Тонкин от $-52.2 \div -58$ ‰. Такие значения по большинству классификаций указывают на термогенный генезис с добавлением микробной компоненты. Это же положение подтверждается распределением углеводородных газов (табл. 31 и 32).

3) Смешанные термогенно-метаморфогенные газы в гидрологических скважинах на о-ве Катба: $-25.5 \div -40.2$ ‰. В данном случае наблюдается явный миграционный подток газов из нижних горизонтов складчатого фундамента характеризующийся также высокоинтенсивными аномалиями метана. При низкой сейсмотектонической активности района эти показатели указывают на высокий углеводородный потенциал недр. Для уточнения глубины газогенерации необходимы дополнительные данные о геотермии и величинах теплового потока. Однако с уверенностью можно заключить, что на островах и побережье залива Тонкин проявляются дополнительные изотопно-газогеохимические критерии газоконденсатного

Таблица 31. Изотопный состав углерода метана и углекислого газа залива Тонкин и обрамления (2013–2014 гг., анализ выполнен в Университете Нагойя, проф. Уруму Цуногаи)

№ пробы	Среда, отбор пробы	Место	Lat °N	'N	Long °E	'N	CH ₄ %	d ¹³ C–CH ₄ ‰VPDB	CO ₂ %	d ¹³ C–CO ₂ ‰VPDB
2	Пресная вода (парафазный метод)	о. Кото (река)	20	48.751	107	21.377	0.05	-70.5	1.97	-23.3
5	Пресная вода (парафазный метод)	Красная река, устье (колодец)	20	16.81667	106	32.23333	5.0	-93.6	1.90	-24.2
К-2	Пресная вода (вакуум. экстракция)	о. Катба (скважина)					0.003	-25.5	69.3	-20.7
К-6	Пресная вода (вакуум. экстракция)	о. Катба (скважина)					0.030	-40.2	92.5	-21.3
17	Осадок (парафазная экстр.)	Осадок	20	59.796	108	8.094	0.0006	-58.0	0.025	н.о.
45	Осадок (парафазная экстр.)	Осадок	20	22.464	107	32.658	0.0004	-53.2	0.013	н.о.
71	Осадок (парафазная экстр.)	Осадок	20	37.65	107	11.748	0.0008	-52.2	0.019	н.о.
79	Осадок (парафазная экстр.)	Осадок	20	35.514	107	3.408	0.0005	-54.3	0.015	н.о.

ряда, которые не зафиксированы в морских осадках.

Изотопный состав углерода растворенного углекислого газа, как при методе равновесных концентраций, так и при вакуумной дегазации показывает сходные значения (см. табл. 31), характеризуя в целом геологическую и гидрохимическую карбонатную систему района работ.

Фоновые концентрации гелия в водных источниках островов составили 14.5 ppm, а водорода – 2–3 ppm. Высокие содержания гелия обнаружены на о-ве Кото с превышением фона на 10 ppm. Любопытно, что в пробах пресной воды, отобранных методом равновесных концентраций с островов и побережья в 2013 г., не были обнаружены высокие концентрации водорода, которые можно было бы ожидать в сравнении с аномалиями, найденными в осадках и морской воде. С этой целью в 2014–2016 гг. было проведено опробование скважин и дополнительных объектов с применением вакуумной дегазации. Результаты показали, что в воде о-ва Катба водород содержится до 25 ppm, а на побережье – до 18 ppm, что сопоставимо со средним содержанием водорода в морской воде в 2013–2014 гг. Особенно важно, что в пресной воде источников и скважин на о-ве Катба были обнаружены очень высокие концентрации углекислого газа – 18–28 мл/л, что может быть связано с выщелачиванием карбонатных пород, а также с наличием интрузивных тел среди карбонатных толщ.

Данную воду местные жители используют в качестве питьевой воды, но по содержанию углекислоты она приближается к минеральной.

Анализ геологического строения показывает, что основными факторами, определяющими вертикальную или субвертикальную миграцию газовых компонентов (метан, углеводородные газы, гелий, водород, углекислый газ) в районе исследований, являются: диффузионное просачивание и тектонический режим территории, выражающийся в структурах выдавливания, интенсивной складчатости осложненной разнотипными разломами, которые формируют миграционные каналы, а также блоковые смещения тектонических структур (рис. 134). Повышенные концентрации гелия и водорода связаны с указанными геологическими особенностями территории. Основными разломами, формирующими каналы газовой проницаемости древних (палеозойских) пород на о-ве Катба и прилегающей территории, вероятнее всего, являются сдвиговые дислокации определенные тектоническим режимом регионального сжатия [Касаткин и др., 2014].

Аномалии метана, обнаруженные на о-ве Катба в скважинах, пробуренных в породах карбона, перми и девона, также контролируются разломами, тяготеющими к северо-западному простиранию.

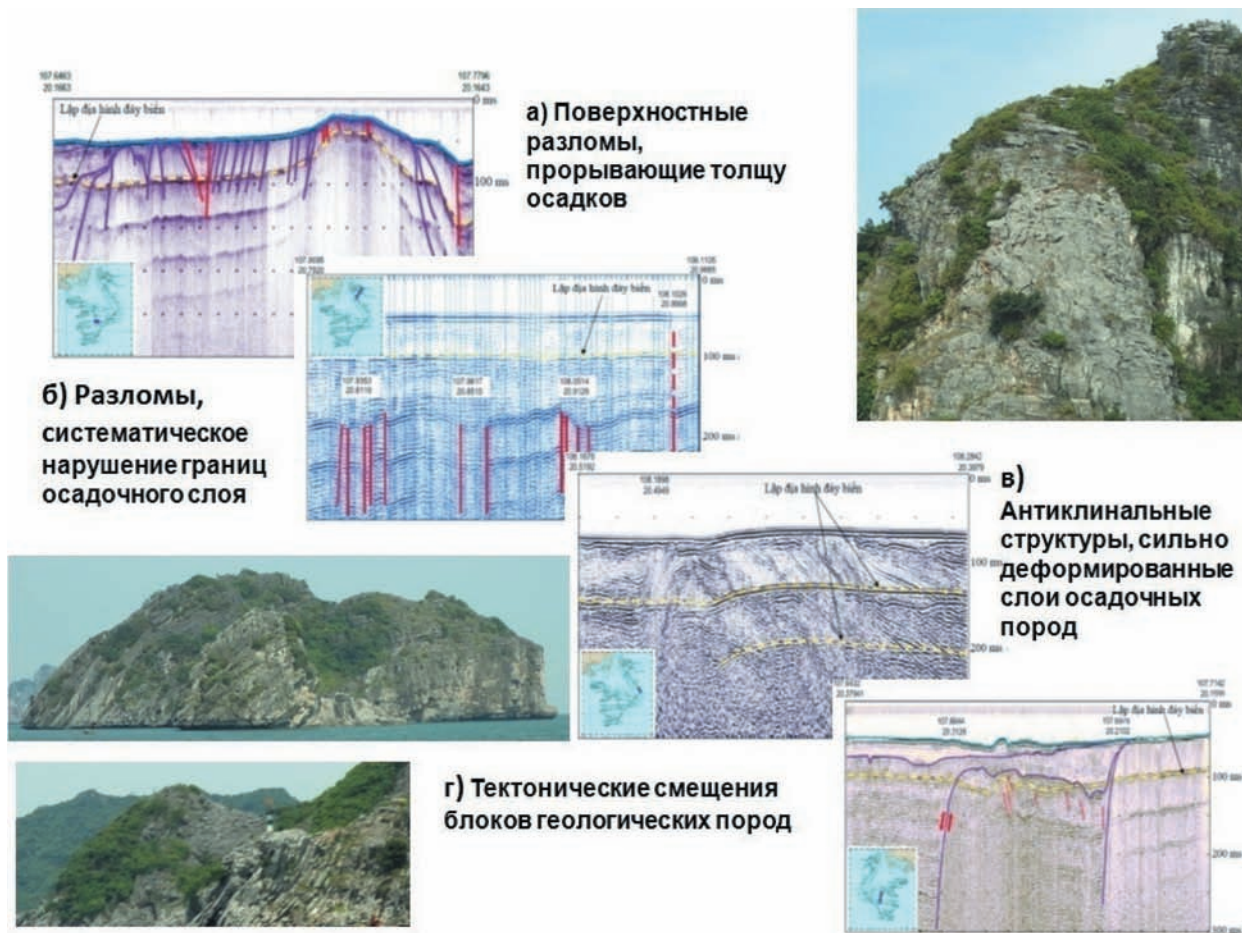


Рис. 134. Основные геологические факторы, влияющие на формирование вертикального потока природных газов на морском дне и суше в районе исследований

Особенности распределение аномальных газогеохимических полей вкрест простирания разломной зоны Красной реки в Тонкинском заливе

Целью третьей Российско-Вьетнамской комплексной геолого-геофизической экспедиции в Тонкинском заливе (залив Бакбо) Южно-Китайского моря (апрель 2016 г.) являлось изучение газогеохимических полей по морскому профилю (длина 150 км) вкрест простирания системы разломов Красной реки (рис. 135). Район работ в настоящее время представляет нефтегазопромысловый интерес и характеризуется мощностью осадочного чехла до 12 км [Арешев, 2003]. Методика работ включала малоглубинный отбор донных отложений гравитационным колонковым пробоотборником (отобрано 90 проб из интервалов 0–10 см и 20–30 см ниже поверхности дна) и морской воды на 45 станциях со средним шагом 2.7 км. Газогеохимические данные вынесены на вре-

менные сейсмические разрезы (рис. 136). Пробы анализировались на содержание углеводородных газов (УВГ), N_2 , O_2 , CO_2 , He, H_2 и CO. Фоновые концентрации газов в осадке составили CH_4 – 4 ppm (160 нМ/дм³; $\delta^{13}C-CH_4$ -94 ‰), CO_2 – 0.12 % об., УВГ (этан-бутан) в сумме – 0.8 ppm, CO – 59 ppm, He – 10.4 ppm, H_2 – 6.4 ppm (в морской воде He – 8.55 ppm, H_2 – 4.5 ppm).

Наиболее важным результатом этой экспедиции стало обнаружение зон возмущения комплексного газогеохимического поля (ГП, зоны I–IV), включающих, в том числе, аномалии УВГ, не имеющих прямой связи с тектоническими нарушениями. Зоны состоят из совокупности локальных высокоамплитудных газогеохимических аномалий (рис. 136а). Аномальные газогеохимические поля, происхождение которых обязано тектоническим разломам, совпадают с приповерхностными сейсмоакустическими аномалиями в осадках (фрагменты б и в на рис. 136) и маркируют участки со сгущениями разломов глубиной заложения до 30–

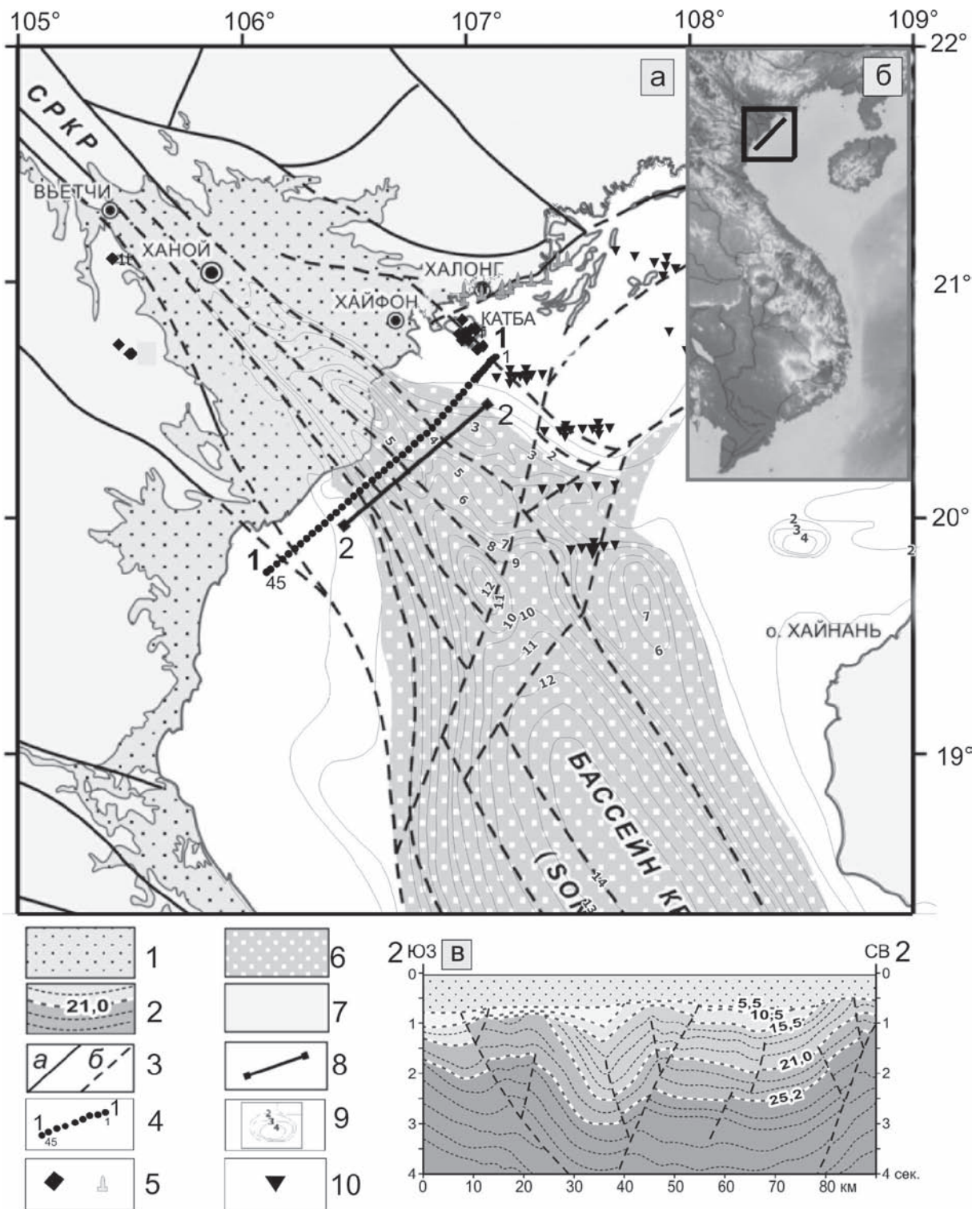


Рис. 135. Карта района работ и схема тектонического строения системы разломов Красной реки по [Fyhn, Phach, 2015] с дополнениями (а), положение района работ и профиля исследований 2016 г. (б) и сейсмический разрез вкрест простирания рифта Красной реки (в) по [Касаткин и др., 2014]

1 – породы плиоцен-четвертичного возраста; 2 – осадочные породы доплиоценового возраста, поверхности угловых несогласий (пунктирные линии) и их возраст (млн лет); 3 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б); 4 – станции профиля исследований 1–1 2016 г.; 5 – пикеты газогеохимических исследований термальных источников к западу от г. Ханой и холодных источников на о-ве Катба, 6 – осадочный бассейн Красной реки; 7 – терригенные формации доплиоценового возраста; 8 – положение профиля МОВ ОГТ (2–2), 9 – мощность осадочного чехла (км); 10 – станции исследований 2013 г. СРКР – система разломов Красной реки

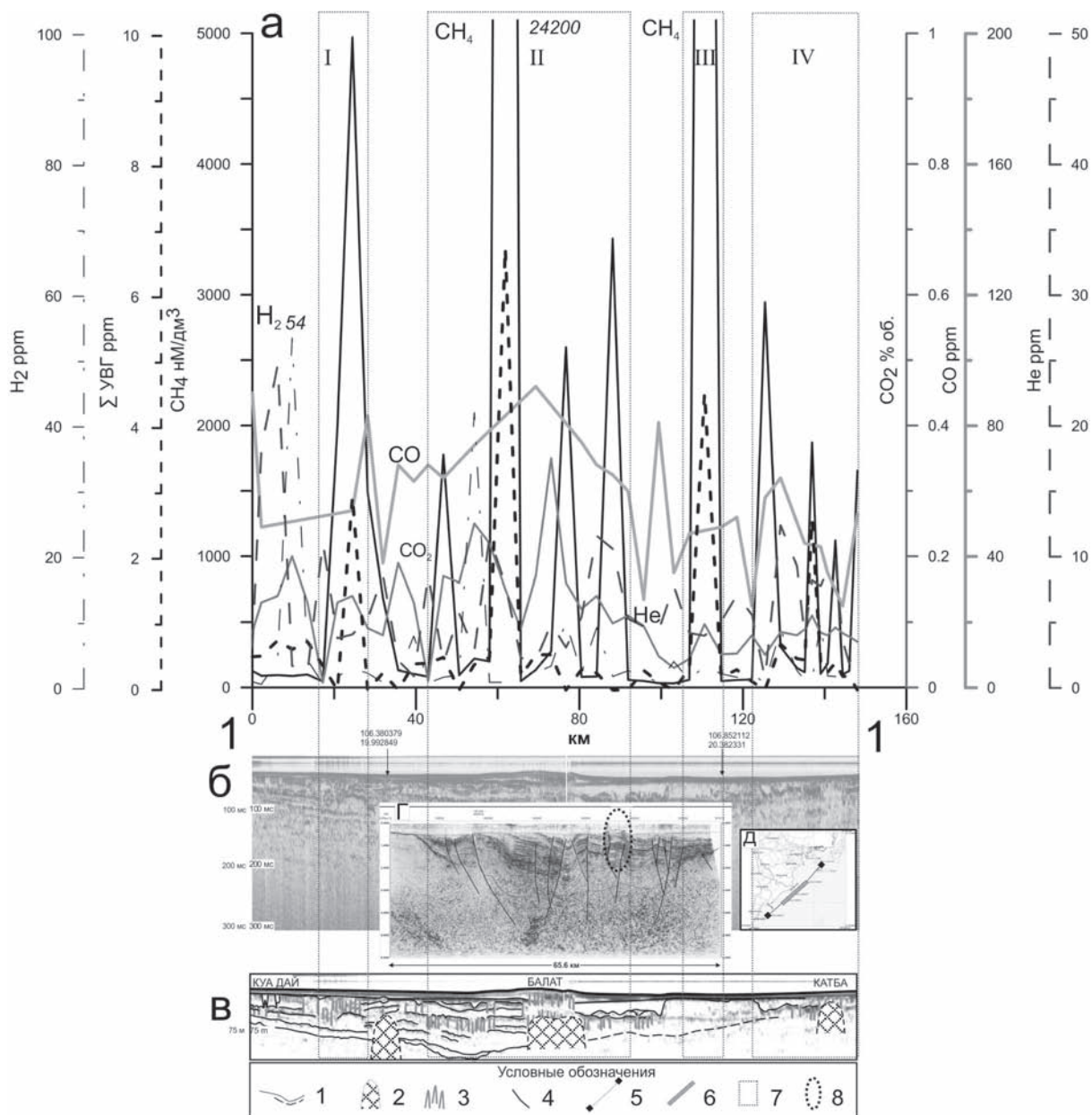


Рис. 136. Профиль комплексного газогеохимического поля (а) на разрезе непрерывного сейсмического профилирования НСП (б) и его интерпретация (в); глубинный сейсмический разрез ОГТ (г), совмещенный в разрезе с профилем 1–1 (д)

1 – сейсмические границы; 2 – сейсмоакустические аномалии типа «слепая зона», вызванные высокой концентрацией газов; 3 – каналы газовой миграции; 4 – разломы; 5 – профиль 1–1, 6 – положение сейсмического профиля МОБ; 7 – зоны возмущения комплексного газогеохимического поля; 8 – участок нефтегазопроискового бурения на разрезе МОБ ОГТ

35 км (г). Аномальные поля УВГ иногда не имеют прямой связи с разрывными нарушениями или сейсмоакустическими аномалиями, но выделяются максимумами суммарной концентрации газов ряда этан-бутан, что служит поисковым признаком перспективных локальных структур.

Отчетливо выделяется зона I, аномальные концентрации газов в которой маркируют, по всей

видимости, приповерхностные разломы, а максимальный пик концентраций метана зафиксирован над местом наибольшего их сгущения. Между зонами I и II наблюдается участок снижения концентраций всех, особенно углеводородных, газов (участок 29–40 км). Общее понижение концентраций газов обусловлено отсутствием глубоких разломов и малочисленными каналами миграции

газов. Наиболее протяженная зона активизированного газогеохимического поля находится на участке 42–92 км и выделяет осевую, вероятно, наиболее проницаемую зону рифта Красной реки. Она содержит самые высоко амплитудные аномалии всех газов (CH_4 до 24200 нМ/дм³) над «газовыми каналами» на разрезе НСП и выделяется куполообразным повышением содержания CO (до 92 ppm), образование которого возможно, например, в связи с подземным пиролизом углей при термальном метаморфизме. В пользу такого предположения говорит наличие интрузий изверженных пород в этом районе [Fyhn, Phach, 2015]. Слои осадочных пород в этой зоне наиболее дислоцированы (69–92 км), здесь больше всего разломов, миграция газов по которым отражается приповерхностными сейсмоакустическими аномалиями «слепая зона» и «газовый канал». Обращает на себя внимание более изменчивый характер распределения всех газов в восточной части этой зоны (участок «Балат», рис. 136, в), чем в ее западной части.

Максимальные концентрации УВГ зафиксированы над участком, не нарушенным разрывными дислокациями (рис. 136, б-г). Такое распределение УВГ указывает на перспективные участки для поисков нефти и газа, при этом газогеохимическая аномалия указывает на ловушку, не обязательно тектонической природы. Третья зона, где выделяются вторые по величине аномалии CH_4 (16000 нМ/дм³), УВГ и CO_2 находится над одиночными разломами на разрезе МОВ ОГТ. Здесь не обнаружены газовые каналы, но аномальный пик суммы УВГ указывает на перспективный участок для поисков углеводородов. Зона IV маркирует участок о-ва Катба (см. рис. 136, в) и характеризуется всплесками CH_4 , УВГ, H_2 , CO и CO_2 над сейсмоакустическими аномалиями, вероятно связанными с кайнозойскими сдвиговыми дислокациями, формирующими зоны газовой проницаемости.

Эти данные хорошо согласуются с авторскими работами 2013–2015 гг., согласно которым на этом участке распространены миграционные газы термогенного $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ (-40 – -58 ‰ PDB) и метаморфогенного генезиса ($\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -25 – -40 ‰). Необходимо отметить участок 0–18 км («Куа Дай», рис. 136, в), где зафиксированы максимальные концентрации гелия (25 ppm) и водорода (54 ppm), а также аномальные пики CO_2 и CO (рис. 136, а). Этот участок находится на западном борту рифта Красной реки и аномалии газов в его пределах отражают общую тенденцию изменчивости газогеохимического поля при пересечении рифта. На сухопутном продолжении этого борта (см.

рис. 135, а) в термальных источниках (8 объектов) нами обнаружены аномалии He (до 36 нМ/л) и H_2 (до 3 нМ/л), при аномалиях CH_4 (до 54 нМ/л) и наличие C_2H_6 , C_3H_8 и C_4H_{10} в следовых количествах. Здесь важным фактором является совпадение аномалий разных газов, например, CO_2 (580 мкМ/л), CH_4 (50 нМ/л) и гелия (18 нМ/л), что указывает на вклад нескольких литосферных источников газов, в том числе глубинных, вероятно, связанных с субвертикальными зонами проницаемости и промежуточным переходным (параплатформенным) фундаментом [Арешев, 2003]. Распределение аномальных газогеохимических полей отражает еще не обнаруженные ловушки углеводородов, возможно, литологического и стратиграфического типов и указывает на современные потоки глубинных газов и флюидов в районе исследования. Наиболее активизированной в отношении комплексных газовых аномалий является осевая часть рифта Красной реки, при этом на его бортах проявляются локальные аномалии He, H_2 , CO_2 и отмечается «утяжеление» критерия $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$.

Таким образом, обнаружение в низкосейсмичном районе зон возмущения комплексного газогеохимического поля, возможно, указывает на структурно-вещественный отклик литосферы Северного Вьетнама на изменение (усиление) сеймотектонической и вулcano-магматической активности многих районов северо-западной части Тихого океана в период 2006–2016 гг. Полученные данные диктуют необходимость проведения системных газогеохимических исследований на акваториях восточно-азиатской трансформной окраины. При этом поисковые геолого-геофизические работы на углеводороды, включая газогидраты, должны предваряться и сопровождаться газогеохимической съемкой.

Работы проведены в рамках Совместной Российско-Вьетнамской лаборатории по морским наукам (ТОИ ДВО РАН ИМГГ ВАНТ).

* * *

В северо-западной части Южно-Китайского моря выделяются аномальные газогеохимические поля, контролируемые геологическим строением осадочного бассейна Бейбуван. Разломы района являются сейсмически низкоактивными, что выражается в невысоких концентрациях метана. Метан был обнаружен во всех пробах осадка (в концентрациях до 9000 нл/дм³, при фоне 4000 нл/дм³), этан – в 95 % всех проб. Для сравнения, концентрации метана в сейсмоактивных зонах Охотского моря часто на три–четыре по-

рядка выше. Концентрации этана в пробах были в 10 раз ниже, чем концентрации метана, но иногда достигали равных значений. В 75–80 % проб были обнаружены пропан и бутан. Эти данные согласуются с исследованиями лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН в Восточно-Сибирском море. Установлено, что площади прогнозируемых газонефтяных, нефтегазовых и нефтяных залежей шельфа Восточно-Сибирского моря характеризуются минимальной метаноносностью и углеводородоносностью донных осадков (менее 0,05 и 0,001 см³/кг, соответственно), а также максимальной мощностью осадочного чехла в пределах Северо-Чукотского (более 10 км), Южно-Чукотского, Айонского бассейнов (более 3 км) [Гресов и др., 2017]. Таким образом, формирование низкоинтенсивных аномалий УВГ характерно для нефтегазоносных перспективных районов морей Восточной Азии в низкосейсмичных осадочных бассейнах, достигающих в депоцентрах мощности более 10 км.

В гидрологических скважинах на о-вах Катба, Кото, Нгоквын и других в пределах залива Тонкин, а также в колодцах и источниках были зафиксированы ураганные концентрации метана до 11 мл/л (при фоне 0,3 мл/л), что, вероятно, связано с наличием глубинных зон проницаемости и дренируемых ими источников углеводородных газов.

Выявлено, что распределение углеводородных газов носит необычный по сравнению с Охотским и Японским морями характер: в донных осадках и морской воде зафиксированы высокие концентрации углеводородных газов (до пентана) при сравнительно невысоких концентрациях метана. Обнаружена высокая концентрация водорода (максимум 700 ppm) в осадках и в воде в районе эпицентра землетрясений, произошедшего в 2013 г. перед началом работ. Всплески концентраций водорода говорят о наличии литосферных источников этих газов, возможно, это антрациты или бурые угли, распространенные на побережье. Всплеск концентраций водорода над поверхностными разрывами указывает на их проницаемость. Были обнаружено не менее 30 аномальных пиков водорода среди 130 станций (2012–2014 гг.). Концентрации метана в осадке достигали 8200 нл/дм³, аномально высокие концентрации углеводородных газов (этан, пропан и, особенно, бутан) указывают, вероятнее всего, на газоконденсатный источник.

На островах и сухопутном обрамлении в районе исследований обнаружены ураганные содержания метана, свидетельствующие о его подтоке из

подстилающих толщ. Аномалии миграционного метана обнаружены как в карбонатных толщах на о-ве Катба, так и в силурийских и девонских песчаниках на о-ве Кото.

Фоновые и низкоинтенсивные аномальные поля метана, выявленные в донных отложениях, также могли бы свидетельствовать об интенсивных процессах его окисления. Эта возможность подтверждается литературными материалами [Han et al., 2008]. Но рыхлые отложения в заливе маломощные, на исследованной территории часто совершенно смыты. Скорее всего, роль флюидопора здесь играют зональные и региональные покрывки из глинистых сланцев, закартированных бурением в районе работ [Арешев, 2003].

Полученные данные (высокие концентрации углеводородных газов, водорода и гелия, наличие биомаркеров, термогенный вплоть до метаморфогенного изотопный состав углерода метана) свидетельствуют о газоносном, вероятно газоконденсатном потенциале осадочного бассейна Бейбуван, причем вклад глубинного газового углеводородно-водородного флюида может быть значителен. Невысокие концентрации метана при общем перспективном углеводородном потенциале бассейна объясняются низкой сейсмотектонической активностью этой части Южно-Китайского моря. Углеводородный потенциал проявляет себя через гидрологические горизонты, вскрытые скважинами на островном обрамлении залива Тонкин (Бакбо). Наиболее перспективными представляются тектонические депрессии.

Следует отметить, что северо-западная часть Вьетнама является современной сейсмически активной областью [Зунг, 2011], и не исключено, что увеличение числа и интенсивности аномальных газогеохимических полей, вызванного усилением сейсмоактивности, может произойти и в шельфовой области Северного Вьетнама.

В целом, анализ авторских исследований, работ предшественников и литературных данных позволяет сделать заключение:

На шельфе Южно-Китайского моря распространены полигенетические аномальные газогеохимические поля углеводородных газов, водорода, углекислого газа и, в меньшей степени, гелия. Как в Южной, так и в Северной газогеохимических провинциях в поверхностных отложениях и придонной воде проявлены термогенные углеводородные газы. В составе углеводородных газов залива Тонкин и обрамления термогенная компонента составляет не менее 50 %. Термогенная изотопная метка обнаружена также в метане фо-

нового газогеохимического поля. При этом в гидрологических скважинах появляются признаки метаморфогенных газов с изотопным составом углерода метана -25.5% . Источником термогенных газов, вероятнее всего, являются газоконденсатные или газовые залежи, а метаморфогенных – породы фундамента. Возможно, особую роль в накоплении и миграции углеводородных и других газов выполняет промежуточный трещиноватый фундамент, рассматриваемый как коллектор глубинных, в том числе углеводородных, флюидов [Никифоров и др., 2013].

Микробные газы распространены в реках, озерах и поверхностных морских водах, и подтверждают ранее выявленную в Охотском и Японском морях тенденцию к широкому разбросу значений $^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -70 – -93% VPDB в пределах небольшого по площади района исследований.

Связь газогеохимических полей с сейсмоструктурной Южно-Китайского моря можно охарактеризовать как досейсмическую. Тем не менее, повышенный фон по термогенному и метаморфогенному метану и ТУВГ, а также аномалии углекислого газа и водорода сигнализируют о наличии подтока газов по активизированным зонам проницаемости.

Можно отметить, что особенности распределения природных газов, низкая сейсмическая активность шельфа, распространение термальных источников и угленосных площадей на прилегающей суше, линейный характер протяженных глубинных зон проницаемости и геохимические признаки углеводородов позволяют, по мнению автора, проводить сравнение между удаленными друг от друга региональными системами проницаемости. Например, можно провести сравнение между системой рифта Красной реки и мезозойско-кайнозойской грабен-рифтовой системой Чукотского моря, где были выявлены аномальные поля метана низкой и средней интенсивности [Астахов и др., 2013; Шипилов и др., 1989; Savvichev et al., 2004].

6.4. Связь газогеохимических полей и сейсмоструктурной Восточно-Сибирского моря

Увеличение спроса на энергоресурсы в мире все чаще обращает внимание ученых на осадочные бассейны Северного Ледовитого океана и на российский сектор Арктики, где открыты крупные месторождения нефти и гигантские – газа (Штокмановское, Русановское) в Баренцевом и

Карском морях, а также около 40 месторождений нефти и газа на Северной Аляске, в непосредственной близости от российской экономической зоны. Согласно оценке, выполненной ИНГГ СО РАН, с вероятностью 0.95 установлено, что начальные геологические ресурсы углеводородов в Северном Ледовитом океане в нефтяном эквиваленте больше 90 млрд т [Конторович и др., 2010]. Восточно-Сибирское море, занимающее центральный сектор морей Восточной Арктики (МВА), относится к пассивной континентальной окраине [Горная энциклопедия, 2015; Пушаровский, 1976], с недостаточно изученными перспективами на обнаружение горючих и других полезных ископаемых [Геология и полезные ископаемые..., 2004]. Наличие неотектонических структур в восточной Арктике (зоны разломов, горсты и грабены в Восточно-Сибирском море, Чукотский грабен), многочисленные геотермальные проявления с глубинными газами на Чукотском п-ове [Поляк и др., 2010] и наличие геохимических признаков эндогенной активности рифто-грабеновой системы на его шельфе [Астахов и др., 2013], а также наличие газовых покмаков – оспинообразных кратеров выделения газа на континентальном склоне Чукотского моря, и другие признаки говорят о том, что моря и их побережье Восточного сектора Российской Арктики являются регионом с уникальными, но мало изученными особенностями дегазации литосферы. В обстановке пассивной восточно-арктической окраины континента с низкой сейсмичностью, отсутствием вулканической дуги и т.д., формирование и распределение газогеохимических полей поверхностных осадков происходит в относительно спокойной обстановке. Обнаружение здесь миграционных форм углеводородов, термогенных газов в осадках [Шакиров и др., 2013] и газопроявлений указывает, что существует обширный очаг – источник углеводородов, который определяет их восходящий поток в системах проницаемости, связанных с рифтами (рис. 137), границами тектонических структур и другими. Район исследований относится к Восточно-Арктической перспективной нефтегазоносной провинции [Карта нефтегазоносности..., 2005].

Чукотско–Восточно–Сибирский бассейн является наиболее крупной структурой Восточно-Арктического шельфа, протягиваясь в широтном направлении на 1300 км и расширяясь с запада на восток от 450 км до 900 км на границе с американской частью чукотского шельфа [Виноградов и др., 2004]. Работами ВНИИ Океангеология ранее были установлены аномальные поля метана низкой и

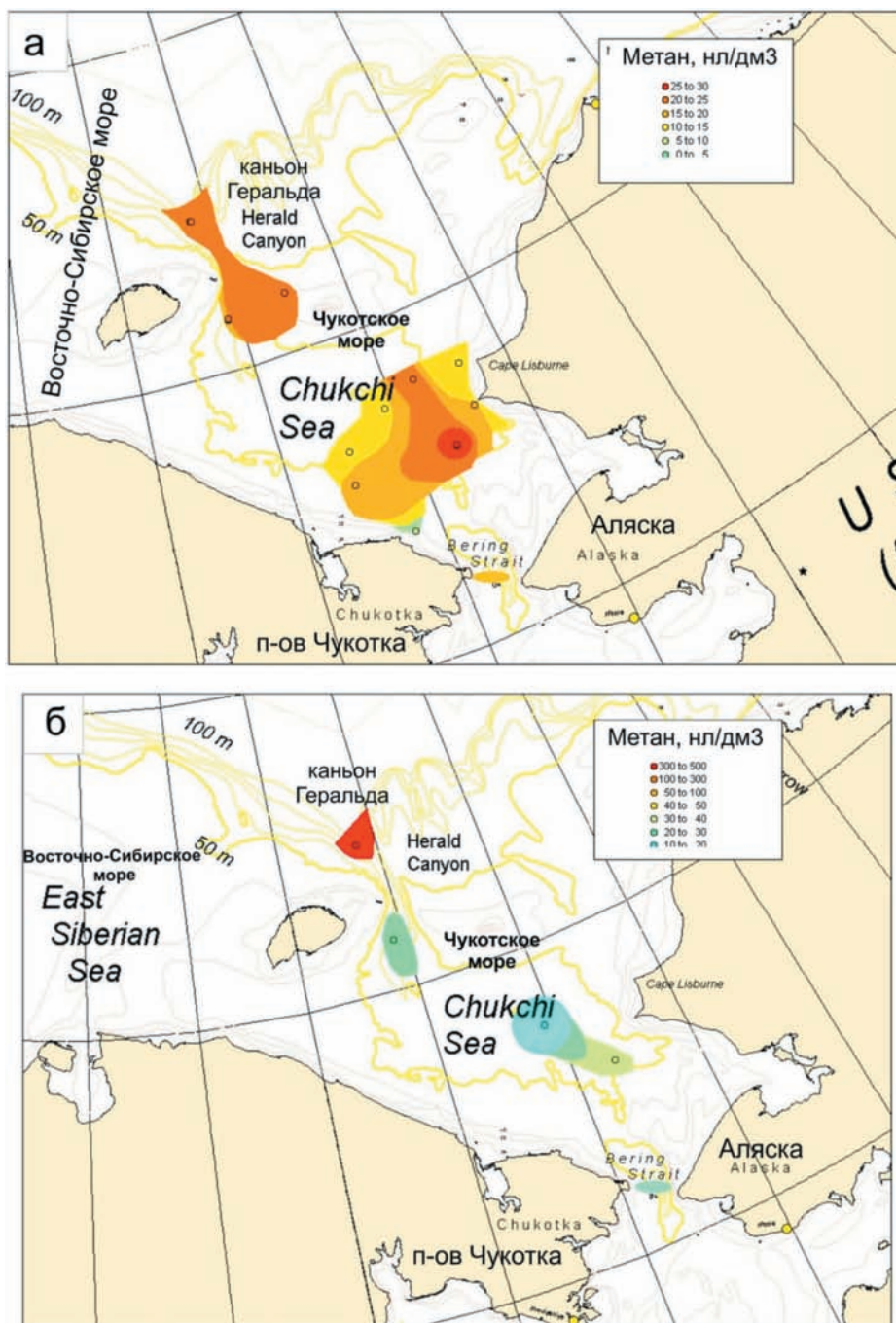


Рис. 137. Аномальные поля метана в осадках Чукотского моря [Savvichev et al., 2004] с дополнениями автора (Берингов пролив, 2008 г.)
 а – поверхностные отложения; б – горизонт 20–40 см

средней интенсивности в осадках Чукотского моря [Savvichev et al., 2004]; (см. рис. 137). Аномальные поля метана контролируются грабен-рифтовой системой дна Чукотского моря, и их источником, вероятно, являются очаги генерации, связанные с эндогенной активностью. В целом перспективы нефтегазоносности Чукотского моря изучены гораздо лучше, чем Восточно-Сибирского моря.

Здесь выделена Южно-Чукотская перспективная газонефтеносная область [Карта нефтегазоносности..., 2005].

Восточно-Сибирское море мало изучено из-за суровых климатических условий и продолжительности ледового периода. Среди арктических морей это самое мелководное море: 72% акватории имеют глубину менее 50 м, глубины менее

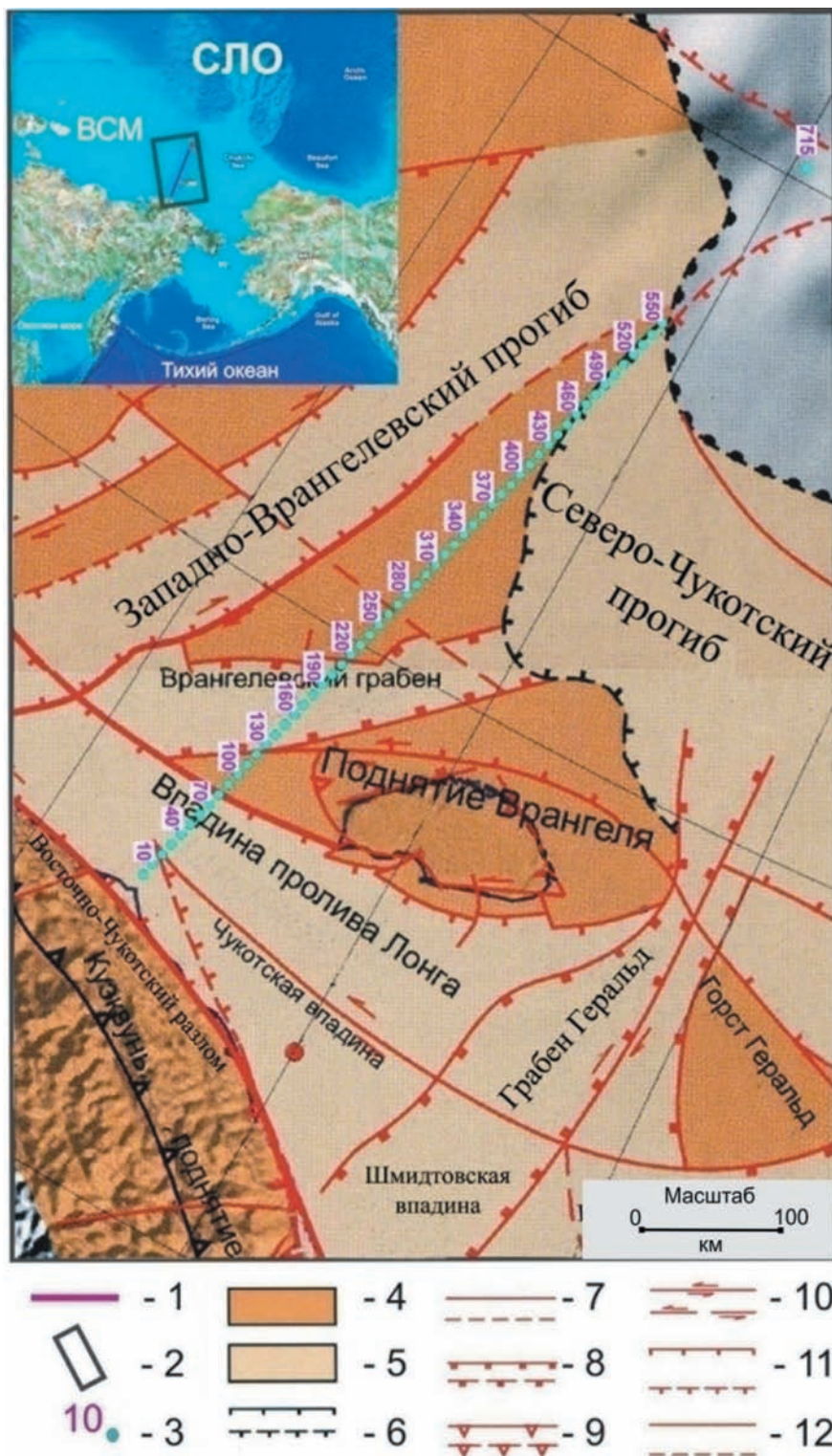


Рис. 138. Положение пикетов опробования донных осадков Восточно-Сибирского моря на карте неотектонических структур, выраженных в рельефе арктического шельфа. Положение пикетов опробования донных осадков Восточно-Сибирского моря на карте неотектонических структур, выраженных в рельефе арктического шельфа [Геология и полезные ископаемые ..., 2004].

1 – профиль работ 2008 г.; 2 – полигон работ; 3 – пикеты опробования; 4 – поднятия и горсты; впадины, 5 - грабены, рампы; 6 – границы достоверные/предполагаемые (штрихи направлены в сторону впадин). Новейшие разломы: (главные разломы показаны утолщенными линиями): 7 достоверные/предполагаемые; 8 – сбросы; 9 – взбросы; 10 – сдвиги; 11 – неустановленного типа; 12 – без установленного смещения. СЛО – Северный Ледовитый океан

30 м занимают половину площади моря. В строении Восточно-Сибирского моря выделяется ряд главных неотектонических структур, границы которых, как правило, составляют новейшие разломы различной специализации, в основном сбросы и сдвиговые дислокации. В лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН рассмотрены основные особенности химического и изотопного состава метана по профилю от мыса Биллингса к поднятию Менделеева, при этом в глубоководной котловине также была выполнена станция. Комплексный геолого-геофизический профиль 5-АР, выполненный под руководством ФГУНПП «Севморгео» [Сакулина и др., 2011а], на котором была проведена газогеохимическая съемка (рис. 138), пересекает в направлении от берега следующие неотектонические структуры [Геология и полезные ископаемые..., 2004]: впадина пролива Лонга; Поднятие Врангеля, Врангелевский грабен, Северо-Шелагское поднятие [Верба и др., 2011а], ограниченное сбросами, Северо-Чукотский прогиб и бровка шельфа, контролируемая субширотным Менделеевско-Беринговским разломом. Глубины моря в районе исследований не превышают 200 метров, при средних значениях 57 м. Станции 10–20 находятся на приподнятом крыле разлома неустановленного типа между субширотным Чукотским разломом и Чукотской впадиной. Станция 30 находится на сочленении разлома неустановленного типа и субширотного крупного левостороннего сдвига, отделяющего Чукотскую впадину от впадины пролива Лонга. Пикеты 50–80 расположены в пределах впадины пролива Лонга, пикет 90 находится на линии сброса, отделяющего с юго-запада поднятие Врангеля от впадины пролива Лонга.

Пикеты 100–110–120 отработаны на поднятии Врангеля, пикет 130 контролируется сбросом, отделяющим поднятие Врангеля от Врангелевского грабена. Пикеты 140–220 выполнены в пределах Врангелевского грабена, далее профиль на отрезке 230–460 км проходит в пределах Северо-Шелагского поднятия, при этом пикет 270 контролируется предполагаемым активным разломом. Наличие газогеохимических аномалий метана на всех горизонтах опробования свидетельствует о присутствии активного газоносного разрыва. Станция 380 находится на глубине 55 метров, в центральной части поднятия.

Пикет 560 выполнен на бровке шельфа (глубина 182 метра) Восточно-Сибирского моря. С восточной стороны к этому пикету выходит достоверно установленный субширотный

Менделеевско-Беринговский разлом. В работе использованы материалы, полученные геолого-геофизической экспедицией в июле–сентябре 2008 г. в 45 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в Восточно-Сибирском море (см. далее рис. 141). По региональному профилю (550 пог. км), протянувшемуся с юга на север от мыса Биллингса к подводному хребту Менделеева и включившему 56 донных станций на глубинах от 19 до 200 м, был произведен отбор литологического материала с последующим описанием и изучением особенностей распределения концентраций углеводородных газов в донных осадках. Отбор проб донных осадков проводился ударной прямоточной трубкой. Для характеристики осадков, в которых изучались углеводородные газы, определен гранулометрический состав поверхностного слоя, его элементный состав и содержание в нем органического углерода.

Газогеохимическая съемка в донных осадках по профилю позволила охарактеризовать следующие особенности распределения углеводородных газов. Метан установлен во всех газовых пробах из донных отложений в концентрациях от 2.0 ppm до 2.4% об. Фоновые концентрации метана в донных осадках составили 13 ppm (8 мкл/дм³). Это значение в четыре раза выше, чем в Охотском море. В целом, аномальное поле метана низкой и средней интенсивности прослеживается на всем протяжении профиля (см. рис. 138). В центральной его части выделен участок разгрузки метана (2.4 об. %; рис. 139) в концентрациях, достаточных для формирования газогидратов в зоне их стабильности. Газогеохимическое поле ТУВГ в донных отложениях представлено этаном (максимальное значение 0.43 ppm), этиленом, пропиленом (max – 0.61 ppm), пропаном (max – 0.33 ppm), бутаном (max – 0.7 ppm) и пентаном (max – 17 ppm); эти газы в целом сопровождают характер распределения метана. Отчетливо выделяется шесть всплесков концентраций метана на разных горизонтах опробования. Газонасыщенность (мкл/дм³) осадков постепенно возрастает вниз по разрезу, за исключением нескольких пикетов, где обнаружен значительный рост концентраций метана в нижних горизонтах опробования (рис. 140).

Результаты изотопных исследований углерода метана, этана и углекислого газа 14 газовых проб, извлеченных из осадков в различных участках профиля, выявили преобладание термогенной компоненты с примесью микробного газа.

Так, изотопный состав углерода метана составил -27.7 – -72.2 ‰ PDB; этана -17.0 – -31.8

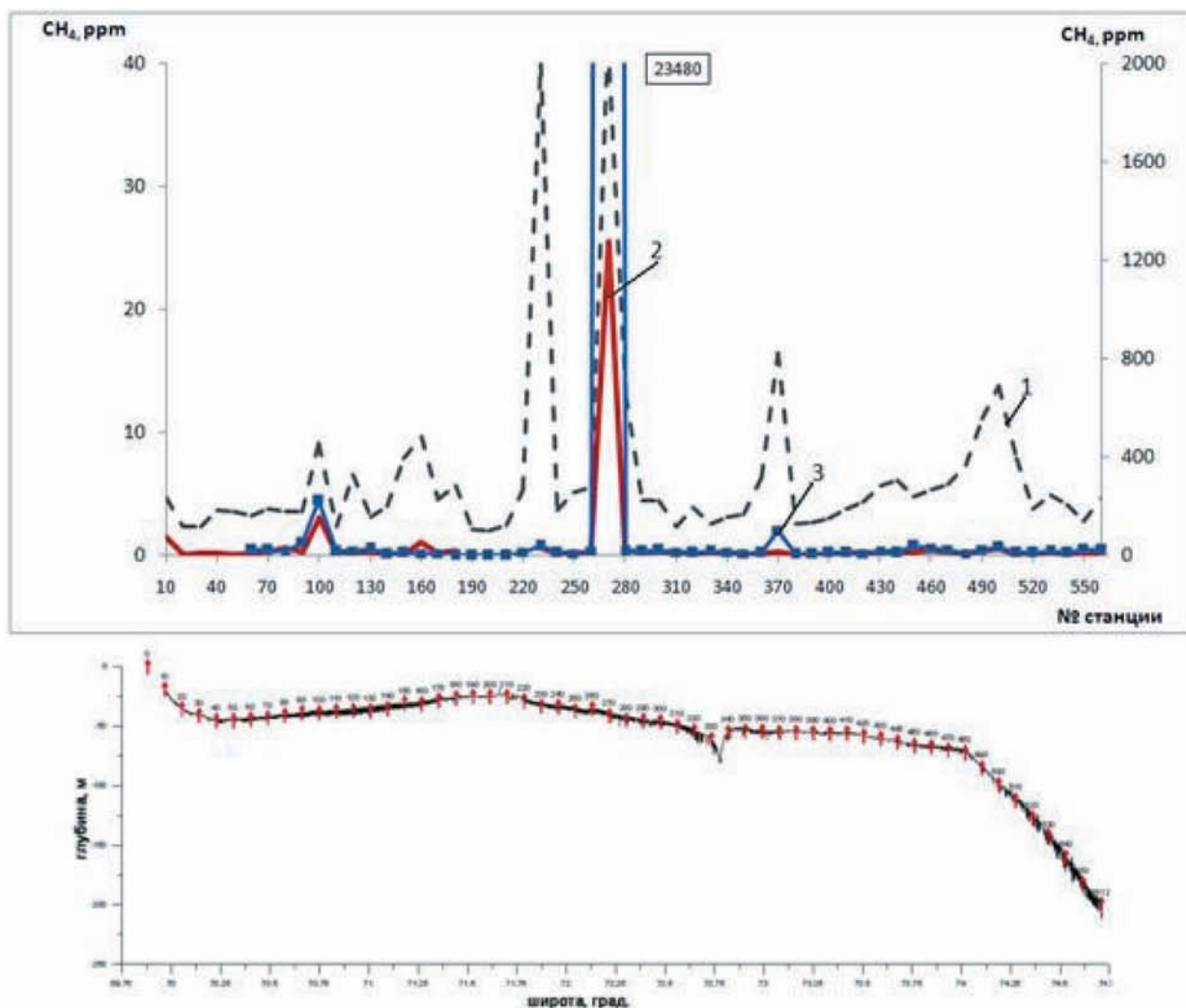


Рис. 139. Распределение метана в осадках на профиле дна на интервалах 0–5 см (1), 30–50 см (2), 80–120 см (3)

% VPDB; углекислого газа -17.7 – -23.7% VPDB (табл. 32, рис. 141). Полученные данные изотопного состава углерода метана охватывают спектр микробных газов, углегазоносных и газонефтеносных осадочных формаций северо-востока России. Средняя величина изотопного состава метана в районе исследований составила -56.6 ‰ VPDB, что указывает на смешанный генезис газа (термогенный и микробный), с преобладанием термогенной доли, если судить по сопутствующим значениям для этана и доли УВГ. Метан с изотопным составом углерода -45.8 – -56.1 ‰ VPDB (пикеты 40–60 км) характерен для угленосных формаций. Эти значения обнаружены во впадине пролива Де Лонга, в которой прогнозные мощности осадочного чехла достигают 10 км [Соколов, 2008].

Согласно этой работе, по обе стороны от Врангелевского грабена находятся аномальные

зоны магнитного поля, по которым здесь предполагается наличие магматических комплексов пород.

Наиболее «тяжелый» по углероду метана газ обнаружен на пикете 90 км: -27.9 ‰ VPDB. Наиболее «легкий» -72.2 ‰ PDB зафиксирован на пикете 280 км, рядом с максимумом содержания метана по профилю (пикет 270 км, 2.4 ‰). В общем случае, при разгрузке природного газа, обеспечиваемой углеводородным скоплением, термогенная компонента должна преобладать. Тем не менее, в местах активных метановых проявлений (таких как газогидратные), часто обнаруживается газ с относительно легким составом углерода, например, северо-восточный склон о-ва Сахалин, Охотское море: $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -31.7 – -77.5 ‰ PDB. Эта особенность объясняется микробными процессами в верхних дон-

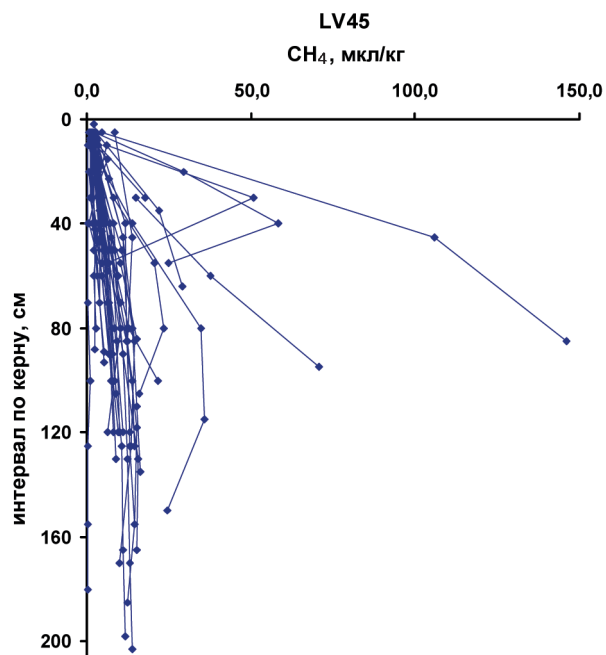


Рис. 140. Суммарная диаграмма вертикальных профилей распределения метана в осадках Восточно-Сибирского моря (2008 г., профиль 5-AP)

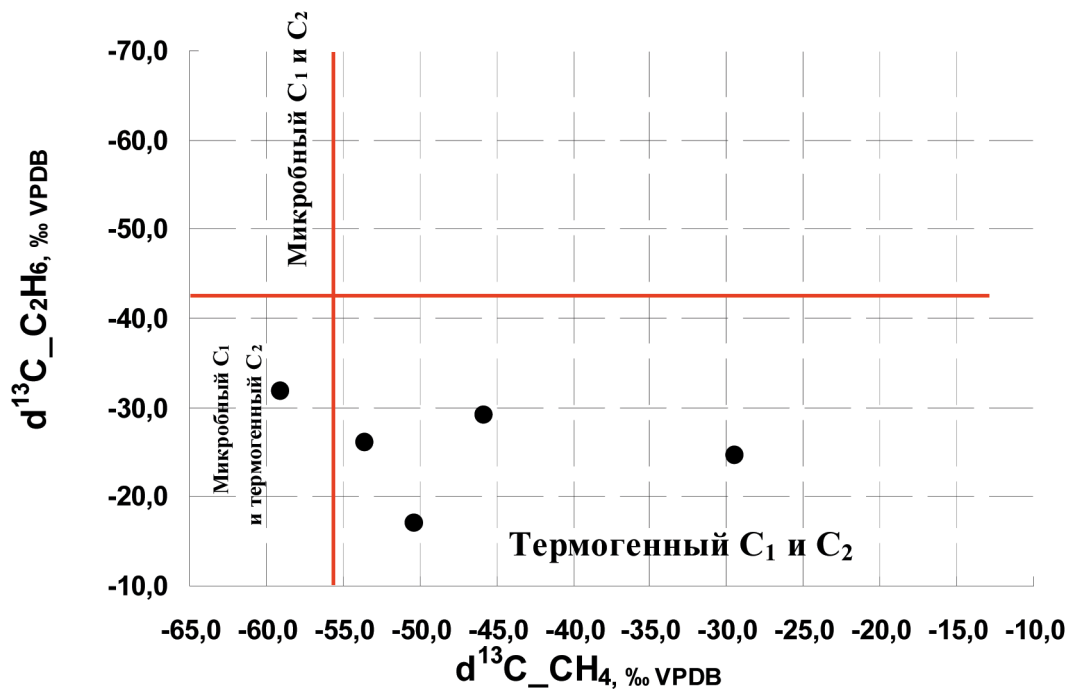


Рис. 141. Соотношение стабильных изотопов углерода метана и этана и их генетические типы в осадках Восточно-Сибирского моря [Шакиров и др., 2012]

ных отложениях, через которые просачивается миграционный поток: он, с одной стороны, обеспечивает микробные сообщества питательным субстратом, а с другой – выносит микробные газы на поверхность.

Поэтому можно предположить в качестве идеи, что метан, облегченный по углероду в зонах проницаемости, но сопровождаемый миграционными углеводородными газами ряда этан-бутан, указывает на наличие притока углеводородных флюидов.

Таблица 32. Содержание метана в осадках на разных интервалах (ppm) и изотопный состав углерода CH₄, C₂H₆ и CO₂ (‰ VPDB) по профилю в Восточно-Сибирском море

Станции	Интервалы отбора, см			δ ¹³ C		
	0–20	30–60	80–120	CH ₄	C ₂ H ₆	CO ₂
1	2	3	4	5	6	7
10	–	<u>54.8</u> 35.1(2*)- 74.5	–	–56.8	–	–21.7
20	<u>3.2</u> 2.3 - 4.0(2*)	5.7(1*)	–	–	–	–
30	<u>3.0</u> 2.3 - 3.7(2*)	6.6(1*)	–	–	–	–
40	<u>6.2</u> 3.7 - 8.6(2*)	6.6(1*)	–	–45.8	–29.1	–22.8
50	3.6(1*)	5.9(1*)	–	–	–	–
60	<u>4.1</u> 3.2 - 5.0(2*)	<u>9.8</u> 7.8 - 11.7(2*)	<u>19.4</u> 15.4 - 23.4(2*)	–	–	–
70	3.8(1*)	<u>10.6</u> 6.7 - 14.4(2*)	23.2(1*)	–	–	–
80	3.6(1*)	<u>19.4</u> 9.8 - 29.1(2*)	<u>25.0</u> 19.1 - 31.0(2*)	–60.8	–	–22.0
90	3.0(1*)	16.9(1*)	<u>46</u> 42.5 - 49.4(2*)	–29.5	–24.6	–17.7
100	9.1(1*)	151.7(1*)	220.9(1*)	–56.1	–	–21.9
110	2.4(1*)	12.8(1*)	<u>14.8</u> 14.6 - 15.0(2*)	–	–	–
120	6.6(1*)	13.8(1*)	<u>17.1</u> 15.0 - 19.2(2*)	–	–	–
130	3.1(1*)	<u>9.8</u> 5.4 - 14.3(2*)	29.2(1*)	–	–	–
140	4.0(1*)	<u>5.4</u> 4.2 - 6.5(2*)	4.9(1*)	–	–	–
150	7.9(1*)	2.6(1*)	<u>10.8</u> 10.0 - 11.6(2*)	–	–	–
160	9.7(1*)	<u>30.8</u> 8.8 - 52.7(2*)	–	–	–	–
170	4.6(1*)	<u>7.8</u> 7.4 - 8.2(2*)	–	–	–	–
180	5.7(1*)	19.4(1*)	–	–	–	–
190	2.1(1*)	–	–	–53.6	–26.1	–22.9
200	2(1*)	–	–	–	–	–
210	2.5 (1*)	–	–	–	–	–

1	2	3	4	5	6	7
220	5.3(1*)	13.7(1*)	–	–	–	–
230	5.9(1*)	$\frac{35.6}{30.9-40.6(2^*)}$	40.4(1*)	–	–	–
240	3.7(1*)	9.4(1*)	10(1*)	–	–	–
250	5.1(1*)	7.3(1*)	–	–	–	–
260	5.6(1*)	14.6(1*)	19.5(1*)	–59.0	–31.8	–22.6
270	41.9(1*)	1278.0(1*)	23787.8(1*)	–	–	–
280	13(1*)	21.2(1*)	16.2(1*)	–72.2	–	–23.5
290	4.5(1*)	13.6(1*)	$\frac{17.7}{14.9-20.5(2^*)}$	–	–	–
300	4.5(1*)	15.6(1*)	22.3(1*)	–	–	–
310	2.4(1*)	12.4(1*)	$\frac{12.8}{11.2-14.5(2^*)}$	–	–	–
320	3.9(1*)	6.3(1*)	$\frac{14.0}{10.8-17.3(2^*)}$	–60.1	–	–23.7
330	2.6(1*)	9.7(1*)	16.6(1*)	–	–	–
340	3.1(1*)	$\frac{10.1}{7.2-13.0(2^*)}$	–	–	–	–
350	3.3(1*)	$\frac{6.0}{5.3-6.8(2^*)}$	8.9(1*)	–	–	–
360	6.4(1*)	$\frac{10.6}{8.9-12.3(2^*)}$	–	–	–	–
370	–	$\frac{36.8}{16.5-57.1(2^*)}$	101.8(1*)	–58.8	–	–22.4
380	2.6(1*)	4.8(1*)	–	–	–	–
390	2.7(1*)	4.4(1*)	–	–	–	–
400	3.0(1*)	4.4(1*)	9.1(1*)	–	–	–
410	3.8(1*)	13.4(1*)	11.7(1*)	–	–	–
420	4.4(1*)	8.6(1*)	8.3(1*)	–	–	–
430	5.7(1*)	13.4(1*)	$\frac{23.8}{20.0-27.5(2^*)}$	–60.3	–	–24.3
440	6.1(1*)	12.0(1*)	–	–	–	–
450	4.8(1*)	14.3(1*)	$\frac{43.1}{37.8-48.4(2^*)}$	–62.0	–	–
460	5.4(1*)	19.0(1*)	30.1(1*)	–	–	–
470	5.8(1*)	15.6(1*)	24.2(1*)	–	–	–
480	7.4(1*)	8.2(1*)	–	–	–	–
490	11.1(1*)	20.9(1*)	$\frac{28.4}{24.9-32.0(2^*)}$	–62.0	–	–23.4
500	13.8(1*)	26.3(1*)	$\frac{33.2}{31.3-35.2(2^*)}$	–	–	–
510	7.9(1*)	8.8(1*)	12.0(1*)	–	–	–

1	2	3	4	5	6	7
520	3.8(1*)	8.8(1*)	$\frac{10.7}{10.3-11.1(2^*)}$	–	–	–
530	4.9(1*)	8.8(1*)	$\frac{17.2}{16.4-18.0(0^*)}$	–	–	–
540	4.1(1*)	$\frac{8.4}{7.5-9.2(2^*)}$	–	–	–	–
550	2.8(1*)	$\frac{5.6}{3.7-7.5(2^*)}$	$\frac{22.9}{22.5-23.6(2^*)}$	–50.3	–17.0	–23.0
560	4.7(1*)	$\frac{9.3}{4.3-14.3(2^*)}$	$\frac{25.2}{20.2-30.3(2^*)}$	–	–	–

Примечание: * – число проб в интервале; в числителе – среднее значение, в знаменателе – диапазон концентраций.

дов из глубинных горизонтов осадочной толщи. Это вполне может иметь место в случае пикета 280 км, так как данный участок контролируется неотектоническим разломом. Это же положение подтверждает состав углерода углекислого газа на пикете 280 км (-23.5% VPDB), который близок к средней величине углерода углекислого газа всех проб с термогенными значениями метана на профиле. Данная изотопная величина углерода углекислого газа совпадает по генетическому признаку с углекислым газом угленосных толщ с высокой степенью метаморфизма (например,

угольные месторождения о-ва Сахалин).

Молекулярная масса газовой углеводородной фракции (МУВ, средневзвешенное значение по массе индивидуальных членов ряда C_1-C_5) и весовая концентрация УВ, нормированная по отношению МУВ, исследовались как единый количественный показатель генетических особенностей УВГ [Гресов, 2009]. Среднее значение МУВ 25.31 характерно для газов газонефтяных и нефтяных залежей, при этом весовые концентрации C_1-C_5 (600-6-8-27-360) подтверждают, что газогеохимическое поле является полигенетическим образова-



Рис. 142. Фрагмент смоляно-черного осадка, очень пластичного, с высокой вязкостью; из керна, отобранного на пикете 270 км от берега

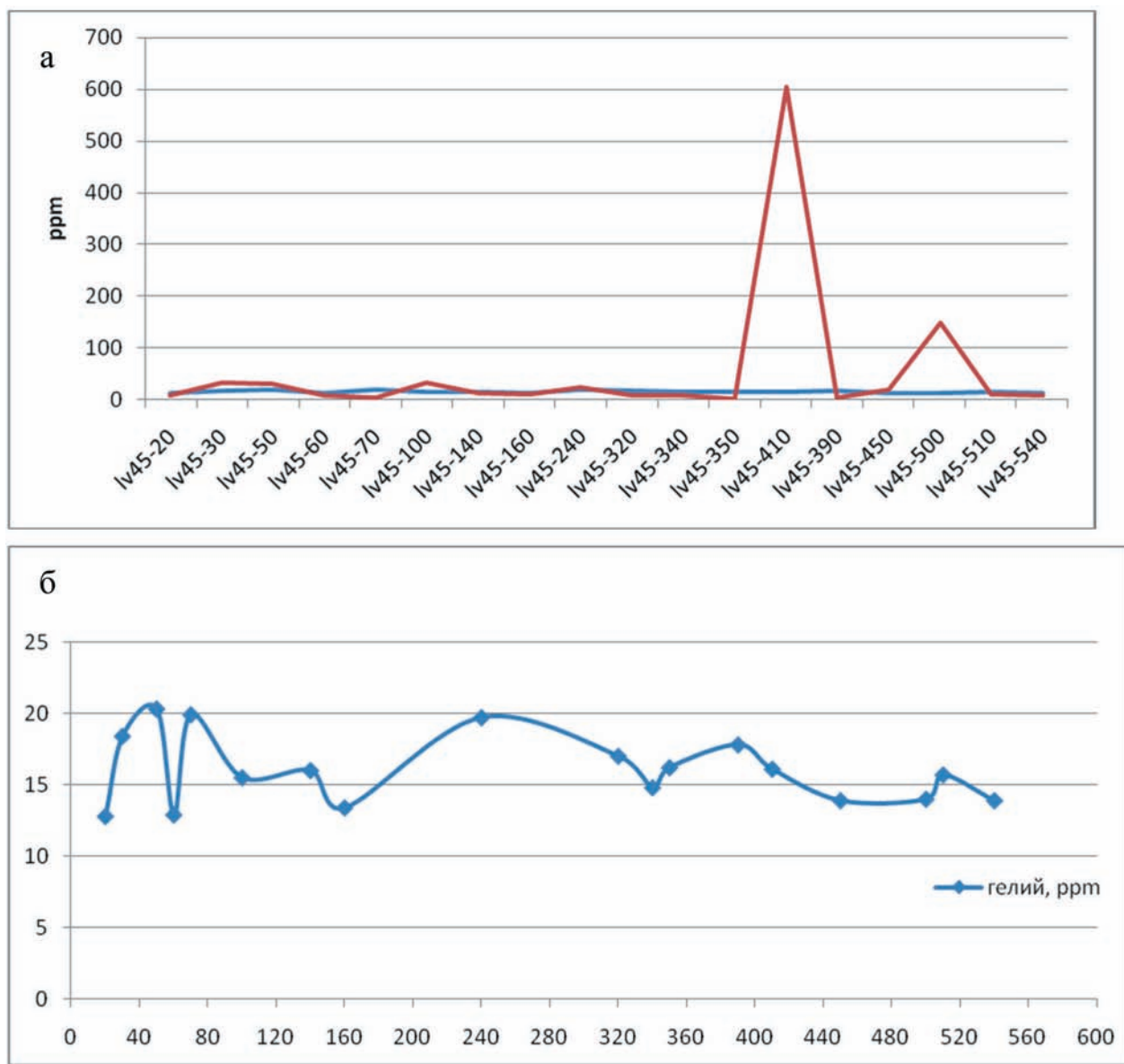


Рис. 143. Распределение водорода (а) и гелия (б) в нижних горизонтах (50 см) кернов осадка в Восточно-Сибирском море [2008]. Низкие концентрации водорода говорят о низкой сейсмичности района, а высокие концентрации гелия – о его высоком региональном фоне и притоке углеводородных газов в верхнюю часть разреза

нием (Приложение 4). Газовые компоненты такого поля генерируются наложением первичных миграционных и вторичных процессов. На рис. 142 приведен пример фрагмента керна осадка, в котором было обнаружено самое высокое содержание метана. Осадок смоляно-черный, пластичный, чрезвычайно плотный и вязкий, с трудом поддается обработке, без запаха: осадок такого типа не встречался в Охотском и Японском морях.

Важно, что вдоль профиля в нижних горизонтах опробования были зафиксированы аномальные значения содержания гелия и водорода в осадке. При этом обнаружены пики водорода и

гелия (рис. 143), которые хорошо сопоставляются с распределением метана и УВГ, и подтверждают миграционную природу аномалий углеводородных газов.

Фоновые концентрации водорода находятся в согласии с низкой сейсмичностью района, а концентрации гелия в диапазоне 12–20 ppm на всем протяжении профиля характеризуют высокий региональный гелиевый фон и сигнализируют о восходящей эмиссии углеводородных газов из подстилающих отложений. Это подтверждается относительно равномерным распределением термогенных углеводородных газов и их изотопными

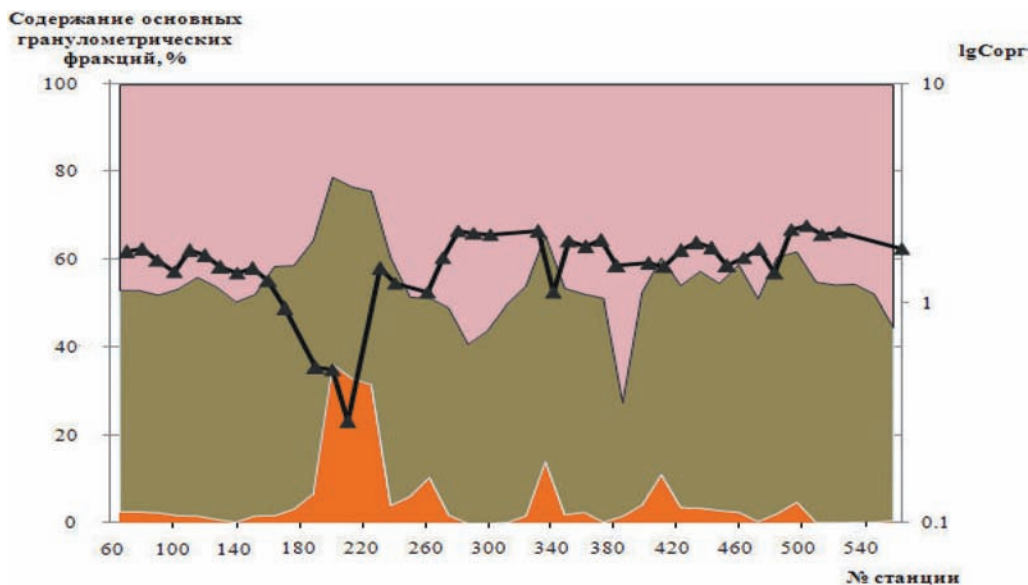


Рис. 144. Схема гранулометрического состава поверхностного слоя осадков по профилю и вариации $C_{орг}$ [Шакиров и др., 2013]

критериями. Приведенные данные являются наиболее контрастными характеристиками комплексного газогеохимического поля шельфа и склона Восточно-Сибирского моря, распространенного от берега на расстояние 560 км в сторону глубоководной котловины Северного Ледовитого океана.

Для характеристики осадков, в которых изучались газы, в стационарных условиях были сделаны дополнительные определения гранулометрического и химического составов (н.с. Сорочинская А.В., лаборатория газогеохимии ТОИ ДВО РАН).

При интерпретации результатов гранулометрического анализа использовалась классификация по соотношению содержания фракций псаммита (1–0.1 мм), алеврита (0.1–0.01 мм) и пелита (< 0.01 мм). Основной тип осадка по профилю – алеврит пелитовый, на станциях, расположенных во Врангелевском грабене, осадок представлен алевритом псаммитовым, на более удаленных от берега – пелитом алевритовым (рис. 144). Значительные содержания пелитовой фракции (21–72 %) присутствуют во всех пробах по профилю, что связано с подледноморскими условиями седиментации [Дударев и др., 2001].

Позже, лабораторией газогеохимии ТОИ ДВО РАН [Гресов и др., 2017] было определено, что аномальные газогеохимические поля в донных осадках шельфа ВСМ формируются в пределах поднятий, характеризующихся незначительной мощностью осадочного чехла, осложненных интенсивным развитием разломов и тектонической нарушенности, являющихся по своей сути обла-

стями газовой разгрузки (рис. 145). Установлено, что основными геохимическими маркерами и индикаторами нефтегазоносности шельфа ВСМ являются показатели молекулярной массы углеводородной фракции, изотопного состава углерода метана донных осадков и мощности чехла. Исходя из средних показателей изотопного состава углерода метана, этана, молекулярной массы углеводородной фракции эпигенетических УВГ авторы обосновано полагают, что основными газоматеринскими источниками их поступления в донные осадки шельфа Восточно-Сибирского моря являются газоконденсатные и конденсатногазовые залежи подстилающих отложений и фундамента. Миграционные УВГ газонефтяных, нефтегазовых, нефтяных залежей и скоплений имеют локальное распространение (менее 20 % от установленных прогнозных нефтегазоносных площадей) и окаймляются участками распределения газов газоконденсатных и конденсатногазовых скоплений и залежей. Это еще раз доказывает, что комплексное применение изотопно-газогеохимических показателей, имеет важное прикладное значение в вопросах поиска и разведки углегазоносных и углефтегазоносных формаций осадочных бассейнов морей Восточной Арктики.

Химический состав осадков (А.В. Сорочинская). Распределение органического углерода (концентрации $C_{орг}$) в осадках изменяется в широких пределах – 0.29–2.27 %, и хорошо коррелируется с количеством пелита. Осадки представлены некарбонатными разностями (значения $C_{карб.}$ от 0 до

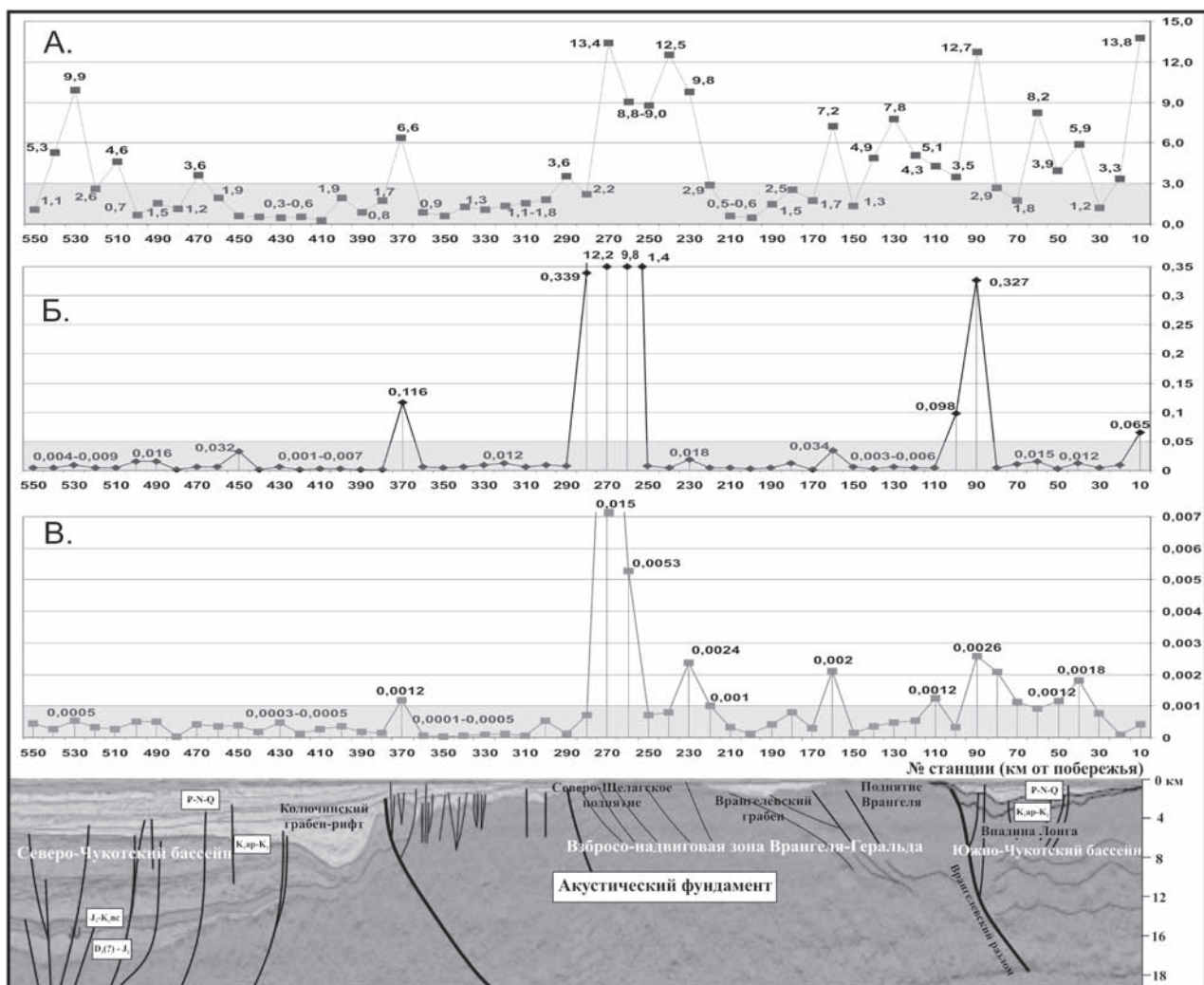


Рис. 145. Геологический разрез и графики распределения углекислотноности (А), метанонности (Б) и углеводородности (В) донных осадков ($\text{см}^3/\text{кг}$) по профилю 5АР (положение профиля показано на рис. 138) [Гресов и др., 2017]

0.06 %). Незначительный вклад неорганического углерода – характерная черта донных отложений Арктических морей, и низкое содержание $\text{C}_{\text{карб.}}$ в осадках обусловлено особенностями полярного биоценоза и его биотипа [Романкевич, Ветров, 2001]. Высокие положительные корреляционные связи с $\text{C}_{\text{орг.}}$ отмечаются для многих элементов: Fe (0.87), Mg (0.88), Na (0.64), V (0.75), Cr (0.86), Cs (0.63), Pb (0.68) (рис. 146). Для элементов группы железа характерно образование стойких металло-органических комплексов. Na, Mg и Ba (см. рис. 146) экстрагируются фитопланктоном в процессе жизнедеятельности и высвобождаются при его отмирании [Дударев и др., 2001; Перельман, 1979]. РЗЭ способны аккумулироваться оксидами Fe и органическим веществом [Дубинин, 2006].

Основным компонентом осадков является кремнезем (51.18–79.67 % SiO_2). Далее в порядке убывания Al_2O_3 (8.60–16.00 %), Fe_2O_3 (2.3–7.37 %), Na_2O (2.56–6.91%), MgO (0.9–3.12 %), K_2O (1.68–3.20 %), CaO (1.11–1.59 %), TiO_2 (0.38–0.63 %), P_2O_5 (0.13–0.73%). MnO (0.02–0.1 %). По отношению к среднему содержанию в осадочных породах континентов [Перельман, 1979] исследуемые осадки обогащены Na в 4–8 раз, Fe – в 1.5 раза, P – в 1.5–4 раза. Содержания в осадках Mg (до 1.88 %) и K (до 2.66 %) сопоставимы со средним содержанием этих элементов в осадочных породах континентов и отмечается их возрастание с увеличением пелитовой составляющей. Обеднены осадки Ti, Ca и Mn, но в северной

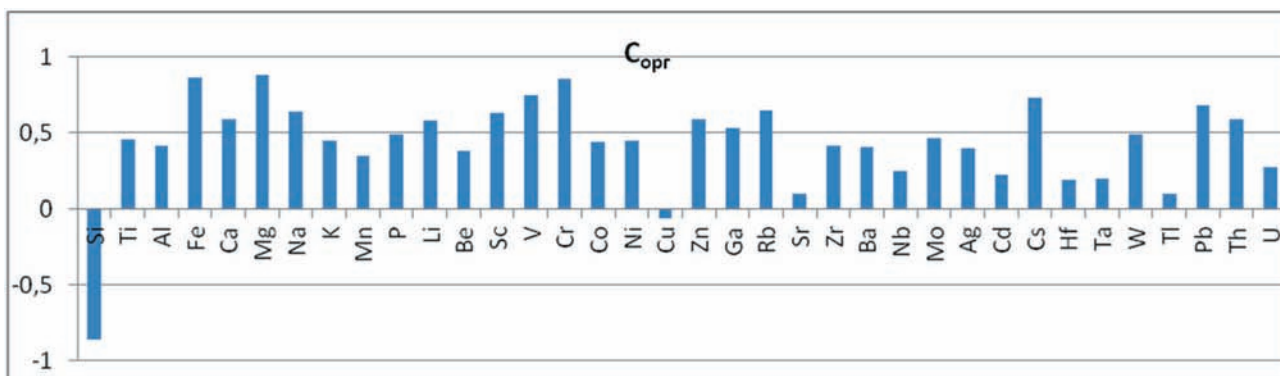


Рис. 146. Диаграмма корреляционных связей $C_{орг}$ с химическими элементами

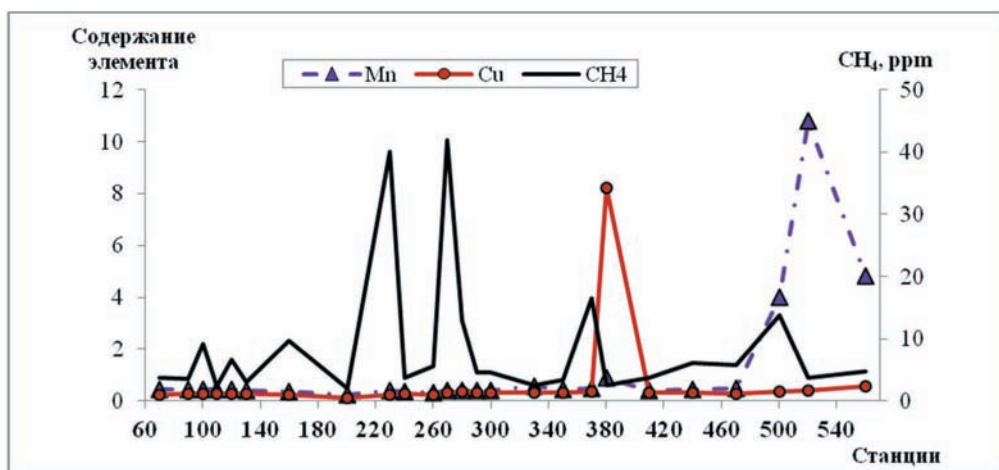


Рис. 147. Распределение метана, меди и марганца в поверхностных осадках Восточно-Сибирского моря

части профиля на отдельных станциях содержания Mn в 3–10 раз превышают кларковые.

Подгруппа щелочно-земельных элементов характеризуется пониженным содержанием Ca (1.11–1.59 %) и Sr (до 151–198 г/т), что характерно для осадков высоких широт, представленных, в основном диатомовыми илами [Виноградов, 1989], а содержание Ba (максимум 706 г/т) сопоставимо со средним содержанием в осадочных породах континентов. По сравнению со средним содержанием в осадочных породах континентов современные осадки по профилю обогащены в 1.5–2 раза Fe, V, Sc, Zn и обеднены Cr, Co, а содержание Pb в осадках сопоставимо со средним содержанием этого элемента в осадочных породах континентов. Содержания Mn и Cu в осадках южной и центральной частях профиля значительно ниже, чем среднее содержание этих элементов в осадочных породах континентов. Аномальные содержания Mn и Cu отмечаются в северной части на станциях, вблизи которых зафиксированы газо-

вые аномалии (рис. 147). Осадки на этих станциях характеризуются максимальными значениями пелитовой составляющей и $C_{орг}$. Такие факторы способствуют диагенетическому перераспределению Mn: образованию растворимых форм Mn^{+2} в зонах газовых аномалий и нерастворимых оксигидроксидов (Mn^{+4}) за пределами таких зон. Во всех пробах зафиксированы радиоактивные U и Th, их содержания ниже средних содержаний в осадочных породах континентов.

Таким образом, впервые, в результате газогеохимических исследований в Восточно-Сибирском море по региональному профилю от мыса Биллингса к хребту Менделеева впервые охарактеризовано распределение углеводородных газов в донных отложениях и выявлено несколько их аномальных полей [Шакиров и др., 2013; Гресов и др., 2017]. Среди них в центральной части профиля на удалении 270 км от берега выделяется активный участок разгрузки природного газа (содержание метана 2.4 % объем.), который контро-

лируется разломом. Высокие концентрации метана и углеводородных газов (до пентана), а также преобладание «тяжелого» изотопа углерода метана в осадках на всем протяжении профиля (560 км) позволяет считать высоко перспективным в отношении углеводородного потенциала континентальный шельф Восточно-Сибирского моря. Отдельные его участки перспективны для поиска газогидратов, что было показано в главе 5.

По профилю 5-AP выделяются две зоны разгрузки природного газа, которые контролируются неотектоническими разломами и пять участков с аномально повышенными содержаниями УВГ. Уровни обнаруженных аномальных концентраций метана (до 2.5% об.) характерны для районов образования газогидратов. Результаты изотопных исследований углерода метана, этана и углекислого газа, извлеченных из осадков в различных участках профиля, выявили преобладание термогенной компоненты в районе исследований. Изотопный состав углерода метана составил -27.7 – -72.2 ‰ PDB (в среднем -56.6 ‰ PDB); этана -17.0 – -31.8 (в среднем -25.7 PDB); углекислого газа -17.7 – -23.7 ‰ (в среднем -22.4 ‰ PDB). По соотношению стабильных изотопов углерода метана и этана, выделяются газы характерные для угленосных, нефтегазоносных и газогидратных формаций. С аномалиями углеводородных газов связаны повышенные содержания серебра, меди, кадмия и других элементов.

В Восточно-Сибирском море существуют положительные газогеохимические предпосылки обнаружения нефтегазовых залежей, при этом возможен весомый вклад углистого вещества, а миграционный приток в верхнюю часть осадочно-разреза формирует поля повышенных концентраций УВГ, которые могут быть использованы в качестве поисковых критериев. Перспективными могут быть, в том числе, зоны, отражающиеся в поверхностных осадках слабо- и среднеинтенсивными аномальными газогеохимическими полями. Наиболее изотопно тяжелый по углероду метан обнаружен на участке с максимальным содержанием ванадия – неорганического маркера углеводородных скоплений.

Слабая корреляция между $C_{орг}$ и содержанием метана позволяет предполагать незначительный расход органического вещества на формирование газовой фазы указывая на смешанный генезис метана в осадках в условиях устойчивого, видимо диффузионного, подтока термогенных газов. На это также указывает резкий рост градиента концентраций метана с глубиной проникновения

в осадок на многих структурах. Содержание $C_{орг}$ (до 2.3 %) в осадке согласуются с гранулометрическим составом пород. Приток миграционного метана в поверхностные осадки создает специфические физико-химические условия, способствующие концентрированию ряда элементов (Mn, Cu, V).

Таким образом, в практически асейсмическом Восточно-Сибирском море выявлены аномальные поля метана одного порядка с «газогидратными» в Охотском море, и аномально повышенные содержания термогенных углеводородных и других газов в поверхностных осадках. Газогеохимический режим ВСМ и соседнего Чукотского моря, вероятно, определяется реликтовыми зонами проницаемости, выражаемыми на поверхности дна в неотектонических геоструктурах грабен-рифтовой природы. В районе исследований выявлены глубинные и внутрiformационные разломы, а также надвиговые структуры [Сакулина и др., 2011б]. Источниками углеводородных газов являются преимущественно нефтегазовые залежи, с добавлением углеметаморфогенного и глубинного компонентов. Несмотря на повышенные содержания углеводородных газов и гелия, интенсивность аномальных газогеохимических полей в осадках Восточно-Сибирского моря ниже, чем в Охотском море, и в ряде районов Берингова, Японского, Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей. Связь аномальных газогеохимических полей с сейсмотектонической обстановкой Восточно-Сибирского моря можно охарактеризовать как досейсмическую. Однако, при увеличении сейсмической активности этого района, здесь следует ожидать появления высокоинтенсивных газопроявлений, в том числе типа «факел», и аномальных газогеохимических полей как это было обнаружено в сейсмоактивном районе моря Лаптевых [Сергиенко и др., 2012].

Обобщая приведенные в главе сведения, можно заключить, что между сейсмотектоникой и газогеохимическими полями существует четыре типа связи: досейсмическая (прогнозная), косейсмическая, краткая постсейсмическая и длительная постсейсмическая. Из этих четырех типов, менее всего изучена четвертая, а досейсмическая пока не доведена до прогнозных оценок. В результате обобщения распространения аномальных газогеохимических полей различного генезиса составлена таблица основных типов газогеохимических полей в исследованных районах переходной зоны Востока Азии (табл. 33). Аномальные газогеохимические поля разделяются на пять типов, соглас-

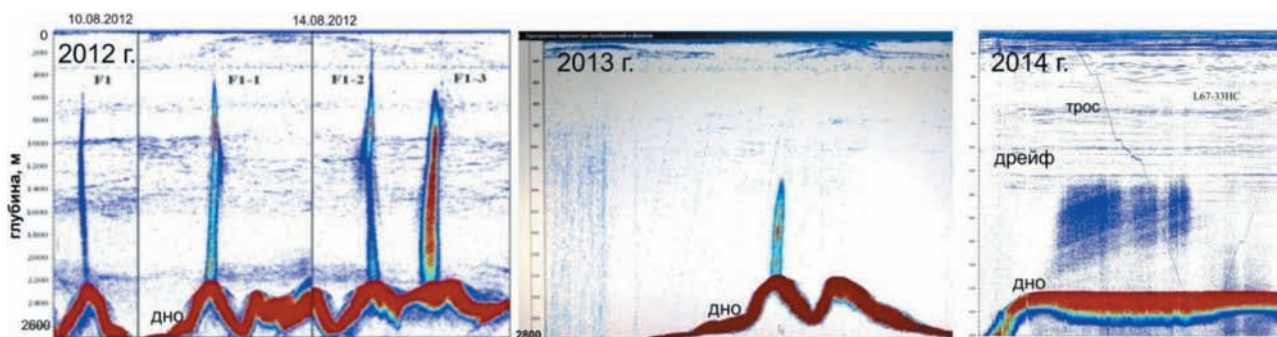


Рис. 148. Изменчивость газового потока самого высокого газового «факела» в Мировом океане (западный борт Курильской котловины, [Operation Report..., 2013, 2014, 2015]). Эхограммы регистраций (пересечек) глубоководного газового факела ГФ F1 в 2012, 2013 и 2014 г. Зарегистрировал к.ф.-м.н. Саломатин А.С., ТОИ ДВО РАН

но площади ареалов распространения, интенсивности, генезиса и приуроченности к структурным элементам зоны перехода. Данная таблица применима для оценки и поисков газогеохимических полей, позволяющих прогнозировать проницаемость разноранговых геологических структур и проводить поиски углеводородных полезных ископаемых. Надежность взаимосвязи характеристик газогеохимических полей и сейсмотектонической активности убывает в ряду Охотское, Японское, Южно-Китайское и Восточно-Сибирское моря.

Таким образом, современный газогеохимический режим зоны перехода континент – океан определяется геологическими процессами в зоне сочленения континентальных и окраинноморских структур. В зоне перехода Тихий океан – континент, наиболее интенсивная разгрузка природных газов происходит в пределах Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы и Японо-Курило-Камчатской вулканической дуги, с прилегающими шельфом и склоном. Пассивная восточно-арктическая окраина Азии не отличается подобной сейсмотектонической активностью, но в море Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском морях выявлены высокоинтенсивные газогеохимические аномалии, указывающие на то, что в недрах МВА могут находиться крупные залежи углеводородов. Эта ситуация находит свое выражение в формировании газогеохимических полей в основных элементах переходной континентально-океанической зоны. В случае усиления сейсмической активности подводной восточно-арктической окраины здесь следует ожидать интенсивных площадных газопроявлений, как это было обнаружено у южного окончания сейсмоактивного хребта Гаккеля в море Лаптевых [Сергиенко и др., 2012] (см. след. раздел).

Линеаментный тип дегазации литосферы. Связь сейсмотектоники и газопроявлений слож-

нее всего устанавливается для длительного постсейсмического типа. Для этой задачи одним из целесообразных подходов является рассмотрение процессов дегазации литосферы в пределах линеаментов – сложных протяженных геотектонических зон регионального (300–2000 км) и планетарного (3000–20000 км) масштабов [Оценка сейсмической опасности..., 2002]. Исследование явления дегазации литосферы на уровне линеаментов является актуальной задачей современности в связи с климатическими изменениями и флуктуациями сейсмотектонической и вулканоматматической активности. Наиболее интенсивная углеводородная дегазация в регионе происходит в пределах Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы, которая является частью Япономорского (Охотско-Япономорского) линеамента [Лихт, 2001]. Он выражен повышенной сейсмической активностью, протяженными разломными зонами, выраженными на поверхности активными разломами различных кинематических типов [Гранник, 2005; Мельниченко и др., 2011; Рождественский, 1999]. В западной части Охотского моря и о-ве Сахалин эти разломы определяют участки сосредоточенных и площадных газово-флюидных проявлений (сипов, грязевых вулканов, водногазовых и геотермальных источников) углеводородных и других газов (водорода, гелия, углекислого газа). В августе 2012 г. на западном борту Курильской котловины был обнаружен гигантский газовый факел (высота над дном 2200 м, проект SSGH, рис. 148) и многочисленные газовые факелы в зоне сочленения Курильской котловины и прогиба Терпения. Признаки газовой активности в этом районе наблюдались и ранее. Интенсивность газовыделения последовательно снижалась в период 2012–2015 гг. Высота факела была, соответственно: 2050 м, 1400 м, 700 м, отмечены слабые

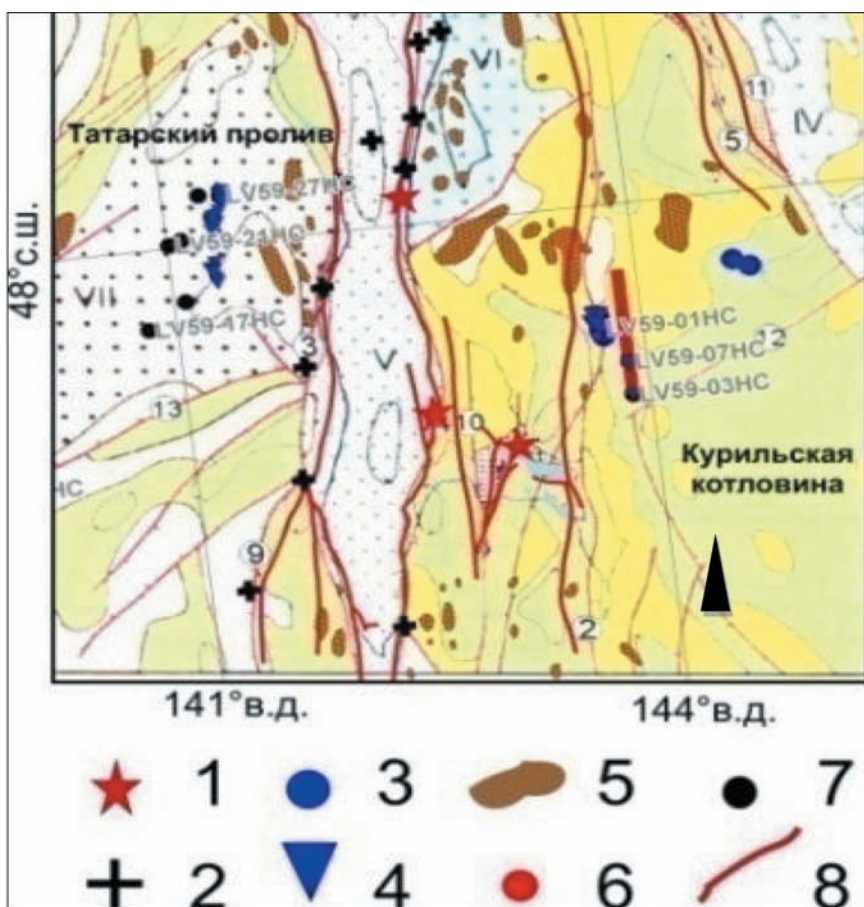


Рис. 149. Схема расположения газовых выходов в южной части Охотского моря и Татарском проливе (красным цветом обозначены ГФ, обнаруженные в 2012 г.)

1 – грязевые вулканы; 2 – палеовулканические центры; 3 – газовые факелы прежних лет; 4 – газовые факелы 2012 г.; 5 – локальные структуры; 6 – просачивания нефти; 7 – станции опробования; 8 – разломы. ▲ – газовый факел F1 на карте [Харахинов, 2010] с нанесенными участками углеводородных и газовых проявлений

акустические образы газовой эмиссии. Наиболее вероятной причиной возникновения гигантского газового факела является сеймотектоническая активизация. Наиболее сильным в этот период было катастрофическое землетрясения Тохоку 2011 г. (магнитуда 9, глубина 24.4 км), эпицентр которого зафиксирован также в зоне влияния линеамента (восточнее о-ва Хонсю). Афтершоки и вызванные ими тектонические деформации, вероятно, нашли свое отражение и в усилении дегазации западного района Курильской котловины. На о-ве Хоккайдо тектонические смещения в результате этого землетрясения достигали 40 метров, а его геологические проявления наблюдались длительное время [Azuma et al., 2014].

Гидроакустические наблюдения проводились как на ходу судна, так и в дрейфе. В 2012 г. зарегистрировано 17 ГФ на склоне в заливе Терпения Охотского моря на западном борту Курильской

котловины, среди них один факел (F1, см. рис. 148), высотой более двух километров, был обнаружен на глубине 2200 м, что значительно выше зарегистрированных ранее в Мировом океане. Ниже, на рис. 151 показано пространственное расположение основных газовых факелов, зарегистрированных в 2012 г., и отмечено положение глубоководного факела гиганта (точка F1). Факел F1 имеет выраженный нестационарный характер, за время наблюдения его активность увеличилась на два порядка. На эхограммах от 14 августа 2012 г. хорошо заметны пульсации активности с временным масштабом порядка нескольких минут. Наличие таких пульсаций позволяет оценить скорости всплытия пузырей природного газа, которые оказались высокими – более 30 см/сек.

Сопоставление с геологическим строением западного борта Курильской котловины показывает, что факел возник вблизи пересечения крупного

продольного разлома с осложняющим его разломом северо-восточного простирания (рис. 149). В настоящее время многие исследователи пришли к выводу, что Курильская котловина является новообразованной структурой, в которой активный тектогенез и переработка земной коры продолжаются и поныне [Baranov et al., 2002a; Savostin et al., 1983]. Курильская котловина, являясь сейсмоактивной структурой, характеризуется притоком термогенных и глубинных газов в донные осадки с последующим их поступлением в водную толщу и формированием ареалов рассеяния растворенных газов (метана и гомологов, гелия, водорода, азота). Эти выводы подтверждаются авторскими данными (42 рейс НИС «Академик М.А. Лаврентьев»), согласно которым западная часть Курильской котловины характеризуется максимальной метаноносностью донных отложений, где её значения достигают 1000 и более $\text{см}^3/\text{м}^3$, в среднем составляя $61 \text{ см}^3/\text{м}^3$ (при средней метаноносности осадков Охотского моря $4.2 \text{ см}^3/\text{м}^3$). Ранее на основе представлений об оптимальных зонах нефте- и газообразования, а также выявленных здесь газометрических признаков миграционного потока углеводородов в осадочных толщах котловины предполагалось масштабное образование термогенных углеводородных газов [Геодекян и др., 1976, Геодекян и др., 1979а]. В западной части Курильской котловины и в районе охотоморского склона о-ва Хоккайдо установлено косейсмическое влияние землетрясений на интенсивность газовых выбросов грязевых вулканов. Например, землетрясение 1952 г. на юге о-ва Хоккайдо явилось причиной возникновения грязевого вулкана Ниикаппу [Chigira, Tanaka, 1997].

Возможной причиной возникновения гигантского газового факела является сеймотектоническая активность, определяющая в этом районе длительное постсейсмическое воздействие на газовую эмиссию. В нашем случае можно предположить влияние катастрофического землетрясения Тохоку 2011 г. (магнитуда 9) и вызванных им тектонических деформаций на возникновение гигантского газового потока в западной части Курильской котловины. Тектонические смещения в результате этого землетрясения достигали 40 м на Хоккайдо [Azuma et al., 2014], а его последствия наблюдались длительное время. Высота газового факела в 2012 г. достигала около 2000 м, скорость всплытия пузырьков 30 см/с [Operation Report, 2013], в 2013 г. ~1400 м [Operation Report, 2014], в 2014 г. около 700 м [Operation Report, 2015]. Эти выводы подкрепляются существованием проявле-

ний современного грязевого вулканизма островов Хоккайдо и Сахалин вдоль продольной тектонической границы (с юга на север: грязевые вулканы Ниикаппу – Утаксибетсу – Камихоронобе – Южно-Сахалинский – Пугачевский-Восточный), которая совпадает с зоной влияния Япономорского линеймента [Лихт, 2001]. В настоящее время особенности планетарной линейментной сети являются предметом специальных исследований [Анохин, 2006]. Япономорский линеймент выражен повышенной сейсмической активностью, сочетанием высокоамплитудных сдвигов, надвигов и взбросов [Анохин, Маслов, 2009; Изосов, Чупрынин, 2012; Мельниченко, 2003; Рождественский, 1997; Уткин, 1989; Уткин, 1997], которые контролируют положение участков газовой разгрузки и распределение углеводородных скоплений в Хоккайдо-Сахалинской складчатой системе [Равдоникас, 1986; Шакиров и др., 2013]. В западной части Охотского моря и о-ва Сахалин этот линеймент контролирует участки сосредоточенных газово-флюидных проявлений (холодносиповых газовых потоков, газогидратов, грязевых вулканов и геотермальных источников), углеводородных и других газов (водорода, гелия, углекислого газа), которые, как правило, приурочены к узлам пересечения разрывных нарушений составляющих структурный план крупных разломных зон. Данные разломные зоны отражают положение сейсмоактивной границы литосферных плит. При этом сейсмическая активность обуславливает вариации объемных отношений химического состава газов разломных зон, не изменяя их генезиса.

Важно, что протяжение линеймента, названного в нашем районе Япономорским, возможно, достигает сейсмоактивного хребта Гаккеля, который является Арктическим звеном газогидротермально активного Срединно-Атлантического хребта [Ким, 1986; Cave et al., 2002]. На континенте линеймент прослеживается по горным хребтам и поясу повышенной сейсмической активности (рис. 150). Вдоль подножий Верхоянского хребта прослеживается формирование углегазовых объектов, в которых также отмечаются миграционные газовые компоненты [Гресов, 2014]. Возможность принадлежности сейсмоактивного хребта Гаккеля и линейной зоны дегазации в ХССС к единому линейменту также предполагается в работе Д.А. Астафьева [Астафьев и др., 2013]. В 2012 г. на дне моря Лаптевых, примыкающего к хребту Гаккеля, открыто поле масштабной разгрузки метана [Сергиенко и др., 2012]. Хребет Гаккеля характеризуется современной вулканиче-

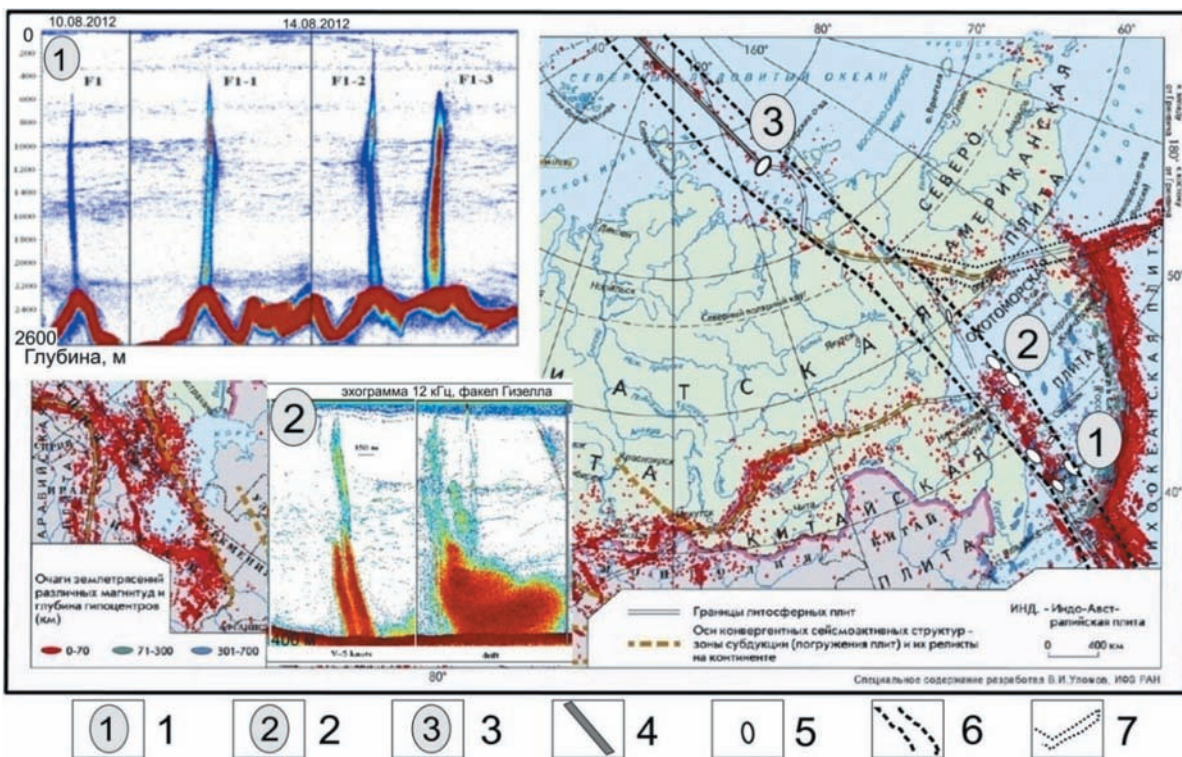


Рис. 150. Карта землетрясений и некоторых активных очагов эмиссии природного газа 1 – гигантский газовый факел в Охотском море (к.ф.-м.н. Саломатин А.С., 2012 г.); 2 – факел «Гизелла» в Охотском море; 3 – поле разгрузки природного газа в море Лаптевых [Сергиенко и др., 2012]; 4 – линиямент хребта Гаккеля; 5 – положение «факелов» природного газа; 6 – Охотско-Япономорский линиямент и его продолжение в море Лаптевых; 7 – линиямент предполагаемой северной границы Охотоморской плиты. Показано на карте Института физики Земли РАН [Уломов, 2007]. http://seismos-u.ifz.ru/pdf/ulomov_seismic-new.pdf. С востока к Охотско-Япономорскому линияменту примыкает линиямент хребта Черского [Altis, 2001]

ской активностью [Edwards et al., 2001] и в тектоническом отношении является своего рода границей между асейсмичным Восточно-Арктическим и «Евразийским» западным блоками Арктики [Пушаровский, 1976].

Рифтовая долина хребта имеет структурное продолжение на Лаптевском шельфе [Ким, 1986]. В работе [Лихт, 2001] отмечается противоречие в гипотезе сопряженности Охотско-Япономорского линиямента с хребтом Гаккеля. Противоречие связано с аккреционной природой первой и дивергентной природой второй структуры. Оно было снято позже в результате проведения сеймотектонического анализа на севере Якутии: была выявлена зона сочленения спрединговых и аккреционных структур в Хараулахском районе (Верхояно-Колымская система) [Имаев и др., 2004]. При этом показано, что на севере Якутии существует уникальная переходная область изменения полей тектонических напряжений – растяжения на сжатие, в пределах которой сочленяются срединно-океанические и континентальные струк-

туры земной коры. К таким зонам относятся район Афарского рифта (Восточная Африка), взаимосвязанного со структурами срединно-океанического хребта в Индийском океане, также район Северной Калифорнии (сочленение северного сегмента Восточно-Тихоокеанского поднятия через разлом Сан-Андреас с системой срединноокеанических хребтов Горда, Хуан де Фука и эксплорер в Тихом океане). Все эти структуры являются каналами газово-флюидной миграции. В районе исследований эта зона отличается сложным спектром разрывных нарушений (сбросы, сдвиги, надвиги и их модификации). Здесь выявлена редкая ситуация, когда океанические рифтовые структуры, в том числе развитые в хребте Гаккеля (характерно растяжение с активным вулканизмом), посредством переходной зоны, приуроченной к шельфу моря Лаптевых и его побережья (смешанное поле тектонических напряжений), продолжают на континент в виде системы кайнозойских впадин, которые пересекают восточную Якутию от моря Лаптевых до Охотского моря и развиваются до

Таблица 33. Распространение типов аномальных газогеохимических полей в некоторых структурах переходной зоны континент – океан востока Азии

Аномальные газогеохимические поля	Элемент зоны перехода	Структуры	Генезис Компоненты основные (примеси)	Сейсмичность / нефтегазосносность (+/-)
Широко распространенные, сильно выраженные, площадные и локальные, всплески содержания гелия, водорода, углекислого газа, азота, радона	Охотское море (шельф, склон, центр. часть) Японское море (примор. шельф, склон, Цусимская котловина)	Северо-Сахалинский прогиб, Дерюгинская депрессия, прогиб заливов Терпения и Анива, Шмидтовская ССЗ, Восточно-Дерюг. грабен, п-ов Камчатка	Термогенный и микробальный метан, гелий, водород $CH_4 > UVG > CO_2 > H_2 > He$	Активная окраина, Высокая сейсмичность, линейament, флюидная активность, вулканическая активность, магматизм / +
	о. Сахалин, северо-восточная подзона	Нефтегазовые месторождения, геотермальные системы	Метановые газы (УВГ < 5%) термогенного и микробального генезиса	Активная окраина, Высокая сейсмичность, линейament, флюидная активность, глубинные разломы / +
Локальные, сильно выраженные, умеренно выраженные, всплески УВГ и др. газов	о. Сахалин, юго-западная подзона	Угольные месторождения, грязевые вулканы, термальные источники, подземные воды, палеовулканизм и магматизм	Термогенные Углеметаморфогенные Магматогенные	Активная окраина, Высокая сейсмичность, линейament, грязевулканическая и др. флюидная активность, глубинные разломы / +/-
	Японское море	Тектонические прогибы и подножия хребтов Японского моря	Термогенный и микробальный	Средняя и низкая сейсмичность, линейament, флюидная активность, глубинные разломы / - / +
Площадные и локальные, умеренно выраженные, слабо выраженные, редкие газопроявления.	Японские острова	Грязевые вулканы, термальные источники, вулканокластические коллекторы, подземные воды	Термогенный, магматогенный, микробальный	Высокая сейсмичность, линейament, флюидная активность, глубинные разломы / +
	Южно-Китайское море (привьетнамский шельф, прикитайский шельф и склон)	Бассейн Бейбуван (залив Тонкин), острова, побережье, Южно-Коншонский бассейн	Термогенный, микробальный, признаки глубинного (CO_2 , водород, УВГ)	Низкая сейсмичность, рифт, флюидная активность, рег. и локальный флюидоупоры / +/-
Локальные, слабо выраженные, скрытые, преобладает фоновое распределение.	Охотское море (восточный и северный шельф)	Западно-Камчатский прогиб, Ичинско-Колпаковский прогиб	Термогенные, метаморфогенные и магматогенные газы	Низкая сейсмичность, ед. газопроявления / +/-
	Охотское море (центр. часть)	Охотский свод, поднятия, глубокий шельф	Микробальные газы, катагенные УВГ, признаки термогенных	Низкая сейсмичность / - / -
	Японское море (глубоковод. часть, континент. склон)	Глубокий шельф, котловины	Микробальные газы, катагенные УВГ, признаки термогенных	Низкая сейсмичность / УВГ в чехле / +/-

Повышенный фон, локальные, средней интенсивности	Восточно-Сибирское море	Система грабенов и поднятий		Микробальные газы, термогенный фон Термогенные газы (до метаморфогенных)	Пассивная окраина, низкая сейсмичность (современная асейсмичность) / - / -
		Разломы			
	Южно-Китайское море	Бассейн Бейбуван (залив Тонкин), острова, побережье, Южно-Коншонский бассейн	Термогенные газы (He, H ₂ , CO ₂)	Низкая сейсмичность/+/-	
Японское море	ЮВ шельф Приморья, Южно-Татарский прогиб, хребет Окусири, хребет Садо, Цусимская котловина (газогидраты)	Микробальные, термогенные и метаморфогенные газы, признаки глубинных газов	Средняя и низкая сейсмичность / +/- (за искл. Приморского шельфа)		

Таблица 34. Связь газотехимических полей и газопроявлений с сейсмогенными структурами

Ранг сейсмогенных структур	Фоновые ГПП	Количество газопроявлений	Интенсивность Газопроявлений и АГП	Дебит источников	Геохимические аномалии	Характерный тип связи	Источники (примеры)
Планетарный	Формирование фона, малоамплитудные вариации	Постоянное	Малоамплитудные вариации, образование мощных потоков	Постоянный, плавные изменения	Формирование первичных ареалов рассеяния	Досейсмический; постсейсмический долговременный	Подпочвенные газы, Региональные ареалы рассеяния газов морских осадков (Дальневосточные моря, ЮЖМ, ВСМ)
Региональный	Региональное временное изменение	Резкое увеличение	Резкие всплески (в 5–10 раз)	Резкое увеличение, медленный спад активности	Присутствуют (хим. элементы, легкокипящие углеводороды)	Постсейсмический долговременный	Грязевые вулканы Хоккайдо-Сахалинской складчатой области; источники и гидрогеологические горизонты севера побережья ЮЖМ
Местный	Локальное кратковременное изменение	Меняется незначительно	Резкие всплески (в 5–10 раз)	Резкое увеличение, быстрый спад активности	Формируются местные ареалы (ртуть и др.)	Преимущественно косейсмический, постсейсмический краткий	Гидрогеологические скважины (Приморье, Сахалин, месторождения вод, угольные бассейны, газогидратоносные участки)
Локальный	Локальное кратковременное изменение	Меняется незначительно	Резкие всплески (в 5–10 раз)	Резкое увеличение, быстрый спад активности	Формируются локальные ареалы (ртуть и др.)	Преимущественно косейсмический	Гидрогеологические скважины (Приморье, Сахалин, месторождения вод, угольные бассейны, газогидратоносные участки)

позднего плейстоцена как система рифтовых впадин. В современную геологическую эпоху система развивается в геодинамическом режиме взаимодействия Евразийской и Североамериканской литосферных плит. Тектоническая ситуация осложняется тем, что с востока к прилаптевоморской части линеамента подходит другая литосферная граница, отмечаемая по хребту Черского [Altis, 2001] (см. рис. 141).

Таким образом, сквозные трансструктурные линеамента, составляющие регматическую сеть Земли, влияют не только на распределение газогидротермальных очагов [Кулинич, 1988], но также определяют места возникновения гигантских газовых факелов и обширных полей разгрузки углеводородных газов, и даже углеводородных залежей [Калягин и др., 2007]. Существующие данные по связи газогеохимических полей, газопроявлений и сейсмоструктуры морей Восточной Азии позволяют провести ее пространственно-временную типизацию и обсудить возникновение современных очагов дегазации литосферы. На основе приведенных данных можно выделить 5 основных типов газогеохимических полей в прибрежных структурах региона исследований (см. табл. 33). Как показано выше, особенности распределения и интенсивности газогеохимических полей и газопроявлений связаны с сейсмическими структурами разных рангов (табл. 34).

* * *

Итак, приведенный материал указывает, что интенсивность и распространение аномальных газогеохимических полей, газовых выходов, грязевых вулканов и других аномальных проявлений рассеяния природных газов уменьшается в ряду Охотское море – Японское море – Южно-Китайское море – Восточно-Сибирское море. По современным данным Берингово море занимает промежуточное место по газоактивности между Охотским и Японским морями. Эти наблюдения объясняются различием сейсмоструктурной обстановки в этих морях. Важно отметить, что данная закономерность не снижает углеводородного потенциала низкосейсмичных акваторий, а в определенных случаях наоборот, при наличии признаков миграционных углеводородов и скрытых аномалий указывает на хорошую сохранность залежей. В этой связи, критериями перспективных структур будут не ураганные концентрации метана и сопутствующих газов, а комплекс газогеохимических критериев, указывающих на возможность наличия хорошо сохранный залежи.

Этот вывод определяет практическую значимость проведенного исследования для прогноза, поиска и разведки скоплений углеводородов. В данной связи, Восточно-Сибирское море, например, и многие бассейны Южно-Китайского моря представляются высокоперспективными районами для поисков залежей углеводородов. Обнадуживает также прогнозное распространение больших мощностей осадочного чехла, которые могут достигать сравнимых с Охотским морем значений до 10 км [Соколов, 2008]. Перечисленные научные факты заставляют также вспомнить гипотезу «критических» меридианов [Вашилов, 1984; и др.]. Сходные закономерности проявляются в окраинных морях западной части Тихого океана и особенно ярко в районах аномальных газогеохимических полей, являющихся важным фактором зоны гипергенеза. Перспективы обнаружения газогидратов в морях Восточной Арктики связаны с многолетнемерзлыми породами, зонами неотектонических разломов, рифтовых систем, склонов плато и др. Несомненно, существует тесная связь активности газовых потоков и циклов формирования многоярусных газогидратных скоплений с палеоклиматическими и, вероятно, палеосейсмическими обстановками континентальных окраин. В прошлом, например, вероятно, активность газовой эмиссии в Южно-Китайском море была очень высока (по геохимическим и минералогическим данным). В настоящее время газоактивность ЮКМ одна из самых низких, несмотря на высокий углеводородный потенциал. В целом можно отметить рост газоактивности морского дна с юга на север: по направлению от Южно-Китайского моря к Охотскому морю, что согласуется также с данными о сейсмичности районов. В Арктическом бассейне в новейшее время обнаруживается все больше участков подводной разгрузки газов (это в том числе связано с расширением исследований), местами наблюдается рост газоактивности, много факелов также закартировано в Беринговом море, особенно вдоль континентального склона п-ова Камчатка.

В настоящее время газовый состав вулканических, термальных и холодных источников в Дальневосточном регионе в целях связи с сейсмичностью изучается совместно с группами к.г.н. Р.В. Жаркова (ИМГиГ ДВО РАН), к.г.-м.н. Г.А. Челнокова (ДВГИ ДВО РАН), к.г.-м.н. И.Ф. Делемень и н.с. Н.А. Малик (ИВиС ДВО РАН), и другими исследователями. Особенно перспективным направлением является организация Восточного центра газогеохимического мони-

торинга с применением лазерных газоанализаторов, в том числе в морских экспедициях, проводимых лабораторией газогеохимии ТОИ ДВО РАН совместно с Дальневосточным федеральным университетом (кафедра почвоведения, к.б.н. О.В. Нестерова).

В Восточно-Сибирском и Чукотском морях, при широком распространении АГП термогенных газов, в случае повышения сейсмической активности следует ожидать высоко интенсивных газопроявлений. Повышение газоактивности связано также с климатическими изменениями.

Примечательно, что именно в период обнаружения уникального гигантского факела в Охотском море (июнь 2012 г.), в озере Байкал в ходе межсезонного мониторинга были зафиксированы извержения (газовые выбросы) двух глубоководных факелов [Макаров, 2016]. Всего вдоль Байкала выявлено не менее 40 областей с факелами. Озеро занимает центральную часть линейной Байкальской рифтовой зоны, по сути, дивергентной части северо-западной границы Амурской (Китайской) плиты, северо-восточная граница которой контрастно выделяется по ХССС. Глубоководные факелы «Маленький» (глубина 1296 м, извержения 18.07.2012 и 06.09.2012 гг., скорость подъема пузырьков в среднем 17 см/сек, максимальная высота факела 1025 м зарегистрирована 23.06.2011 г. вскоре после землетрясения Тохоку 11 марта 2011 г.) и «Санкт-Петербург» (извержение 19 июля 2012 г., скорость всплытия пузырей 20–25 см/с, высота до 960 м) контролируются разломами северо-восточного простирания [Макаров, 2016]. Ежегодный мониторинг выявил непостоянство (пульсации) активности этих факелов, также как и факела гиганта в Курильской кот-

ловине. Установлено, что сильные землетрясения даже на большом удалении (в том числе событие Тохоку 2011 г. в 3300 км) влияют на колебания уровня озера Байкал, а концентрация метана в его водах имеет тренд роста с 2003 г. [Гранин и др., 2014]. Похожий процесс существует и в западной части Охотского моря.

Таким образом, мы наблюдаем закономерный «газогеохимический отклик» геодинамических и сейсмотектонических процессов при взаимодействии (коллизии) литосферных плит на больших расстояниях. На примере одного из линеаментов Восточной Азии показано, что сквозные геотектонические структуры, составляющие регматическую сеть Земли, могут определять места возникновения наиболее интенсивных потоков метана и сопровождающих газов – индикаторов активности тектоносферы региона. Современная изученность газогеохимии морей Восточной Азии позволяет проведение сравнительных исследований удаленных друг от друга очагов углеводородной дегазации литосферы на основе анализа особенностей планетарной линеаментной сети. Изменения в режиме деятельности этих очагов являются информативным откликом на флуктуации сейсмической активности. Эта проблема требует проведения комплексных проектов и создания пунктов непрерывного газогеохимического мониторинга на основе лазерных газоанализаторов в дополнение к службам сейсмо- и метеонаблюдений. В результате анализа длинных рядов газогеохимических данных, возможно, будут выявлены предвестники сейсмических событий и многие новые закономерности «дыхания» геологических структур.

Глава 7. НЕКОТОРЫЕ ГАЗОГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ И ПОТОКОВ МЕТАНА

Газогеохимические поля верхнего слоя осадочных отложений, приповерхностные газопроявления и ареалы газового рассеяния унаследовано характеризуют газогеохимические характеристики недр. С учетом того, что во всех без исключения пробах районов исследований был обнаружен метан и в большинстве проб в разных пропорциях – углеводородные газы, можно принять, что газогеохимические поля имеют преимущественно углеводородную специализацию – в качественном отношении. Исходные условия, определяющие газогеохимическую специализацию окраинных акваторий, обуславливает геодинамическая обстановка, существовавшая в процессе их формирования.

При анализе сингенетических и эпигенетических (миграционных по отношению зоне опробования) аномальных газогеохимических полей учитывается изотопный состав углерода, качественные и количественные характеристики, аддитивность [Основы теории..., 1993], взаимосвязь со стратиграфией и тектоническим строением районов. То, что геологические структуры окраинных морей не ограничены береговой линией, дает возможность детально исследовать газогеохимические характеристики наземной и подводной частей, проводить сопоставление и аналогии. К миграционным относятся газы, поступающие из атмосферы и подстилающих зону опробования (зона диагенеза) толщ. В настоящем исследовании среди миграционных газов акцент сделан на тех газах, которые поступают из литосферы. По генезису – это атмосферные, магматические, метаморфические, радиогенные и другие газы, которые проникают на значительную глубину (до 200–300 м) и развиты в пределах наземной зоны газового выветривания. Магматические газы присутствуют в районах с проявлением магматической деятельности. Магматические миграционные газы подразделяются на древние, привнесённые при внедрении интрузий (позднемеловые дайки диабазов под месторождением Синегорских минеральных источников), и субсовременные, мигрирующие из глубинных магматических очагов или связанные с неоматизмом или постмагматическими процессами (Курильская островная дуга, п-ов Камчатка, участок баритовой минера-

лизации во впадине Дерюгина и др.). К миграционным газам относятся также УВГ, поступающие из углегазоносных толщ, газовых, газоконденсатных и газонефтяных залежей. К радиогенному типу природных миграционных газов, кроме гелия и радона, относятся газы, образовавшиеся за счёт радиоактивного распада на большой глубине, и поступившие из подстилающих отложений и фундамента по зонам крупных разломов.

Важным аспектом газогеохимических исследований является разделение углеводородных газов на образующиеся микробным путем в поверхностных осадках, и эпигенетические, поступившие в осадки за счет миграции из газовых скоплений, подстилающих толщ, зон метаморфизма, фундамента и мантии. Для этого используются сведения о химическом составе газов, их коэффициенты, изотопный состав газообразующих элементов, соотношение газов с РОВ и типом осадка, а также данные о геолого-структурной обстановке региона и, прежде всего, наличии разрывных нарушений, являющихся, помимо диффузии, основными путями миграции газов. Микробные аномалии метана образуются при возникновении благоприятных условий в морских осадках: высокое содержание органического углерода, застойный режим водоема и др. В общем случае, интенсивность генерации положительно коррелируется с содержанием органического углерода и тонкозернистыми фракциями осадочных отложений. Известно, что в морских осадках интенсивность метанообразования ниже, чем в пресноводных, что обусловлено конкурирующим процессом – сульфатредукцией, который является энергетически более выгодным. Также в морях постоянно протекает процесс окисления этого газа: в морских экосистемах метанотрофные сообщества способны потреблять до 80 % образующегося метана [Леин, Иванов, 2009].

В поисковой газогеохимии и для настоящего исследования основной интерес представляют миграционные аномалии, которые возникают в поверхностных грунтах, скважинах, грязе-, водо- и газопроявлениях, современных осадках и морской воде в результате миграции газов из глубоких горизонтов недр. Их источником могут быть, как очаги генерации УВ, так и области аккумуля-

ции – собственно залежи. Масштаб и активность источника определяет площадь аномалии. Залежи могут являться источником локальных аномалий, очаги генерации – региональных. Значительные по площади осадочные бассейны обуславливают повышенный фон УВГ в донных отложениях. При этом, важным критерием при вычленении миграционных газовых компонентов в аномальных газогеохимических полях является совпадение аномальных зон в осадках и придонной воде, по метану и тяжелым УВ, гелию, водороду, углеводородным коэффициентам, «утяжелению» изотопного состава углерода природных газов и др. При оценке природы аномальных концентраций УВ и других газов важен геоструктурный контроль их распределения. Большая часть аномальных содержаний природных газов отмечается в пределах структур с повышенной мощностью чехла, вблизи разломов и на краевых частях крупных структурных элементов (чаще всего прогибов и котловин), границы которых в большинстве имеют разломную природу. Признанным индикатором глубинных разломов является гелий [Алексеев и др., 1978; Яницкий, 1979].

В общем случае указателем на миграционную природу углеводородных аномалий указывает градиент изменения содержания УВГ [Геодекян, Авилов, Авилова, 1986] – если УВГ вниз по разрезу опробования возрастают значительно (с шагом по интервалам в 2–3 раза), то высока вероятность подтока его из подстилающих толщ. Если концентрации по глубине не увеличиваются, или увеличиваются незначительно, то наблюдаемый газ, по всей вероятности является микробным. Миграционные газы, в свою очередь, могут состоять из следующих компонент: термогенной (главным образом из зоны катагенеза), метаморфогенной, углеметаморфогенной и ювенильной, в разных сочетаниях.

Для выяснения генетической принадлежности газогеохимических полей целесообразно выделить комплекс индикаторов, в которых важное значение имеют диаграммы Бернарда, Витикара, Скоела, а также коэффициенты соотношений углеводородных газов, которые особенно необходимы при отсутствии масс-спектрометрических измерений стабильных изотопов углерода, водорода и других газообразующих элементов:

1) Этановый коэффициент (K_{C_2}) позволяет различать морфогенетические формы нахождения скоплений углеводородных газов (ТУ) в толщах исследованного региона. Математическое выражение коэффициента (K_{C_2}): $C_2 / \sum TУ - C_2$. Для

чисто газовых залежей коэффициент обычно больше 1; для газонефтяных и нефтяных – равен или меньше [Нестеров, 1969; Никонов, 1961; Гресов и др., 2009б; Гресов, 2014].

2) Этан-пропановый коэффициент указывает на принадлежность газов к «жирному» или «сухому» типам. Сухой тип обычно соответствует газовому составу залежи, рост содержания пропана указывает на признаки возрастания доли конденсата и нефти. Близкие значения этана и пропана обычно являются признаком термогенных газов. Большое количество этана по сравнению с пропаном указывает на принадлежность газа к «сухому» типу ($C_2/C_3 > 2.6$), и наоборот, ($C_2/C_3 \leq 2.6$) – к «жирному» [Нестеров, 1969]. Исследования А.И. Гресова с соавторами [2009а] в этой области позволили установить, что значения K_{C_2} угольных месторождений и газоносных формаций юга Дальнего Востока составляют 2.7–3.8, то есть значительно больше 1. Это газовые сухие скопления (первый тип, 80–90 % проанализированных проб газа). Ко второму типу со значениями $K_{C_2} = 1.6–2$ относятся газы грязевых вулканов, нефтегазовых и газоконденсатных залежей, углегазоносных подстилающих отложений – это тип жирно-сухих газовых скоплений. Значения K_{C_2} ПГ газонефтяных и нефтяных залежей (третий тип газа) меньше 1 (0.8–0.7) – это скопления жирных газов. В количественном отношении, ко второму и третьему типам газов, установленных в толщах региона, относятся менее 20 % исследованных проб.

3) Бутановый коэффициент – генетический, указывает на наличие / отсутствие миграционных газов в зоне опробования. Установлено, что отношение изосоединений тяжелых компонентов углеводородного газа к нормальному виду имеет корреляционно-генетическое значение. По данным исследователей [Карпов, Раабен, 1978; Нестеров, 1969; Никонов, 1961; Соколов, 1971] отношения iC_4H_{10} / nC_4H_{10} (бутановый коэффициент – K_{C_4}) для нефтяных, газонефтяных, нефтегазовых и газовых месторождений Восточной Сибири изменяются от 0.3 до 1.1. Установлены аналогичные соотношения для Лено-Вилюйского, Верхне-Буреинского, Сахалинского и других углефтегазоносных бассейнов Дальнего Востока [Гресов, 2014]. Показано, что отношение iC_4H_{10} / nC_4H_{10} (бутановый коэффициент) для нефтяных, газонефтяных, нефтегазовых и газовых месторождений Восточной и Западной Сибири изменяется от 0.3 до 1.1; для iC_5H_{12} / nC_5H_{12} (пентановый коэффициент) – от 1.0 до 1.4 и имеет корреляционно-генетическое значение [Высоцкий, 1979; Карпов,

Раабен, 1978; Нестеров, 1969; Никонов, 1961; Соколов, 1971]. Аналогичные соотношения установлены для углефтегазоносных бассейнов Северо-Востока России [Гресов, 2011; Гресов, 2014; Гресов и др., 2009a]: iC_4H_{10} / nC_4H_{10} в интервале 0.3–1.1 составляет в среднем 89–98 % от общего количества определений, в т.ч. для газовых формаций – 89 %, газоконденсатных – 94 %, нефтегазовых и газонефтяных – 98 % и нефтяных – 97 %. Отношение iC_4H_{10} / nC_4H_{10} в интервале 0.3–1.1 составляет в среднем 84–98 % от общего количества определений. Для углегазоносных подстилающих отложений KC_4 составляет 84 %, для газоносных формаций – 89 %, газоконденсатных – 94 %, нефтегазовых и газонефтяных – 98 % и нефтяных – 97 %. Из вышеизложенного можно сделать вывод, что бутановый коэффициент является достаточно характерным генетическим показателем и применение его в комплексе с другими генетическими критериями позволяет проведение представительного анализа по распознаванию происхождения УВГ в верхнем слое осадочных бассейнов Охотского и Японского морей. Бутановый коэффициент может также указывать на глубину границы зон диагенеза и катагенеза [Berner, Faber, 1993].

4) Пентановый коэффициент Kc_5 – генетический, в интервале 1.0–1.4 указывает на наличие миграционных газов. Для газовых залежей iC_5H_{12} / nC_5H_{12} в интервале 1.0–1.4 характерно только для 37 % общего газового опробования; для газоконденсатных и конденсатногазовых месторождений – 79–82 %; нефтегазовых – 100 %; газ нефтяных – 93 % и нефтяных – 96 %; то есть соотношения изопентана к нормальному пентану также имеет корреляционно-генетическое значение [Гресов, 2014], за исключением газовых залежей. В составе природного газа – УВГ со сходными соотношениями, составляющие в среднем по бутановому коэффициенту 41 и пентановому – 35 %. Поэтому только анализ бутанового и пентанового коэффициентов позволяет установить долю миграционных УВГ современного газобалансного их содержания.

5) Показатель термогенного генезиса для углеводородных газов морских осадков $\sum C_2 + C_5 / \sum C_1 - C_5 \times 100$ % [Илатовская и др., 2012; Abrams, 2005]. Показателем термогенного генезиса служит значение этого критерия в интервале 3–5 %. При использовании данного показателя необходимо учитывать также другие коэффициенты и изотопный состав углерода метана и УВГ. В струях свободного газа данный коэффициент может не

работать, так в распределение углеводородных компонентов вмешиваются сугубо газодинамические характеристики газового потока, которые также сильно зависят от сейсмоструктурной активности. При этом доля легких газов (метана) может сильно возрастать.

б) Соотношение стабильных изотопов углерода метана.

7) Соотношение изотопного состава углерода метана и углекислого газа может указывать на: 1) наличие сухого, газового типа дегазации или флюидного «влажного» [Шакиров, 2014]; 2) наличие генерации метана путем бактериальной редукции углекислого газа [Whiticar et al., 1986].

8) Диаграмма отношения C_1/C_2+C_3 и изотопного состава углерода метана является еще одним диагностическим признаком наличия или отсутствия термогенных газов. Например, газы в аккреционной осадочной призме трога Нанкай являются смесью термогенных газов и бактериальных с преобладанием смешанного состава [Proceedings..., 1990].

В ряде случаев использовано соотношение изотопного состава углерода и водорода метана (газовые гидраты и грязевулканические газы), которое указывает на наличие примеси микробных газов, с наибольшей долей на северо-восточном склоне о-ва Сахалин (Дерюгинская депрессия), в меньшей степени на западном борте Курильской котловины, и минимальной – в Южно-Татарском прогибе. Газы Южно-Сахалинского грязевого вулкана характеризуются отсутствием влияния газообразующих бактериальных процессов.

Дополнительно, в качестве косвенного признака генетической связи между газами угленосных толщ, газоносных и нефтегазоносных формаций была использована методика В.Н. Никонова [Никонов, 1961], в которой УВГ рассматриваются в качестве членов определённой системы, то есть как совокупность взаимосвязанных и расположенных в определённом порядке элементов какого-то целостного образования. Это, как правило, нисходящее распределение индивидуальных углеводородов (C_2, C_3, C_4, C_5, C_6) в сторону высокомолекулярных членов. Специфической особенностью нефтегазоносных формаций является незаконномерное распределение ряда индивидуальных углеводородов (УВ), когда возможны случаи $C_n = C_{n+1}, C_n < C_{n+1}$. Причём максимальные значения может иметь любой из углеводородных газов. Из рассмотренных 1426 проб газа, отобранных автором в Охотском море и его обрамлении, в 924 случаях закономерность $C_n > C_{n+1}$ соблюдалась,

но в 302 случаях – нарушалась. По данным этого метода 30 % УВГ характеризуются закономерностями распределения УВГ фундамента, угле- и нефтегазоносных толщ, то есть миграционных или эпигенетических, по отношению к зоне опробования (0–5 метров ниже поверхности дна) или 0–0.5 м ниже дневной поверхности. Максимальные концентрации УВГ фиксируются в непосредственной близости от крупных разломов и опережающих их нарушений.

«Масс-балансовый эффект». Метан из мелководных газовых гидратов и фильтрационных потоков мигрирует из термогенных источников, соответствующих зоне главной стадии нефтегазообразования («нефтяное окно») [Архипов, 1982], что подтверждается изотопными отношениями углерода ($\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -30 – -40 ‰ VPDB). Несоответствие между молекулярными и изотопными отношениями, возможно, указывает на эффективное молекулярное фракционирование при длительной миграции газа через глинистые отложения. Таким образом, акцентируется важный изотопный эффект, отвечающий за «облегчение» изотопного состава углерода УВГ при достижении миграционного потока зоны диагенеза. Смещение изотопного состава углерода метана в отрицательную сторону в районе Дагинских геотермальных источников при миграции из нефтегазовых залежей составило 15 ‰ PDB. Величина изотопного смещения на такие величины в зоне проницаемости при наличии интенсивного газового потока объясняется в первую очередь изотопным «масс-балансовым» эффектом, который можно рассчитать для любых объемно-изотопных соотношений полигенетической смеси конкретного газа, в данном случае метана. Точка наиболее крутого перегиба кривой бигенетической смеси микробно-термогенных газов (см. рис. 104, гл. 5) соответствует двойному превышению объема термогенного газа для данного объема микробного газа (на диаграмме это 200 мл $^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -40‰, дающая результирующее значение смеси -50 ‰). Эти результаты полностью согласуются с вертикальной зональностью нефтегазообразования и соответствуют верхней катагенетической зоне образования метана, принятой в отечественной геологии [Архипов, 1982] (табл. 35).

Данные выводы подтверждаются, например, материалами экспедиционных исследований по проекту SSGH (Россия-Япония-Корея, координатор д.г.-м.н. Обжиров А.И.). Как описывалось выше, в районе с самым высоким газовым потоком со дна – западный борт Курильской кот-

ловины – были обнаружены минералогические и геохимические признаки газов и флюидов из глубинных горизонтов осадочной толщи, которые соответствуют диапазону минеральных переходов иллит-сметит [Деркачев и др., 2015]. По литологическим и газогеохимическим признакам в этой работе сделан вывод о предположительно грязевулканической природе данного газопоявления. Согласно таблице 3б, указанный диапазон соответствует главной зоне образования нефти (мезокатагенез или «нефтяное окно») и занимает среднее значение в газах термогенного генезиса. Установлено [Aoyagi, Kazama, 1980], что характер диагенетических минеральных преобразований в толще меловых и третичных пород Японских островов и прилегающих акваторий отражается в семи вертикальных зонах.

Причем, иллит и сметит, согласно этой и другим работам [Карношина, 2001], появляются на глубинах от 2700 м и ниже (нижняя зона «нефтяного окна» и нижняя катагенетическая зона образования газов и конденсата). Эти выводы подтверждаются данными, в том числе, по Южно-Китайскому морю: в нефтегазоносном бассейне Меконг (свита Чатан, мезокатагенез–апокатагенез, глубины 2.8–3.5 км) широко развиты хлорит-каолинит-смешаннослойные минералы [Арешев, 2003]. Западно-Курильский гигантский газовый факел контролируется региональным разломом, протягивающимся от о-ва Хоккайдо вдоль подножия склона Курильской котловины. В осадках этого участка обнаружены высокоинтенсивные аномалии водорода, а ранее, на северном продолжении разлома, на склоне залива Терпения установлены аномалии гелия в газогидратоносных осадках [Шакиров и др., 2016; Shakirov et al., 2014b]. Приведенные сведения доказывают наличие устойчивой миграции термогенных газов в западной части Курильской котловины и, более того, указывают на приток термогенных компонентов из главной зоны генерации нефти и газа. С учетом аномалий гелия и водорода, справедливо сделать вывод о подпитке нефтегазогенерирующих толщ этого района глубинными, магматогенными компонентами.

Учитывая существование и развитие углеводородных систем в определенных термодинамических обстановках, в том числе определяемых геотермальным градиентом, тепловым потоком и физико-химическими параметрами геологической среды, справедливо предположить, что отдельные члены этих систем если не прямо, то опосредованно зависят от существования и состоя-

Таблица 35. Вертикальная зональность нефтегазообразования [Архипов, 1982] с дополнениями автора

Литогенез		Т°С (примерная)	Примерная глубина, км	Генерация нефти и газа	¹³ С-СН ₄ ‰ PDB
Стадия	Подстадия				
Диагенез				Микробная (биохимическая, метановая)	-60 -110
Катагенез	Протокатагенез	15	0.2-0.5	верхняя катагенетиче- ская образования метана	-45 -50 (термоген- ный I)
		60	1.5-3.0		
	Мезокатагенез	150	3.0-8.0	Главная зона образования нефти "нефтяное окно" (термокатализ)	-35 -45 (термоген- ный II)
	165				
Апокатагенез	210	Нижняя катагенетиче- ская зона образования газов и газоконден- сатов	-30 -35 (термоген- ный III)		
Метагенез	Метаморфоген- ная	300	7.5-15.0	зона термического образования метана и кислых газов	-20 ÷ -30 (метамор- фогенный газ)
		500	>15.0		
Абиогенез	Магматогенная			абиогенный синтез углеводородов (реакции по типу Фишера- Тропша и др.)	>-17 ювениль- ный (магмато- генный)

ния соседних. Сейсмоструктура при этом является сквозным, объединяющим флюидодинамическим фактором наблюдаемых газогеохимических явлений и процессов лито- и даже, во многих описанных случаях, гидросферы в геодинамической обстановке восточно-азиатского сектора переходной зоны континент – океан. Таким образом, прослеживается тектоногенетическая связь газогидратоносных районов с нефтегазоносными и угленосными бассейнами западной части Тихого океана [Нефтегазоносность..., 1978; Шакиров, Обжиров, 2011]. Это подтверждается также тем,

что вмещающие осадки часто содержат гомологи СН₄ термогенного и метаморфогенного генезиса, а также магматогенные компоненты.

Быстрее всего и контрастнее сейсмоструктурный фактор отражается в газогеохимических полях и исследуется комплексом качественных и количественных изотопно-газогеохимических критериев, основные из которых сведены в таблице 36. В основе этих критериев лежат характеристики и соотношения углеродсодержащих газов и некоторых сопутствующих. Этот список можно расширить, особенно за счет изотопии благород-

Таблица 36. Комплекс изотопно-газогеохимических критериев для исследования геоструктур, картирования и поиска углеводородов

№	Газогеохимический критерий газогеохимического поля	Область применения	Формула / математ. выражение	Генетическое значение
1	2	3	4	5
	Экспресс-критерии (на борту судна, или в полевых условиях, один месяц после окончания работ)			
1	Поле концентраций газов, фон, аномалия, градиент по вертикали	Поиск УВ скоплений, геокартинг, геоконтроль, поиск рудоуплотнителей, поиск рудоуплотнителей	% об., нл / л (нмоль / л), нл / дм ³ , нл / кг	Признаки источника, интенсивность, отклик на сейсмическую активность
2	Этановый коэффициент	Нефтегазопроисхождение геология	$K_{C_2} = C_2 / \sum TV - C_2$	Морфогенетические формы нахождения скопленных углеводородных газов
3	Этан-пропановый коэффициент	Поиск термогенных газов, нефть-газовая геология	C_2 / C_3	Рост содержания пропана – признак возрастания доли конденсата и нефти. Близкие значения этана и пропана – признак термогенных газов
4	Бутановый коэффициент	Диагностика происхождения УВГ установление границы зоны диагенеза	$K_{C_4} = C_4 H_{10} / n C_4 H_{10}$	Наличие или отсутствие миграционных газов в зоне опробования
5	Пентановый коэффициент	Диагностика происхождения УВГ	$i C_5 H_{12} / n C_5 H_{12}$	Генетический, в интервале 1.0–1.4 указывает на наличие миграционных газов
6	Эпигенетический коэффициент УВГ	Диагностика происхождения ГТП	$\sum C_2 + C_3 / \sum C_1 - C_5 \times 100\%$	Выявление эпигенетических (миграционных) компонент
7	Углекисло-метановый коэффициент; азотно-метановый, водородно-метановый и другие	Прогноз сейсмической активности	CO_2 / CH_4	Оценка доли гетерогенных источников
8	Метан-водородный коэффициент	Нефтегазовая геология, геокартинг	CH_4 / H_2	Характеристика водородности, картирование активных разломов
9	$C_1 / \text{Сумма УВГ}$	Нефтегазовая геология	$C_1 / \sum УВГ$	Сухой-влажный газ, критерий миграционных УВГ
10	Метан – гелиевый коэффициент	картирование разломов	CH_4 / He	Оценка глубинности и углеводородности
10	Комплекс ГХ, МС	Поиск индикаторов (один-два месяца после окончания экспедиции или полевых работ)		
10	Фоновое ГТП	Поиск значения, региональная сейсмическая активность	$D = \sigma^2$; $\sigma = \sqrt{\sum (c_i - c_{cp})^2 / n}$	Генезис газов <i>in situ</i> , региональный фон
11	Аномальные ГТП (распространение, хим. состав, интенсивность и др.)	Поиск значения, региональная сейсмическая активность	Интенсивность: 2–3 раза; 5 раз ≥ 10 раз	Определение активности разных источников газов
12	Отношение стабильных изотопов углерода метана	Поиск значения	$\delta^{13}C - CH_4$	Исследование полигенеза ГТП
13	Отношение стабильных изотопов углерода этана	Поиск значения	$\delta^{13}C_2 H_6$	Исследование полигенеза ГТП

	2	3	4	5
14	Отношение стабильных изотопов углерода углекислого газа	Поиск рудоносных и золотоносных разломных зон и интрузивных комплексов	$\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ (дополнительно $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ и др.)	Исследование источников газовой эмиссии
15	Диаграмма Бернарда	Генезис углеводородов	$\delta^{13}\text{C}-\text{C}_1 / (\text{C}_2 + \text{C}_3)$ $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_1 / (\text{C}_{\text{пр}})$	Исследование генезиса ГПП
16	Диаграмма Скозла-Витикара	Генезис углеводородов (термогенный сухой; с нефтью и конденсатом)	$\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4 / \delta^{13}\text{D}_1$	Исследование генезиса ГПП
17	Диаграмма Джеффри [Jeffrey et al., 1991]	Микробный и термогенный генезис	$\text{CO}_2 / \delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$	Исследование генезиса ГПП
18	«Масс-балансный эффект»	Оценка доли миграционных компонентов	$\delta_{\text{гсг}} = \delta_{\text{с1}} + \delta_{\text{с2}} + \dots + \delta_{\text{сn}}$ [Zeebe, Wolf-Gladrow, 2001].	Изотопный газогенетический критерий формирования полигенных газовых смесей
19	Отношение изотопного состава углерода метана и углекислого газа	Постгенетические изменения	$\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4 / \delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$	Исследование источника ГПП

ных и других газов, в том числе азота, исследований альфа-активных газов и др. Но те критерии, которые приведены в таблице, позволяют наиболее оперативно и экономически эффективно решать поисковые, картировочные и прогнозные задачи.

Влияние угленосных толщ на газовый состав осадочных бассейнов Охотско-Япономорского региона. Газоносные толщи угольных бассейнов юга Дальнего Востока являются не только горизонтами генерации и локализации метана, но и источниками его поступления по зонам крупных тектонических нарушений в толще осадочных, в том числе газогидратоносных пород. Изотопными и газогеохимическими исследованиями установлено три типа метана: первый – метаморфогенный, второй – термогенный (нефтегазовый), третий – микробный [Гресов и др., 2009б]. В Японском море три угленосных бассейна имеют подводное продолжение в Российской секторе [Аблаев и др., 2002].

В Угловском углегазоносном бассейне содержание метана в подстилающих угленосную толщу отложениях достигает 98 %: породы верхнего триаса и нижнего мела здесь являются не только горизонтами генерации и локализации метана, но и источниками его поступления по зонам крупных тектонических нарушений в угленосные толщи. В Буреинском бассейне в подстилающих угленосную толщу нефтегазоносных отложениях концентрации метана составляют 75–85 %. В Сахалинском бассейне установлена аналогичная закономерность. В Партизанском бассейне формирование метаноносности угольных пластов генетически связано с генерацией метана в процессе термального и контактового метаморфизма углей и глубинными магматическими процессами.

Подтверждением воздействия миграционных процессов на формирование газоносности прибрежных и континентальных осадочных бассейнов ДВ региона служит наличие угленосных толщ, содержащих метан с различным изотопным составом углерода (табл. 37). Например, изотопный состав углерода метана, содержащегося в угленосных толщах Угловского бассейна, изменяется в пределах -36.4 – -60.2 ‰, Партизанского – -38.1 – -49.2 ‰, Буреинского – от -40.6 – -63.8 ‰ и Сахалинского – -23.7 – -57.0 ‰ (табл. 38). Изотопный состав углерода метана C_{13} верхнетриасовых и нижнемеловых отложений в Угловском бассейне изменяется -32.2 – -40.3 ‰, юрских – в Буреинском – -23.0 – -32.0 ‰, верхнемеловых и палеогеновых – в Сахалинском – -23.2 – -37.0 ‰.

Следует отметить, что изотопный состав углерода метана подстилающих отложений Угловского бассейна и Подгородненского месторождения (-36.2 – -36.4 ‰) близок к среднему изотопному составу метана попутного газа нефтяных и газовых месторождений Сахалинского (-34.4 – -35.5 ‰), Верхне-Буреинского (-28.6 – -30.5 ‰) и Южно-Якутского (-31.3 ‰) нефтегазоносных бассейнов. Данные факты позволяют обоснованно говорить о наличии глубинной углеводородной составляющей в Южно-Приморском угленосном районе.

Важным научным материалом является доказанность наличия углеводородных газов в магматических породах побережий дальневосточных морей. Анализ изменчивости распределения миграционного метана в угленосных толщах исследованных углеметановых месторождений показал, что основными зонами его локализации являются трещинные коллекторы во вмещающих породах, где содержится более 50 % поступающего из глубины метана. Далее идут трещинно-поровые коллекторы, связанные с угольными пластами (30 %). Определенное количество «миграционного» метана (10–20 %) связано с подземными водами, где он находится в газодорастворённом состоянии. Основная масса метана, локализованного в угольных пластах (более 70–90 %) в бассейнах юга Дальнего Востока, имеет углеметаморфогенное происхождение.

Учитывая региональное продолжение континентальных и островных прибрежных угольных бассейнов в шельфовые области (при наличии активных каналов миграции газов), углеметаморфогенные газы предстают аддитивным эпигенетическим компонентом (наряду с термогенными газами нефтяного генезиса) в осадках и газогидратах. Они обнаруживаются, как правило, по изотопному составу углерода метана, повышенным содержаниям УВГ, коэффициентам УВГ, углекислого газа и водорода. Можно считать установленным, что заметный вклад в состав миграционных газов вносят и газы магматических пород. Их углеводородоносность доказана многочисленными данными натурных и экспериментальных наблюдений.

Некоторые аспекты геоэкологического значения потоков метана. Углеводороды в толще вод, в том числе нефтяные, в настоящее время изучаются также как факторы, влияющие на экосистемы [Немировская, 1997]. При этом сообщества микроорганизмов могут быть использованы как индикаторы нефтегазоносности [Оборин, Стадник, 2001]. Восходящие потоки метана оказывают как положительное, так и подавляющее

Таблица 37. Изотопный состав углерода метана угольных бассейнов юга Дальнего Востока [Гресов и др., 2009б] с дополнениями автора

Источник	Характеристика газовых проб	Бассейн, месторождение						Бикинское	Регион
		Буреинский	Сахалинский	Угловский	Партизанский	Подгородненское	Изотопный состав углерода метана δC^{13} (‰)		
		Изотопный состав углерода метана δC^{13} (‰)							
Угольные пласты	Газ при ТВД*	-42.2 – -63.8 - 54.2 (15)	-35.1 – -49.7 - 43.1 (25)	-42.0 – -60.2 - 46.8 (14)	-38.1 – -49.2 - 44.5 (5)	-40.2 – -50.1 - 46.0 (6)	-	-35.1 – -60.2 - 46.8 (65)	
	Газ при СВД*	-41.4 – -60.4 - 52.8 (5)	-33.2 – -49.2 - 42.0 (7)	-41.2 – -57.0 - 45.2 (6)	-42.4 - 42.4	-45.6 - 45.6	-	-33.2 – -57.0 - 45.8 (20)	
Угольные пласты	Свободные газопроявления	-40.3 – -50.0 - 46.3 (3)	-36.4 – -57.0 - 46.0 (26)	-40.6 – -49.9 - 44.2 (10)	-40.3 - 40.3	-40.2 – -44.2 - 43.2 (3)	-60.4 ÷ -64.4 - 62.0 (2)	-36.4 – -69.2 - 46.0 (45)	
	Суфляры, выбросы газа	-44.3 - 44.3	-35.3 – -50.0 - 43.8 (11)	-36.4 – -46.3 - 42.6 (6)	-39.8 - 39.8	-42.6 - 42.6	-	-36.4 – -57.0 - 43.2 (20)	
Вмещающие породы	Газ из трещин пород, СВД	-43.1 - 43.1	-23.7 – -49.9 - 36.2 (8)	-36.8 – -44.0 - 40.8 (6)	-37.4 - 37.4	-36.0 – -43.8 - 40.6 (3)	-	-23.7 – -49.9 - 38.8 (19)	
Газовая фаза под-земных вод	Свободное газовыделение	-41.5 - 41.5	-40.9 - 40.9	-41.1 - 41.1	-	-41.0 - 41.0	-	-40.9 – -41.5 - 41.1 (4)	
Минеральные источники	Газ из источника	-40.6 - 40.6	-35.2 – -36.2 - 35.7 (2)	-	-36.5 - 36.5	-	-	-35.2 – -40.6 - 37.1 (4)	
Грязевые вулканы	Грифонное газовыделение	-	-22 – -31.1 - 31.1	-	-	-	-	-20 – -31.1 - 31.1	
Попутный газ при нефтепроявлениях	Попутный газ при нефтевысачивании	-29.0 – -32.0 - 30.5 (2)	-34.0 – -37.0 - 35.5 (2)	-	-	-	-	-29.0 – -37.0 - 33.0 (4)	
Газы подстилающих отложений	Попутный газ газонефтегазоносных подстилающих отложений	-23.0 – -31.6 - 28.6 (8)	-23.2 – -36.0 - 34.4 (5)	-32.2 – -40.3 - 36.2 (5)	-	-36.2 – -36.8 - 36.4 (3)	-	-23.0 – -40.3 - 32.9 (21)	

Примечание. * ТВД – термовакuumная дегазация; СВД – свободное выделение. В числителе – от – до, в знаменателе – среднее значение, в скобках – количество проб

Таблица 38. Углеводородные газы магматических пород прибрежных структур Дальневосточных морей. Составили А.И. Гресов, Р.Б. Шакиров, А.И. Обжиров

Бассейн, литотип (число проб)	Концентрации газовых компонентов, в %							$\delta^{13}\text{C}$ – CH_4/CO_2 , ‰
	H_2	CO_2	Углеводородная фракция					
			CH_4	C_2H_6	C_3H_8	C_4H_{10}	C_5H_{12}	
Углеводородные газы								
Партизанский, дацит, Мув* = 16.59 (3); в долях на 1000	9.64	14.32	96.86 937	2.54 46	0.43 11	0.16 5	0.01 1	<u>-35.5</u> -12.6
Сахалинский, диорит, Мув = 16.63 (3)	22.85	14.82	97.03 935	1.90 34	0.90 24	0.16 6	0.01 1	<u>-34.3</u> -13.0
Сахалинский, габбро-диорит, Мув = 16.60 (1)	25.02	15.00	96.90 937	2.32 40	0.61 16	0.15 6	0.02 1	-
Водородно-углеводородные газы								
Партизанский, кварцевый порфир, Мув = 16.59 (3)	40.60	17.07	97.02 937	2.14 39	0.73 19	0.10 4	0.01 1	<u>-32.4</u> -12.4
Сахалинский, габбро-диабаз, Мув = 16.66 (1)	35.20	12.34	97.00 934	1.83 33	0.97 26	0.17 6	0.03 1	<u>-34.2</u> -
Сахалинский, габбро-диабазо- вый порфирит, Мув = 16.65 (2)	34.24	14.36	97.06 934	1.80 34	0.94 24	0.16 6	0.04 2	<u>-27.3</u> -10.1
Водородные газы								
Раздольненский, щелочные интрузии, Мув = 16.68 (6)	73.48	19.08	96.80 931	1.91 34	0.95 25	0.22 8	0.04 2	<u>-34.0</u> -12.6
Сахалинский, андезит, Мув = 16.79 (4)	59.02	12.14	96.80 924	1.60 28	1.12 29	0.45 15	0.10 4	<u>-32.7</u> -12.0
Сахалинский, монцит, Мув = 16.71 (4)	57.12	15.11	96.87 930	1.93 35	0.85 22	0.25 9	0.10 4	<u>-30.2</u> -11.3
Углекисло-углеводородные газы								
Партизанский, фельзит-порфир, Мув = 16.58 (3)	19.88	32.72	97.16 940	2.14 39	0.54 15	0.16 6	0.00 0	<u>-36.2</u> -12.4
Сахалинский, трахидолерит, Мув = 16.56 (1)	15.23	35.48	97.30 942	1.86 34	0.73 19	0.10 4	0.01 1	-
Углеводородно-углекислые газы								
Угловский, базальт, Мув = 16.38 (7)	13.72	55.44	98.19 962	1.37 25	0.31 8	0.11 4	0.02 1	<u>-45.4</u> -16.2
Анадырский, базальт, Мув = 16.33 (4)	14.64	60.24	98.34 966	1.39 27	0.25 7	0.02 1	0.00 0	<u>-46.8</u> -18.0

* Мув – молекулярная масса углеводородной фракции [Гресов, 2011].

воздействие на бентосную макро- и микрофауну. Например, на участке газовых выходов на северо-восточном склоне о-ва Сахалин, концентрируются моллюски вида *Caliptogena* [Cruise Report, 1999]. С другой стороны, в местах активного выхода метана на СВ склоне может падать численность раковин планктонных и бентосных фораминифер, а также снижаться их видовое разнообразие [Плетнев и др., 2014]. В этой связи, необходимо учитывать наличие других газовых компонентов, которые могут выноситься с метановым потоком (этан, ртуть, радон, углекислый газ и др.). Активизация эмиссии токсичных и изотопно «тя-

желых» компонентов установлена на южном отрезке Центрально-Сахалинского разлома [Астахов и др., 2002; Челноков и др., 2015; Шакиров и др., 2013]. Изотопно-тяжелые, например, по углероду, газы не усваиваются многими видами бактерий [Гальченко, 2001]. Известно, что некоторые морские биогеоценозы в Охотском море основаны на бактериальном хемосинтезе и метаноокислении (биогеоценозы газовых выходов и гидротерм) [Cruise Report..., 1999]. Например, за счет метанотрофных бактерий на участках выходов метана развиваются двустворчатые моллюски, вступающие с бактериями хемосинтетиками в симбиоз,

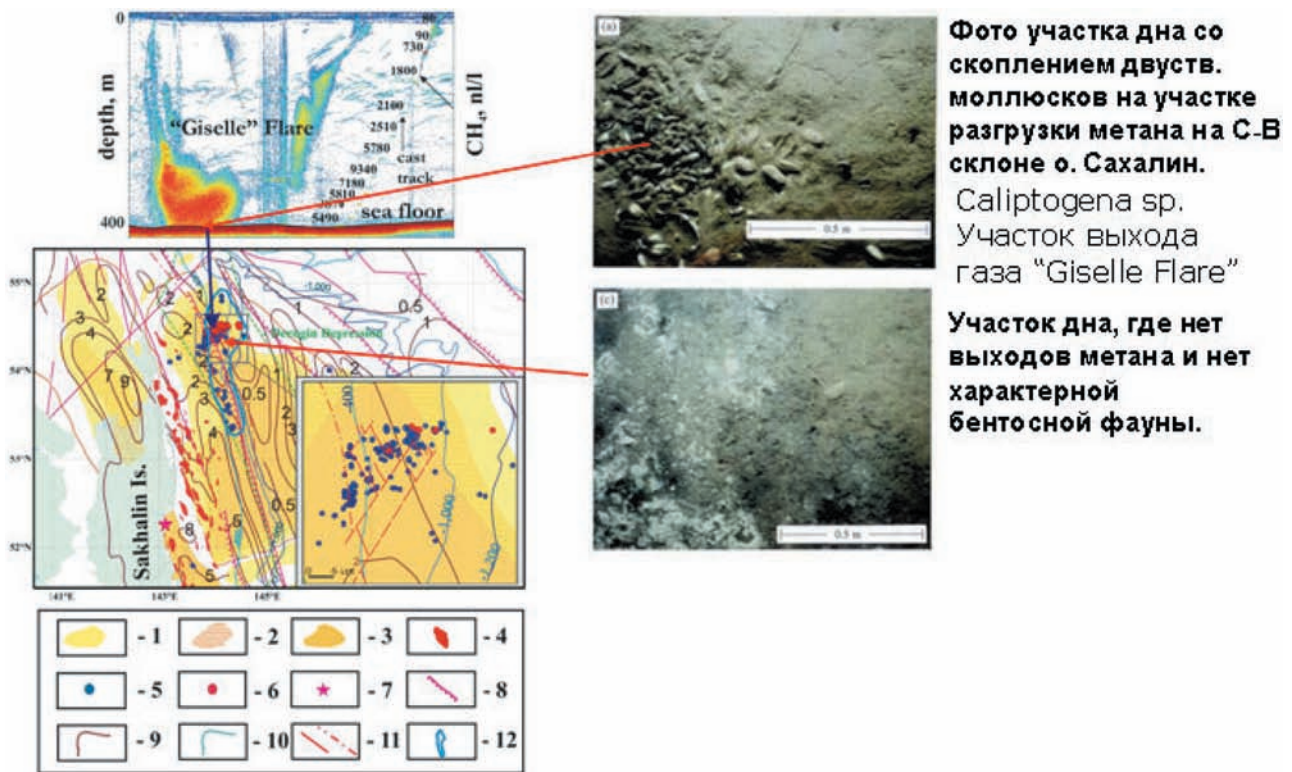


Рис. 151. Карта газопроявлений и примеры участков с развитием бентосной фауны и без нее на западном борту впадины Дерюгина, Охотское море

1, 2, 3 – потенциал генерации углеводородов в осадках ($5, 10, 15 \times 10^6$ т/км²); 4 –нефтегазовые месторождения; 5 – метановые источники (факелы); 6 – обнаружения гидратов метана; 7 – грязевые вулканы; 8 – рифтовые зоны; 9 – мощность осадочного чехла (км); 10 – изобаты; 11 – тектонические разломы; 12 – установленное распространение газогидратов (около 5000 км²)

культивируя их в собственных жабрах. В западной части Охотского моря зоны аномально высокого развития бентосной фауны (*Amphipoda*, *Byblis pearevi*; *Bivalvia*; *Echinoidea*; *Polychaeta*) довольно хорошо изучены [Sahling et al., 2003; Strizhkov et al., 1990] (рис. 151, фото а). Максимальное ее развитие приурочено к местам выхода природного газа через разломы, особенно узлы их пересечения (CH_4 90% об.). За пределами газовых выходов («фоновые» районы) концентрация биомассы минимальна (см. рис. 151, фото б). Похожая ситуация возможна в Пильтунском прибрежном районе. Здесь закартированы нефтегазоносные структуры и активные разломы, над которыми в толще вод обнаружены аномалии метана превышающие фоновые концентрации в 10 и более раз. В этом районе существует очаговое распространение скоплений амфипод (рачки), которые являются кормовой базой серых китов. Такие очаги закартированы ИБМ ДВО РАН в районе Пильтунской и других нефтегазоносных структур на шельфе о-ва Сахалин.

Здесь же обнаружена площадная эмиссия метана, а также сосредоточенная разгрузка газа в виде свободных газопроявлений. Автором предполагается одна из возможных трофических цепей для Пильтунского района: из нефтегазоносных структур по разломам поступают природные газы (CH_4 – до 95% об., смешиваются в верхних осадках с H_2S , H_2 , CO , NH_4^+) и усваиваются хемоавтотрофными бактериями. Бактерии вступают в симбиотические отношения с некоторыми видами ежей, моллюсков, ракообразных (амфиподы), которые являются основной пищей серых китов (рис. 152; рис. 153).

* * *

Таким образом, можно утверждать, что поле применения результатов газогеохимических исследований в окраинных морях и их обрамлении чрезвычайно широко. Газогеохимические поля эффективно применяются в фундаментальных и прикладных исследованиях. Среди одного из векторов возможного развития газогеохимических исследований можно отметить связь

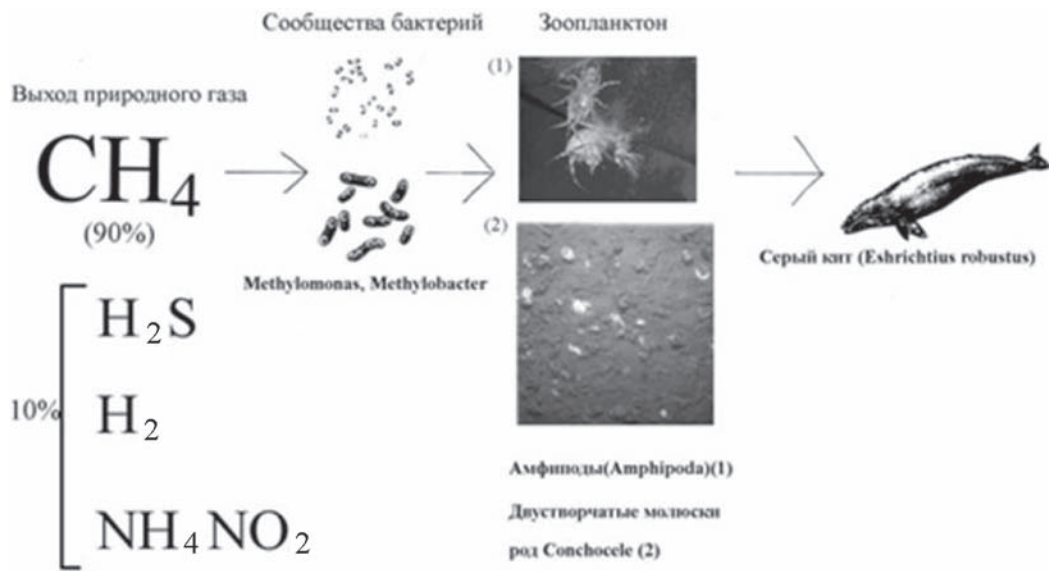


Рис. 152. Возможная ветвь трофической цепи для Пильтунского прибрежного района

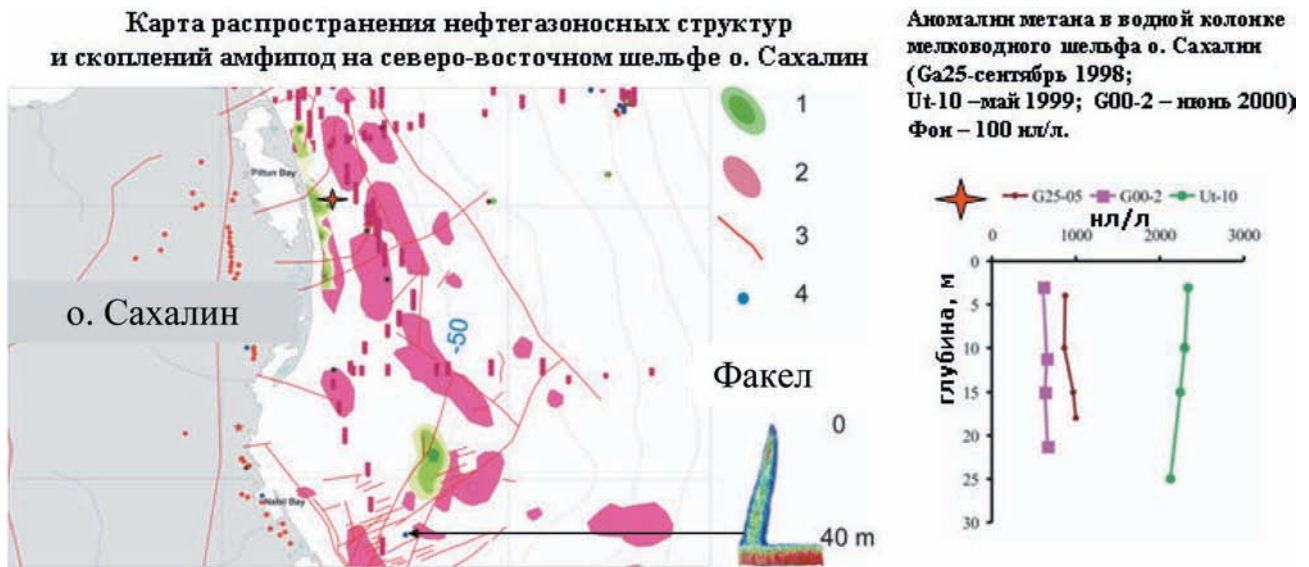


Рис. 153. Карта распространения нефтегазоносных структур и скоплений амфипод в пильтунском нефтегазоносном районе.

а – распределение скоплений амфипод, станций измерения высокоинтенсивного АГП метана и нефтегазоносных структур, фоновые концентрации метана составляют 100 нл/л (нанолитр/литр); 1 – очаги концентрации амфипод 2006–2007 [Fadeev, 2009]; 2 – нефтегазоносные структуры; 3 – тектонические разломы; 4 – сосредоточенные выходы метана; факел – эхограмма выхода пузырей метана (А.А. Воронин, ТОИ ДВО РАН)

газогеохимического режима окраинных морей, процессов формирования-разрушения углеводородных скоплений и климатических изменений. Возможно, что существует широтная цикличность формирования-разложения газогидратов, формирование их реликтовых залежей. В Южно-Китайском море, несмотря на наличие приповерхностных и реликтовых газогидратов, газо-

активность дна низкая. В Охотском и Японском морях идут активные процессы формирования приповерхностных газовых проявлений и гидратов, связанных также с развитием бентосных очагов жизни. В Беринговом море и морях Восточной Арктики газоактивность возможно нарастает. В климатическом аспекте циклы газоактивности связаны с межледниковыми периодами, измене-

нием уровня моря, эпохами стагнации придонной среды и другими. Одним из важных направлений является эколого-газогеохимическое районирование территории исследований, в пилотном режиме апробированное на о-ве Сахалин и прилегающем шельфе [Шакиров и др., 2012]. По результатам таких работ планируется составить детальные карты распределения гетерогенных потоков природных газов и ареалов их рассеяния в морях Восточной Азии.

Необходимо вывести на международный уровень газовый экологический мониторинг природных объектов дегазации лито- и гидросферы. На сейсмо- и метеостанциях научных экспериментальных станций и ряде газоактивных природных и техногенных объектов важно организовать мониторинг содержания газов-индикаторов геологической и атмосферной активности потоков парниковых и др. газов (метан, водород, радон, кислород, азот, углекислый газ) на трех уровнях: в подземной атмосфере, приземной атмосфере и гидросфере. В результате будет осуществляться оперативный контроль газовой составляющей

лито-, гидро- и атмосферы, что позволит выработать методы краткого и долгосрочного прогноза изменения концентраций жизненно важных и геологических взаимосвязанных газовых критериев. С позиций масштабности, геохимической и экологической значимости природных газов осадочных бассейнов и угольных месторождений, зон прибрежного дампинга, скоплений подводных газогидратов, геотермальных и грязевулканических источников парниковых и токсичных газов, газонасыщенных подземных вод и морских осадков моря Восточной Азии и их обрамление представляет огромную важность. Развитие сети станций газогеохимического мониторинга на основе инновационных методов и современного газоаналитического оборудования с выполнением согласованных опорных сухопутных и морских исследований является перспективным направлением в АТР. В качестве фундаментальной основы для газового экологического мониторинга необходимо разрабатывать комплексные модели газоактивности геосфер.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В окраинных морях Восточной Азии существуют процессы взаимосвязей приповерхностных газогеохимических полей с подстилающими газоносными, углегазоносными и нефтегазоносными отложениями, а также с газами фундамента, нижнекоровыми и мантийными источниками. Восходящая эмиссия природных газов обуславливает формирование аномальных полигенетических газогеохимических полей низкой, средней и высокой интенсивности. В активной окраине на эти процессы значительное влияние оказывают нижнекоровые и верхнемантийные источники. Данные районы характеризуются многообразием геологических типов дегазации литосферы, сложными процессами формирования углеводородных залежей, газогидратов и их разрушения.

Газогеохимический режим является важным индикатором геодинамики переходных зон. Газогеохимический режим восточно-азиатского сектора зоны перехода континент – океан определяется взаимодействием литосферных плит, внутриплитными геологическими процессами и также контролируется элементами регматической сети земной коры.

Установлено, что глубинный флюид находит свое отражение в составе аномальных газогеохимических полей в приповерхностных горизонтах геологических структур, особенно в зонах глубинных систем проницаемости, в том числе в низкосейсмичных районах, а также в вулканах Курило-Камчатского региона и Японского архипелага. Углеводородные газы с глубинной изотопной меткой обнаруживаются в районах как палео- (Западно-Сахалинская подзона, северный Вьетнам и прилегающий шельф Южно-Китайского моря, побережье Южного Приморья и другие), так и современной вулканической активности (Курило-Японский архипелаг, трог Окинава, полуостров Камчатка). Анализ фактического материала, вкуче с данными глубоководного бурения, указывает на наличие очагов генерации углеводородов в глубоководных районах Японского моря. Вулканокластический тип коллектора требует дальнейшего изучения, в том числе газогеохимическими методами. Газоносность Япономорского региона связана с планетарными

и региональными линеаментами, в том числе сейсмогенными, кайнозойскими тектоническими депрессиями и другими структурами. В российском секторе Япономорского региона требуется проведение специального исследования тектонических ловушек, зон трещиноватости фундамента и вулканокластических коллекторов. При этом восходящая эмиссия природных газов фиксирует структурно-тектонический каркас районов, проявляя его на поверхности через толщу осадков в виде аномальных газогеохимических полей.

Существующие в Дальневосточном регионе районы с невыясненными перспективами нефтегазоносности (кайнозойские депрессии Приморья и его шельфа, трещиноватые зоны гранитоидов, угленосные впадины Приморья и Хабаровского края, грабены и горсты Восточно-Сибирского моря и другие) характеризуются газогеохимическими признаками углеводородов (нефть, газ, газогидраты) (Приложение 5) и требуют проведения дополнительной оценки с целью прироста углеводородных запасов на Востоке РФ. Особенно важно, что первичными коллекторами могут выступать глубинные трещиноватые зоны фундамента. В этой связи, в окраинных морях Дальневосточного региона и на их побережье целесообразно проведение газогеохимических съемок с детализацией в перспективных районах. Исследование химического состава природных газов, содержащихся в породах разнотипных осадочных бассейнов и тектонических прогибов Охотоморского нефтегазоносного региона и его побережья, указывает, что распределение углеводородных газов, гелия, водорода и углекислого газа, а также различия в содержании гомологов метана и их изомеров, их генетических соотношениях определяются преимущественно геологическим строением районов.

Наложение бактериальных процессов на первичный поток природных газов может сдвигать в отрицательную сторону изотопный состав углерода метана на 10 ‰ и более. В целом, роль микробных процессов в трансформации органического вещества, процессах окисления метана и углеводородов в придонных и поверхностных условиях значительна. Тем не менее, миграционные потоки

газов из зоны термогенеза (1–5 км) и более глубоких очагов дешифрируются в аномальных газогеохимических полях анализом газогенетических критериев.

Моря Восточной Азии характеризуются многоярусной газогадратонностью. Гидратообразующий метан, в целом, является полигенетической смесью. Прослеживается преемственная генетическая и пространственная связь газогадратонности с нефтегазоносными и угленосными районами; основным фактором формирования газогадратов является геологическое строение районов. Охотоморская и Япономорская газогадратонные провинции принадлежат Азиатско-Тихоокеанскому газогеохимическому поясу, сформированному миграционными газами подстилающих толщ вдоль активной зоны перехода континент – океан. Газогадратонные районы объединяются в провинции, как правило, соответствующие окраинным морям и представлены газогадратонными Западно-Тихоокеанским и Восточно-Тихоокеанским поясами. Эти пояса, в свою очередь, объединяются в Тихоокеанское газогадратное кольцо. Это кольцо характеризуется недостаточной изученностью и в настоящее время представлено прерывистой полосой газогадратонных кайнозойских отложений, мощностью, на сегодняшний день, до 300 метров в диапазоне глубин 350–2000 метров и начальными ресурсами метана до $2-3 \times 10^{15}$ куб. метров. Газогадратные скопления являются новым видом каустобиолитов, и, как правило, унаследованной эпигенетической формой: происхождение скоплений с массивными телами газогадратов обусловлено миграцией природного газа из газоносных, нефтегазоносных и угленосных толщ, часто при значительном вкладе микробных газов в поверхностные отложения. Ежегодно расширяемая география находок скоплений газогадратов, с учетом их ресурсоемкости, взаимосвязи с биологическими сообществами и др., указывает на то, что они являются существенным геоэкологическим фактором, связь которого с современными и палеоклиматическими процессами является очень актуальным направлением исследований. Гидратообразующий газ в морях западной части Тихого океана, в целом, представлен смесью термогенной и микробной составляющих с характерным изотопным составом углерода метана от -40‰ до -75‰, причем в ряде районов существует вклад магматогенных и углеметаморфогенных компонентов в гидратовмещающие отложения. Охотоморская и Япономорская газогадратонные провинции являются проявлениями вертикальной газовой углеводородной

зональности в зоне перехода континент – океан. Установлена многоярусная газогадратонность окраинных морей Восточной Азии, которая является важным фактором цикла метана.

Газоактивность окраинных морей Восточной Азии различна. Например, в Охотском море приповерхностные высокоинтенсивные аномальные газогеохимические поля миграционных газов распространены шире, чем в Японском море, что обусловлено разницей в истории геологического развития, источниках углеводородов и сейсмোটонической активности районов. Возможно, что существует широтная миграция активности углеводородной дегазации литосферы в ходе истории геологического развития морей Восточной Азии. Процессы формирования современных и реликтовых газогадратов, аутигенных минералов в осадках и др. носят признаки активизации и ослабления. Например, по комплексу газогеохимических данных и минералого-геохимических исследований в Южно-Китайском море существовали обширные зоны активной дегазации. В настоящее время газоактивность дна этого моря довольно низкая. В северном направлении процессы углеводородной дегазации усиливаются, достигая максимума в охотоморских очагах. Моря Восточной Арктики носят признаки нарастания газоактивности дна, это связано с усилением деградации мерзлоты и эндогенными газово-флюидными процессами.

Аномальные газогеохимические поля, миграционные компоненты которых значимо варьируют под влиянием сейсмических событий, являются трассерами сейсмоактивных разломов. В зонах аномальных газогеохимических полей и потоков миграционных газов в осадках концентрируются металлы, редкоземельные и минералообразующие элементы. Углеводородные газогеохимические поля окраинных морей Восточной Азии в определенных геологических структурах тесно связаны с комплексами магматических пород (особенно ультраосновного и основного состава, реже среднего). Малая Курильская вулканическая дуга является поставщиком неорганического метана. Зоны растяжения, особенно присдвиговые, характеризуются повышенным содержанием миграционных УВГ, углекислого газа и гелия, зоны сжатия в целом характеризуются повышенным содержанием метановых газов и газогадратов. Изотопно-тяжелые по углероду углеводородные газы являются неотъемлемыми компонентами вулканических систем региона, а их содержание зависит от активности мантийных и метаморфических процессов.

Поисковая информативность газогеохимических полей высока в обстановке активной сейсмоструктуры при применении комплекса газогеохимических критериев. В сейсмоструктурно спокойных районах газогеохимические критерии (распределение и интенсивность аномалий, соотношения углеводородных газов и др.) имеют сходные черты с внутриплатформенными углеводородными системами.

Арктический сектор Азии (на примере Восточно-Сибирского и Чукотского морей) характеризуется повышенным региональным фоном углеводородных газов и гелия, и признаками площадной и локальной эмиссии термогенных газов, что является дополнительным фактором в пользу положительных перспектив обнаружения углеводородных скоплений. Высокий фон гелия, водорода и термогенных углеводородных газов и их изотопные значения характеризуют комплексное газогеохимическое поле шельфа Восточно-Сибирского моря. Сходство основных характеристик этого поля на протяжении шельфа и склона Восточно-Сибирского моря являются дополнительным свидетельством продолжения суверенного Российского шельфа от берега до глубоководной котловины Северного Ледовитого океана.

Рифтовые системы Восточной Арктики, например, на Чукотском п-ове, контролируют эмиссию эндогенных газов в области сочленения Тихоокеанской и Восточно-Арктической окраин, которая также является золотоносной [Сидоров, Волков, 2008]. «Линеаментный» тип литосферной дегазации влияет на баланс газовых компонентов атмосферы.

Концентрирование ряда химических элементов в осадках Охотского, Японского, Южно-Китайского и Восточно-Сибирского морей обусловлено потоками углеводородных и других газов. При этом возможен как привнос ряда элементов с газовыми потоками (Ва, Нг и другие) из средних и глубоких горизонтов (Курильская котловина, Южно-Татарский прогиб, бассейн Бейбуван – Южно-Китайское море, грязевые вулканы южного Сахалина и другие), так и их накопление (Аг и др.) в поверхностных условиях (Восточно-Сибирское море, Чукотское море).

Учитывая масштабы и интенсивность потоков природных газов из литосферы, газовую активность био- и гидросферы, а также возрастающую антропогенную газовую нагрузку на окружающую среду, в России существуют все предпосылки для создания федеральной службы газового экологического мониторинга. Для этой цели необходимо

развертывание сети пунктов газогеохимических стационарных и передвижных лабораторий на базе профильных научно-исследовательских подразделений РАН и отраслевых организаций. Создание такой службы, особенно при согласовании с гидрометеорологическими, сейсмологическими и гидрологическими наблюдениями, обеспечит получение актуальной информации об изменчивости газового состава подземной, приземной и надземной атмосферы. При комплексировании с данными смежных служб станет возможным более точный прогноз опасных геологических процессов и выявление динамики «газового дыхания» Земли. Перспективно использование лазерных газоанализаторов, которые позволяют вести мониторинг с высоким разрешением и имеют функцию удаленного контроля. В настоящее время лаборатория газогеохимии ТОИ ДВО РАН совместно с кафедрой почвоведения ДВФУ выполняют морские исследования с применением таких приборов на научно-исследовательских судах (НИС «Академик М.А. Лаврентьев», НИС «Академик Опарин»).

Качественные и количественные параметры газогеохимических полей изменяются под влиянием сейсмических событий: землетрясения изменяют соотношения природных газов до 20 % об. (варьируют содержания метана, углекислого газа, азота и углеводородных газов). Характер качественных вариаций зависит от видов источников природных газов. Современная сейсмоструктурная активность определяет распространение аномальных газогеохимических полей, формируемых потоками миграционных (микробных, термогенных, метаморфогенных, магматогенных) газов в региональном масштабе, при этом установлено 4 типа связи газогеохимических полей и сейсмоструктуры. Значения регионального фонового поля углеводородных газов в поверхностных отложениях незначительно увеличивается в ряду Японское, Охотское, Южно-Китайское и Восточно-Сибирское моря.

Для исследования активных зон дегазации литосферы в окраинных морях Восточной Азии и их побережья целесообразна интеграция газогеохимических исследований со спутниковыми наблюдениями и комплексирование с методами сейсмо- и гидроакустики, а также лазерной оптики и спектроскопии *in situ*. В последнем направлении ТОИ ДВО РАН успешно проведены исследования (дальневосточные моря – Восточная Арктика, УПС «Профессор Хлюстин», под эгидой РГО, 2013 г.): обнаружены участки эмиссии мета-

на из воды в атмосферу с максимумами в районах Анадырского залива и Берингова пролива (66–890 моль / км² × сутки). Привлечение системных измерений благородных, серо- и азотсодержащих, а также альфа-активных газов расширяет возможности интерпретации газогеохимических полей.

Перспективы дальнейших газогеохимических исследований связаны с оценкой вклада глубинных природных газов в формирование сквозной углеводородной флюидной системы переходных зон и изучением энергетической составляющей газовых потоков в связи с тектоникой региона. Особое внимание следует уделить глубоким зонам трещиноватости фундамента, а также структурам в зонах сочленения земной коры разных типов. Не исключено, что интенсивные газовые потоки, которые влияют на концентрирование ряда химических элементов, могут опосредовано вызывать вариации и геофизических, например электромагнитных, полей.

Приведенные результаты показывают, что область использования газогеохимических полей является и может быть намного шире. В настоящее время в Дальневосточном отделении Российской академии наук успешно развиваются исследования поля атомарной ртути, изменчивости полей альфа-активных газов и других газовых компонентов в области геоэкологических исследований, поисков предвестников землетрясений и других. Газогеохимические методы морских исследований в силу своей экспрессности и экономической эффективности исключительно важны при поисках и оценке ресурсов альтернативных горючих полезных ископаемых, возрастает их роль и в геокартировании. Современные исследования подошли к тому, чтобы ставить вопрос о новых интеграционных направлениях, например, таких, как «палеогазогеохимия», «газо-

геодинамика». Комплексное многокомпонентное газогеохимическое поле распространено во всех геосферах. Наблюдаемые в морских экспедициях еще необъясненные пространственные корреляции аномальных газогеохимических полей в глубоководных осадках и толще вод, и повышенных значений потока метана в атмосферу указывают на существование сквозных газогеохимических систем. Вопросы унаследования или проецирования аномальных газогеохимических полей изучены недостаточно.

В связи с возрастанием роли глубоководных фундаментальных и прикладных исследований, методы газогеохимии могут с успехом сочетаться со многими комплексными исследованиями. Российская газогеохимическая школа остается лидирующей. Ее дальнейшее развитие необходимо в целях выполнения приоритетных научных направлений и создания новых технологий, например, комплексного газогеохимического мониторинга геосфер. Восток России и сопредельные районы являются ключевыми для современных комплексных исследований в зоне перехода континент – океан.

Необходимо проводить газогеохимическое картирование и включить газогеохимическую съемку дополнительным методом в создание геологических карт. Газогеохимический метод является высокоэффективным в целях исследования геологического строения окраинных морей и перспективен для комплексирования с другими геолого-геофизическими методами исследования Восточно-Азиатской зоны перехода континент – океан.

Выявленные закономерности повышают эффективность прогноза и поиска углеводородных ресурсов в морях Восточной Азии.

Работа выполнена в лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН.

СЛОВАРЬ ТЕРМИНОВ

Аддитивность – принцип и свойство совместного нахождения газогеохимических полей различного происхождения [Основы теории геохимических полей..., 1993].

Активный разлом – тектонический разлом, в зоне которого за четвертичный период геологического развития произошло относительное перемещение примыкающих блоков земной коры на 0,5 м и более или наблюдаются их относительные смещения со скоростями современных движений 5 мм/год и более [Оценка сейсмической опасности..., 2002].

Вент – высокотемпературный выход относительно вмещающей среды природного газа.

Внезапный выброс газа (газодинамическое явление) – быстро развивающееся разрушение массива горным и газовым давлением впереди забоя горной выработки, вынос и отброс разрушенной породы газом.

Газовая зональность – распределение природных газов, проявляющееся в виде закономерной смены в разрезе горизонтов с различным соотношением газовых компонентов в зонах газового выветривания и метановых газов.

Зона метановых газов (ЗМГ) – область распространения природных газов с концентрациями метана и его гомологов более 80 %.

Газовый чимней (gas chimney) – вертикальная газонасыщенная зона в осадочной толще, маркирующая приповерхностное просачивание газа, как правило из углеводородного скопления с нарушенной крышкой. На сейсмограммах наблюдается как вертикальная аномальная зона с низким качеством сейсмических данных и потерей стратификации. Могут достигать поверхности морского дна, деформируя его рельеф. Закартированы во множестве в нефтегазоносных бассейнах окраинных морей. Являются одним из индикаторов газогидратоносных и нефтегазоносных участков.

Газогеохимические исследования: исследования геохимических полей природных газов, обусловленных их рассеянием из зон генерации и накопления, путем анализа молекулярного и изотопного составов газовой фазы почв, грунтов, пород, вод, керн, бурового раствора, снежного

покрова, атмосферы, а также свободных и попутных газов месторождений (ГОСТ Р 53795-2010 Изучение недр геологическое. Термины и определения).

Газогеохимический режим (авт.) – не устоявшийся термин, обозначающий состояние геоструктур, определяемое совокупностью процессов и явлений, характеризующих их газоактивность, наличие источников газов, вклад эндогенной и экзогенной компонент в формирование их гетерогенности, качественных характеристик и количественных параметров.

Газогеохимическое поле – распределение газовых компонентов в определенном объеме вмещающей среды (геологической, гидрологической), каждой точке которой соответствует конкретное значение газогеохимических характеристик (концентрации газов, изотопные отношения).

Газогидратоносность – неустоявшийся термин, который используется автором по аналогии с терминами нефтегазоносность и угленосность.

Газоносность пород – объем газа, содержащегося в единице массы или объеме породы, м³/т, м³/м³.

Газопроявление – свободное постоянное, периодическое или пульсационно-спонтанное (внезапное) поступление природных газов из недр на дневную поверхность, морское дно или в горные выработки.

Геологическая среда – пространственно-временная система, в которой возникают и взаимодействуют и разрушаются различные геологические образования (минералы, горные породы, геологические тела и их ассоциации) [Геологический словарь, 2010].

Геоструктура – геологическая структура. В расширенном понимании тектонический структурный элемент или парагенез структур, вместе с другими составляющие геологическую структуру [Геологический словарь, 2010].

Интенсивность газогеохимических аномалий – уровень превышения фоновых содержаний полеобразующих компонентов. Автор разделяет высокоинтенсивные (превышение фона в 10 раз и более), средней интенсивности (5–10 раз), слабо выраженные (3–5 раз) и скрытые или «слепые»

газогеохимически аномалии (признаки углеводородов, выявленные по косвенным признакам).

Миграционные газы подстилающих отложений – газы, поступающие в зону опробования из нижележащих толщ и отличающиеся по генетическим признакам от газов, образуемых в приповерхностных условиях (как правило, в зоне диагенеза). Миграционные газы подразделяются на основные группы: термогенные, метаморфогенные и магматогенные.

Биогенные газы – собирательный термин газов, образовавшихся как из древнего, так и современного органического вещества. Сюда входят микробные, термогенные (нефтегазового ряда) и, в ряде случаев, метаморфогенные газы, различающиеся изотопной меткой углерода ^{13}C . Кроме миграционных газов подстилающих отложений существуют миграционные атмосферные компоненты, иногда обнаруживаемые в горных выработках до глубин 200 м. Термин «миграционные газы» используется для обозначения газов, поступающих из приповерхностных и глубоких геологических горизонтов.

Охотско-Япономорский регион – Охотское и Японское моря, включая континентальное и островное обрамления.

Покмарк (rockmark) – вогнутое понижение в форме кратера наподобие тех, которые в изобилии встречаются на покрытом илом шельфе

Шотландии. Диаметр понижений варьирует от 15 до 45 м, а глубина – от 5 до 10 м. Аналогичные образования обнаружены на дне Северного моря и в других местах. Происхождение подобных углублений остается предметом дискуссии и может быть связано как с выходами газа [Толковый геологический словарь, 2002], так и тектонической природы.

Полигенетические газогеохимические поля: смесь газов разного происхождения в одном объеме лито-, гидро- или атмосферы за счет их высокой способности к миграции как в свободном, так и в растворенном состоянии.

Природная газоносность (метаноносность) – объем газа (метана), содержащегося в единице массы в естественных условиях, отобранного керногазонаборниками (КГН – прямой метод) с соблюдением герметичности керна, м.

Свободное газовыделение – обычное выделение газа постоянного характера в горных выработках или на поверхности с дебитом газа менее $1 \text{ м}^3/\text{мин}$.

Термины «газопроявление» и «газовыделения» рассматриваются как синонимы. В морских исследованиях они применяются с целью поиска и разведки месторождений углеводородов, оценки экологического состояния водоемов, выбора безопасных мест для строительства скважин, буровых платформ, трубопроводов, других подводных ин-

Порядок и ранг сейсмогенных тектонических структур в зависимости от их протяженности (размера) [www.gosthelp.ru]:

Протяженность, км	Порядок структур	Ранг сейсмогенных структур и разломов
10000–20000	XVIII	Планетарный
3000–6000	XVII	
1000–2000	XVI	Региональный
300–600	XV	
100–200	XIV	Местный
30–60	XIII	
10–20	XII	Местный, локальный
3–6	XI	Локальный
1–2	X	Тоже

Примечание: планетарные – структуры, разделяющие литосферные плиты; региональные – крупнейшие структуры в пределах литосферной плиты; местные – наиболее крупные структуры в пределах регионального блока земной коры; локальные – наиболее крупные структуры в пределах местного блока земной коры.

женерных сооружений [Миронюк, Отто, 2014].

Сейсмичность – совокупность очагов землетрясений в пространстве и времени. [Оценка сейсмической опасности..., 2002].

Сип – низкотемпературный выход природного газа на морском дне.

Система (зона) глубинных разломов планетарная – сеть ортогональных и диагональных поясов глубинных разломов, разбивающих кору на отдельные крупные блоки в масштабе всей Земли [Хаин, 1964]. Концепция глобальной сети разломов в земной коре (линеаментов) [Геологический

словарь, 1978] активно развивается по сей день [Анохин, 2006; Анохин, Маслов, 2015; Вашилов, 1984; Кулинич, 1988; и др.].

Суфляр – спонтанное или внезапное выделение газа (метана) из трещин и пустот угленосной толщи с дебитом газа 1 м³/мин и более на участке горной выработки (скважины) длиной (интервалом глубин) до 20 м и более; сопровождающееся шипением и другими звуковыми эффектами; обусловленное влиянием геологических и техногенных факторов. Начальный период газовыделения носит спонтанный, иногда внезапный характер при вскрытии, плавно переходящий в состояние постоянного и длительного газирования.

Тектоническая активность Земли: интенсивность протекания всей совокупности геологических процессов, приводящих к деформациям

ее литосферы и проявлениям магматизма [<http://plate-tectonic.narod.ru/tectonic9photoalbum.html>]

Тектонические и сейсмические условия характеризуются с учетом [Оценка сейсмической опасности..., 2002]:

- протяженности активных разломов и длительного градиента неотектонической и четвертичной деформации в их зонах;

- параметров сейсмического режима: сейсмическая активность, наблюдаемая магнитуда;

- максимальных магнитуд землетрясений.

Терминами свободного пользования являются понятия газоносные, углегазоносные отложения и углегазоносная толща. Их использование наиболее целесообразно [Гресов и др., 2009], когда точное отнесение изучаемого объекта к той или иной категории не представляется возможным или вызывает сомнения.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

ААНИИ РАН – Государственный научный центр «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт»

АГП – аномальное газогеохимическое поле

АКМ – аномальные концентрации метана

АКМ – аномальные концентрации метана

АПКМ – аномальное поле концентраций метана

ВКМ – Восточно-Китайское море

ВСМ – Восточно-Сибирское море

ГПП – газогеохимическое поле

ГИНРАН – Геологический институт Российской академии наук

ГСЗ – глубинное сейсмозондирование

ГХ – газовая хроматография

ГХМС – газовая хромато-масс-спектрометрия

ДВ регион – Дальневосточный регион

ИВиС ДВО РАН – Институт вулканологии и сейсмологии Дальневосточного отделения Российской академии наук

ИМБИ РАН (ранее ИНБЮМ РАН) – Институт морских биологических исследований имени А.О. Ковалевского (ИМБИ)

ИМГиГ ДВО РАН – Институт морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения Российской академии наук

ИО РАН – Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук

КМ – концентрации метана

ЛИН СО РАН – Лимнологический институт Сибирского отделения Российской академии наук

МВА – Моря Восточной Арктики

МОВ ОГТ – метод отраженных волн в модификации общей глубинной точки

НСП – непрерывное сейсмическое профилирование

ПГВ – Пугачевская группа грязевых вулканов

ПтГВ – Пильтунский грязевой вулкан (предположен по результатам сейсмопрофилирования и газогеохимическим критериям)

РЗ – разломная зона

РМ, РТМ, КТМ, КТДМ – региональный, регионально-термальный, контактно-термальный, контактно-термально-динамический метаморфизм

РОВ – рассеянное органическое вещество

СВД, ВД, ТВД – стадии дегазации: свободное выделение газа, вакуумная дегазация, термовакуумная дегазация

СВКНИИ ДВО РАН – Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило Дальневосточного отделения Российской академии наук

скв. – скважина

СНИИГиМС – Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья

ТОИ ДВО РАН – Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук

ТУВГ – «тяжелые» углеводородные газы (гомологи метана, C₂–C₅)

УВ – углеводороды

УВГ – углеводородные газы (метан, этан, пропан, бутан, изомеры и непредельные члены)

ФГП – фоновое газогеохимическое поле

ХССО – Хоккайдо-Сахалинская складчатая область (или ХССС – система)

ЦОГПП (Центрально-Охотоморская газогеохимическая провинция); ЗОГПП (Западно-Охотоморская газогеохимическая провинция); ЮОГПП (Южно-Охотоморская газогеохимическая провинция); ВОГПП (Восточно-Охотоморская газогеохимическая провинция); СОГПП (Северо-Охотоморская газогеохимическая провинция)

ЮКМ – Южно-Китайское море

ЮСГВ – Южно-Сахалинский грязевой вулкан

VPDB – аббревиатура названия «венского» стандарта при анализе стабильных изотопов углерода и кислорода, которая дана по белемнитам (*Belemnites Americana*) из формации Peedee в Южной Каролине (США)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдурахманов А.И., Разжигаева Н.Г., Рыбин А.В.* Современная вулканическая и сейсмическая активность вулкана Менделеева (о. Кунашир, Курильские острова) // Природа Сахалина и Курил. 2003. № 10. С. 277–283.
- Аблаев А.Г., Тащи С.М., Мельников Н.Г.* Угленосность побережий и шельфа западного сектора Япономорского региона // Геология и полезные ископаемые шельфов России / Гл. ред. д.г.-м.н. М.Н. Алексеев. М.: ГЕОС, 2002. С. 256–260.
- Авдейко Г.П., Гавриленко Г.М., Черткова Л.В. и др.* Подводная газогидротермальная активность на северо-западном склоне о. Парамушир (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 1984. № 6. С. 66–81.
- Аверьев В.В.* Углекислые мышьяковистые Синегорские воды на Южном Сахалине // Геология. 1957. Т. 32 (3). С. 143–149.
- Азарков М.Н.* Результаты детальных поисков углекислых минеральных вод на участке «Горноводное» в 1989–1992 гг. Владивосток: Приморгеология, 1992. Т. 1. 300 с.
- Акуличев В.А., Шакиров Р.Б., Обжиров А.И. и др.* Аномалии природных газов в заливе Тонкин (Южно-Китайское море) // Докл. Академии наук. Сер. Геология. 2015. Т. 461, № 1. С. 1–5.
- Александров С.А.* Остров Сахалин. М.: Наука, 1973. 184 с.
- Алексеев Ф.А., Войтов Г.И., Лебедев В.С., Несмелова З.Н.* Метан. М.: Недра, 1978. 310 с.
- Алексейчик С.Н.* Геологическое строение и газонефтеносность северной части Сахалина // Тр. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та. М., 1959. Вып. 135. 233 с.
- Андреев А.Г.* Межгодовые изменения химических параметров морской воды в тихоокеанской субарктике. Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. Тихоокеан. океанол. инт им. В. И. Ильичева ДВО РАН. Владивосток, 2010. 47 с.
- Аносов Г.И., Байков А.И., Делемень И.Ф., Карпов Г.А., Попруженко С.В.* Камчатская нефтегазовая перспективная провинция // Строение, геодинамика и металлогения Охотского района и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты. Материалы Междунар. симпоз., Южно-Сахалинск, 24–28 сентября 2002 / Отв. ред. К.Ф. Сергеев. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2002. С. 6–9.
- Анохин В.М.* Глобальная дизъюнктивная сеть Земли: строение, происхождение и геологическое значение. СПб.: Недра, 2006. 161 с.
- Анохин В.М., Маслов Л.А.* Закономерности направленности линейментов и разломов дна Российской части Японского моря // Тихоокеанская геология. 2009. № 2. С. 3–16.
- Анохин В.М., Маслов Л.А.* Опыт изучения закономерностей направленности и протяженности линейментов и разломов в регионах // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 1. Вып. 25. С. 7–18.
- Анохин В.М., Рыбалко В.И., Аленичева А.А., Леликов Е.П. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист К (52), 53. Владивосток. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 332 с.
- Арешев Е.Г.* Нефтегазосность окраинных морей Дальнего Востока и Юго-Восточной Азии. М.: Аванти, 2003. 288 с.
- Архипов А.Я.* Нефть и газ на больших глубинах // Природа. 1982. № 10. С. 50–56.
- Астафьев Д.А., Каплунов В.Г., Шейн В.А., Черников А.Г.* Обоснование очередных для проведения поисково-разведочных работ зон нефтегазоаккумуляции на шельфе морей Восточной Арктики // Вестн. газовой науки. 2013. № 3 (14). С. 70–78.
- Астахов А.С., Гусев Е.А., Колесник А.Н., Шакиров Р.Б.* Условия накопления органического вещества и металлов в донных осадках Чукотского моря // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 9. С. 1348–1365.
- Астахов А.С., Сергеев К.Ф., Мельников О.А., Присяжнюк А.В., Шакиров Р.Б. и др.* Динамика процессов дефлюидизации Центрально-Сахалинского глубинного разлома при сейсмической активизации (по результатам мониторинга ЮСГВ в июле–августе 2001 г.) // Докл. Академии наук. 2002. Т. 386. № 2. С. 223–228.
- Астахова Н.В.* Аутигенные образования в позднекайнозойских отложениях окраинных морей Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2007. 244 с.
- Астахова Н.В., Липкина М.И., Мельниченко Ю.И.* Гидротермальная баритовая минерализация во впадине Дерюгина Охотского моря // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295. С. 242–245.
- Астахова Н.В., Нарнов Г.А., Якушева И.Н.* Карбонат-баритовая минерализация во впадине Дерюгина (Охотское море) // Тихоокеан. геология. 1993. № 3. С. 37–42.
- Астахова Н.В., Обжиров А.И., Астахов А.С., Горбаренко С.А.* Аутигенные карбонаты в зонах газовых аномалий окраинных морей Востока Азии // Тихоокеан. геология. 1993. № 4. С. 34–40.
- Ахманов Г.Г., Егорова И.П., Михайлик П.Е., Гревцев В.А., Наумкина Н.И., Семенова Г.М.* К генезису травертиноподобных баритов впадины Дерюгина (Охотское море) // Отечественная геология. 2015. № 1. С. 82–87.
- Бажин Н.М.* Метан в атмосфере // Соросовский образовательный журнал. 2000. Т. 6. № 3. С. 52–57.

- Баранов Б.В., Рукавишников Д.Д., Прокудин В.Г. и др.* Природа замкнутых депрессий на восточном склоне острова Сахалин // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. Вып. 21. № 1. С. 86–97.
- Бевз В.Е., Смирнов И.Г., Королева Т.П.* О геологическом строении островов Большой Курильской гряды // Изв. Сахалин. отделения геогр. о-ва СССР. Южно-Сахалинск, 1971. Вып. 2. С. 83–101.
- Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968. 255 с.
- Бондаренко В.И., Рашидов В.А.* Погребенная подводная вулканическая зона к западу от о. Парамушир (Курильская островная дуга) // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. Вып. 8. № 2. С. 69–85.
- Брагин И.В., Челноков Г.А.* Геохимия термальных вод Сихотэ–Алиня. Газовый аспект // Вестник ДВО РАН. 2009. № 4. С. 147–151.
- Валитов М.Г.* Структурно-плотностная трансформация земной коры в зоне сочленения Центральной котловины Японского моря с континентом. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. 25.00.28 «Океанология». Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2009. 24 с.
- Васильев Б.И.* Отчет о научно-исследовательских работах на НИС «Бриг» (5 июля – 13 августа 1983 г.). Владивосток: ТОИ ДВНЦ, 1983. 77 с.
- Васильев Б.И., Сигова К.И., Обжиров А.И., Югов И.В.* Геология и нефтегазоносность окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2001. 303 с.
- Васильковский Н.П.* Направленность развития земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану // Геология дальневосточных окраин Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 120–136.
- Ващилов Ю.Я.* Блоково-слоистая модель земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1984. 240 с.
- Верба М.Л., Беляев И.В., Штыкова Н.Б.* Тектоническая карта Восточно-Сибирского моря // Разведка и охрана недр. 2011а. № 10. С. 66–70.
- Верба М.Л., Иванов Г.И., Тихонова И.М.* Геолого-геохимические и геофизические свидетельства перспектив нефтегазоносности центральной и южной областей Охотского моря // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011б. Т. 6. № 4. С. 1–12. http://www.ngtp.ru/rub/1/49_2011.pdf
- Вернадский В.И.* История природных вод. М.: Наука, 2003. 751 с.
- Веселов О.В.* Геотермия тектоносферы Японо-Охотоморского региона. Дис. ... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск: ИГиГ ДВО РАН, 2005. 199 с.
- Веселов О.В., Волгин П.Ф., Лютая Л.М.* Строение осадочного чехла Пугачевского грязевулканического района (о. Сахалин) по данным геофизического моделирования // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31. № 6. С. 4–15.
- Веселов О.В., Гордиенко В.В., Куделькин В.В.* Термобарические условия формирования газогидратов в Охотском море // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. Киев: Отделение морской геологии и осадочного рудообразования Национальной академии наук Украины, 2006. Вып. 3. С. 62–68.
- Веселов О.В., Соинов В.В.* Тепловой поток Сахалина и Южных Курильских островов // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. 4. Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 153–176.
- Виноградов А.В.* Введение в геохимию океана / А.В. Виноградов. Избранные труды. Геохимия океана. М.: Наука, 1989. С. 36–216.
- Виноградов В.А., Гусев Е.А., Лопатин Б.Г.* Возраст и структура осадочного чехла Восточно-Арктического шельфа России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. Вып. 5. С. 202–212.
- Вовк В.С., Гулев В.Л., Дзюбло А.Д. и др.* Нефтегазоносность фундамента шельфа центрального и северного Вьетнама // Геология нефти и газа. 2008. № 2. С. 45–51.
- Войтов Г.И.* О химических и изотопно-углеродных нестабильностях грифонных газов грязевых вулканов (на примере Южно-Каспийской и Таманской грязевулканических провинций) // Геохимия. 2001. № 4. С. 422–433.
- Волохин Ю.Г.* Мезо-кайнозойское кремненакопление в окраинных бассейнах Востока Азии. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. 25.00.01 «Общая и региональная геология». Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 2010. 49 с.
- Высоцкий И.В.* Геология природного газа. М.: Недра, 1979. 392 с.
- Гаврилов В.П., Дзюбло А.Д., Поспелов В.В., Шнип О.А.* Геология и нефтеносность фундамента шельфа Южного Вьетнама // Геология нефти и газа. 1995. № 4. С. 25–32.
- Галимов Э.М.* Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 226 с.
- Галимов Э.М.* Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. 384 с.
- Галимов Э.М.* Природа биологического фракционирования изотопов. М.: Наука, 1981. 248 с.
- Гальченко В.Ф.* Метанотрофные бактерии. М.: ГЕОС, 2001. 500 с.
- Гатиятуллин Н.С., Баратов А.Р., Баранов В.В., Либерман В.Б.* Результаты выполнения программы изучения глубинных недр в Татарстане // Геология нефти и газа. 2012. № 2. С. 25–31.
- Географический атлас для учителей средней школы. Четвёртое издание / Отв. ред. Л.Н. Колосова. М.: Глав. упр. геодезии и картографии при сов. мин. СССР, 1982.
- Годекян А.А., Авиллов В.И., Авилова С.Д.* Газобиогеохимические исследования в осадках Северных морей // Докл. Академии наук. 1986. Т. 289. № 5. С. 1217–1220.
- Годекян А.А., Мирлин Е.Г., Троцюк В.Я.* О возможных грязевулканических проявлениях в глубоководной котловине Охотского моря // Генетические предпосыл-

ки нефтегазоносности Мирового океана. М.: ИО им. П.П. Ширшова АН СССР, 1979а. С. 90–97.

Геодекян А.А., Троцюк В.Я., Авилов В.И., Верховская З.И. Углеводородные газы // Химия вод океана / Под ред. О.К. Бордовского. М.: Океанология, 1979б. С. 164–176.

Геодекян А.А., Троцюк В.Я., Верховская З.И. Углеводородные газы донных осадков Охотского моря // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226, № 6. С. 1429–1432.

Геологическая карта дна Японского моря масштаба 1 : 2 500 000 / Под ред. И.И. Берсенева, Л.И. Красного. М., 1988.

Геологическая карта России и прилегающих акваторий масштаба 1:10000000 / Под ред. Р.И. Соколова, Б.Г. Лопатина, И.М. Гашевой. М.: ВСЕГЕИ, ВНИИ Океангеология, 1995.

Геологический словарь: в 2 т. / ред. К.Н. Паффенгольц и др. 2е изд., испр. М.: Недра, 1978. Т. 2. 456 с.

Геологический словарь: в 3 т. Т. 1. А-Й. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 432 с.

Геологическое строение западной части Японского моря и прилегающей суши. Владивосток: Дальнаука, 1993. 210 с.

Геологическое строение и гидротермальные образования хребта Хуан-де-Фука / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Наука, 1990. 199 с.

Геологическое строение и подсчет запасов нефти, газа и конденсата месторождения Лунское море Сахалинской области, РСФСР / Ковальчук В.С. Протокол ГКЗ 10968. Оха, 1990.

Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек и акватории залива Петра Великого (участок Славянский) / Отчет Славянской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1:200 000 листов К-52-ХI, ХVII, К-52-ХII, ХVIII; К-53-VII за 1994–2002 гг. Том I. Кн. 2. Листы К-52-ХII, ХVIII. ФГУП Приморская поисково-съёмочная экспедиция. 2002 г. 277 с.

Геология дна Японского моря / И.И. Берснев, Е.П. Леликов, В.Л. Безверхний и др.; отв. ред. А.Г. Аблаев. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.

Геология и полезные ископаемые шельфов России. Атлас. М.: Науч. мир, 2004. 108 с.

Геология СССР. Т. 33. Остров Сахалин / Гл. ред. А.В. Сидоренко. Грязевые вулканы. М.: Недра, 1970. 431 с.

Геохимия и геология нефти и газа / Дж. Хант; ред. Н.Б. Вассоевич, А.Я. Архипов; пер. с англ. А.И. Конюхов, Г.В. Семерникова, В.В. Чернышов. М.: Мир, 1982. 704 с.

Гидрогеологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 2 500 000 / Отв. редак. А.Ф. Морозов, В.С. Круподеров, В.В. Куренной. М.: ВСЕГИНГЕО, 2008.

Гидротермы Курильской вулканической области. Отчет ИВ ДВНЦ АН СССР: в 2 кн. / Отв. исп. Л.Н. Барабанов. Петропавловск-Камчатский, 1976. 787 с.

Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А. Субмаринные газовые гидраты. Л.: ВНИИОкеангеология, 1994. 86 с.

Глотова Л.П., Глотов В.Е., Соинская С.М. Нефтегазоносность Северо-Востока России и прилегающего шельфа. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2007. 357 с.

Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 161 с.

Гнибиденко Г.С., Куделькин В.В., Красный М.Л. Тектоника северо-западной части Тихого Океана. М., 1983. 117 с.

Голозубов В.В., Амелеченко Г.Л., Ли Д.-У, Вольнец Е.Б., Маркевич В.С. История формирования Алчанского мелового эпиконтинентального бассейна (Северо-Западное Приморье) // Геотектоника. № 3. 2002. С. 53–65.

Голозубов В.В., Ли Д.-У, Ханчук А.И. Динамика формирования раннемелового бассейна Кенсан (Юго-Восточная Корея) // Докл. Академии наук. Т. 373. № 6. 2000. С. 795–799.

Гордеев Е.И., Гусев А.А., Левина В.И. и др. Мелкофокусные землетрясения п-ова Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 28–38.

Горная энциклопедия. 05.10.2015 г. Электр. ресурс: <http://www.mining-enc.ru/v/vietnam>

Горяинов И.Н., Казакова В.Е., Смекалов А.С. Проецирование на поверхность океана выходов подводных гидротерм // Отечественная геология. 1996. № 2. С. 50–54.

Горяинов Н.И., Грамберг И.С., Смекалов А.С. и др. О возможной зависимости глобального роста концентраций метана в тропосфере от числа слабых землетрясений // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 8. С. 1187–1194.

Гранин Н.Г., Радзиминович Н.А., Кучер К.М., Чечельницкий В.В. Генерация колебаний уровня озера Байкал удаленными сильными землетрясениями // Докл. Академии наук. 2014. Т. 455. С. 224–228.

Гранник В.М. Сопоставление структурных элементов Сахалина и Хоккайдо // Докл. Академии наук. 2005. Т. 400. № 5. С. 654–659.

Гресов А.И. Газогеохимическая классификация углеводородных газов углефтегазоносных бассейнов востока России // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 2. С. 87–103.

Гресов А.И. Геолого-промышленная оценка метаноресурсного потенциала и перспектив углеметанового промысла в углегазоносных бассейнах северо-востока России. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Томск: ТПУ, 2014. 48 с.

Гресов А.И. Метаноресурсная база угольных бассейнов Дальнего Востока России и перспективы ее промышленного освоения. Т. 2: Углеметановые бассейны Республики Саха (Якутия) и Северо-Востока. Владивосток: Дальнаука, 2009. 468 с.

Гресов А.И., Обжиров А.И., Коровицкая Е.В., Шакиров Р.Б. Метаноносность и перспективы освоения ресурсов метана угольных бассейнов и месторождений юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 2009а. Т. 28. № 2. С. 106–119.

Гресов А.И., Обжиров А.И., Шакиров Р.Б. Метаноресурсная база угольных бассейнов Дальнего Востока

России и перспективы ее промышленного освоения. Т. 1: Угледетановые бассейны Приморья, Сахалина и Хабаровского края. Владивосток: Дальнаука, 2009б. 247 с.

Гресов А.И., Обжиров А.И., Яцук А.В. Газоносность донных осадков и геохимические признаки нефтегазоносности шельфа Восточно-Сибирского моря // Тихоокеанская геология. 2017. № 2. С. 77–84.

Гресов А.И., Обжиров А.И., Яцук А.В. Геоструктурные закономерности распределения мерзлоты в углегазоносных бассейнах Северо-Востока России // Криосфера Земли. 2014. Т. XVIII. № 1. С. 3–11.

Грецакая Е.В. Исходный нефтегазоматеринский потенциал органического вещества осадков (На примере впадин Охотского моря). Владивосток, 1990. 111 с.

Грецакая Е.В., Дахнова М.В. Углеводородный потенциал угленосных отложений южного Сахалина // Докл. Академии наук. 2010. Т. 432, № 6. С. 801–804.

Грецакая Е.В., Ильев А.Я., Гнибиденко Г.С. Углеводородный потенциал осадочно-породных бассейнов Охотского моря. Южно-Сахалинск, 1992. 44 с.

Грецакая Е.В., Крапивенцева В.В., Сергеев К.Ф. Углеводородный потенциал осадочных отложений Гольгинского бассейна (Камчатка) // Докл. Академии наук. 2008. Т. 420. № 6. С. 796–798.

Грецакая Е.В., Петровская Н.А. Нефтегазоносность Хатырского осадочного бассейна (Берингово море) // Газовая промышленность. 2010. Вып. 654. № 14. С. 38–44.

Губкин И.М. Тектоника юго-восточного Кавказа в связи с нефтяным потенциалом региона. Л.–М.: Гос. науч.-техн. горно-геол.-нефт. изд-во (тип. Акад. наук СССР), 1934. 52 с.

Гудзенко В.В. Радон в газах грязевых вулканов // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2008. № 2. С. 116–127.

Гурьева З.И., Шарков В.В. Изучение грязевых вулканов о. Сахалин с применением аэрофотосъемки // Тихоокеан. геология. 1987. № 4. С. 58–65.

Дагурова О.П., Намсараев Б.Б., Козырева Л.П., Земская Т.И., Дулов Л.Е. Бактериальные процессы цикла метана Б.Б. в донных осадках озера Байкал // Микробиология. 2004. Т. 73, № 2. С. 248–257.

Дальневосточные моря России: в 4 кн. Кн. 3. Геологические и геофизические исследования / Р.Г. Кулинич [и др.]; гл. ред. В.А. Акуличев; отв. ред. Р.Г. Кулинич. Дальневост. отд-ние РАН. Тихоокеан. океанол. ин-т им. В.И. Ильичева. М.: Наука, 2007. 502 с.

Деркачев А.Н. Минералогические индикаторы обстановок приконтинентального осадкообразования западной части тихоого океана. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. 25.00.28 «Океанология». Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2008. 51 с.

Деркачев А.Н., Борман Г., Грайнерт Й., Можеровский А.В. Аутигенная карбонатная и баритовая минерализация в осадках впадины Дерюгина (Охотское море) // Литология и полезн. ископаемые. 2000. № 6. С. 568–585.

Деркачев А.Н., Николаева Н.А. Минералогические индикаторы обстановок приконтинентального осадко-

образования западной части Тихого океана / Ред. А.И. Обжиров. Дальневост. отд-ние РАН. Тихоокеан. океанол. ин-т им. В.И. Ильичева. Владивосток: Дальнаука, 2010. 321 с.

Деркачев А.Н., Николаева Н.А., Баранов Б.В. и др. Проявление карбонатно-баритовой минерализации в районе метановых сипов в Охотском море на западном склоне Курильской котловины // Океанология. 2015. Т. 55, № 3. С. 432–443.

Дмитриевский А.Н., Баланык И.Е., Сорохтин О.Г., Донгарян Л.Ш. Серпентиниты океанической коры – источник образования углеводородов // Геология нефти и газа. 2002. № 3. С. 37–41.

Дмитриевский А.Н., Валяев Б.Н. Распространение и ресурсы метана газовых гидратов // Электронный научный журнал «Георесурсы, геознергетика, геополитика». Институт проблем нефти и газа РАН, 2010. <http://oilgasjournal.ru/2009-1/2-rubric/valyaev-dmitrievsky.html>

Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.

Дударев О.В., Боцул А.И., Аникиев В.В., Колесов Г.М. Современное осадкообразование в криолитозоне северо-западной части Анадырского залива (Берингово море) // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 3. С. 12–25.

Дэвис Д.С. Статистический анализ данных в геологии / Пер. с англ. В.А. Голубевой. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 120 с.

Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Миоцен-плейстоценовый вулканизм глубоководных котловин Японского и Охотского морей // Тихоокеан. геология. 2010а. Т. 29, № 2. С. 58–69.

Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Особенности вулканизма и геодинамика Японского и Охотского морей // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 4. Геология и полезные ископаемые окраинных морей Евразии. М.: ГЕОС, 2012. С. 104–121.

Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Роль вулканизма в формировании Японского, Охотского и Филиппинского окраинных морей // Петрология. 2010б. Т. 1, № 6. С. 649–670.

Ермаков В.А., Штейнберг Г.С. О перспективности впадин Курило-Камчатского региона на нефть и газ // Геология нефти и газа. 2000. № 3. С. 2–10.

Ершов В.В., Шакиров Р.Б., Мельников О.А., Копанина А.В. Вариации параметров грязевулканической деятельности и их связь с сейсмичностью юга острова Сахалин // Региональная геология и металлогения. 2010. № 42. С. 49–57.

Ершов В.В., Шакиров Р.Б., Обжиров А.И. Изотопно-геохимические характеристики свободных газов южно-сахалинского грязевого вулкана и их связь с региональной сейсмичностью // Докл. Академии наук. 2011. № 2, Т. 440. С. 256–261.

Ефремова А.Г. Типы газопродуцирующих отложений // Геология нефти и газа. 1979. № 2. С. 50–54.

Ефремова А.Г., Гритчина Н.Д. Газогидраты в морских осадках и проблема их практического использования // Геология нефти и газа. 1981. № 2. С. 4.

- Жарков Р.В.* Современная сольфатарно-гидротермальная активность вулканов острова Кунашир // Проблемы и достижения в геологических и геофизических исследованиях в зоне Курильских островов и о. Хоккайдо: сильные землетрясения, цунами и извержения вулканов // Тез. докл. Междунар. науч. симпоз., Южно-Курильск, 6–11 октября 2007 г. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2007. С. 18–20.
- Жарков Р.В.* Термальные источники южных Курильских островов. Владивосток: Дальнаука. 2014. 378 с.
- Жарков Р.В.* Типы термальных вод Южных Курил и севера Сахалина и их влияние на ландшафты. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2008. 202 с.
- Жаров А.Э., Митрофанова Л.И., Тузов В.П.* Стратиграфия кайнозойских отложений шельфа Северного Сахалина // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21, № 5. С. 72–93.
- Жильцов А.М., Агеев В.Н.* Возможности ВСП, МОГТ и ГИС при выявлении газожидкостных контактов на северо-восточном шельфе Сахалина // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах северо-западной окраины Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2000. С. 114–134.
- Жукова О.С.* Комплексные региональные геофизические исследования на Итурупском участке шельфа Северо-Западной части Тихого океана. (Отчёт по объёму 27/91). ФГУ «СахТФГИ», 1997. 171 с.
- Журавлев А.В.* Особенности тектонического режима и складчато-блоковых деформаций в кайнозойских отложениях Охотоморского региона // Тихоокеан. геология. 1984. № 3. С. 16–25.
- Завадский И.Г.* Разведочные работы на Дагинском месторождении термальных вод в Ногликском районе, 1990–1991 гг. Отчет о работе Охинской гидрогеологической партии за 1990–1991 гг. Южно-Сахалинск: ПГО «Сахалингеология», 1991. 187 с.
- Занюков В.Н., Мельников О.А., Федорченко В.И.* Извержение Южно-Сахалинского грязевого вулкана // Геология и геофизика. 1982. № 2. С. 127–130.
- Злобин Т.К.* Охотская литосферная плита и схема эволюции системы «краевое море – окружающая дуга – глубоководный желоб» // Вестник ДВО РАН. 2006. № 1. С. 26–32. <http://www.oceanographers.ru/images/stories/pdf/vdv-026-032.pdf>
- Зоненшайн Л.П., Мурдмаа И.О., Баранов Б.В. и др.* Подводный газовый источник в Охотском море к западу от острова Парамушир // Океанология. 1987. Вып. 5. С. 795–800.
- Зубова М.А.* Гидраты природных газов в недрах Мирового океана. М.: ВИЭМС, 1988. 61 с.
- Зуенко Ю.И., Юрасов Г.И.* Структура водных масс прибрежных районов Охотского моря // Метеорология и гидрология. 1997. № 3. С. 50–58.
- Зунг Ле Ван.* Новые решения проблемы сейсмичности Вьетнама. Дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: Росун-т дружбы народов, 2011. 118 с.
- Иванов В.В., Мейтвув Г.М.* Геолого-геохимические исследования рудных провинций. М.: Недра, 1972. 288 с.
- Иванов М.В., Вайнштейн М.Б., Гальченко В.Ф. и др.* Распространение и геохимическая деятельность бактерий в осадках // Нефтегазогенетические исследования Болгарского сектора Черного моря. София: БАН, 1984. С. 150–180.
- Иванов М.В., Леин А.Ю., Гальченко В.Ф.* Глобальный метановый цикл в океане // Геохимия. 1992. № 7. С. 1035–1043.
- Иващенко А.И., Ким Ч.У., Бондаренко Г.А.* Сейсмичность поверхностных землетрясений Охотского моря // Сейсмическое районирование шельфа. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 22–37.
- Ившина Е.В., Силантьев Ю.Б., Халошина Т.О.* Перспективы нефтегазоносности Камчатского края и прилегающего шельфа // Проблемы ресурсного обеспечения газодобывающих районов России до 2030 г. М., 2010. С. 102–107.
- Изосов Л.А., Коновалов Ю.И., Емельянова Т.А.* Проблемы геологии и алмазоносности зоны перехода континент – океан (Япономорский и Желтоморский регионы). Владивосток: Дальнаука, 2000. 326 с.
- Изосов Л.А., Кулинич Р.Г., Мельниченко Ю.И., Емельянова Т.А.* Разломная сеть Южно-Приморского сектора зоны сочленения континент – океан // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 103–113.
- Изосов Л.А., Мельников Н.Г.* Очешуйчато-покровных структурах Западного Приморья // Тихоокеан. геология. 1988. № 6. С. 47–53.
- Изосов Л.А., Чупрынин В.И.* О механизме формирования структур центрального типа Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент – океан // Геотектоника. 2012. № 3. С. 70–91.
- Изосов Л.А., Чупрынин В.И., Мельниченко Ю.И. и др.* Связь сейсмической активности с тектоническими и вулканогенными структурами япономорского звена западно-тихоокеанской мегазоны перехода континент – океан // Литосфера. № 6. 2014. С. 3–21.
- Изох Э.П.* Поперечная зональность структуры Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 1966. № 1. С. 23–27.
- Илатовская П.В., Семенов П.Б., Рыськова Е.О. и др.* Распределение газообразных углеводородов в донных отложениях и придонно-пограничном слое водной толщи континентального шельфа южного Вьетнама // Нефтегазоносная геология. Теория и практика. 2012. Т. 7, № 4. С. 1–13.
- Ильев А.Я., Кононов В.Э., Веселов О.В. и др.* Геолого-геофизическая характеристика и перспективы нефтегазоносности Срединно-Курильского прогиба. Владивосток: Дальнаука (ИМГиГ ДВО РАН), 2009. 141 с.
- Ильев А.Я., Семакин В.П., Кононов В.Э. и др.* Тектоническое районирование Охотского моря // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России. Южно-Сахалинск, 2004. С. 46–64.

- Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Океанические и континентальные рифты Северо-Восточной Азии и области их сочленения (сейсмо-тектонический анализ) // Литосфера. 2004. № 4. С. 44–61.
- Истомин В.А., Якушев В.С.* Газовые гидраты в природных условиях. М.: Недра, 1992. 236 с.
- Кадик А.А., Луканин О.А.* Дегазация верхней мантии при плавлении. М.: Наука, 1986. 89 с.
- Каленич А.П., Сакулина Т.С., Атаков А.И. и др.* Эволюция консолидированной коры Охотоморского региона в геодинамической модели зоны перехода от континента к Тихому океану в сечении опорных профилей 1-ОМ и 2-ДВ-М // Геология, тектоника и минерагения Центральной Азии. Материалы Междунар. конф., 6–8 июня 2011 г., ВГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург.
- Калягин А.Н., Обжиров А.И., Абрамов В.А., Коровицкая Е.В.* Региональный прогноз нефтегазоносных провинций и районов с трансструктурных позиций // Геология морей и океанов. Т. 2. М.: ГЕОС, 2007. С. 124–126.
- Каменский И.Л., Лобков В.А., Прасолов Э.М. и др.* Компоненты верхней мантии Земли в газах Камчатки (по изотопам He, Ne, Ar, C) // Геохимия. 1976. № 5. С. 682–695.
- Кариб Д.* Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 266–288.
- Карнаух В.Н., Карп Б.Я.* Тектоника Японской котловины по результатам сейсмических исследований (Японское море) // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 10–24.
- Карнаух В.Н., Суховеев Е.Н., Листровая И.А., Горенков В.А.* Особенности строения Амурского залива (Японское море) и характеристика распределения скоплений газа в голоценовых осадках // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 4. М.: ГЕОС, 2012. С. 148–169.
- Карнаух В.Н., Цой И.Б.* Сейсмическая стратиграфия и условия формирования осадочного чехла Японского моря в районе возвышенности Богорова // Океанология. 2010. Т. 50, № 4. С. 590–607.
- Карношина Е.Е.* Осадочные формации в зоне катагенеза нефтегазоносных бассейнов. М.: АО «Институт Гидропроект», 2001. 96 с.
- Карп Б.Я.* Строение земной коры дна Японского моря по сейсмическим данным // Геология и полезные ископаемые шельфов России / Глав. ред. М.Н. Алексеев. М.: ГЕОС, 2002. С. 352–354.
- Карп Б.Я., Бессонова Е.А.* Сейсмичность районов Охотского и Японского морей. Строение фундамента дна Охотского моря // Геология и полезные ископаемые шельфов России / Глав. ред. М.Н. Алексеев. М.: ГЕОС, 2002. С. 320–323.
- Карп Б.Я., Прокудин В.Г., Медведев С.Н., Карнаух В.Н.* Строение земной коры по сейсмическим данным // Дальневосточные моря России. Т. 3. Геологические и геофизические исследования. М.: Наука, 2007. С. 26–47.
- Карп Б.Я., Хирата Н., Киношита Х. и др.* Советско-Японский сейсмический эксперимент в Японском море. Предварительные результаты // Тихоокеан. геология. 1992. Т. 16, № 5. С. 138–147.
- Карпов А.К., Раабен В.Н.* Природные газы месторождений Советского Союза. Справочная книга. М.: Недра, 1978. 319 с.
- Карпюк В.В.* Аналитический библиографический указатель литературы по газовым гидратам (1983–1987 гг.). М.: ВНИИГАЗ, 1988. 246 с.
- Карта локальных структур Охотского и Японского морей. Масштаб 1:2000000. Минтопэнерго РСФСР, АООТ «Сахморнефтегаз». Исполнитель: трест «Дальморнефтегеофизика». 1995.
- Карта нефтегазоносности Российской Федерации на литогеодинамической основе. Масштаб 1 см : 100 км / Отв. ред. Г.А. Беленицкий, В.И. Вялов. С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2005.
- Карта полезных ископаемых Камчатской области. Масштаб 1 : 500000 / Под ред. А.Ф. Литвинова, М.Г. Патоки, Б.А. Марковского. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
- Карта угленосности, качества и ресурсов углей России / Глав. ред. коллегия: О.В. Петров, В.М. Богомазов, В.И. Быкадоров и др. ВСЕГЕИ, ВНИГРИУголь. 2005.
- Касаткин С.А., Голозубов В.В., Фунг Ван Фатъ, Ле Дык Ань.* Проявление кайнозойских сдвиговых дислокаций системы разломов Красной реки в палеозойских карбонатных толщах острова Катба (Северный Вьетнам) // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 3. С. 14–28.
- Кеннет Дж.П.* Морская геология: в 2 т. Т. 1 / Под ред. чл.-корр. АН СССР. А.П. Лисицына. М.: Мир, 1987. 397 с.
- Ким А.Х.* Перспективы нефтегазоносности западно-камчатского осадочного бассейна // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии. VIII Косыгинские чтения. Материалы науч. конф. Хабаровск, 17–20 сентября 2013. ИТиГ ДВО РАН. С. 514–517.
- Ким Б.И.* Структурное продолжение рифтовой долины хребта Гаккеля на Лаптевском шельфе // Структура и история развития Северного Ледовитого океана. Л.: Севморгеология, 1986. С. 133–139.
- Кириллова Г.Л., Изосов Л.А., Леликов Е.П. и др.* Перспективы нефтегазоносности Япономорской провинции // Геология и полезные ископаемые шельфов России / Гл. ред. М.Н. Алексеев. М.: ГЕОС, 2002. С. 123–128.
- Коблов Э.Г., Харахинов А.В., Ткачева Н.А.* Освоение нетрадиционных объектов нефтепоисковых работ – один из главных резервов роста ресурсной базы шельфа Сахалина // Нефтяное хозяйство. 2008. № 8. С. 48–51.
- Коболев В.П., Верпаховская А.О.* Скопления газовых гидратов в палеодельте Днепра как объект сейсмических исследований // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2014. № 1. С. 81–93. ISSN 1999_7566. Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины..

- Кодина Л.А., Власова Л.Н., Кузнецова Л.В. и др.* Использование изотопно-фракционного метода для диагностики нефтематеринских пород и корреляции нефть–нефть на примере кремнистых пород восточного Сахалина // *Геохимия*. 1989. № 6. С. 807–814.
- Колодий В.В.* Роль подземных вод в формировании залежей нефти и газа // *Гидрогеология и нефтегазоносность*. Минск: Наука и техника, 1982. С. 25–46.
- Конторович А.Э., Эпов М.И., Бурштейн Л.М. и др.* Геология, ресурсы углеводородов шельфов Арктических морей России и перспективы их освоения // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51, № 1. С. 7–17.
- Конюхов А.И.* Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану. М.: Недра, 1987. 222 с.
- Кропоткин П.Н.* Динамика земной коры // *Проблемы глобальной тектоники*. М.: Наука, 1971. С. 238–253.
- Куделькин В.В., Савицкий В.О., Карней Т.И., Болдырева В.П.* Структура и эволюция осадочного чехла присахалинского обрамления Южно-Охотской котловины // *Тихоокеан. геология*. 1986. № 4. С. 3–13.
- Кудрявцева Е.И., Лобков В.А.* Изотопный состав углерода метана как критерий прогнозирования дифференцированных залежей углеводородов // *Тихоокеан. геология*. 1984. № 3. С. 117–120.
- Кузьмин М.И., Калмычков Б.Г., Конторович А.Э. и др.* Первая находка газогидратов в осадочной толще озера Байкал // *Докл. Акад. наук*. 1998. Т. 362, № 4. С. 541–543.
- Кулинич Р.Г.* Образование Южно-Китайского моря и кайнозойская эволюция земной коры Юго-Восточной Азии. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. ВНИИОкеангеология, 1994. 39 с.
- Кулинич Р.Г.* Роль сквозных тектонических линейментов в строении и эволюции Филиппинской плиты // *Геодинам. исслед.* № 11. Тектоника восточно-азиатских окраинных морей. М., 1988. С. 95–101.
- Кулинич Р.Г., Бессонова Е.А., Обжиров А.И.* О корреляции метановых эманаций со структурой фундамента северо-восточного шельфа и склона о. Сахалин и сейсмической активностью региона // *Дальневосточные моря России*. Кн. 3. М.: Наука, 2007. С. 277–285.
- Кулинич Р.Г., Валитов М.Г.* Аномалии силы тяжести и строение земной коры Японского моря // *Геология и полезные ископаемые шельфов России* / Гл. ред. М.Н. Алексеев. М.: ГЕОС, 2002. С. 347–352.
- Кулинич Р.Г., Валитов М.Г.* Мощность и типы земной коры Японского моря по данным морской и спутниковой гравиметрии // *Тихоокеан. геология*. 2011. Т. 30, № 6. С. 3–13.
- Кулинич Р.Г., Заболотников А.А., Марков Ю.Д. и др.* Кайнозойская эволюция земной коры и тектогенез Юго-Восточной Азии. М.: Наука, 1989. 256 с.
- Кулинич Р.Г., Обжиров А.И.* Барит-карбонатная минерализация, аномалии метана и геофизические поля во впадине Дерюгина (Охотское море) // *Тихоокеан. геология*. 2003. № 4. С. 35–40.
- Кулинич Р.Г., Обжиров А.И.* О структуре и современной активности зоны сочленения шельфа Сунда и котловины Южно-Китайского моря // *Тихоокеан. геология*. 1985. № 3. С. 102–106.
- Курчатова А.Н., Обжиров А.И., Рогов В.В., Слагода Е.А., Шакиров Р.Б.* Микростроение диатомовых илов гидратонасыщенных отложений Охотского моря // *Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность криосферы*. Материалы междунар. конф., Тюмень, 2–5 июля 2015. С. 190–194.
- Кучин Е.С.* Об основных вопросах эндогенного рудообразования // *Отечественная геология*. 2001. № 1. С. 20–30.
- Лабораторные газогеохимические исследования проб воды, газа и донных осадков / Отчет о НИР № 867/2014 / ТОИ ДВО РАН – Фертоинг, 2014. С. 1–16.
- Лаверов Н.П., Кременецкий А.А., Буренков Э.К., Головин А.А.* Прикладная геохимия – проблемы и пути развития // *Отечественная геология*. 2003. № 2. С. 27–31.
- Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Покровский Б.Г., Копп М.Л., Буачидзе Г.И., Каменский И.Л.* Изотопно-геохимические особенности грязевых вулканов Восточной Грузии // *Литология и полезные ископаемые*. 2009. № 2. С. 183–197.
- Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Каменский И.Л.* Источники вещества в продуктах грязевого вулканизма (по изотопным, гидрохимическим и геологическим данным) // *Литология и полезные ископаемые*. 1996. № 6. С. 625–647.
- Лейн А.Ю., Гальченко В.Ф., Покровский Б.Г. и др.* Морские карбонатные конкреции как результат процессов микробного окисления газогидратного метана в Охотском море // *Геохимия*. 1989. № 10. С. 1396–1406.
- Лейн А.Ю., Иванов М.В.* Биогеохимический цикл метана в океане / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Наука, 2009. 576 с.
- Лейн А.Ю., Сагалевиц А.М.* Курильщики поля Рейнбоу – район масштабного абиогенного синтеза метана // *Природа*. 2000. № 8. С. 44–53.
- Леликов Е.П.* Метаморфическое и гранитоидные комплексы окраинных морей Тихого океана. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 1995. 68 с.
- Леликов Е.П.* Метаморфические комплексы окраинных морей Тихого океана. Владивосток, 1992. 168 с.
- Леликов Е.П., Емельянова Т.А.* Вулканогенные комплексы Охотского и Японского морей (сравнительный анализ) // *Океанология*. 2007. Т. 47, № 2. С. 294–303.
- Леликов Е.П., Емельянова Т.А.* Строение фундамента дна Охотского моря // *Геология и полезные ископаемые шельфов России* / Гл. ред. М.Н. Алексеев. М.: ГЕОС, 2002. С. 314–320.
- Леликов Е.П., Карп Б.Я.* Глубинное строение и рифтогенез Японского моря // *Литосфера*. 2004. № 2. С. 16–29.
- Леликов Е.П., Маляренко А.Н.* Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1994. 268 с.

- Линдберг Г.У.* Крупные колебания уровня океана в четвертичный период. Л.: Наука, 1972. 548 с.
- Лисицын А.П.* Биогеохимия газов в океане // Биогеохимия океана / Под ред. А.С. Монины, А.П. Лисицына. М.: Наука, 1983. С. 274–276.
- Лихт Ф.Р.* Морфотектоника и геологическое развитие впадины Японского моря // Геотектоника. 1984. № 2. С. 97–105.
- Лихт Ф.Р.* Продолжение япономорского линеамента в геоморфологическом пространстве ТПП // Проблемы морфотектоники западно-тихоокеанской переходной зоны / Отв. ред. Б.А. Казанский. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 144–146.
- Ломтев В.Л.* Новые данные о строении котловины и трога Уллындо (Японское море) // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах Северо-Западной окраины Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2000. Т. 2. С. 54–74.
- Лукин А.Е.* Биогенно-карбонатные постройки на выступах разуплотненных кристаллических пород – перспективный тип комбинированных ловушек нефти и газа // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2007. № 2. С. 1–21.
- Макаров М.М.* Пузырьковые выходы метана из донных отложений озера Байкал. Автореф. дисс... канд. геогр. наук. ЛИН СО РАН. Иркутск, 2016. 24 с.
- Малашенко Ю.Р., Романовская В.А., Троценко Ю.А.* Метаноокисляющие микроорганизмы. М.: Наука, 1978. 196 с.
- Мамырин Б.А., Толстихин И.Н.* Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1981. 224 с.
- Маргулис Л.Л.* Секвенсстратиграфия и нефтегазоносность Охотоморского региона. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. С-Пб.: ВНИГРИ. 2002. 50 с.
- Маргулис М.А.* Основы звукохимии (химические реакции в акустических полях). М.: Высшая школа, 1984. 272 с.
- Марков М.С., Аверьянова В.Н., Карташев И.П. и др.* Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотоморского региона. М.: Наука, 1967. 224 с.
- Мархинин Е.К., Стратула Д.С.* Гидротермы Курильских островов. М.: Наука, 1977. 211 с.
- Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана / Ред. Г.Б. Удинцев; МОК (ЮНЕСКО), РАН, ФГУП ПКО «Картография», ГУНиО. М.–СПб., 2003. 192 с.
- Мельников Н.Г., Голозубов В.В.* Олистостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине // Геотектоника. 1980. № 4. С. 95–106.
- Мельников Н.Г., Изосов Л.А.* Кайнозойские тектонические покровы и перспективы углефтегазоносности Приморья // Геотектоника. 1990. № 3. С. 80–87.
- Мельников О.А.* Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М.: Наука, 1987. 93 с.
- Мельников О.А., Ильев А.Я.* О новых проявлениях грязевого вулканизма на Сахалине // Тихоокеан. геология. 1989. № 3. С. 42–48.
- Мельников О.А., Поплавская Л.Н., Нагорных Т.В.* Система напряжений в очагах сахалинских землетрясений и ее связь с тектоникой острова // Тихоокеан. геология. 2001. № 3. С. 3–7.
- Мельников О.А., Сабиров Р.Н.* Новые данные о современном состоянии и былой активности газовой грязевого вулкана (о. Сахалин) // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 3. С. 37–46.
- Мельниченко Ю.И.* Морфотектоника морей северо-западной окраины Тихого океана. Дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 2003. 177 с.
- Мельниченко Ю.И., Казанский Б.А., Обжиров А.И.* Гидроакустические эффекты при эхолотировании дна морских бассейнов. В кн.: Новые данные по геоморфологии и геологии западной части Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 75–89.
- Мельниченко Ю.И., Обжиров А.И., Мишукова Г.И.* Тектонодинамическая обстановка вокруг Япономорского линеамента (Хонсю-Сахалинский сегмент) // Физика геосфер. Материалы 7-го Всерос. симпозиума. Владивосток, 14–18 ноября 2011. С. 345–350.
- Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континента. М.: Недра, 1976. 279 с.
- Миرونюк С.Г., Отто В.П.* Газонасыщенные морские грунты и естественные газовыделения углеводородов: закономерности распространения и опасность для инженерных сооружений // Геориск. 2014. № 2. С. 8–18.
- Мишукова Г.И., Мишуков В.Ф., Обжиров А.И.* Особности проявления метана в придонных водах на территории Приморского края России // Вестн. ДВО РАН. 2009. № 6. С. 50–54.
- Мишукова Г.И., Обжиров А.И., Мишуков В.Ф.* Метан в пресных и морских водах и его потоки на границе вода – атмосфера в Дальневосточном регионе. Владивосток: Дальнаука, 2007. 112 с.
- Мишукова Г.И., Шакиров Р.Б., Обжиров А.И.* Потоки метана на границе вода-атмосфера в Охотском море // Докл. РАН. 2017. Т. 475, № 6. С. 697–701.
- Мониторинг метана в Охотском море / Ред. кол. А.И. Обжиров, В.А. Соснин, А.Н. Салюк и др. Владивосток: Дальнаука, 2002. 250 с.
- Морозов В.Н., Каган А.И.* К прогнозу локализации залежей углеводородов в центральных и шельфовых районах Камчатки // Недропользование. 2014. № 5. С. 48–53.
- Мурадов Ч.С.* Углеводородные газы в водах Каспийского моря и их поисковое значение. Автореф. ... канд. геол.-минер. наук. Баку, 1985. 24 с.
- На нефтяном рынке мира // Бюл. иностранной коммерческой информации. 1998. № 4. С. 12–13.
- Намиот А.Ю.* Растворимость газов в воде. М.: Недра, 1991. 167 с.
- Научно-технический отчет по теме «Нетрадиционные ресурсы метана Дальнего Востока России: распределение, генезис, промышленное значение, экология» / Шакиров Р.Б. / Соглашение № 8319 от 17 августа 2012 г. Владивосток. ТОИ ДВО РАН. № государственной регистрации 01201281458. 2013. 226 с.

Неволин П.Л. Этапы и механизмы формирования структуры Партизанского угольного бассейна (Южное Приморье) // Закономерности строения и эволюции геосфер. Хабаровск: ДВО РАН, 1998. С. 246–248.

Немировская И.А. Углеводороды воды, взвеси и донных осадков Охотского моря (распределение, формы, миграции, генезис) // Комплексные исследования экосистемы Охотского моря. М.: Изд-во ВНИРО, 1997. С. 172–179.

Немченко Н.Н. Избранные труды по проблемам геологии нефти и газа. М.: НИИЦ «Недропользование – XXI век», 2010. 474 с.

Нестеров И.И. Критерии прогнозов нефтегазоносности. М.: Недра, 1969. 334 с.

Нефтегазоносность и угленосность Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Объяснительная записка к карте нефтегазоносности и угленосности Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Масштаба 1 : 10000000. М., 1978. 230 с.

Никифоров В.М., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Дмитриев И.В., Старжинский С.С., Шкабарня Г.Н. Особенности флюидного режима литосферы в зоне сочленения Южного Приморья и Японского моря по комплексу геофизических данных // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 1. С. 54–64.

Николаева Н.А., Деркачев А.Н., Обжиров А.И. Характерные особенности проявлений газово-флюидных эманаций на северо-восточном склоне о-ва Сахалин (Охотское море) // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 3. С. 38–52.

Никонов В.Н. Тяжелые углеводороды и их соотношения в газах нефтяных и газовых залежей // Геология нефти и газа. 1961. № 8. С. 12–21.

Нормативно-методическое обеспечение охраны атмосферного воздуха. Т. 2. Пермь: ИНТЕРЭКО, 1995. 249 с.

Обжиров А.И. Влияние зон разломов и нефтегазоносных отложений на формирование газового состава придонных вод акваторий Южно-Китайского и Охотского морей // Геология, геофизика, геохимия и металлогения зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану // Материалы симпозиума. Находка, 13–17 сентября 1987. С. 175–177.

Обжиров А.И. Газогеохимические поля и прогноз нефтегазоносности морских акваторий. Дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Специальность 04.00.131. Владивосток, 1996. 266 с.

Обжиров А.И. Газогеохимические поля придонного слоя морей и океанов. М.: Наука, 1993. 139 с.

Обжиров А.И. Геологические особенности распределения природных газов на угольных месторождениях Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 72 с.

Обжиров А.И. Состав газа придонных вод нефтегазоносных районов Охотского и Южно-Китайского морей // Геология дна Тихого океана и зоны перехода к Азиатскому континенту. Тр. ТОИ ДВО РАН. Владивосток, 1989. С. 179–184.

Обжиров А.И., Акуличев В.А., Шакиров Р.Б. и др. Условия формирования газогидратов в Охотском море // Докл. Академии наук. Т. 454, № 1. 2014. С. 94–96.

Обжиров А.И., Астахов А.С., Астахова Н.В. Генезис и условия формирования аутигенных карбонатов в четвертичном осадочном чехле района Сахалино-Дерюгинской газовой аномалии (Охотское море) // Океанология. 2000. Т. 40, № 2. С. 280–288.

Обжиров А.И., Астахова Н.В., Липкина М.И. и др. Газогеохимическое районирование и минеральные ассоциации дна Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 1999. 184 с.

Обжиров А.И., Берлин Ю.М., Верховская З.И., Коровицкая Е.В., Верещагина О.Ф. Особенности распределения высокомолекулярных углеводородов в донных осадках Охотского моря в районе аномальных полей метана // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2013. № 2. С. 7–11.

Обжиров А.И., Гресов А.И., Шакиров Р.Б. и др. Метанопроявления и перспективы нефтегазоносности Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 2007. 167 с.

Обжиров А.И., Ильичев В.И., Кулинич Р.Г. Аномалия природных газов в придонной воде Южно-Китайского моря // Докл. АН СССР. Геохимия. 1985. Т. 281, № 5. С. 1206–1209.

Обжиров А.И., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. Эффект звукорассеивания придонной воды в краевых частях Охотского моря // Тихоокеан. геология. 1989. № 2. С. 119–120.

Обжиров А.И., Мустафин И.А. Литофациальные и геохимические условия нефтегазоаккумуляции в неогеновых отложениях северо-сахалинской нефтегазоносной области. В сб. науч. тр.: Новые данные по геологии западной части Тихого океана. Владивосток, 1989. С. 167–172.

Обжиров А.И., Шакиров Р.Б. Комплексные геолого-геофизические исследования газогидратов в Охотском море / Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 4. М.: ГЕОС, 2012. С. 122–136.

Обзорная карта сахалинской нефтегазоносной области. Масштаб 1 : 500000 / Сост. Харахинов В.В. Оха: СахНИПИнефтегаз, 1983.

Обзорная карта. Шельф северо-восточного Сахалина. Масштаб 1 : 200000. 1987.

Оборин А.А., Стадник Е.В. Нефтегазопроисхождение микробиология. Екатеринбург, 2001. 213 с.

Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона / Отв. ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: ИЛРАН, 2000. 193 с.

Осадочные бассейны Востока России / Гл. ред. Ханчук А.И. Т. 2. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива / Авт. кол.: Кириллова Г.Л., Жаров А.Э., Варнавский В.Г., Гагаев В.Н., Кропп Э.Я., Куделькин В.В., Маргулис Л.С., Чуйко Л.С. / Отв. ред. Кириллова Г.Л. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 155 с.

Основные черты геологического строения дна Японского моря / Кол. авт.: Н.П. Васильковский,

В.Л. Безверхний, А.Н. Деркачев и др.; под ред. И.К. Туезова. М.: Наука, 1978. 264 с.

Основы теории геохимических полей углеводородных скоплений / Под ред. А.В. Петухова, И.С. Старобинца и др. М., 1993. 332 с.

Отчет о НИР по теме «Условия формирования и разрушения газогидратов в Охотском море, их моделирование и технико-экономическое обоснование извлечения метана из газогидратов» // Обжиров А.И. и др. / Государственный контракт № 02.515.11.5017. Владивосток. ТОИ ДВО РАН. № госрегистрации 02.515.11.5017. 2008. 135 с.

Отчет по гелиевой съемке объектов ЯТЦ: отчет о НИР / Мингео СССР, ВИМС. 1988. 18 с.

Оценка сейсмической опасности участков размещения ядерно- и радиационно опасных объектов на основании геодинамических данных / Руководство по безопасности РБ-019-01. 2002. 21 с. gosthelp.ru Электр. ресурс.

Панаев В.А. Газогидраты в Мировом океане // Бюллетень МОИП. 1987. Т. 62. № 3. С. 66–71.

Паспорт лаборатории газогеохимии ПС 1.021-12 к Свидетельству Росстандарта № 49 от 01.08.2012 / Федеральное агентство по техническому регулированию и метрологии (Росстандарт). Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2012. 35 с.

Перевозчиков Г.В. Поле водорода на месторождении Газли по данным геохимических исследований в нефтегазоносном регионе средней Азии // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7, № 1. С. 1–12. <http://ngtp.ru>

Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1979. 423 с.

Пинчот Г.Б. Морское фермерство // Наука об океане. М.: Прогресс, 1981. С. 295–308.

Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 237 с.

Пискунов Б.Н. О плиоценовых отложениях южной части о. Кунашир (Курильские о-ва) // Тр. СахКНИИ. г. Южно-Сахалинск. 1963. Вып. 15. С. 82–84.

Плетнев С.П., Аннин В.К., Ву Ю., Тарасова Т.С. Фораминиферы и изотопия ($^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ и $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$) их раковин в местах выхода метана на восточном склоне о. Сахалин (Охотское море) // Изв. ТИНРО. 2014. Т. 178. С. 180–190.

Подземная подводная разработка // Электр. ресурс.: Геология и недра Земли. 10 Сентябрь 2012. <http://www.dgs.kiev.ua/poleznye-iskopaemye/podzemnaya-podvodnaya-razrabotka.html>

Подольн В.И., Седых А.К., Пензин Ю.П., Гресов А.И. и др. Угольная база России. Т. V. Кн. 2. М.: Геоинформмарк, 1999. 638 с.

Полоник Н.С., Шакиров Р.Б., А.В. Сорочинская, Обжиров А.И. Изучение состава углеводородных компонентов Южно-Сахалинского и Пугачевского грязевых вулканов // Доклады академии наук. 2015. Т. 462, № 1. С. 79–83.

Поляк Б.Г., Лаврушин В.Ю., Чешико А.Л. и др. Новейшая тектоно-магматическая активизация Колочинско-Мечигменской зоны Чукотского полуострова (по данным о составе газов гидротерм) // Геотектоника. 2010. № 6. С. 102–114.

Поплавская Л.Н., Оскорбин Л.С. Сейсмическая активность земной коры шельфовых зон Охотского моря // Сейсмическое районирование Курильских островов, Приморья и Приамурья. Владивосток, 1977. С. 120–127.

Поротов Г.С. Математические методы при поисках и разведке полезных ископаемых. Учеб. пособие. Л.: изд-во ЛГИ, 1977. 106 с.

Прасолов Э.М. Изотопная геохимия и происхождение природных газов. Л.: Недра, 1990. 283 с.

Природные газы осадочной толщи / Под ред. В.П. Якуцени. Л.: Недра, 1976. 344 с.

Проблемы морфотектоники западно-тихоокеанской переходной зоны / Отв. ред. Б.А. Казанский. Владивосток: Дальнаука, 2001. 188 с.

Прокудин В.Г. Структура верхней части земной коры и эволюция Курильской котловины Охотского моря // Тектоника, глубинное строение и минералогия Востока Азии. VIII Косыгинские чтения. Материалы Всерос. конф. 17–20 сентября 2013 г. Хабаровск, 2013. С. 191–194.

Пропп Л.Н., Обжиров А.И., Пропп М.В. Газовые и гидрохимические аномалии в придонном слое воды в зоне активного вулканизма (залив Пленти, Новая Зеландия) // Океанология. 1992. Т. 32. № 4. С. 680–687.

Пуцаровский Ю.М. Тектоника Северного Ледовитого океана // Геотектоника. 1976. № 2. С. 3–14.

Пуцин И.К., Обжиров А.И., Коваленко С.В. Перспективы нефтегазоносности Артемо-Амурской синклинали (Южное Приморье) // Недропользование. 2014. № 5. С. 54–61.

Равдоникас О.В. Нефтепоисковая гидрогеология Сахалина. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 167 с.

Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига / Под ред. Н.А. Логачева. Новосибирск: Наука, 1991. 262 с.

Разницин Ю.Н. Геодинамика офиолитов и формирование месторождений углеводородов на шельфе Восточного Сахалина // Геотектоника. 2012. № 1. С. 3–18.

Региональный каталог землетрясений острова Сахалин, 1905–2005 / Поплавская Л.Н., Иващенко А.И., Оскорбин Л.С., Нагорных Т.В. и др. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2006. 104 с.

Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А., Нисилевич М.В. Глубинное строение континентальных окраин региона Южно-Китайского моря // Вестн. КРАУНЦ. 2011. Вып. 18. С. 52–72.

Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин. М.: Научный мир, 2014. 172 с.

Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П. Глубинное строение переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану // Рос. журнал наук о

- Земле. 2001. Т. 3, № 4. <http://elpub.wdcb.ru/journals/rjes/rus/v03/rje01061/rje01061.htm#chap03>
- Рождественский В.С.* Роль сдвигов в структуре Сахалина // Геотектоника. 1982. № 4. С. 99–110.
- Рождественский В.С.* Роль сдвигов в формировании структуры Сахалина, месторождений углеводородов и рудоносных зон // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого Океана с Евразией. Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. Т. 1. Южно-Сахалинск. 1997. С. 80–109.
- Рождественский В.С.* Структурные взаимоотношения неогеновых и четвертичных образований, активные разломы и сейсмичность на южном Сахалине // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 6. С. 59–70.
- Романкевич Е.А., Ветров А.А.* Цикл углерода в арктических морях России. М.: Наука, 2001. 300 с.
- Рязанцева М.Д.* Схема геолого-структурного районирования Приморского края. Масштаб 1:2500000. Владивосток. Приморская поисково-съёмочная экспедиция. 1998.
- Сакулина Т.С., Верба М.Л., Каишубин С.Н. и др.* Комплексные геолого-геофизические исследования на опорном профиле 5-АР в Восточно-Сибирском море // Охрана и разведка недр. 2011а. № 10. С. 17–23.
- Сакулина Т.С., Каленич А.П., Атаков А.И. и др.* Геологическая модель Охотоморского региона по данным опорных профилей 1-ОМ и 2-ДВ-М // Разведка и охрана недр. 2011б. № 10. С. 11–17.
- Саломатин А.С., Юсупов В.И.* Акустическая оценка проявлений баритовой минерализации в Охотском море // Океанология. 2009. Т. 49, № 3. С. 474–477.
- Сваричевский А.С.* Рельеф дна Охотского моря // Проблемы морфотектоники западно-тихоокеанской переходной зоны / Под ред. Б.А. Казанского. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 82–98.
- Сеначин В.Н., Веселов О.В., Семакин В.П., Кочергин Е.В.* Цифровая модель земной коры Охотоморского региона // Тектоника, глубинное строение и минерагения востока Азии. VIII Косыгинские чтения. Материалы Всерос. конф. Хабаровск, 17–20 сент. 2013 г. Владивосток, 2013. С. 199–202.
- Сергеев К.Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 239 с.
- Сергиенко В.И., Лобковский Л.И., Семилетов И.П., Дударев О.В. и др.* Деградация подводной мерзлоты и разрушение гидратов шельфа морей Восточной Арктики как возможная причина «метановой катастрофы»: некоторые результаты комплексных исследований 2011 года // Докл. Академии наук. 2012. Т. 446, № 3. С. 330–335.
- Сергиенко В.И., Семилетов И.П., Шахова Н.Е.* Эмиссия метана и углекислого газа на восточно-сибирском шельфе – фактор глобальных климатических изменений // Материалы совместного заседания Совета РАН по координации деятельности региональных отделений и региональных научных центров РАН и Научного совета РАН по изучению Арктики и Антарктики, 31 марта – 2 апреля 2010 г., Архангельск. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. С. 117–136.
- Сидоров А.А., Волков А.В.* Освоение ресурсных регионов (на примере Аляски и Чукотки) // Вестник РАН. 2008. Т. 78. № 10. С. 867–874.
- Сидоров А.А., Глотов В.Е., Волков А.В.* Роль скрытых субмеридиональных разломов в формировании нефтегазоносного потенциала осадочных бассейнов Северо-Востока России // Материалы науч. конф. ИТиГ ДВО РАН. Хабаровск, 17–20 сентября 2013. С. 566–569.
- Сирый И.М.* Нефтегазоносность восточных склонов Западно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1968. 247 с.
- Слагода Е.А., Опокина О.Л., Курчатова А.Н. и др.* Следы термокарста в разрезах Карского региона: признаки таберальных отложений // Современные и прогнозируемые изменения природных условий в высоких широтах. Тезисы конф. Сочи, ИГ РАН, 7–9 октября 2013. С. 56. <http://polar2013.ru/index/tezisy/0-14>
- Смирнов Б.В.* Вероятностные методы прогнозирования в инженерной геологии. М.: Недра, 1983. 134 с.
- Снеговской С.С.* Особенности осадконакопления и формирования шельфа юго-восточного Сахалина // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. 4. Южно-Сахалинск, 1997. С. 79–89.
- Соколов В.А.* Геохимия природных газов. М.: Недра, 1971. С. 293–320.
- Соколов С.Ю.* Прогнозная карта мощности осадочного чехла Восточно-Сибирского моря по данным спутниковой альтиметрии // Докл. Академии наук. 2008. Т. 418, № 5. С. 1–5.
- Соловьев С.Л., Туезов И.К., Снеговской С.С. и др.* Глубинное строение Охотоморского шельфа Центрального Сахалина // Геология и геофизика. Новосибирск, 1979. № 3. С. 104–116.
- Сорохтин О.Г., Леин А.Ю., Баланюк И.Е.* Термодинамика океанических гидротермальных систем и abiогенная генерация метана // Океанология. 2001. Т. 41, № 6. С. 898–909.
- Сорочинская А.В., Шакиров Р.Б., Обжиров А.И., Зарубина Н.В., Карабцов А.А.* Геохимические и минералогические особенности грязевых вулканов о. Сахалин // Вестник ДВО РАН. 2008. № 4. С. 58–65.
- Старобинец И.С., Устинов Р.И.* О формировании аномальных углеводородных полей над скоплениями нефти и газа в сейсмически активных зонах // Докл. Академии наук. 1990. Т. 311, № 5. С. 109–114.
- Стацук М.Ф.* Термодинамика и ее применение в литологии. М.: Наука, 1985. 221 с.
- Строение дна Охотского моря / Отв. ред. В.В. Белоусов, Г.Б. Удинцев.* М.: Наука, 1981. 176 с.
- Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона / Отв. ред. А.Г. Родников, И.К. Туезов, В.В. Харахинов.* М.: Национальный геофиз. комитет, 1996. 335 с.
- Сывороткин В.Л.* Глубинная дегазация как причина аномально высокой биогенной седиментации //

- Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Материалы I Всерос. литол. совещ. 19–21 декабря 2000, г. Москва. Т. 2. М., ГЕОС. С. 275–280.
- Сырбу Н.С., Шакиров Р.Б., Окулов А.К.* Новые данные о распределении гелия и водорода в донных отложениях залива Петра Великого // Океанография залива Петра Великого и прилегающей части Японского моря. Сб. тезисов 2-й научной конференции, Владивосток, 15–17 мая 2013 г. Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 33.
- Таран Ю.А.* Геохимия геотермальных газов / Отв. ред. Е.А. Вакин. М.: Наука, 1998. 168 с.
- Таран Ю.А., Кирсанова Т.П., Вакин Е.А., Есиков А.Д., Чешко А.Л.* Изотопный состав фумарольных газов вулканов Камчатки // Изв. АН СССР. Серия геологическая. № 9. 1987. С. 124–127.
- Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 160 с.
- Терехова В.Е.* Микробиологические аспекты экологии *Listeria monocytogenes* в морской среде. Дисс. ... канд. мед. наук. Владивосток: НИИЭМ СО РАН, 2003. 175 с.
- Терехова В.Е., Соснин В.А., Бузолёва Л.С., Шакиров Р.Б.* Распространение бактерий *Listeria monocytogenes* в западной части Охотского моря // Океанология. 2010. Т. 50, № 2. С. 230–235.
- Тихонов И.Н.* О наведенной сейсмичности на шельфе острова Сахалин вблизи Пильтун-Астохского нефтегазоконденсатного месторождения // Вестн. ДВО РАН. 2009. № 4. С. 59–63.
- Тихонов И.Н., Ломтев В.Л.* Мелкофокусная сейсмичность Охотского моря и ее возможная тектоническая природа // Вопр. инженерной сейсмологии. 2014. Т. 41, № 1. С. 19–38.
- Тищенко П.Я., Деркачев А.Н., Павлова Г.Ю. и др.* Образование карбонатных конкреций в местах выделения метана на морском дне (северо-восточный склон Сахалина) // Тихоокеан. геология. 2001а. Т. 20, № 3. С. 58–67.
- Тищенко П.Я., Павлова Г.Ю., Зюсс Е., Недашковский А.П., Дюмейер Б., Грейнерт Й.* Щелочной резерв поровых вод Охотского моря в местах выделения метана // Геохимия. 2001б. № 6. С. 658–666.
- Тищенко П.Я., Свининников А.И., Павлова Г.Ю., Волкова Т.И., Ильина Е.М.* Образование доломита в Японском море // Тихоокеан. геология. 2001в. Т. 20, № 5. С. 84–92.
- Толковый словарь английских геологических терминов: [В 2 т.] / М-во природ. ресурсов Рос. Федерации [и др.]; [Пер.-сост.: В.С. Попов (отв. исполн.) и др.] / Под ред. Дж.А. Джексон, пер. с англ., под ред. Н.В. Межеловского. М.: Геокарт, ГЕОС, 2002 (в пер.).
- Топливо-энергетическая сырьевая база Дальневосточного экономического района России: перспективы и пути освоения, в 3-х ч. Ч. 2. Объяснительная записка к Атласу «Дальневосточный экономический район России. Нефть, газ, уголь, ресурсы и освоение» / Авт. колл. Т.А. Андиева, В.Б. Арчegov, М.Д. Белонин и др. Науч. редакц. В.П. Орлов и др. Санкт-Петербург: ВНИГРИ, 1998. 92 с.
- Торохов М.П., Мельников М.Е.* Аксессуары минералы в водородных железо-марганцевых корках Тихого океана – россыпной механизм накопления // Докл. Академии наук. 2005. Т. 405. № 4. С. 511–513.
- Туезов И.К., Липина Е.Н.* Карта теплового потока Тихого океана и прилегающих континентов. Масштаб 1:10 000 000 (по параллели 45 градусов), 12 листов. Институт тектоники и геофизики ДВО АН СССР. Хабаровск, 1988.
- Удинцев Г.Б.* Рельеф дна Охотского моря // Тр. ИО АН СССР. 1957. Т. 22. С. 3–76.
- Уломов В.И.* Сейсмичность / Национальный атлас России. Т. 2. Природа. Экология. 2007. С. 56–57.
- Уткин В.П.* Горст-аккреционные системы, рифтограбены и вулканические пояса. Ст. 2. Вулкано-плутонические пояса: структурно-вещественные характеристики и закономерности формирования // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 6, № 6. С. 58–79.
- Уткин В.П.* Сдвиговые дислокации и их роль в проявлениях магматизма и рудообразования Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Автореф. дисс. ... д-ра геол.-минер. наук. ДВГИ ДВО АН СССР. Владивосток, 1989. 50 с.
- Федосеев С.М.* Природные газовые гидраты: перспективы изучения и использования // Наука и техника в Якутии. 2010. Т. 18, № 1. С. 14–18.
- Федотов Г.П., Ковальчук Ю.К.* Комплексные региональные геофизические исследования на Южно-Курильском участке Охотского моря / Отчёт по объекту 28/90. ФГУ «СахТФГИ», 1991.
- Физико-химические основы прямых поисков залежей нефти и газа / Авт. кол. Кузнецов О.Л., Петухов А.В., Зорькин Л.М. и др. Под ред. Е.В. Каруса. М.: Недра, 1986. 336 с.
- Филатова Н.И.* Кайнозойские структуры растяжения в континентальном обрамлении Японского моря // Геотектоника. 2004. № 6. С. 67–88.
- Фирстов П.П., Макаров Е.О., Глухова И.П., Будилов Д.И., Исакевич Д.В.* Поиск предвестниковых аномалий сильных землетрясений по данным мониторинга подпочвенных газов на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне // Геосистемы переходных зон. 2018. Т. 2, № 1. С. 16–32.
- Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1964. 479 с.
- Ханчук А.И., Голозубов В.В.* Режим трансформной окраины на востоке Азии в мезозое и кайнозое // Эволюция тектонических процессов в истории земли. Материалы XXXVII тектонического совещания. Новосибирск, 2004. Т. 2. С. 249–252.
- Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П.* Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. Программа и тезисы XXX тектонического совещания. г. Москва, МГУ. М.: ГЕОС, 1997. С. 240–243.
- Ханчук А.И., Голозубов В.В., Родионов С.М., Горячев Н.А., Симаненко В.П.* Некоторые проблемы геодинамической типизации террейнов, перекрывающих и «сши-

- вающих» комплексов. 2009. <http://plate-tectonic.narod.ru/transformaziaphotoalbum.html>
- Харахинов В.В.* Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 с.
- Харахинов В.В.* Тектоника Охотоморской нефтегазоносной провинции. Дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Оха-на-Сахалине: СахалинНИПИМорнефть, 1998. 77 с.
- Харитонова Н.А.* Углекислые минеральные воды Северо-Востока Азии: происхождение и эволюция. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Томск: ТПУ, 2013. 46 с.
- Хёфс Й.* Геохимия стабильных изотопов. М.: Мир, 1983. 200 с.
- Хлыстов О.М., Нишио Ш., Манаков А.Ю., Сугияма Х., Хабубев А.В., Белоусов О.В., Грачев М.А.* Опыт картирования кровли приповерхностных газовых гидратов озера Байкал и извлечение газа из них // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 9. С. 1415–1425.
- Холодов В.Н.* Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Сообщ. 2. Геолого-геохимические особенности и модель формирования // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 4. С. 339–358.
- Холодов В.Н.* О природе грязевых вулканов // Природа. 2001. № 11. С. 47–58.
- Цой И.Б.* Палеонтологическая характеристика биостратиграфии осадочного чехла Охотского моря // Геология и полезные ископаемые шельфов России / Гл. ред. М.Н. Алексеев. М.: ГЕОС, 2002. С. 323–330.
- Чахмачев А.В., Сузуки М., Чахмачев В.А.* Геохимия нефтей кремнистых отложений кайнозоя бассейнов Тихоокеанского пояса (на примере нефтегазоносных бассейнов России, Японии и США) // Геохимия. 1998. № 6. С. 576–588.
- Челноков Г.А., Жарков Р.В., Брагин И.В. и др.* Геохимические характеристики подземных флюидов южной части Центрально-Сахалинского разлома // Тихоокеан. геология. Т. 34, № 5. 2015. С. 81–95.
- Черепанов В.В., Рыбальченко В.В., Гогоненков Г.Н.* Мезозойский фундамент – перспективное направление поисков углеводородов на шельфе Сахалина // Геология нефти и газа. 2013. № 6. С. 42–46.
- Черных Д.В.* Разработка методов и программных средств акустического зондирования водной толщи и дна океана в зонах разгрузки метана. Автореф. дис. ... канд. техн. наук: 25.00.28. М.: ИО РАН, 2014. 23 с.
- Черткова Л.В.* Геохимические исследования газов донных отложений Черного и Каспийского морей. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ВНИИЯГГ, 1973. 24 с.
- Чудаев О.В.* Состав и условия образования современных гидротермальных систем Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2003. 216 с.
- Шакиров Р.Б.* Аномальные поля метана в Охотском море и их связь с геологическими структурами: автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2003. 24 с.
- Шакиров Р.Б.* Газогеохимические поля окраинных морей Дальневосточного региона: распределение, генезис, связь с геологическими структурами, газогидратами и сейсмоструктурной. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2016. 49 с.
- Шакиров Р.Б.* Западно-Тихоокеанский газогидратный пояс // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии. VII Косыгинские чтения. Материалы конф., 12–15 сентября 2011 г. Хабаровск. Хабаровск: ИТИГ ДВО РАН. 2011. С. 538–539.
- Шакиров Р.Б., Зыонг Куок Хын, Ле Дык Ань, Сырбу Н.С., Обжиров А.И., Буи Ван Нам, Нгуен Ван Диеп, Хон Донг, Борзова О.В., Окулов А.К.* Особенности распределения аномальных газогеохимических полей рифта Красной реки (Тонкинский залив, Южно-Китайское море) // Доклады академии наук. 2019. В печати.
- Шакиров Р.Б.* К вопросу об источниках углеводородных газов морских отложений и газогидратов окраинных морей Дальневосточного региона // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска. Маг-лы Всеросс. науч. конф. с международным участием, Южно-Сахалинск, 26 мая 2015 г.: сборник материалов. В 2-х томах / Под ред. Б.В. Левина, О.Н. Лихачевой. Владивосток: Дальнаука, 2015. Том 2. С. 177–181.
- Шакиров Р.Б.* Особенности химического и изотопного состава углеводородных газов вулканов Менделеева и Головнина (о. Кунашир) // Геохимия. 2014. № 1. С. 1–14.
- Шакиров Р.Б., Зыонг Куок Хын, Ле Дык Ань, Сырбу Н.С., Обжиров А.И., Буи Ван Нам, Нгуен Ван Диеп, Хон Донг, Борзова О.В., Окулов А.К.* Особенности распределения аномальных газогеохимических полей рифта Красной реки (Тонкинский залив, Южно-Китайское море) // Доклады Академии наук. 2019. В печати.
- Шакиров Р.Б., Обжиров А.И.* Западно-Тихоокеанский газогидратоносный пояс // Теоретические и практические аспекты исследований природных и искусственных газовых гидратов. Материалы Всерос. науч.-практ. конф. Якутск, 24–28 августа 2011 г. Ин-т проблем нефти и газа СО РАН. С. 191–200.
- Шакиров Р.Б., Обжиров А.И.* Морфотектонический контроль потоков метана в Охотском море // Подводные исследования и робототехника. 2009. № 1(7). С. 31–39.
- Шакиров Р.Б., Обжиров А.И., Мельниченко Ю.И.* Газопроявления, аномальные газогеохимические поля и их связь с сейсмоструктурной морей Дальневосточного региона // Физика геосфер. Материалы докладов IX Всероссийского симпозиума, Владивосток, 31 августа – 4 сентября 2015 г. С. 468–474.
- Шакиров Р.Б., Обжиров А.И., Саломатин А.С., Макаров М.М.* Новые данные о линейamentном контроле современных очагов метановой дегазации морей Восточной Азии // ДАН. 2017. № 3. С. 331–334.
- Шакиров Р.Б., Сорочинская А.В., Обжиров А.И.* Газогеохимические аномалии в осадках Восточно-Сибирского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. Вып. 21. № 1. С. 231–243.
- Шакиров Р.Б., Сырбу Н.С.* Природные источники метана и углекислого газа на о. Сахалин и их вклад

- в формирование эколого-газгеохимических зон // Геоэкология. 2012. № 4. С. 344–353.
- Шакиров Р.Б., Сырбу Н.С., Обжиров А.И.* Изотопно-газгеохимические особенности распределения метана и углекислого газа на о. Сахалин и прилегающем шельфе Охотского моря // Вестник КРАУНЦ. 2012. Вып. 2. № 20. С. 100–113.
- Шакиров Р.Б., Сырбу Н.С., Обжиров А.И.* Особенности распределения гелия и водорода на юго-восточном и юго-западном склоне о. Сахалин (по результатам 59 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев», 2012 г.) // Литология и полезные ископаемые. № 1. 2016. С. 1–14.
- Шакиров Р.Б., Якуц А.В., Мишукова Г.И., Обжиров А.И., Югай И.Г., Лан Н.Х., Кыонг Д.Х.* О потоке метана в атмосферу в Южно-Китайском Море // Доклады академии наук. 2019. В печати.
- Шакирова М.В., Шакиров Р.Б., Обжиров А.И.* К дискуссии о закономерностях формирования скоплений газогидратов в морях Восточной Азии // Материалы региональной научной конференции, посвященной столетию со дня рождения И.И. Берсенева. 16 сентября 2016 г. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, Приморское отделение РГО. С. 84–88.
- Шварцев С.Л., Рыженко Б.Н., Кирюхин В.А., Швец В.М., Чудаев О.В.* В.И. Вернадский и основные направления развития современной гидрогеохимии // Гидрогеохимия. 2006. № 6. С. 672–688.
- Штилов Э.В., Сенин Б.В., Юнов А.Ю.* Осадочный чехол и фундамент Чукотского моря по сейсмическим данным // Геотектоника. 1989. № 5. С. 99–109.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Соотношения изотопов углерода в стратосфере и биосфере: четыре сценария // Биосфера. 2010. № 5. С. 231–247. <http://biosphere21century.ru/>
- Юнга С.Л., Рогожин Е.А.* Сейсмичность, механизмы очагов землетрясений и сейсмотектонические деформации в пределах активных блоков литосферы // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Ред. А.Ф. Грачев. М., 2000. С. 412–417.
- Юркова Б.И., Воронин Б.И.* Абиогенные источники углеводородных флюидов для формирования залежей нефти и газогидратов в Охотском море // Материалы XVIII Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии, Москва, 16–20 ноября 2009 г. № 2. С. 120–122. http://rogov.zwz.ru/Marine%20geology%202009_t_2.pdf
- Юрочко А.И., Кузнецова Л.В.* Первичные коллекторы нефти, их особенности и схема классификации // Тихоокеан. геология. 1984. № 1. С. 79–84.
- Якубов А.А., Григорьянц Б.В., Алиев А.А и др.* Грязево вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазоносностью. Саку: Элм, 1980. 165 с.
- Якушев В.С., Перлова Е.В., Махонина Н.А., Чувилин Е.М., Козлова Е.В.* Газовые гидраты в отложениях материков и островов // Российский химический журнал. 2003. Т. XLVII. № 3. С. 80–90.
- Яницкий И.Н.* Гелиевая съемка. М.: Недра, 1979. 92 с.
- Abrajano T.A., Sturchio N.C., Bohlke J.K., Lyon G.L., Poreda R.J., Stevens C.M.* Methane-hydrogen gas seeps, Zambales Ophiolite, Philippines: Deep or shallow origin? // Chemical Geology. 1988. Vol. 71. P. 211–222.
- Abrams M.* Geophysical and geochemical evidence for subsurface hydrocarbon leakage in the Bering Sea, Alaska // Marine and Petrol. Geology. 1992. Vol. 9. № 2. P. 208–221.
- Abrams M.A.* Significance of hydrocarbon seepage relative to petroleum generation and entrapment // Marine and petroleum geology. 2005. № 22. P. 457–477.
- Aitken C.M., Jones D.M., Larter S.L.* Anaerobic hydrocarbon degradation in deep subsurface reservoirs // Nature. 2004. Vol. 431. P. 291–294.
- Allen D.E., Seyfried W.E.* Compositional controls on vent fluids from ultramafic-hosted hydrothermal systems at mid-ocean ridges: An experimental study at 400°C, 500 bars // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2003. Vol. 67. P. 1531–1542.
- Aloisi G., Bouloubassi I., Heijs S.K., Pancost R.D., Pierre C., Sinninghe Damsté J.S., Gottschal Jan C., Forney L.J., Rouchy J.-M.* CH₄-consuming microorganisms and the formation of carbonate crusts at cold seeps // Earth and Planetary Science Letters. 2002. Vol. 203 (1). P. 195–203.
- Altis S.* Tectonic stress state in NE Japan as part of the Okhotsk plate // Tectonophysics. Vol. 339. 2001. P. 311–329.
- Anh L.D., Trung N.N., Phach Ph.V., Hung D.Q., Thanh N.T., Diep N.V., Nam B.V., Shakirov R., Obzhirov A., Iugai I., Mal'tseva E., Telegin I., Syrбу N.* Characteristics of helium, methane and hydrogen distribution and their relationship with fault systems in the north of the gulf of Tonkin // Journal of Marine Science and Technology. Vietnam Academy of Sciences and Technology (VAST). № 4. 2014. P. 78–88. DOI: 10.15625/1859-3097/14/4A/6034
- Anh L.D., Trung N.N., Phach Ph.V., Hung D.Q., Thanh N.T., Diep N.V., Nam B.V., Shakirov R., Obzhirov A., Iugai I., Mal'tseva E., Telegin I., Syrбу N.* Characteristics of helium, methane and hydrogen distribution and their relationship with fault systems in the north of the gulf of Tonkin. Journal of Marine Science and Technology. Vietnam Academy of Sciences and Technology (VAST). 2014. № 4. 2015. P. 78–88. DOI: 10.15625/1859-3097/14/4A/6034
- Aoyagi K., Kazama T.* Transformational changes of clay minerals, zeolites and silica minerals during diagenesis // Sedimentology. 1980. Vol. 27. Iss. 2. Pp. 179–188.
- Azuma R., Hino R., Ito Y., Mochizuki K., Uehira K., Murai Y., Sato T., Takunami T., Shinohara M., Kanazawa T.* Effect of heterogeneous seismic structure of frontal prism on coseismic megathrust slip distribution in trench axial zone, Japan Trench and other subduction zones // 8th Biennial Workshop on Japan–Kamchatka–Alaska Subduction Processes: Finding clues for science and disaster mitigation from international collaboration. Hokkaido University, Sapporo, Japan. 2014. <http://hkdrcep.sci.hokudai.ac.jp/map/jkasp2014/>
- Bange H.W., Bartell U.H., Rapsomanikis S., Andrae O.* Methane in the Baltic and the North Seas and reassessment of marine emissions of methane // Global Biogeochem. Cycles. 1994. Vol. 8. P. 465–480.

- Bange H.W., Ramesh R., Rapsomanikis S. et al.* Methane in surface waters of the Arabian Sea // *Geophysical Research Letters*. 1998. Vol. 25. P. 3547–3550.
- Baranov B., Karp B., Karnaukh V.* Western Okhotsk Sea: multifarious tectonic structure // *Geomar Report 105 SERENADE. RV Professor Gagarinsky, Cruise 32.* Kiel, 2002a. P. 32–40.
- Baranov B.V., Dozorova K., Karp B.* Tectonics of the Okhotsk Sea: extension vs compression // *KOMEX Cruise Report V. RV Professor Gagarinsky, Cruise 26. GEOMAR Report 88.* Kiel, 2000. P. 67–80.
- Baranov B.V., Karp B.Ya., Wong H.K.* Areas of gas seepage // *KOMEX Cruise Report I RV Professor Gagarinsky, Cruise 22. GEOMAR Report 82 INESSA.* Kiel, 1999. P. 45–52.
- Baranov B.V., Werner R., Hoernle K.A., Tsoy I.B. et al.* Evidence for compressionally induced high subsidence rates in the Kurile Basin (Okhotsk Sea) // *Tectonophysics*. 2002b. Vol. 350. P. 63–97.
- Baraza J., Ercilla G., Nelson C.H.* Potential geologic hazards on the eastern Gulf of Cadiz slope (SW Spain) // *Marine Geology*. 1999. Vol. 155. P. 191–215.
- Barth G.A., Scholl D.W., Childs J.R.* Bering Sea Velocity-Amplitude Anomalies: Exploring the Distribution of Natural Gas and Gas-Hydrate Indicators // *AAPG Special Volumes, AAPG Memoir 89: Natural Gas Hydrates, Energy Resource Potential and Associated Geologic Hazards 2009.* P. 324–349.
- Berndt M.E., Allen D.E., Seyfried W.E.* Reduction of CO₂ during serpentinization of olivine at 300°C and 500 bar // *Geology*. 1996. Vol. 24. P. 351–354.
- Berner U., Faber E.* Light hydrocarbons in sediments of the Nankai accretionary prism (Leg 131, Site 808) // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1993. Vol. 131. P. 185–195.
- Blair N.* The δ¹³C of biogenic methane in marine sediments: the influence of Corg. deposition rate // *Chemical Geology*. 1998. Vol. 152. P. 139–150.
- Blunier T., Chappellaz J., Schwander J., Dallenbach A., Stauffer B., Stocker T.F., Raynaud D., Jouzel J., Clausen H.B., Hammer C.U., Johnsen S.J.* Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period // *Nature*. 1998. Vol. 394. P. 739–743.
- Bohrmann G., Chin C., Petersen S. et al.* Hydrothermal activity at Hook Ridge in the Central Bransfield Basin, Antarctica // *Geo-Marine Letters*. 1998. N 18. P. 277–284.
- Brias A., Leloup P.H., Tapponnier P. et al.* Dating the seafloor in the East Vietnam Sea through IODP expedition 349 and implications for its spreading history // *International Symposium Geodynamics and geohazards in Vietnam and neighboring regions. Hanoi. VAST-NAFOSTED.* 2016. P. 7–8.
- Buffett B.A., Zatsepina O.Y.* Methastability of GasHydrate // *Geoph. Research Letters*. 1999. Vol. 26. № 19. P. 2981–2984.
- Byong-Jae Ryu, Timothy S. Collett, Michael Riedel, Gil Young Kim, Jong-Hwa Chun, Jang-Jun Bahk, Joo Yong Leea, Ji-Hoon Kim, Dong-Geun Yoo.* Scientific results of the Second Gas Hydrate Drilling Expedition in the Ulleung Basin (UBGH2) // *Marine and Petroleum Geology*. 2013. Vol. 47. P. 1–20.
- Callender W.R., Powell E.N.* Why did ancient chemo-synthetic seep and vent assemblages occur in shallower water than they today? // *Int. J. Earth Sciences*. 1999. Vol. 88. P. 377–391.
- Cave R., German C., Thomson J., Nesbitt R.* Fluxes to sediments underlying the Rainbow hydrothermal plume at 36°14'N on the Mid-Atlantic Ridge // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2002. Vol. 66. № 11. P. 1905–1923.
- Charlou J.L., Donval J.P., Fouquet Y., Jean-Baptiste P., Holm N.* Geochemistry of high H₂ and CH₄ vent fluids issuing from ultramafic rocks at the Rainbow hydrothermal field (36°14'N, MAR) // *Chemical Geology*. 2002. Vol. 191. P. 345–359.
- Cheney E.S., Jensen M.L.* Stable isotope geology of the Gas Hills: Wyoming, uranium district // *Econ. geology*. V. 61. № 1. P. 44–71.
- Chi Wu-Cheng, Reed D.L., Tsai Chin-Chin.* Gas Hydrate Stability Zone in Offshore Southern Taiwan // *Terr. Atmos. Ocean Sci*. 2006. Vol. 17. № 4. P. 829–843.
- Chigira M., Tanaka K.* Structural features and the history of mud volcanoes in southern Hokkaido, northern Japan // *J. of geological society Japan*. 1997. Vol. 103, № 8. P. 781–791.
- Chuang P.C., Yang F.T., Lee H.F., Lan T.F., Hong W.L., Lin S., Sun C.H., Chen J.C., Wang Y., Chung S.H.* Estimation of methane flux offshore SW Taiwan and the influence of tectonics on gashydrate accumulation // *Geofluids*. 2010. № 10. P. 497–510. doi: 10.1111/j.1468-8123.2010.003
- Chun J.-Hwa, Ryu Byong-Jae, Lee Sung-Rock.* Korea Gas Hydrate R&D Program // *Abstracts of the PETRAD-CCOP-PETROVIETNAM-VASI Workshop on Gashydrates, 1–3 March 2011. HaLong, Viet Nam, 2011.* P. 21.
- Chung Y.S., Tans P.* Results of 7-year monitoring of greenhouse gases at Tae-ahn Peninsula. Korea // *International symposium on atmospheric chemistry and future global environment. Extended abstracts, Nagoya, Japan, 11–13 November 1997. Nagoya, 1997.* P. 196–199.
- Cicerone R.J., Oremland R.* Biogeochemical aspects of atmospheric methane // *Global Biogeochem. Cycles*. 1988. Vol. 2. P. 299–327.
- Clark I.D., Fritz P.* *Environmental Isotopes in Hydrogeology.* Amsterdam: Elsevier: CRC Press, 1997. 352 p.
- Collet T.S.* *International Gas Hydrate Research / U.S. Geological Survey.* 2014. 79 p. Электр. ресурс: <http://energy.usgs.gov>
- Conrad R., Seiler W.* Methane and hydrogen in seawater (Atlantic Ocean) // *Deep-Sea Res.* 1988. Pt A. Vol. 35. P. 1903–1917.
- Cramer B., Poelchau H., Gerling P., Lopatin N., Litke R.* Methane released from groundwater: the source of natural gas accumulations in northern West Siberia // *Marine and Petroleum Geology*. 1999. Vol. 16. P. 225–244.
- Cruise Report 88: KOMEX V and KOMEX VI, R/V Professor Gagarinsky cruise 26 and M/V Marshal Gelovany cruise 1 / eds N. Biebow, T. Ludmann, B. Karp, R. Kulinich.* Kiel, 2000. 296 p.

- Cruise Report: CHAOS Project. R/V «Akademik M.A. Lavrentyev», Cruise 39, KOPRI, Korea, 2007. 133 c.
- Cruise Report: CHAOS Project. R/V «Akademik M.A. Lavrentyev», Cruise 31 and 32, VNIIOkeangeologia, St. Petersburg, 2005. 164 p.
- Cruise Report: CHAOS Project. R/V «Akademik M.A. Lavrentyev», Cruise 36, Vladivostok-St. Petersburg, 2006. 127 p.
- Cruise Reports I & II RV Professor Gagarinsky, Cruise 22, RV Akademik M.A. Lavrentyev, Cruise 28 / eds N. Biebow, E. Huetten. GEOMAR Report 82 INESSA. Kiel, 1999. 188 p.
- Dafner E., Obzhairov A., Vereshchagina O.* Distribution of methane in waters of the Okhotsk and western Bering Seas, and the area of the Kuril Island // *Hydrobiologia*. 1998. Vol. 362. P. 93–101.
- Dai J., Gong D., Ni Yu., Huang Sh., Wu W.* Stable carbon isotopes of coal-derived gases sourced from the Mesozoic coal measures in China // *Organic Geochemistry*. 2014. Vol. 74. P. 123–142.
- Dai J., Zou C., Li J., Ni Yu., Hu G., Zhang X., Liu Q., Yang C., Hu A.* Carbon isotopes of Middle–Lower Jurassic coal-derived alkane gases from the major basins of northwestern China // *International J. of Coal Geology*. 2009. Vol. 80. P. 124–134.
- Di P., Feng D., Chen D.* Temporal variation in natural gas seep rate and influence factors in the Lingtuo promontory seep field of the northern South China Sea // *Terr. Atmos. Ocean Sci.* 2014. Vol. 25. № 5. P. 665–672.
- Dickens G.R.* Modeling the global carbon cycle with a gashydrate capacitor: significance for the latest Paleocene thermal maximum // *Natural Gas Hydrates: Occurrence, Distribution, and Dynamics* / eds C.K. Paull., W.P. Dillon. Vol. 124. American Geophysical Union. 2002. P. 19–38.
- Digital geologic map of East and South-East Asia. 1:2000000. Second edition. Geological survey of Japan, AIST. 2004. CDROM.
- Dlugokencky E.J., Walter B.P., Masarie K.A., Lang P.M., Kasischke E.S.* Measurements of an anomalous global methane increase during 1998 // *Geophys. Research Letters*. 2001. Vol. 28. № 3. P. 499–502.
- Duc Luong Le, Shinjo R., Hoang N., Shakirov R.B., Syrbu N.* Spatial variations in dissolved rare earth element concentrations in the East-China Sea water column. *Marine Chemistry*. Vol. 205. 2018. P. 1–15.
- Duc N.Th.* Abiotic and biotic methane dynamics in relation to the origin of life. Stockholm 2012. Department of Geological Sciences, Stockholm University, SE-106 91 Stockholm, Sweden: A Dissertation for the degree of Doctor of Philosophy in Natural Science. 50 p.
- Duddridge G.A., Grainger P.* Temporal variation in soil gas composition in relation to seismicity in south-west England // *Geoscience in south-west England*. 1998. Vol. 9. P. 224–230.
- Edwards M.H., Kurras G.J., Tolstiy M., Bohnenstiehl, Coakley B.J., Cochran J.R.* Evidence of recent volcanic activity on the ultraslow-spreading Gakkell ridge // *Nature*. 2001. Vol. 409. P. 808–812.
- Ehhalt D.H.* The atmospheric cycle of methane // *Tellus*. 1974. Vol. 26. P. 58–70.
- Elverta M., Suess E., Greinert J., Whiticar M.J.* Archaea mediating anaerobic methane oxidation in deep-sea sediments at cold seeps of the eastern Aleutian subduction zone // *Organic Geochemistry*. 2000. Vol. 31, № 11. P. 1175–1187.
- Emerson S.R., Hedges J.I.* *Chemical Oceanography and the Marine Carbon Cycle*. – N.Y.: Cambridge University Press, 2008. 475 p.
- Etheridge D.M., Steele L.P., Francey R.J., Langenfelds R.L.* Atmospheric methane between 1000 A.D. and present: Evidence of anthropogenic emission and climatic variability // *Geophys. Res.* 1998. Vol. 103, № D13. P. 15979–15993.
- Etiopie G.* Methane emission from the mud volcanoes of Sicily (Italy) // *Geophysical Research Letters*. 2002. Vol. 29, № 8. doi: 10/1029-2001. P. 56-1–56-2.
- Etiopie G., Italiano F., Fuda L., Favali P. et al.* Deep Submarine Gas Vents in the Aeolian Offshore // *Physics and Chemistry of the Earth, Pt B: Hydrology, Oceans & Atmosphere*. 2000. Vol. 25 (1). P. 25–28.
- Etiopie G., Nakada R., Tanaka K., Tanaka K., Yoshida N.* Gas seepage from Tokamachi mud volcanoes, onshore Niigata Basin (Japan): Origin, post-genetic alterations and CH₄–CO₂ fluxes. *Applied Geochemistry*. 2011. Vol. 3, iss. 26. P. 348–359. doi: 10.1016/j.apgeochem.2010.12.00810.1016/j.apgeochem.2010.12.008
- Fadeev V.I.* Benthos studies in feeding grounds of Western Gray Whales off the northeast coast of Sakhalin island (Russia), 2004–2008. 2009 // *International Whaling Commission, 61st Annual Meeting, Funchal, Madeira, Portugal 2009*. P. 9.
- Fehn U., Snyder G., Egeberg P.K.* Dating of pore waters with (129)I: relevance for the origin of marine gas hydrates // *Science*. 2000. Vol. 289. № 5488. P. 2332–2335.
- Fehn U., Snyder G.T., Matsumoto R., Muramatsu Y., Tomaru H.* Iodine dating of pore waters associated with gas hydrates in the Nankai Area, Japan // *Geology*. 2003. Vol. 31. P. 521–524.
- Field M.E., Jennings A.E.* Seafloor gas seeps triggered by a northern California earthquake // *Mar. Geol.* 1987. Vol. 77. № 1. P. 39–51.
- Fischer T.P., Roggensack K., Kyle P.* Open and almost shut case for explosive eruptions: vent processes determined by SO₂ emission rates at Karymsky Volcano, Kamchatka // *Geology*. 2002. Vol. 30. P. 1059–1062.
- Frankenberg C., Meirink J.F., Bergamaschi P. et al.* Satellite cartography of atmospheric methane from SCIAMACHY on board ENVISAT: Analysis of the years 2003 and 2004, *J. Geophys. Res.*, 111, D07303, doi:10.1029/2005JD006235, 2006.
- Freire F., Matsumoto R., Santos A.L.* Structural-stratigraphic control on the Umitaka Spur gas hydrates of Joetsu Basin in the eastern margin of Japan Sea // *Marine and Petroleum Geology*. 2011. Vol. 28. P. 1967–1978.
- Fu X., Wang J., Tan F., Feng X., Wang D., Chen W.* Gashydrate formation and accumulation potential in the Qiangtang basin, northern Tibet, China. *Abstracts* // 8-th

International Conference on Gas Hydrates (ICGH8). China National Convention Center, Beijing, China, 28 July – 1 August, 2014. P. 159. doi: 10.13140/2.1.5013.4725.

Fyhn M.B.W., Phach P.V. Late Neogene structural inversion around the northern Gulf of Tonkin, Vietnam: Effects from right-lateral displacement across the Red River fault zone // *Tectonics*. 2015. Vol. 33. P. 290–312.

Gamo T., Tsunogai U., Hirota A., Nakayama N., Kang D.-J., Kim K.-R. First measurements of methane and its carbon isotope ratio in the Japan Sea (East Sea) // *Marine Chemistry*. 2012. Vol. 128/129. P. 92–99.

Gardner J.M., Shor A.N., Jung W.Y. Acoustic imagery evidence for methane hydrates in the Ulleung Basin // *Marine geophysical researches*. 1998. Vol. 20. P. 495–503.

Gas Hydrate System of the Eastern Sakhalin Slope: Geophysical approach. Scientific Report of the Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2007 / ed. B.V. Baranov, Y.K. Jin, H. Shoji, A. Obzhirov, K.A. Dozorova, A. Salomatin, V. Gladyshev, Korea Polar Research Institute (KOPRI). Incheon. 2008. 116 p.

Gas hydrates // *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific results. Sites 679–688. Peru Continental Margin* / ed. by W.E. Dean et al. 1986. Vol. 112. P. 523–526.

Geological investigations in the northern margin of the Okinawa Trough and western margin of Japan Sea. Tokyo: Geol. Survey of Japan, 1978. № 10. 80 p.

Geology and Earth resources of Viet Nam / ed. N.K. Son // *MONRE. General department of geology and minerals of Viet Nam. Hanoi: Publishing House for science and technology*. 2011. 645 p.

Geology of the China Seas / Wang P., Li Q., Li C.-F., ed. R. Stein // *Developments in marine geology. Serie 6*. Amsterdam: Elsevier, 2014. 667 p.

Geomar Report. RV Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 27: cruise report GREGORY, German Russian Expedition for Geological/Geophysical Okhotsk Sea Research, Vladivostok – Pusan – Okhotsk Sea – Pusan – Vladivostok, September 7 – October 12, 1995 // *Nurnberg D., Baranov B.V., Karp B.Y. (eds.)*. Kiel: Geomar, 1996. P. 152.

Ginsburg G.D., Milkov A.V., Soloviev V.A. et al. Gas hydrate accumulation at the Haakon Mosby Mud Volcano // *Geo-Marine Letters*. 1999. № 19. P. 57–67.

Gnibidenko H.S. The rift system of Okhotsk Sea // *Proceeding of the first international Conference on Asian Marine Geology*. Beijing, 1990. P. 73–81.

Goldberg E.D. Marine geochemistry 1. Chemical scavengers of the sea // *J. of Geology*. 1954. Vol. 62. № 3. P. 249–265.

Hachikubo A., Yanagawa K., Tomaru H., Lu H., Matsumoto R. Molecular and Isotopic Composition of Volatiles in Gas Hydrates and in Sediment from the Joetsu Basin, Eastern Margin of the Japan Sea // *Energies*. 2015. Vol. 8, № 6. P. 4647–4666. DOI:10.3390/en8064647

Hachikubo A., Krylov A., Sakagami H. et al. Isotopic composition of gas hydrates in subsurface sediments from offshore Sakhalin Island, Sea of Okhotsk // *Geo-Mar. Lett.* 2010. Vol. 30. P. 313–319. doi: 10.1007/s00367-009-0178-y

Hachikubo A., Tatsumi K., Sakagami H. et al. Molecular and isotopic compositions of hydrate-bound hydrocarbons in subsurface sediments from offshore Sakhalin Island, Sea of Okhotsk // *Proceedings of the 7th International Conference on Gas Hydrates (ICGH 2011)*, Edinburgh, Scotland, United Kingdom, July 17–21, 2011. Edinburgh, 2011. <http://www.researchgate.net/publication/259493672>

Hagen R.A., Vogt P.R. Seasonal variability of shallow biogenic gas in Chesapeake Bay // *Marine Geology*. 1999. Vol. 158. P. 75–88.

Han X.Q., Yang K.H., Huang Y.Y. Origin and nature of cold seep in northeastern Dongsha area, South China Sea: Evidence from chimney-like seep carbonates // *Chin. Sci. Bull.* 2013. Vol. 58. P. 3689–3697.

Han X.Q., Suess E., Huang Y.Y. et al. Jiulong methane reef: microbial mediation of seep carbonates in the South China Sea // *Mar Geol.* 2008. Vol. 249 (3–4). P. 243–256.

Hayes J.M. Fractionation et al.: An introduction to isotopic measurement and terminology // *Spectra*. 1982. Vol. 8. № 4. P. 3–8.

Heggland R. Gas seepage is an indicator of deeper prospective reservoirs. A study based on exploration 3D seismic data // *Marine and petroleum geology*. 1998. Vol. 15. P. 1–9.

Horita J. Carbon isotope exchange in the system CO₂-CH₄ at elevated temperatures // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2001. Vol. 65. P. 1907–1919.

Houghton J.T., Meira Filho L.G., Bruce J. et al. 1994: Radiative Forcing of Climate Change and an Evaluation of the IPCC IS92 Emissions Scenarios // *Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press, 1995. P. 86.

Hovland M. Are the commercial deposits of methane hydrates in ocean sediments? // *Methane hydrates: resources in the near future? / JNOC-TRC*. Japan, 1998. P. 17–21.

Hovland M., Croker P.F., Martin M. Fault – associated seabed mounds (carbonate knolls?) off western Ireland and north-west Australia // *Marine and Petroleum Geology*. 1994. Vol. 11. № 2. P. 232–246.

IEO2010 Reference case. Chapter 3. Natural Gas. USA Energy information administration. 2010. 60 p.

Ingle J.C. Subsidence of the Japan Sea: stratigraphic evidence from ODP sites and onshore sections / ed. K. Tamaki et al. // *Proc. ODP, Sci. Results*. Vol. 127/128. Pt 2. College Station, TX (Ocean Drilling TAMU). 1992. P. 1197–1218.

Ingle J.C., Karig D.E., Bouma A.H. et al. Site Reports // *Init. Repts. DSDP*. 1975. Vol. 31. P. 351–439.

Ingle J.C., Suyehiro K., von Breymann M.T. et al. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports // Introduction, background, and principal results of Leg 128 of the Ocean Drilling Program, Japan Sea*. 1990. Vol. 128. P. 1–34.

Ishibashi J., Sano Y., Wakita H., Gamo T., Tsutsumi M., Sakai H. Helium and carbon geochemistry of hydrothermal fluids from the Mid-Okinawa Trough Back Arc Basin, southwest of Japan. *Chem Geol* 123: 1-15. 1995. *Chemical Geology*. 123(1):1-15. DOI: 10.1016/0009-2541(95)00051-M.

Janecky D.R., Seyfried Jr.W.E. Hydrothermal serpentinization of peridotite within the oceanic crust: Ex-

perimental investigations of mineralogy and major element chemistry // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1986. Vol. 50. P. 1357–1378.

Jeffrey A.W.A. *et al.* Geochemistry of Los Angeles Basin Oil and Gas Systems / ed. Biddle K.T. // *Active Margin Basins*, Amer. Assoc. Petr. Geologists, Memoir 52. 1991. P. 197–219.

Jeong In Soon, Cho Jang-Cheon, Bahk Jang-Jun *et al.* Vertical profile of bacterial community in the sediment of Ulleung Basin: implication of the presence of methane-driven community // *Microorganisms in Industry and Environment*. 2010. P. 219–226.

Jiang Guo-Jang, Angelier Jacques, Lee Jian-Cheng, Chu Hao-Tsu, Hu Jyr-Ching, Mu Chung-Hsiang. Faulting and Mud Volcano Eruptions Inside of the Coastal Range During the 2003 Mw = 6.8 Chengkung Earthquake in Eastern Taiwan // *Terr. Atmos. Ocean Sci.* 2011. Vol. 22. № 5. P. 463–473. doi: 10.3319/TAO.2011.04.22.01(TT)

Jianming G., Jianwen Ch., Gang L., Xunhua Zh., Jipeng Li, Fulin H. Hydrocarbon test in lower-layer atmosphere to predict deep-sea petroleum or hydrate in the Okinawa Trough: an example // *Acta Oceanol. Sinica*. 2003. Vol. 22. № 4. P. 569–576.

Jin Y.K. and onboard ship scientific party. ARA07C Cruise report: 2016 Korea-Russia-Germany East-Siberian Sea arc Project and Korea Polar Research Institute. 108 p. 2017.

Jolivet L., Cadet J. Mouvements décrochans, structuration et limite de plaques dans l'île d'Hokkaido (Japan sepfefrional) // *Ann. Soc. Geol. Nord*. 1983. V. 103. P. 345–352.

Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. Japan Sea, opening history and mechanism: a synthesis // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. P. 22237–22259.

Judd A., Hovland M. Seabed fluid flow. The impact on Geology, Biology and the Marine Environment. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 475 p.

Judd A.G., Hovland M., Dimitrov L.I., Gil S.G., Jukes V. The geological methane budget at continental margins and its influence on climate change // *Geofluids*. 2002. Vol. 2. № 2. P. 111–129.

Kang D-H, Yoo D.G., Bahk J.J. *et al.* The occurrence patterns of gas hydrate in the Ulleung Basin, East Sea // *J. Geol. Soc. Korea*. 2009. Vol. 45, № 2. P. 143–155. (in Korean with English abstract)

Karig D.E., Ingle J.C.Jr. *et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 31. – U. S. Government Printing Office, Washington D.C., 1975. 927 p.

Kawagucci S., Shirai K., Lan T.F., Takahata N., Tsunogai U., Sano Y., Gamo T. Gas geochemical characteristics of hydrothermal plumes at the HAKUREI and JADE vent sites, the Izena cauldron, Okinawa Trough // *Geochemical J.* 2010. Vol. 44. P. 507–618.

Kelley D.S., Karson J.A., Blackman D.K., Fruh-Green G.L., Butterfield D.A., Lilley M.D., Olson E.J., Schrenk M.O., Roe K.K., Lebon G.T., Rivizzigno P. An off-axis hydrothermal vent field near the Mid-Atlantic Ridge at 30° N // *Nature*. 2001. Vol. 412. P. 145–149.

Kelley D.S., Karson J.A., Fruh-Green G.L., Yoerger D.R., Shank T.M., Butterfield D.A., Hayes J.M., Schrenk M.O.,

Olson E.J., Proskurowski G., Jakuba M., Bradley A., Larson B., Ludwig K., Glickson D., Buckman K., Bradley A.S., Brazelton W.J., Roe K., Elend M.J., Delacour A.I., Bernasconi S.M., Lilley M.D., Baross J.A., Summons R.E., Sylva S.P. A Serpentine-Hosted Ecosystem: The Lost City Hydrothermal Field // *Science*. 2005. Vol. 307. P. 1428–1434.

Kida M., Jin. Y., Watanabe M., Konno Y., Yoneda J., Egawa K., Ito T., Nakatsuka Y., Suzuki K., Nagao J. Characteristics of hydrate-bound gases from the Eastern Nankai Trough. American Geophysical Union, Fall Meeting 2013, abstr. N OS21A-1605. – <http://adsabs.harvard.edu/abs/2013AGUFMOS21A1605K>

Kiyosu Y., Asada N. Light hydrocarbons in volcanic gases from Japanese island Arc // *Geochemical J.* 1995. Vol. 29. P. 231–242.

Klauda J.B. Gas Hydrates: Natural Energy Source and Storage for CO₂ and Hydrogen. University of Maryland. 2011. <http://terpconnect.umd.edu/~jbklauda/research/projects.html>.

Kopf A., Delisle G., Faber E. *et al.* Longterm in situ monitoring at Dashgil mud volcano, Azerbaijan: a link between seismicity, porepressure transients and methane emission // *International J. of Earth Sciences*. 2010. Vol. 99. Supplement 1. P. 227–240.

Kopf A.J. Significance of mud volcanism // *Rev. Geophys.* 2002. Vol. 40 (2). doi: 10.1029/2000RG000093. P. 2-1 – 2-52.

Krylov A., Logvina E., Hachikubo A. *et al.* Authigenic carbonates related to gas seepage structures in the sea of Okhotsk (NE Offshore Sakhalin): Results from the CHAOS project. Conference: 6th International Conference on Gas Hydrates, At Vancouver, Canada. 2011. – https://www.researchgate.net/publication/259500630_Authigenic_carbonates_related_to_gas_seepage_structures_in_the_sea_of_Okhotsk_%28NE_Offshore_Sakhalin%29_Results_from_the_CHAOS_project

Kulm L.D., Suess E., Moore J.C. *et al.* Oregon subduction zone: Venting, fauna and carbonates // *Science*. 1986. Vol. 231. P. 561–566.

Kvenvolden K.A. A primer on the geological occurrence of gas hydrate // *Gas Hydrates: Relevance to World Margin stability and Climate Change* / eds J.P. Henriot, J. Mienert. L.: Geological Society, 1998. P. 9–30.

Kvenvolden K.A. Methane hydrate – a major reservoir of carbon in the shallow geosphere // *Chem. Geol.* 1988. Vol. 71. P. 41–51.

Kvenvolden K.A., Kastner M. Gas hydrates of the Peruvian outer continental margin // *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific results. Sites 679–688. Peru Continental Margin* / ed. by W.E. Dean *et al.* 1986. Vol. 112. P. 517–526.

Lammers S., Suess E., Mansurov M.N., Anikiev V.V. Variations of atmospheric methane supply from the Sea of Okhotsk induced by seasonal ice cover // *Global biogeochemical cycle*. 1995. Vol. 9, № 3. P. 351–358.

Lee S.H., Chough S.K. Distribution and origin of shallow gas in deep-sea sediments of the Ulleung Basin, East Sea (Sea of Japan) // *Geo marine Letters*. 2003. Vol. 22. P. 204–209.

- Liu C.S., Huang I.L., Teng L.S.* Structural features off southwestern Taiwan // *Mar. Geol.* 1997. Vol. 137. P. 305–319.
- Long D., Lammers S., Linke P.* Possible hydrate mounds within large sea-floor craters in the Barents Sea // *Gas Hydrates: Relevance to world Margin Stability and Climate Change* / eds J.P. Henriot, J.L. Mienert. 1998. P. 223–237. (*Geol. Soc.*; vol. 137).
- Long D., Lovell M.A., Rees J.G., Rochelle C.A.* Sediment-Hosted Gas Hydrates: New Insights on Natural and Synthetic Systems (*Geological Society Special Publication*) / Geological Society Of London; 319th edition (July 15, 2009). 368 p.
- Lorenson T.D., Kvenvolden K.A., Hostettler F.D.* Hydrocarbon geochemistry of cold seeps in the Monterey Bay // *Marine Geology.* 2002. Vol. 181. P. 285–304.
- Luckge A., Kastner M., Littke R., Cramer B.* Hydrocarbon gas in the Costa Rica subduction zone: primary composition and post-genetic alteration // *Organic Geochemistry.* 2002. № 33. P. 933–943.
- Luedmann T., Baranov B., Karp B.* Geomar Report 105 SERENADE. RV Professor Gagarinsky, Cruise 32. Kiel, 2002a. 42 p.
- Luedmann T., Wong H.K.* Characteristics of gas hydrate occurrences associated with mud diapirism and gas escape structures in the northwestern Sea of Okhotsk // *Marine Geology.* 2003. Vol. 201. P. 269–286.
- Luedmann T., Wong H.K.* Gas hydrates in the Okhotsk Sea - a first quantification of the associated paleomethane anomalies off NE Sakhalin // *Climate drivers of the North: Proc. Kiel, 8–11 May, 2002.* Berlin: Alfred-Wegener-Stiftung. 2002b. P. 69.
- Luff R., Wallmann K.* Fluid flow, methane fluxes, carbonate precipitation and biogeochemical turnover in gas hydrate-bearing sediments at Hydrate Ridge, Cascadia margin: numerical modeling and mass balances // *Geochim et Cosmochim. Acta.* 2003. Vol. 67 (18). P. 3403–3421.
- Martinelli G., Dado A.* Mud volcano monitoring and seismic events // *Mud Volcanoes, Geodynamics and Seismicity: Proc. of the NATO Advanced Research Workshop, Baku, Azerbaijan, 20–22 May, 2003.* Dordrecht: Springer, 2005. P. 187–199.
- Matsumoto R. et al.* Formation and collapse of gas hydrates deposits in high methane flux area of the Joetsu basin, eastern margin of Japan Sea // *Journal of Geography.* 2009. V. 118. P. 43–71.
- Matsumoto R., Hiromatsu M.* Fluid flow and evolution of gas hydrate mounds of Joetsu basin, eastern margin of Japan Sea: constraints from high-resolution geophysical survey by AUV // *Proceedings of the 7th International Conference on Gas Hydrates (ICGH 2011), Edinburgh, Scotland, United Kingdom, July 17–21, 2011.* <http://www.pet.hw.ac.uk/icgh7/papers/icgh2011Final00468.pdf>
- Matsumoto R., Okuda H., Aoki Y.* Methane Hydrate. Tokyo: Nikkei Science Press, 1994. 253 pp.
- Matsumoto R., Tanahashi M., Kakuwa Y. et al.* Recovery of thick deposits of massive gas hydrates from gas chimney structures, eastern margin of Japan Sea: Japan Sea shallow gas hydrate Project. 2017. Vol. 17. Iss. 1. Methane hydrate news. Fire in the Ice. <http://www.netl.doe.gov/research/oil-and-gas/methane-hydrates>.
- Matveeva T., Soloviev V., Shoji H., Obzhirov A.* Hydrocarbon 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, VNIIOkeangeologia. St. Petersburg, 2005. 164 p. ISSN: 5-88994-066-X
- Maus S., Barchhausen U., Berkenbosch H. et al.* EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* AGU and the Geochemical Society. An electronic journal of the Earth Sciences. Vol. 10. № 8. 2009. doi:10.1029/2009GC002471
- Max M.D.* (ed). Natural gas hydrate in oceanic and permafrost environments. Kluwer Academic Publishers. P.O. Box 332, 3300 AH Dordrecht, the Netherlands. 2000. 410 p.
- Max M.D., Dillon W.P., Nishimura C., Hurdle B.G.* Sea-floor methane blow-out and global firestorm at the K+T boundary // *Geo-Marine Letters.* 1999. Vol. 18. P. 285–291.
- Mazurenko L., Kaulio V., Grineva V., Sigacheva A.* Gas hydrates / 6.1 Results obtained during Leg 1. // Eds. Matveeva T., Soloviev V., Shoji H., Obzhirov A. Hydrocarbon hydrate accumulations in the Okhotsk Sea (CHAOS Project Leg 1 and Leg 2). Report of RV Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 31 and 32. S.-Petersburg: VNIIOkeangeologiya, 2005. P. 47–60.
- McCollom T.M., Bach W.* Thermodynamic constraints on hydrogen generation during serpentinization of ultramafic rocks // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2009. Vol. 73. P. 856–875.
- McCollom T.M., Seewald J.S.* A reassessment of the potential for reduction of dissolved CO₂ to hydrocarbons during serpentinization of olivine // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2001. Vol. 65. P. 3769–3778.
- McCollom T.M., Seewald J.S.* Experimental constraints on the hydrothermal reactivity of organic acids and acid anions: I. Formic acid and formate // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2003. Vol. 67. P. 3625–3644.
- Mienert J., Posewang J.* Evidence of shallow- and deep-water gas hydrate destabilizations in North Atlantic polar continental margin sediments // *Geo-Marine Letters.* 1999. Vol. 19. P. 143–149.
- Milkov A.V.* Molecular and stable isotope compositions of natural gas hydrates: A revised global dataset and basic interpretations in the context of geological settings // *Organic Geochemistry.* 2005. Vol. 5. P. 681–702.
- Milkov A.V.* Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates // *Marine Geology.* 2000. Vol. 167. P. 29–42.
- Milkov A.V., Claypool G.E., Lee Y.-J., Sassen R.* Gas hydrate systems at Hydrate Ridge offshore Oregon inferred from molecular and isotopic properties of hydrate-bound and void gases // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2005. Vol. 69. № 4. P. 1007–1026.
- Miyakawa K., Tokiwa T., Murakami H.* The origin of muddy sand sediments associated with mud volcanism

- in the Horonobe area of northern Hokkaido, Japan // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2013. Vol. 14. № 12. P. 4980–4988. doi: 10.1002/2013GC004924
- Mørk M.B.E., Leith D.A., Fanavoll S.* Origin of carbonate cemented beds on the Naglfar Dome, Vøring Basin, Norwegian Sea // *Mar. Petrol. Geol.* 2001. V. 18. P. 223–234.
- Mozherovsky A.V., Terekhov E.P.* Gas plumes model constructed on an example of the Terpeniya peninsula area (Sakhalin Island shelf) // *Structure, Geodynamics and metallogeny of the Okhotsk Region and adjacent parts of the north-western Pacific Plate*. Abstracts of Intern. Scientific Symposium. Yuzhno-Sakhalinsk, 24–28 September 2002. P. 89–90.
- National Earthquake Information Center(NEIC). http://neic.usgs.gov/neis/bulletin/neic_edau_1.html/Golden,CO.2009.
- Nelson C.H., Thor D.R., Sandstrom M.V., Kvenvolden K.A.* Modern biogenic gas-generated craters (sea-floor ‘pockmarks’) on the Bering Shelf, Alyaska // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1979. Vol. 90 (1). P. 1144–1152.
- Nevinsky I., Nevinsky V., Panyushkin V. et al.* // *Radiation Measurements*. 2001. Vol. 34. P. 349–353.
- Ning Xu, Wu Shiguo, Shi Buqing et al.* Gas hydrate associated with mud diapirs in southern Okinawa Trough // *Marine and Petroleum Geology*. 2009. Vol. 26, iss. 8. P. 1413–1418.
- Nurnberg D., Baranov B., Karp B.* Geomar Report 60, RV Akademik M.A. Lavrentiev Cruise 27, Cruise Report Gregory. Kiel, 1997. 188 p.
- Obzhairov A., Shakirov R., Salyuk A., Suess E., Biebow N., Salomatin A.* Relations between methane venting, geological structure and seismo-tectonics in the Okhotsk Sea // *Geo-Marine Letters*. 2004. Vol. 24. P. 135–139.
- Obzhairov A.I.* Gasgeochemical manifestation of gas-hydrates in the sea of Okhotsk // *Alaska Geology*. 1992. Vol. 21. P. 1–7.
- Ocean Drilling Program. Leg 195. Preliminary Report. Seafloor Observatories and the Kuroshio Current. 2 March–2 May 2001. Site 1200: Serpentine Mud Volcano Geochemical Observatory: Geological Setting. Retrieved 28 July 2010. – http://www-odp.tamu.edu/publications/prelim/195_prel/195toc.html
- Okui A., Kaneko M., Nakanishi S., Monzawa N., Yamamoto H.* An integrated approach to understanding the petroleum system of a Frontier deep-water area, offshore Japan // *Petroleum Geosciences*. 2008. № 14. P. 1–12.
- Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2007, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 43 / Ed. H. Shoji, Y.K. Jin, A. Obzhairov. Kitami, 2008. 39 p. ISBN 978-4-903845-03-6
- Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2011, RV Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 56, New Energy Resources Research Center, Kitami Institute of Technology / Ed. H. Shoji, Y.K. Jin, A. Obzhairov, B. Baranov. Kitami, 2012. 140 p.
- Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2012, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 59, Korea Polar Research Institute / Ed. Y.K. Jin, H. Shoji, A. Obzhairov, B. Baranov. Incheon, 2013. 163 p.
- Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project II, 2013, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 62, New Energy Resources Research Center, Kitami Institute of Technology / ed. H. Shoji, Y.K. Jin, B. Baranov, N.A. Nikolaeva, A. Obzhairov. Kitami, 2014. 111 p.
- Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project II, 2014, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 67, Korea Polar Research Institute / Ed. Y.K. Jin, H. Minami, B. Baranov, A. Obzhairov. Incheon, 2015. 121 p.
- Oremland R.S.* Methanogenic activity in plankton samples and fish intestines: A mechanism for in situ methanogenesis in oceanic surface water // *Limnol. Oceanogr.* 1979. Vol. 24. P. 1136–1141.
- Overview: What are gas hydrates? // Meiji University. Gas hydrate research laboratory. 2009. <http://www.kisc.meiji.ac.jp/~hydrate/english/about/index.html>
- Owens N.J.P., Law C.S., Mantoura R.F.C., Burkill P.H., Llewellyn C.A.* Methane flux to the atmosphere from the Arabian Sea // *Nature*. 1991. Vol. 354. P. 293–296.
- Pecher I.A., Fohrmann M.* Natural Gas Hydrates as an Energy Resource and New Developments in Gas Hydrate Exploration // PETRAD-CCOP-PETROVIETNAM-VASI Workshop on Gashydrates. HaLong, Viet Nam, 2011. P. 26.
- Petford N., Mccaffrey K.J.W.* Hydrocarbons in Crystalline Rocks. Geological Society. London: Special Publ. 214, 2003. 242 p.
- Phuong N.H.* Probabilistic assessment of earthquake hazard in Vietnam based on seismotectonic regionalization // *Tectonophysics*. Vol. 198. 1991. P. 81–93.
- Pollak H.N., Hurter S.J., Johnson J.R.* New global heat flow compilation. Dept. Geol. Sci., University of Michigan. USA, 1991.
- Proceedings of the Ocean Drilling Program // Scientific results. Pt 2. Japan Sea. 1989. Vol. 127/128. P. 1138–1141.
- Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results // 15. Light hydrocarbons in sediments of the Nankai accretionary prism (Leg 131, Site 808). Vol. 131. 1990. P. 185–195.
- Proceedings of the Ocean Drilling Program. Vol. 190. Initial Reports Deformation and Fluid Flow Processes in the Nankai Trough Accretionary Prism. Covering Leg 190 of the cruises of the Drilling Vessel JOIDES Resolution. Sites 1173–1178. College Station TX (Ocean Drilling Program). 2000. doi:10.2973/odp.proc.ir.190.2001
- Proskurowski G., Lilley M.D., Olson E.J.* Stable isotopic evidence in support of active microbial methane cycling in low-temperature diffuse flow vents at 9°50'N East Pacific Rise // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2008. Vol. 72. P. 2005–2023.
- Reeburgh W.S.* Oceanic methane biogeochemistry // *Chem. Rev.* 2007. Vol. 107. P. 486–513.
- Rehder G., Keir R.S., Suess E., Pohlman Th.* The multiple sources and patterns of methane in North Sea waters // *Aquatic Geochemistry*. 1998. Vol. 4. P. 403–427.
- Rehder G., Keir R.S., Suess E., Rhein M.* Methane in the northern Atlantic controlled by microbial oxidation and

atmospheric history // *Geophysical Research Letters*. 1999. Vol. 26, № 5. P. 587–590.

Rehder G., Suess E. Methane and pCO₂ in the Kuroshio and the South China Sea during maximum summer surface temperatures // *Marine Chemistry*. 2001. Vol. 75. P. 89–108.

Sahling H., Galkin S.V., Salyuk A., Greinert J., Foerstel H., Piepenburg D., Suess E. Depth-related structure and ecological significance of cold-seep communities – a case study from the Sea of Okhotsk // *Deep-Sea Research I*. 2003. Vol. 50. P. 1391–1409.

Saito T., Stein O., Tsunogai U. et al. Stable carbon isotope ratios of ethane over the North Pacific: Atmospheric measurements and global chemical transport modeling // *J. Geophys. Res.* 2011. Vol. 116. 2011. D02308. doi: 10.1029/2010JD014602.

Sakai H., Gamo T., Kim E.-S. et al. Venting of Carbon Dioxide-Rich Fluid and Hydrate Formation in Mid-Okinawa Trough Backarc Basin // *Science*. 1990. 1 June. Vol. 248. № 4959. P. 1093–1096. doi: 10.1126/science.248.4959.1093.

Sano Y., Urabe A., Wakita H., Wushiki H. Origin of hydrogen-nitrogen gas seeps, Oman // *Applied Geochemistry*. 1993. Vol. 8. P. 1–8.

Sarano F., Murphy R.C., Houghton B.F., Hedenquist J.W. Preliminary observations of submarine geothermal activity in the vicinity of the White Island Volcano, Taupo volcanic zone, New Zealand // *J. Roy. Soc. N.Z.* 1989. Vol. 19, № 4. P. 449–459.

Sasaki M., Endo N., Ohashi N. et al. Dissociation of Methane Hydrate in the Sea of Okhotsk-Survey of dissolved Methane Concentration in Sea Water and Sea Ice // *The 16-th International Symposium on Okhotsk Sea and Sea ice: Abstracts*. Mombetsu, 2001. P. 191–194.

Sato T., Shinohara M., Karp B.Ya., Kulinich R.G., Isezaki N. P-wave velocity structure in the northern part of the central Japan Basin, Japan Sea with ocean bottom seismometers and airguns // *Earth Planets Space*. 2004. Vol. 56, № 5. P. 501–510.

Sato T., Shinohara M., Suyehiro K. et al. Seismic velocity structure of Kita-Yamato Trough, Japan Sea Revealed by Ocean Bottom Seismometer and Airgun Survey. *Zisin*. 2001. Vol. 53. № 2. P. 337–355.

Savostin L.A., Zonenshain L.P., Baranov B.V. Geology and plate tectonics of the Sea of Okhotsk // eds Hilde T.W.C., Uyeda S. *Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian Region*. Geodynamic Series AGU. 1983. P. 189–222.

Savvichev A., Rusanov I., Crane K. Distribution of Methane in the Water Column and Bottom Sediments of the Bering Strait and Chukchi Sea // 2004. <http://www.arctic.noaa.gov/aro/russian-american/RUSALCA-Principal-Investigators-and-their-Projects.htm>.

Scholl D., Barth G., Childs J., Gibbons H. Bering Sea likely rich in hydrates. *Vol. 12, N 3. Week of January 21, 2007*. Reported by Bailey A. – <http://www.petroleumnews.com/pntruncate/286678373.shtml>

Schubert C.J., Nurnberg D., Scheele N. et al. ¹³C isotope depletion in ikaite crystals: evidence for methane release from the Siberian shelves? // *Geo-Marine Letters*. 1997. N 17. P. 169–174.

Seewald J.S., Seyfried Jr. W.E. The effect of temperature on metal mobility in seafloor hydrothermal systems: constraints from basalt alteration experiments // *Earth and Planetary Science Letters*. 1990. Vol. 101. P. 388–403.

Selyangin O.B., Ponomareva V.V. Gorelovsky volcanic center, South Kamchatka: Structure and evolution // *Volcanology and Seismology*. 1999. Vol. 21. P. 163–194.

Seyfried Jr. W.E., Foustoukos D.I., Fu Q. Redox evolution and mass transfer during serpentinization: An experimental and theoretical study at 200 °C, 500 bar with implications for ultramafic-hosted hydrothermal systems at Mid-Ocean Ridges // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2007. Vol. 71. P. 3872–3886.

Shakirov R. Pacific gashydrate belt (western segment). International conference. Minerals of the ocean-6 and Deep-Sea minerals and mining-3. VNIIOkeangeologiya, St. Petersburg, Russia. 04-08 June 2012. P. 46–47.

Shakirov R., Obzhairov A., Shoji H., JIN Y.K., Syrbu N., Trung N.N. New gas hydrates in the Okhotsk and Japan seas: manifestations of Pacific Gashydrate Belt. Abstracts. 8-th International Conference on Gas Hydrates (ICGH8). China National Convention Center, Beijing, China, 28 July – 1 August, 2014a. P. 92–93. www.icgh8.org DOI: 10.13140/2.1.5013.4725.

Shakirov R., Obzhairov A., Suess E., Salyuk A., Biebow N. Mud volcanic and gas vents in the Okhotsk Sea area // *Geo-Marine Letters*. 2004. Vol. 24. P. 140–149.

Shakirov R., Phach P.V., Nguyen Nhu Trung, Mushukova G., Vereshchagina O.F., Syrbu N.S., Obzhairov A.I., Bessonova E., Le Duc Anh, Nguyen Hon Lan. Methane distribution in the Japan and Okhotsk Seas: proposal for gasgeochemical study on East Sea of Vietnam // *Proceedings of the International conference on Bien Dong 2012 «90 years of marine science in Vietnamese and adjacent waters»*, Vietnam academy of science and technology Institute of oceanography, Nha Trang, September 12–14, 2012. P. 322–338.

Shakirov R.B., Obzhairov A.I., Biebow N., Salyuk A.N., Tsunogai U., Terekhova V.E. and Shoji H. Classification of anomalous methane fields in the Okhotsk Sea // *Journal of Polar Meteorology and Glaciology*. Tokyo, National Institute of Polar Research. Vol. 19. 2005. P. 50–66.

Shakirov R.B., Syrbu N.S., Obzhairov A.I. Helium and hydrogen distribution in the sediments and sea water of west and south-east slope of Sakhalin Island (for 2012–2013). *Международная конференция MINERALS OF THE OCEAN-7 & DEEP-SEA MINERALS AND MINING-4*. St. Petersburg, International Conference, 2014b, ABSTRACTS VNIIOkeangeologia, St. Petersburg, Russia. P. 104–106. DOI: 10.13140/2.1.1668.5768.

Sloan E.D., Dendy J.E., Koh C. Clathrate hydrates of natural gases. New York; Basel, 2007. 856 p.

Stein R., Stax R. Late Cenozoic changes in flux rates and composition of organic carbon at Sites 798 and 799 (Sea of Japan) // *Proc. ODP, Sci. Results*. College Station, TX. 1992. Vol. 127/128. P. 423–437.

Stevens T.O., McKinley J.P. Abiotic Controls on H₂ production from basalt–water Reactions and Implications

for Aquifer Biogeochemistry // Environmental Science & Technology. 2000. Vol. 34. P. 826–831.

Stevens T.O., McKinley J.P. Lithoautotrophic Microbial Ecosystems in Deep Basalt Aquifers // Science. 1995. Vol. 270. P. 450–455.

Strizhkov V.P., Kuznetsov A.P., Gurina N.V. Compounds of early diagenesis in sediments as energy source in food web of bottom community of Concho cele sp. (Bivalvia) around gashydrate vents near the Paramushir Island (the Sea of Okhotsk) // Okeanologia. 1990. Vol. 30 (4). P. 666–671.

Suess E. Fluid venting and barite-carbonate-mineralization in the Derugin Basin // Cruise Reports: KOMEX I and II RV Professor Gagarinsky Cruise 22 and RV «Akademik M.A. Lavrentyev». Cruise 28. GEOMAR Report 82. 1999. P. 132–134.

Suess E. Marine cold seeps and their manifestations: geological control, biogeochemical criteria and environmental conditions // Int J Earth Sci (Geol Rundsch). 2014. Vol. 103. P. 1889–1916. doi: 10.1007/s00531-014-1010-0

Suess E., Bohrmann G., Von Huene R., Linke P., Wallmann K., Lammers S., Sahling H., Winkler G., Lutz R.A., Orange D. Fluid venting in the eastern Aleutian subduction zone // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103 (B2). P. 2597–2614.

Suess E., Torres M.E., Bohrmann G., Collier R.W., Greinert J., Linke P., Rehder G., Trehu A., Wallmann K., Winckler G., Zuleger E. Gas hydrate destabilization: enhanced dewatering, benthic material turnover and large methane plumes at the Cascadia convergent margin // Earth and Planetary Science Letters. 1999. Vol. 170. P. 1–15.

Sugawara S., Nakazawa T., Inoue G., Machida T., Mukai H., Vinnichenko N.K., Khattatov V.U. Aircraft measurements of the stable carbon isotopic ratio of atmospheric methane over Siberia // Global biogeochemical cycles. 1996. Vol. 10. № 2. P. 223–231.

Sun Zh., Wei H., Zhang X., Shang L., Yin X., Sun Yu., Xu L., Huang W., Zhang X. A unique Fe-rich carbonate chimney associated with cold seeps in the northern Okinawa trough, East China Sea // Deep Sea Research Part I Oceanographic Research Papers. 2014. Vol. 10. doi: 10.1016/j.dsr.2014.10.005.

Swinerton J.W., Linnenbom V.J., Cheek C.H. Distribution of CH₄ and CO between the atmosphere and natural waters // Environ. Sci. Technol. 1969. Vol. 3. P. 836–838.

Syedin V.T. Features of Cenozoic basaltoid magmatism and the origin of the Japan Sea // J. Phys. Earth. Vol. 36. 1988. S107–S115.

Takahashi M., Morikawa N., Takahashi H., Ohwada M., Kazahaya K. Geochemical characteristics of hot spring water from Shiba-toge spa, Tokamachi, Niigata, central Japan // Abstracts, Japan Geoscience Union Meeting (CD-ROM). 2007. https://gbank.gsj.jp/geolis/geolis_link/200733022/ja

Takeuchi A. Bottom response to a tsunami earthquake: Submersible observations in the epicenter area of the 1993 earthquake off southwestern Hokkaido, Sea of Japan // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103 (B10). P. 24109–24125. doi: 10.1029/98JB00572

Tamaki K. Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications // Bull. of the Geol. Surv. of Japan. 1988. Vol. 39 (5). P. 269–365.

Tamaki K. Opening tectonics of the Japan Sea // Backarc Basins: Tectonics and Magmatism / ed. B. Taylor. N.Y.: Plenum Press, 1995. P. 407–420.

Tamaki K., Pisciotto K., Allan J. et al. / Proc. ODP, Init. Repts., 127: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1990. doi:10.2973/odp.proc.ir.127.1990

Tanahashi M. Present status of Japanese methane gas hydrate research and development program // PETRAD-CCOP-PETROVIETNAM-VASI Workshop on Gashydrates, 1–3 March 2011. Ha Long, Viet Nam, 2011. P. 19–20.

Taran Y.A. Geochemistry of volcanic and hydrothermal fluids and volatile budget of the Kamchatka-Kuril subduction zone // Geochim. Cosmochim. Acta. 2009. Vol. 74. P. 1128–1157.

Taran Y.A., Pilypenko V.P., Rozhkov A.M., Vakin E.A. A geochemical model for fumaroles of Mutnovsky volcano, Kamchatka // J. Volcanol. Geoth. Res. 1992. Vol. 49. P. 269–283.

Taran Yu. Commission on the chemistry of volcanic gases. Newsletter. N 21. International association of volcanology and chemistry of the earth's interior. December 2010. 23 p.

Terekhov E.P., Mozherovsky A.V., Vashenkova N.G. Cristobalite rocks of the Okhotsk Sea – indicator of tectonic and mineralogical processes on the sea floor // Third Workshop on Russian-German Cooperation in the Okhotsk Sea-Kurile Island Arc System.: Abstracts. Moscow, 17–20 April 2000. P. 55–56.

The Petroleum Geology and Resources of Vietnam // Nguyen Hiep, Nguyen Van Dac, Nguyen Quang Bo, Tran Duc Chinh, Trinh Xuan Cuong, Nguyen Hong Minh, Nguyen Trong Tin, Le Van Truong, Vu Tru. Hanoi, Science and Technics Publishing House. 2009. 551 p.

Trehu A.M., Torres M.E., Moore G.F. et al. Temporal and spatial evolution of a gas hydrate-bearing accretionary ridge on the Oregon continental margin // Geology. 1999. Vol. 27. № 10. P. 939–942.

Trung N.N. Basement structure of the Bac Bo Basin based on the 3D interpretation of satellite gravity and magnetic data // Proceedings of the 11th SEGJ Intern. Symposium. Yokohama, 18–20 November 2013. P. 1–3.

Trung N.N. The gas hydrate potential in the South China Sea // J. Pet. Sci. Eng. 2012. doi: 10.1016/j.petrol.2012.01.007

Tsunogai S., Noriki S. Organic matter fluxes and the sites of oxygen consumption in deep water // Deep-Sea Res. 1987. Vol. 34. P. 755–767.

Tsunogai U., Ishibashi J., Wakita H., Gamo T. Methane-rich plumes in the Suruga Trough (Japan) and their carbon isotopic characterization // Earth and Planet. Sci. Letters. 1998. Vol. 160. P. 97–105.

Tsunogai U., Kosaka A., Nakayama N., Komatsu D., Konno U., Kameyama S., Nakagawa F., Sumino H., Nagao K., Fujikura K., Machiyama H. Origin and fate of deep sea seeping methane bubbles at Kuroshima Knoll, Ryukyu forearc region, Japan // Geochemical J. 2010. Vol. 44. P. 461–476.

- Tsunogai U., Maegawa K., Sato Sh., Komatsu D.D., Nakagawa F., Toki T., Ashi J.* Coseismic massive methane release from a submarine mud volcano // *Earth and Planetary Science Letters*. 2012. Vol. 341–344. P. 79–85. doi: 10.1016/j.epsl.2012.06.004
- Tsunogai U., Yoshida N., Ishibashi J., Gamo T.* Carbon isotopic distribution of methane in deep-sea hydrothermal plume, Myojin Knoll Caldera, Izu-Bonin arc: Implications for microbial methane oxidation in the oceans and applications to heat flux estimation // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2000. Vol. 64, № 14. P. 2439–2452.
- Tuyen Ng.H., Phach Ph.V., Shakirov R., Trong C.D., Hung Ph.N., Anh L.D.* Geoblocks recognition of earthquake prone areas in the Northwest Vietnam // *Geotectonics*. 2018. Vol. 52(3). P. 359–381.
- U.S. Geological Survey, National Earthquake Information Center. World Data Center for Seismology. 2015. http://neic.usgs.gov/neis/bulletin/neic_edau_1.html TECTONOPHISICS
- Ulrich von Rad, Heinrich Rosh, Ulrich Berner et al.* Authigenic carbonates derived from oxidized methane vented from the Makran accretionary prism of Pakistan // *Marine Geology*. 1996. Vol. 136. P. 55–57.
- Vereshchagina O.F., Korovitskaya E.V., Mishukova G.I.* Methane in water columns and sediments of the north western Sea of Japan // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2013. Vol. 86–87. P. 25–33.
- Vogt P.R., Gardner J., Crane K.* The Norwegian Barents Svalbard (NBS) continental margin: Introducing a natural laboratory of mass wasting, hydrates, and ascent of sediment, pore water and methane // *Geo-Marine Letters*. 1999. Vol. 19. P. 2–21.
- Von Rad U., Rosh H. et al.* Authigenic carbonates derived from oxidized methane vented from the Makran accretionary prism of Pakistan // *Marine Geology*. 1996. Vol. 136. P. 55–57.
- Wadham J.L., Tranter M., Tulaczyk S., Sharp M.* Subglacial methanogenesis; a potential climatic amplifier? // *Global Biogeochemical Cycles*. 2008. Vol. 22. Iss. 2. GB2021, doi: 10.1029/2007GB002951
- Wakita H., Sano Y., Urabe A., Nakamura Y.* Origin of methane-rich natural gas in Japan: formation of gas fields due to large scale submarine volcanism // *Applied Geochemistry*. 1990. Vol. 5. P. 263–268.
- Wan Z., Shi Q., Guo F., Zhong Y., Xia B.* Gases in Southern Junggar Basin mud volcanoes: Chemical composition, stable carbon isotopes, and gas origin // *J. of Natural Gas Science and Engineering*. 2013. Vol. 14. P. 108–115.
- Wang Y., Feng J.-C., Li X.-S., Zhang Y., Li G.* Evaluation of Gas Production from Marine Hydrate Deposits at the GMGS2-Site 8, Pearl River Mouth Basin, South China Sea. *Energies*, 2016. 9. 222 p.
- Wang X.* Oil/Gas Accumulative Structures Discovered in the Yellow Sea // *China Chemical Reporter Publish*, March 26, 2001. China National Chemical Information Center. 2009. <http://www.highbeam.com/doc/1G1-72765347.html>
- Wetzel L.R., Shock E.L.* Distinguishing ultramafic-from basalt-hosted submarine hydrothermal systems by comparing calculated vent fluid compositions // *J. Geophys. Res.* 2000. Vol. 105. P. 8319–8340.
- Wheat C.G., Fryer P., Fisher A.T. et al.* Borehole observations of fluid flow from South Chamorro Seamount, an active serpentine mud volcano in the Mariana forearc // *Earth and Planet. Sci. Letters*. 2008. Vol. 267. P. 401–409.
- Whiticar M.J., Faber E., Schoell M.* Biogenic methane formation in marine and freshwater environments – isotope evidence // *Organic geochemistry*. 1986. Vol. 10. P. 759–768.
- Wiesenburg D.A., Guinasso N.L.* Equilibrium solubility of methane, carbon monoxide, and hydrogen in water and sea water // *J. Chemical and Engineering Data*. 1979. Vol. 24. № 4. P. 356–360.
- Wilde P., Quinby-Hunt M.S.* Methane clathrate outgassing and anoxic expansion in South-East Asian deeps due to global warming // *Environmental Monitoring and Assessment*. 1997. Vol. 44. P. 149–153.
- Wu N., Yang Sh., Zhang H., Su Zh., Zhang K., Mordis G.J.* Gas Hydrate System in Northern South China Sea and Numerical Investigation of Gas Production Strategy in Shenhu Area // *PETRAD-CCOP-PETROVIETNAM-VASI Workshop on Gashydrates, 1–3 March 2011: Abstracts*. Ha Long, Viet Nam, 2011a. P. 17–18.
- Wu N., Zhang H., Yang Sh., Zhang G., Liang J., Lu J., Su X., Schultheiss P., Holland M., Zhu Y.* Gas Hydrate System of Shenhu Area, Northern South China Sea // *Geochemical Results*. 2011b. Article ID 370298. – <http://dx.doi.org/10.1155/2011/370298>
- Xiang J.* A Roadmap to 2050 // *Marine Science and Technology in China*. Springer. 2010. P. 139–176.
- Yamamoto S., Alcauskas J.B., Crozier T.E.* Solubility of methane in distilled water and sea water // *J. of chemical and engineering data*. 1976. Vol. 21. № 1. P. 78–80.
- Yan Pin, Deng Hui, Hailing Liu.* The Geological Structure and Prospect of Gas Hydrate over the Dongsha Slope, South China Sea // *Terr. Atmos. Ocean. Sci.* 2006. Vol. 17. № 4. P. 645–658.
- Yang T.F., Fu C.C., Walia V. et al.* Seismo-geochemical variations in SW Taiwan: multiparameter automatic gas monitoring results // *Pure and Applied Geophysics*. 2006. Vol. 163. P. 693–709.
- Yoshida J.* Origin of gases and chemical equilibrium among them in steams from Matukava geothermal area, North East Japan // *Geochemistry*. 1989. № 18. P. 195–202.
- Yun J.W., Orange D.L., Field M.E.* Subsurface gas offshore of northern California and its link to submarine geomorphology // *Marine geology*. 1997. Vol. 154. P. 357–367.
- Zeebe R.E., Wolf-Gladrow D.* Chapter 3. Stable Isotope Fractionation // *CO₂ in Seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes*. Elsevier Oceanography Series. Vol. 65. Amsterdam, 2001. P. 141–250.
- Zhu Y., Zhang Y., Sun Zh.* Overview on permafrost gashydrate exploration in China // *Abstracts. 8-th International Conference on Gas Hydrates (ICGH8)*. China National Convention Center, Beijing, China, 28 July – 1 August, 2014. P. 87. doi: 10.13140/2.1.5013.4725.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1

Результаты определения фоновых концентраций метана в поверхностных осадках Охотского моря

№/№ станций	Метанонасыщенность, см ³ /м ³	№/№ станций	Метанонасыщенность, см ³ /м ³	№/№ станций	Метанонасыщенность, см ³ /м ³	№/№ станций	Метанонасыщенность, см ³ /м ³
01	4.2	43	2.9	92	2.2	145	4.1
02	2.9	44	3.5	93	3.3	150	3.3
06	4	45	5.7	94	3.9	152	5.3
	3.6	46	5.4	94 а	1.7	154	3.6
07	3.5	48	2.8	95	3	155	13.3
	2.5	49	5.7	95а	2.1	157	10.4
08	5.6	49 К	3.9	96	2.1		9.1
09	4.5	52	3.9	97	3.3	157а	8.5
10	3.7	53	3.7	98	3	159	5.3
11	3.5	54	3.8	99	3.7	160	4.5
	3.7	55	3.2	100	3.7		7.5
12	5.2	56	2.9	101	3	161	4.9
13	2.3	57	3.7	103	2.6		6.7
14	4.5	58	3	102	2.7	162 а	6.4
15	4.5	59	3.4	104	2.5	N = 158	Σ = 559.3
16	2.4	60	3.4	105	3.2	среднее	3.54
17	4.2	61	3.2	105 а	2.8		
18	3.1	62	3.8	107	3.2		
19	4.2	64	3.4	108	2.7		
20	3.1	68	2.5	108 а	2.7		
21	4.6	69	3.1	109	3.1		
22	4.3	70	2.7	109 а	2.6		
23	2.6	71	2.3	109 б	2.8		
24	4.8	72	3.3	112	2.8		
25	3.5	73	3.3	113	2.4		
26	5.8	74	2.8	113 а	3.3		
27	3.9	77	2.8	115	2.4		
28	3.4	78	3.4	116	3		
29	4.8	79	2.4	117	2.9		
30	3.8	80	2.5	118	2.7		
31	3	81	2.5	118 а	2		
32	2.6	82	2.6	120	1.9		
33	4	83	3		2		
34	3.1	84	2.2		3		
35	3.2	85	2.3	120 а	3.3		
35а	2.6	86	2.6	122	4.3		
36	2.9	86 а	2.6	124	3.6		
	3.1	86 б	1.7	124 а	3.1		
36а	3.5	87	2.5	126	2.8		
37	3.5		1.8	126 а	3		
	3.9	87 а	2.7	129	5.5		
38	2.7	87 б	3	130	3		
	3.3	88	3.1	132	3.7		
39	3.9		3.3	136	2.1		
40	3.4	89	3	135	2.8		
	2.7	90	2.9	140	3.6		
41	2.4	90 а	2.8	141	3.8		
42	3.3	91	3.3	143	3.4		

Результаты определения средних показателей C_{cp} и C_i D и σ по разрезу (первое приближение)

C_i	$C_{cp.}$	$C_i - C_{cp.}$	D	C_i	$C_{cp.}$	$C_i - C_{cp.}$	D
1	2	3	4	5	6	7	8
4.2	3.54	0.66	0.436	3.9	3.54	0.36	0.13
2.9	3.54	-0.64	0.41	3.9	3.54	0.36	0.13
4	3.54	0.35	0.123	3.7	3.54	0.16	0.026
3.6	3.54	0.06	0.004	3.8	3.54	0.26	0.068
3.5	3.54	-0.04	0.002	3.2	3.54	-0.3	0.09
2.5	3.54	-1.04	1.082	2.9	3.54	-0.64	0.41
5.6	3.54	2.06	4.244	3.7	3.54	0.16	0.026
4.5	3.54	0.96	0.922	3	3.54	-0.54	0.292
3.7	3.54	0.16	0.026	3.4	3.54	-0.14	0.02
3.5	3.54	-0.04	0.002	3.4	3.54	-0.14	0.02
3.7	3.54	0.16	0.026	3.2	3.54	-0.34	0.116
5.2	3.54	1.66	2.756	3.8	3.54	0.26	0.068
2.3	3.54	-1.24	1.538	3.4	3.54	-0.14	0.02
4.5	3.54	0.96	0.922	2.5	3.54	-1.04	1.082
4.5	3.54	0.96	0.922	3.1	3.54	-0.44	0.194
2.4	3.54	-1.14	1.3	2.7	3.54	-0.84	0.706
4.2	3.54	0.66	0.436	2.3	3.54	-1.24	1.538
3.1	3.54	-0.44	0.194	3.3	3.54	-0.24	0.058
4.2	3.54	0.66	0.436	3.3	3.54	-0.24	0.058
3.1	3.54	-0.44	0.194	2.8	3.54	-0.74	0.548
4.6	3.54	1.06	1.124	2.8	3.54	-0.74	0.548
4.3	3.54	0.76	0.578	3.4	3.54	-0.14	0.02
2.6	3.54	0.94	0.884	2.4	3.54	-1.14	1.3
4.8	3.54	1.26	1.588	2.5	3.54	-1.04	1.082
3.5	3.54	-0.04	0.002	2.5	3.54	-1.04	1.082
5.8	3.54	2.26	5.108	2.6	3.54	-0.94	0.884
3.9	3.54	0.36	0.13	3	3.54	-0.54	0.292
3.4	3.54	-0.14	0.02	2.2	3.54	-1.34	1.796
4.8	3.54	1.26	1.588	2.3	3.54	-1.24	1.538
3.8	3.54	0.26	0.068	2.6	3.54	-0.94	0.884
3	3.54	-0.54	0.292	2.6	3.54	-0.94	0.884
2.6	3.54	-0.94	0.884	1.7	3.54	-1.84	3.386
4	3.54	-0.46	0.212	2.5	3.54	-1.04	1.082
3.1	3.54	-0.44	0.194	1.8	3.54	-1.74	3.028
3.2	3.54	-0.34	0.116	2.7	3.54	-0.84	0.706
2.6	3.54	-0.94	0.884	3	3.54	-0.54	0.292
2.9	3.54	-0.64	0.41	3.1	3.54	-0.44	0.194
3.1	3.54	-0.44	0.194	3.3	3.54	-0.24	0.058
3.5	3.54	-0.04	0.002	3	3.54	-0.54	0.292
3.5	3.54	-0.04	0.002	2.9	3.54	-0.64	0.41
3.9	3.54	0.36	0.13	2.8	3.54	-0.74	0.548
2.7	3.54	-0.84	0.706	3.3	3.54	-0.24	0.058
3.3	3.54	-0.24	0.058	2.2	3.54	-1.34	1.796
3.9	3.54	0.36	0.13	3.3	3.54	-0.24	0.058
3.4	3.54	-0.14	0.02	3.9	3.54	0.36	0.13
2.7	3.54	-0.84	0.706	1.7	3.54	-1.84	3.386
2.4	3.54	-1.14	1.3	3	3.54	-0.54	0.292
3.3	3.54	-0.24	0.058	2.1	3.54	-1.44	2.074
2.9	3.54	-0.64	0.41	2.1	3.54	-1.44	2.074
3.5	3.54	-0.04	0.002	3.3	3.54	-0.24	0.058
5.7	3.54	2.16	4.666	3	3.54	-0.54	0.292
5.4	3.54	1.86	3.46	3.7	3.54	0.16	0.026
2.8	3.54	-0.74	0.548	3.7	3.54	0.16	0.026
5.7	3.54	2.16	4.666	3	3.54	-0.54	0.292

Окончание таблицы

C_i	$C_{cp.}$	$C_i - C_{cp.}$	D	C_i	$C_{cp.}$	$C_i - C_{cp.}$	D
1	2	3	4	5	6	7	8
2.6	3.54	-0.94	0.884	5.5	3.54	1.96	3.842
2.7	3.54	-0.84	0.706	3	3.54	-0.54	0.292
2.5	3.54	-1.04	1.082	3.7	3.54	0.16	0.026
3.2	3.54	-0.34	0.116	2.1	3.54	-1.44	2.074
2.8	3.54	-0.74	0.548	2.8	3.54	-0.74	0.548
3.2	3.54	-0.34	0.116	3.6	3.54	0.06	0.004
2.7	3.54	-0.84	0.706	3.8	3.54	0.26	0.068
2.7	3.54	-0.84	0.706	3.4	3.54	-0.14	0.02
3.1	3.54	-0.44	0.194	4.1	3.54	0.56	0.314
2.6	3.54	-0.94	0.884	3.3	3.54	-0.24	0.058
2.8	3.54	-0.74	0.548	5.3	3.54	1.76	3.098
2.8	3.54	-0.74	0.548	3.6	3.54	0.06	0.004
2.4	3.54	-1.14	1.3	13.3	3.54	9.76	95.258
3.3	3.54	-0.24	0.058	10.4	3.54	6.86	47.06
2.4	3.54	-1.14	1.3	9.1	3.54	5.56	30.914
3	3.54	-0.54	0.292	8.5	3.54	4.96	24.602
2.9	3.54	-0.64	0.41	5.3	3.54	1.76	3.098
2.7	3.54	-0.84	0.706	4.5	3.54	0.96	0.922
2	3.54	-1.54	2.372	7.5	3.54	3.96	15.682
1.9	3.54	-1.64	2.69	4.9	3.54	1.36	1.85
2	3.54	-1.54	2.372	6.7	3.54	3.16	9.986
3	3.54	-0.54	0.292	6.4	3.54	2.86	8.18
3.3	3.54	-0.24	0.058	Σ		0.87	351.987
4.3	3.54	0.76	0.578	N = 158	3.54	D = 2.86	2.228
3.6	3.54	0.06	0.004			σ = 0.87	1.49
3.1	3.54	-0.44	0.194				
2.8	3.54	-0.74	0.548				
3	3.54	-0.54	0.292				

Ошибка определения: $0.87 : 158 = 0.0055 \text{ см}^3/\text{м}^3$. Доверительный интервал ($C_{cp.} \pm \sigma$) для второго приближения: $(3.54 - 1.49) - (3.54 + 1.49) = 2 - 5 \text{ см}^3/\text{м}^3$; то есть в расчёте второго приближения будут учитываться только пробы данного интервала значений концентраций метана.

Результаты определения средних показателей C_{cp} и C_i D и σ по разрезу (второе приближение)

C_i	$C_{cp.}$	$C_i - C_{cp.}$	D	C_i	$C_{cp.}$	$C_i - C_{cp.}$	D
4.2	3.2	1	1	2.9	3.2	-0.3	0.09
2.9	3.2	-0.3	0.09	3.7	3.2	0.5	0.25
4	3.2	0.8	0.64	3	3.2	-0.2	0.04
3.6	3.2	0.4	0.16	3.4	3.2	0.2	0.04
3.5	3.2	0.3	0.09	3.4	3.2	0.2	0.04
2.5	3.2	-0.7	0.49	3.2	3.2	0	0
4.5	3.2	1.3	1.69	3.8	3.2	0.6	0.36
3.7	3.2	0.5	0.25	3.4	3.2	0.2	0.04
3.5	3.2	0.3	0.09	2.5	3.2	-0.7	0.49
3.7	3.2	0.5	0.25	3.1	3.2	-0.1	0.01
2.3	3.2	-0.9	0.81	2.7	3.2	-0.5	0.25
4.5	3.2	1.3	1.69	2.3	3.2	-0.9	0.81
4.5	3.2	1.3	1.69	3.3	3.2	0.1	0.01
2.4	3.2	-0.8	0.64	3.3	3.2	0.1	0.01
4.2	3.2	1	1	2.8	3.2	-0.4	0.16
3.1	3.2	-0.1	0.01	2.8	3.2	-0.4	0.16
4.2	3.2	1	1	3.4	3.2	0.2	0.04

Окончание таблицы

C_i	$C_{cp.}$	$C_i - C_{cp.}$	D	C_i	$C_{cp.}$	$C_i - C_{cp.}$	D
1	2	3	4	5	6	7	8
3.1	3.2	-0.1	0.01	2.4	3.2	-0.8	0.64
4.6	3.2	1.4	1.96	2.5	3.2	-0.7	0.49
4.3	3.2	1.1	1.21	2.5	3.2	-0.7	0.49
2.6	3.2	-0.6	0.36	2.6	3.2	-0.6	0.36
4.8	3.2	1.6	2.56	3	3.2	-0.2	0.04
3.5	3.2	0.3	0.09	2.2	3.2	-1	1
3.9	3.2	0.7	0.49	2.3	3.2	-0.9	0.81
3.4	3.2	0.2	0.04	2.6	3.2	-0.6	0.36
4.8	3.2	1.6	2.56	2.6	3.2	-0.6	0.36
3.8	3.2	0.6	0.36	2.5	3.2	-0.7	0.49
3	3.2	-0.2	0.04	2.7	3.2	-0.5	0.25
2.6	3.2	-0.6	0.36	3	3.2	-0.2	0.04
4	3.2	0.8	0.64	2.6	3.2	-0.6	0.36
3.1	3.2	-0.1	0.01	2.7	3.2	-0.5	0.25
3.2	3.2	0	0	2.5	3.2	-0.7	0.49
2.6	3.2	-0.6	0.36	3.2	3.2	0	0
2.9	3.2	-0.3	0.09	2.8	3.2	-0.4	0.16
3.1	3.2	-0.1	0.01	3.2	3.2	0	0
3.5	3.2	0.3	0.09	2.7	3.2	-0.5	0.25
3.5	3.2	0.3	0.09	2.7	3.2	-0.5	0.25
3.9	3.2	0.7	0.49	3.1	3.2	-0.1	0.01
2.7	3.2	-0.5	0.25	2.6	3.2	-0.6	0.36
3.3	3.2	0.1	0.01	2.8	3.2	-0.4	0.16
3.9	3.2	0.7	0.49	2.8	3.2	-0.4	0.16
3.4	3.2	0.2	0.04	2.4	3.2	-0.8	0.64
2.7	3.2	-0.5	0.25	3.3	3.2	0.1	0.01
2.4	3.2	-0.8	0.64	2.4	3.2	-0.8	0.64
3.3	3.2	0.1	0.01	3	3.2	-0.2	0.04
2.9	3.2	-0.3	0.09	2.9	3.2	-0.3	0.09
3.5	3.2	0.3	0.09	2.7	3.2	-0.5	0.25
2.8	3.2	-0.4	0.16	2	3.2	-1.2	1.44
3.9	3.2	0.7	0.49	2	3.2	-1.2	1.44
3.9	3.2	0.7	0.49	3	3.2	-0.2	0.04
3.7	3.2	0.5	0.25	3.3	3.2	0.1	0.01
3.8	3.2	0.6	0.36	4.3	3.2	1.1	1.21
3.2	3.2	0	0	3.6	3.2	0.4	0.16
				3.1	3.2	-0.1	0.01
				2.8	3.2	-0.4	0.16
				3	3.2	-0.2	0.04
				3	3.2	-0.2	0.04
				3.7	3.2	0.5	0.25
				2.1	3.2	-1.1	1.21
				2.8	3.2	-0.4	0.16
				3.6	3.2	0.4	0.16
				3.8	3.2	0.6	0.36
				3.4	3.2	0.2	0.04
				4.1	3.2	0.9	0.81
				3.3	3.2	0.1	0.01
				3.6	3.2	0.4	0.16
				4.5	3.2	1.3	1.69
				4.9	3.2	1.7	2.89
				$\Sigma = 440.8$		-0.8	56.44
				N = 138		D = 2.86	0.409
				среднее	3.19	$\sigma = 0.87$	0.64

Ошибка определения: $-0.8 : 138 = -0.0058 \text{ см}^3/\text{м}^3$. Доверительный интервал ($C_{cp.} \pm \sigma$) для третьего приближения: $(3.19 - 0.64) - (3.19 + 0.64) = 2.5 - 3.8 \text{ см}^3/\text{м}^3$

Результаты определения средних показателей C_{cp} и C_i D и σ по разрезу (третье приближение)

C_i	$C_{cp.}$	$C_i - C_{cp.}$	D	C_i	$C_{cp.}$	$C_i - C_{cp.}$	D
2.9	3.1	-0.2	0.04	2.6	3.1	-0.6	0.36
3.6	3.1	0.5	0.25	2.6	3.1	-0.5	0.25
3.5	3.1	0.4	0.16	2.5	3.1	-0.6	0.36
2.5	3.1	-0.6	0.36	2.7	3.1	-0.4	0.16
3.7	3.1	0.6	0.36	3	3.1	-0.1	0.01
3.5	3.1	0.4	0.16	3.1	3.1	0	0
3.7	3.1	0.6	0.36	3.3	3.1	0.2	0.04
3.1	3.1	0	0	3	3.1	-0.1	0.01
3.1	3.1	0	0	2.9	3.1	-0.2	0.04
2.6	3.1	-0.5	0.25	2.8	3.1	-0.3	0.09
3.5	3.1	0.4	0.16	3.3	3.1	0.2	0.04
3.4	3.1	0.3	0.09	3.3	3.1	0.2	0.04
3.8	3.1	0.7	0.49	3	3.1	-0.1	0.01
3	3.1	-0.1	0.01	3.3	3.1	0.2	0.04
2.6	3.1	-0.5	0.25	3	3.1	-0.1	0.01
3.1	3.1	0	0	3.7	3.1	0.6	0.36
3.2	3.1	0.1	0.01	3.7	3.1	0.6	0.36
2.6	3.1	-0.5	0.25	3	3.1	-0.1	0.01
2.9	3.1	-0.2	0.04	2.6	3.1	-0.5	0.25
3.1	3.1	0	0	2.7	3.1	-0.4	0.16
3.5	3.1	0.4	0.16	2.5	3.1	-0.6	0.36
3.5	3.1	0.4	0.16	3.2	3.1	0.1	0.01
2.7	3.1	-0.4	0.16	2.8	3.1	-0.3	0.09
3.3	3.1	0.2	0.04	3.2	3.1	0.1	0.01
3.4	3.1	0.3	0.09	2.7	3.1	-0.4	0.16
2.7	3.1	-0.4	0.16	2.7	3.1	-0.4	0.16
3.3	3.1	0.2	0.04	3.1	3.1	0	0
2.9	3.1	-0.2	0.04	2.6	3.1	-0.5	0.25
3.5	3.1	0.4	0.16	2.8	3.1	-0.3	0.09
2.8	3.1	-0.3	0.09	2.8	3.1	-0.3	0.09
3.7	3.1	0.6	0.36	3.3	3.1	0.2	0.04
3.8	3.1	0.7	0.49	3	3.1	-0.1	0.01
3.2	3.1	0.1	0.01	2.9	3.1	-0.2	0.04
2.9	3.1	-0.2	0.04	2.7	3.1	-0.4	0.16
3.7	3.1	0.6	0.36	3.3	3.1	0.2	0.04
3	3.1	-0.1	0.01	3.6	3.1	0.5	0.25
3.4	3.1	0.3	0.09	3.1	3.1	0	0
3.4	3.1	0.3	0.09	2.8	3.1	-0.3	0.09
3.2	3.1	0.1	0.01	3	3.1	-0.1	0.01
3.8	3.1	0.7	0.49	3	3.1	-0.1	0.01
3.4	3.1	0.3	0.09	3.7	3.1	0.6	0.36
2.5	3.1	-0.6	0.36	2.8	3.1	-0.3	0.09
3.1	3.1	0	0	3.6	3.1	0.5	0.25
2.7	3.1	-0.4	0.16	3.8	3.1	0.7	0.49
3.3	3.1	0.2	0.04	3.4	3.1	0.3	0.09
3.3	3.1	0.2	0.04	3.3	3.1	0.2	0.04
2.8	3.1	-0.3	0.09	3.6	3.1	0.5	0.25
2.8	3.1	-0.3	0.09	$\Sigma = 310.4$		0.3	14.27
3.4	3.1	0.3	0.09	N = 100	3.10	D = 2.86	0.143
2.5	3.1	-0.6	0.36			$\sigma = 0.87$	0.38
2.5	3.1	-0.6	0.36				
2.6	3.1	-0.5	0.25				
3	3.1	-0.1	0.01				

Приложение 2

Нефтегазопроявления в скважинах, пробуренных в Раздольненской (Суйфунской) впадине (Приморское побережье Японского моря) (по материалам ОАО «Приморгеология» и лаборатории Газогеохимии ТОИ ДВО РАН, 2015 г.)

Отложения	Номер скважины, глубина, м	Местоположение скважины	Нефтепроявления		Газопроявления	
			Вид Интервал, м	Состав нефти	Вид Интервал, м	Состав газа
Палеоген	$\frac{36.36-p}{?}$	Артемo-Тавричанский район, близ ст. Надеждинская	--	--	Фонтан, газ выделялся в течение 3 лет 328.5 – 400.0	Метан – 98.4 %, тяжелые УВ до 1.05 %
			--	--	Выделение газа при бурении скважин 36 – 87, 114	Метан – 36 %, тяжелые УВ – 0.047 %, азот – 53 %, CO ₂ – 10 %, CO – 1 %
Верхний мел	$\frac{60}{?}$	Вост. борт Пуциловской мульды, в 6 км от ПР-1	Песчанки, пропитанные по трещинам нефтью 195.5 – 198.5	?	--	--
			Полужидкие и отвердевшие нефти; кальцит, окрашенный битумом 6001, 660, 665, 680	?	Выделение газа 170	Водород – 22.4 %, в воде – следы нафтеновых кислот
Нижний мел	$\frac{3}{?}$	В южной части Суйфунской впадины, близ с. Пушкино?	Кальцит, окрашенный битумом 341, 345, 917, 980, 1115	?	--	--
			По трещинам пород примазки нефти, капли нефти, битуминозный кальцит 630.5; 697.7; 710; 750.5; 918.5; 1077.5	?	--	--

1	2	3	4	5	6	7	
Нижний мел	5 ?	Бассейн р. Сандуги	Кальцит, окрашенный битумом; жидкий нафтид 597, 928 – 931; 1051 – 1060; 1071 – 1073; 1130 – 1134; 1198 – 1208	Масла – 78.73 %; смолы – 18.67 %; асфальтены – 2.6 %	--	--	
							Выделение газа 815 – 1071
	8 ?	Р. Малая Кедровка	--	?	--	--	
							Кальцит, окрашенный битумом 476 – 502, 513 – 523
	19 541	Свод Борисовской структуры	Кальцит, окрашенный битумом 240 – 270	?	?	5 газоносных пластов 341 – 1071	H ₂ – до 80 %; CH ₄ – до 20 %
	54 ?	Борисовское поднятие	--	?	--	Термальные воды с содержанием метана, водорода, тяжелых УВ 640 – 750	?
	ПР-1 2883	Свод Борисовской структуры	--	?	--	Выделение масла 118	?
6 ?	бассейн р. Сан-Пауза, юго-восточная часть Суйфунской впадины	--	?	?	Приток газа из угольного пласта, дебит до 80 м ³ /сут 30 – 304	Метан – 58,4%, следы УВГ	
							Нафтид по трещинам пород ?
7 ?	Бассейн р. Сан-Пауза	--	?	--	Выделение газа, содержащего в горючей фракции до 55 % тяж. гомологов метана ?	?	
							Нафтид по трещинам пород ?
8 ?	Бассейн р. Сан-Пауза	--	?	--	Выделение газа, содержащего в горючей фракции до 55 % тяж. гомологов метана ?	?	
							Нафтид по трещинам пород ?
6 ?	Юго-западная окраина Суйфунской впадины, бассейн р. Монгулай	--	?	--	Мощный выброс газа, содержащего CO ₂ с метаном	?	
							Нафтид по трещинам пород ?
ПР-1 ?	Свод Борисовской структуры	--	?	--	Мощный выброс газа, содержащего CO ₂ с метаном	?	
							Нафтид по трещинам пород ?
ПР-1 ?	Свод Борисовской структуры	--	?	--	Мощный выброс газа, содержащего CO ₂ с метаном	?	
							Нафтид по трещинам пород ?

Приложение 3

Изотопный состав углерода метана в толще вод северо-восточного шельфа и склона
о. Сахалин. 1998–1999 гг. (по данным международного проекта КОМЕХ)

ID	Долгота (deg E)	Широта (deg N)	Станция №	Глубина, м	Проба №	CH ₄ [нл/л]	δ ¹³ C–CH ₄
1	144.0680	54.4487	Lv28/20-1	670	1	11076	-62
2	143.9328	54.4201	Ga25/06	140	5	3479	-62
3	143.9328	54.4201	Ga25/06	240	4	3493	-61
4	143.9328	54.4201	Ga25/06	250	2	3617	-63
5	143.9328	54.4201	Ga25/06	260	1	3770	-65
6	143.8964	54.4372	Ga25/03	90	8	2925	-80
7	143.8964	54.4372	Ga25/03	140	3	3560	-72
8	143.8964	54.4372	Ga25/03	152	2	4094	-65
9	143.8964	54.4372	Ga25/03	162	1	3858	-67
10	143.8747	54.2662	Ga25/02	150	2	3705	-41
11	143.8747	54.2662	Ga25/02	162	1	6248	-79
12	144.4174	53.3792	Ga25/01	50	7	3372	-35
13	144.4174	53.3792	Ga25/01	100	4	3047	-46
14	144.4174	53.3792	Ga25/01	114	1	3404	-79
15	143.9336	53.0177	Ga25/10	86	4	3801	-69
16	143.5607	53.2892	Ga25/11	50	2	2663	-59
17	143.5607	53.2892	Ga25/11	54	1	2844	-48
18	144.4800	51.2780	Ut99/7	251	2	2983	-63
19	144.4800	51.2780	Ut99/7	280	1	2945	-63
20	143.8835	51.3511	Ut99/8	51	4	2658	-69
21	143.8835	51.3511	Ut99/8	61	3	2636	-61
22	143.8835	51.3511	Ut99/8	70	2	2813	-110
23	143.8835	51.3511	Ut99/8	81	1	2959	-85
24	143.9488	53.0198	Ut99/11	26	4	2983	-65
25	143.9488	53.0198	Ut99/11	51	3	2944	-90
26	143.9488	53.0198	Ut99/11	83	1	3568	-71
27	144.3457	53.0162	Ut99/12	251	3	3914	-69
28	143.9817	54.3773	Ge99/16-1	335	2	5133	-63
29	143.9836	54.3046	Ge99/19-1	322	4	3864	-77
30	143.9836	54.3046	Ge99/19-1	345	3	4378	-77
31	143.9836	54.3046	Ge99/19-1	390	1	3651	-91
32	143.9825	54.3636	Ge99/20-1	296	5	7233	-69
33	143.9825	54.3636	Ge99/20-1	321	4	9080	-64
34	144.0805	54.4463	Ge99/27-1	508	8	2537	-45
353	144.0788	54.4446	Ge99/29-1	543	6	7128	-78
36	144.0788	54.4446	Ge99/29-1	593	5	4981	-99
37	144.0788	54.4446	Ge99/29-1	593	2	23759	-62
38	144.0788	54.4446	Ge99/29-1	674	3	15370	-74
39	146.2849	53.9976	Ge99/32-1	1487	2	5507	-66

Приложение 4

Химический состав углеродородных газов и CO₂ в осадках Восточно-Сибирского моря (забой керна, об. %, Р.Б. Шакиров, А.И. Гресов)

Пикет	CO ₂ %	CH ₄ %	C ₂ H ₄ %	C ₂ H ₆ %	C ₃ H ₆ %	C ₃ H ₈ %	iC ₄ H ₁₀ %	iC ₅ H ₁₂ %	ΣУВГ
Lv45-10	0.63	0.01472	0.00001	0.0000125	0.00000	0.00000	0.00000	0.0000000	0.01474
Lv45-20	0.07	0.00076	0.00001	0.0000020	0.00000	0.00000	0.00000	0.0000000	0.00077
Lv45-30	0.15	0.00052	0.00002	0.0000046	0.00000	0.00000	0.00000	0.0000000	0.00055
Lv45-40(2)	0.12	0.00097	0.00010	0.0000098	0.00001	0.00002	0.00000	0.0000000	0.00111
Lv45-50	0.15	0.00049	0.00011	0.0000108	0.00002	0.00003	0.00002	0.0000801	0.00077
Lv45-60	0.02	0.00289	0.00004	0.0000065	0.00001	0.00001	0.00002	0.0000214	0.00300
Lv45-70	0.17	0.00225	0.00007	0.0000119	0.00002	0.00002	0.00003	0.0000966	0.00248
Lv45-80	0.05	0.01755	0.00002	0.0000139	0.00001	0.00001	0.00000	0.0000000	0.01760
Lv45-90	0.76	0.07338	0.00001	0.0011357	0.00000	0.00036	0.00015	0.0000000	0.07504
Lv45-100	0.05	0.01578	0.00002	0.0000147	0.00000	0.00000	0.00000	0.0000000	0.01582
Lv45-120	0.31	0.00234	0.00004	0.0000074	0.00001	0.00000	0.00000	0.0000000	0.00240
Lv45-140	0.18	0.00223	0.00001	0.0000389	0.00000	0.00002	0.00000	0.0000000	0.00229
Lv45-160	0.05	0.00198	0.00001	0.0000086	0.00000	0.00000	0.00003	0.0000000	0.00199
Lv45-190	0.02	0.00226	0.00003	0.0000174	0.00000	0.00001	0.00001	0.0000169	0.00235
Lv45-240	0.09	0.00068	0.00001	0.0000033	0.00001	0.00001	0.00003	0.0000105	0.00071
Lv45-260	1.00	0.33795	0.00001	0.0012398	0.00000	0.00004	0.00001	0.0000198	0.33927
Lv45-280	0.11	0.20785	0.00001	0.0000998	0.00000	0.00001	0.00001	0.0000147	0.20799
Lv45-300	0.03	0.00072	0.00002	0.0000040	0.00000	0.00000	0.00000	0.0000000	0.00075
Lv45-320	0.35	0.03508	0.00002	0.0000152	0.00000	0.00000	0.00001	0.0000000	0.03513
Lv45-340	0.17	0.00150	0.00001	0.0000026	0.00000	0.00000	0.00001	0.0000000	0.00154
Lv45-350	0.13	0.00106	0.00003	0.0000108	0.00001	0.00001	0.00001	0.0000326	0.00116
Lv45-370	0.01	0.04157	0.00000	0.0000262	0.00000	0.00000	0.00000	0.0000000	0.04160
Lv45-410	0.04	0.00077	0.00002	0.0000086	0.00001	0.00001	0.00001	0.0000000	0.00082
Lv45-390	0.04	0.00097	0.00003	0.0000039	0.00001	0.00000	0.00002	0.0000060	0.00103
Lv45-430	0.16	0.02044	0.00004	0.0000186	0.00001	0.00002	0.00004	0.0000000	0.02047
Lv45-450	0.04	0.00648	0.00003	0.0000045	0.00000	0.00000	0.00001	0.0000000	0.00649
Lv45-490	0.00	0.00743	0.00005	0.0000072	0.00000	0.00000	0.00001	0.0000116	0.00746
Lv45-500	0.00	0.00463	0.00001	0.0000089	0.00002	0.00001	0.00001	0.0000130	0.00467
Lv45-510	0.01	0.00040	0.00001	0.0000023	0.00000	0.00000	0.00001	0.0000062	0.00043
Lv45-530	0.22	0.00043	0.00001	0.0000040	0.000087	0.00000	0.00000	0.0000000	0.00053
Lv45-540	0.13	0.00029	0.00001	0.0000013	0.00000	0.00000	0.00000	0.0000709	0.00037
Lv45-550	0.08	0.00057	0.00002	0.0000049	0.00001	0.00000	0.00001	0.0000900	0.00070
Lv45-vs-715	0.08	0.00023	0.00000	0.0000000	0.00000	0.00000	0.00000	0.0000000	0.00023
Lv45-vs-715	0.10	0.00052	0.00000	0.0000000	0.00000	0.00000	0.00000	0.0000000	0.00052
Lv45-vs-715	0.06	0.00046	0.00000	0.0000000	0.00000	0.00000	0.00000	0.0000000	0.00046

Приложение 4 (продолжение)
Соотношения компонентов углеводородной фракции

Пикет	Объемный процент					Молекулярная масса					Весовые доли 1000					Коэф. разности	Коэф. трансформации	Этан-пано-вый коэф.	Этан-пано-вый коэф.				
	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄	C ₅	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄	C ₅	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄	C ₅					Σ			
Lv45-10	99.85	0.08	0.00	0.00	0.00	99.93	16.02	0.03	0.21	0.68	9.08	26.01	616	1	8	26	349	1000	70.78	3.58	0.00	0.00	3.40
Lv45-20	98.99	0.26	0.00	0.00	0.00	99.25	15.88	0.08	0.21	0.68	9.08	25.92	613	3	8	26	350	1000	73.13	10.98	0.01	0.01	3.68
Lv45-30	95.38	0.84	0.00	0.00	0.00	96.22	15.30	0.25	0.21	0.68	9.08	25.52	600	12	8	27	356	1000	81.13	35.73	0.03	0.03	4.60
Lv45-40(2)	87.08	0.89	2.06	0.00	0.00	90.03	13.97	0.27	0.21	0.68	9.08	24.20	577	11	9	28	375	1000	83.12	37.48	0.03	0.03	4.60
Lv45-50	63.89	1.40	4.28	2.94	10.41	82.92	10.25	0.42	0.21	0.68	9.08	20.63	497	19	10	34	440	1000	94.69	59.36	0.04	0.04	5.06
Lv45-60	96.51	0.22	0.28	0.51	0.71	98.23	15.48	0.07	0.21	0.68	9.08	25.51	607	3	8	27	356	1000	72.99	9.15	0.01	0.01	3.60
Lv45-70	90.52	0.48	0.67	1.09	3.89	96.65	14.52	0.14	0.21	0.68	9.08	24.63	590	6	8	28	369	1000	77.35	20.26	0.02	0.02	4.00
Lv45-80	99.74	0.08	0.03	0.02	0.00	99.88	16.00	0.02	0.21	0.68	9.08	25.99	616	1	8	26	349	1000	70.73	3.35	0.00	0.00	3.39
Lv45-90	97.79	1.51	0.48	0.20	0.00	99.98	15.69	0.46	0.21	0.68	9.08	26.11	601	20	8	26	346	1000	89.20	64.00	0.05	0.05	5.72
Lv45-100	99.76	0.09	0.02	0.00	0.00	99.87	16.00	0.03	0.21	0.68	9.08	25.99	616	1	8	26	349	1000	70.90	3.94	0.00	0.00	3.41
Lv45-120	97.52	0.31	0.17	0.19	0.00	98.19	15.64	0.09	0.21	0.68	9.08	25.70	609	4	8	26	353	1000	73.97	12.97	0.01	0.01	3.75
Lv45-140	97.03	1.70	0.87	0.00	0.00	99.60	15.56	0.51	0.21	0.68	9.08	26.04	598	22	8	26	347	1000	91.63	71.70	0.06	0.06	6.01
Lv45-160	99.12	0.43	0.00	0.15	0.00	99.70	15.90	0.13	0.21	0.68	9.08	25.99	612	6	8	26	348	1000	75.31	18.32	0.01	0.01	3.96
Lv45-190	96.49	0.74	0.34	0.47	0.72	98.76	15.48	0.22	0.21	0.68	9.08	25.67	603	10	8	26	353	1000	79.67	31.45	0.02	0.02	4.45
Lv45-240	95.97	0.47	0.18	0.48	1.49	98.58	15.39	0.14	0.21	0.68	9.08	25.50	604	6	8	27	355	1000	76.32	19.95	0.02	0.02	4.01
Lv45-260	99.61	0.37	0.01	0.00	0.01	100.0	15.98	0.11	0.21	0.68	9.08	26.05	613	5	8	26	347	1000	74.37	15.45	0.01	0.01	3.85
Lv45-280	99.93	0.05	0.00	0.01	0.01	100.0	16.03	0.01	0.21	0.68	9.08	26.01	616	1	8	26	349	1000	70.30	2.03	0.00	0.00	3.34
Lv45-300	95.29	0.53	0.43	0.53	0.00	96.78	15.29	0.16	0.21	0.68	9.08	25.41	602	7	8	27	356	1000	77.16	22.38	0.02	0.02	4.10
Lv45-320	99.86	0.04	0.01	0.03	0.00	99.94	16.02	0.01	0.21	0.68	9.08	26.00	616	1	8	26	349	1000	70.25	1.83	0.00	0.00	3.33
Lv45-340	97.64	0.17	0.28	0.80	0.00	98.89	15.66	0.05	0.21	0.68	9.08	25.68	610	2	8	26	353	1000	72.17	7.01	0.01	0.01	3.53
Lv45-350	91.61	0.93	0.66	0.60	2.81	96.60	14.69	0.28	0.21	0.68	9.08	24.94	589	12	8	27	363	1000	82.85	39.28	0.03	0.03	4.70
Lv45-370	99.92	0.06	0.01	0.00	0.00	99.99	16.03	0.02	0.21	0.68	9.08	26.01	616	1	8	26	349	1000	70.49	2.66	0.00	0.00	3.36
Lv45-410	94.11	1.05	0.62	0.86	0.00	96.64	15.09	0.32	0.21	0.68	9.08	25.38	595	14	8	27	357	1000	83.96	44.47	0.03	0.03	4.92
Lv45-390	93.88	0.37	0.35	1.49	0.58	96.67	15.06	0.11	0.21	0.68	9.08	25.14	599	5	8	27	361	1000	75.42	15.77	0.01	0.01	3.84
Lv45-430	99.85	0.09	0.01	0.02	0.00	99.98	16.02	0.03	0.21	0.68	9.08	26.01	616	1	8	26	349	1000	70.86	3.85	0.00	0.00	3.41
Lv45-450	99.77	0.07	0.00	0.11	0.00	99.95	16.00	0.02	0.21	0.68	9.08	25.99	616	1	8	26	349	1000	70.60	2.94	0.00	0.00	3.37
Lv45-490	99.59	0.10	0.00	0.10	0.16	99.93	15.97	0.03	0.21	0.68	9.08	25.97	615	1	8	26	350	1000	70.97	4.09	0.00	0.00	3.42
Lv45-500	99.09	0.19	0.03	0.14	0.28	99.73	15.89	0.06	0.21	0.68	9.08	25.92	613	2	8	26	350	1000	72.23	8.03	0.01	0.01	3.57
Lv45-510	92.32	0.54	0.26	1.74	1.45	96.31	14.81	0.16	0.21	0.68	9.08	24.93	594	7	8	27	364	1000	77.77	22.73	0.02	0.02	4.10
Lv45-530	80.51	0.75	0.00	0.00	0.00	81.26	12.91	0.23	0.21	0.68	9.08	23.10	559	10	9	29	393	1000	82.68	31.68	0.02	0.02	4.34
Lv45-540	78.63	0.35	0.00	0.00	0.00	98.16	12.61	0.10	0.21	0.68	9.08	22.68	556	5	9	30	400	1000	78.01	14.68	0.01	0.01	3.75
Lv45-550	81.15	0.70	0.52	1.17	12.8	96.32	13.02	0.21	0.21	0.68	9.08	23.19	561	9	9	29	391	1000	81.95	29.68	0.02	0.02	4.27
Lv45-vs-715	100.0	0.00	0.00	0.00	0.00	100.0	16.04	0.00	0.21	0.68	9.08	26.00	617	0	8	26	349	1000	69.68	0.00	0.00	0.00	3.26
Lv45-vs-715	100.0	0.00	0.00	0.00	0.00	100.0	16.04	0.00	0.21	0.68	9.08	26.00	617	0	8	26	349	1000	69.68	0.00	0.00	0.00	3.26

Научное издание

Ренат Белалович Шакиров

**ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ
ОКРАИННЫХ МОРЕЙ
ВОСТОЧНОЙ АЗИИ**

Редактор издательства *Т.А. Садчикова*

Макет *А.Н. Кураленко-Балакирев*

ООО “Издательство ГЕОС”
129315, Москва, 1-й Амбулаторный пр-д, 7/3-114.
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91.
E-mail: geos-books@yandex.ru,
www.geos-books.ru

ООО ИПК “Панорама”
Подписано к печати 30.12.2018.
Формат 60×90 1/16. Бумага офсетная.
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 44,0.
Тираж 300 экз.

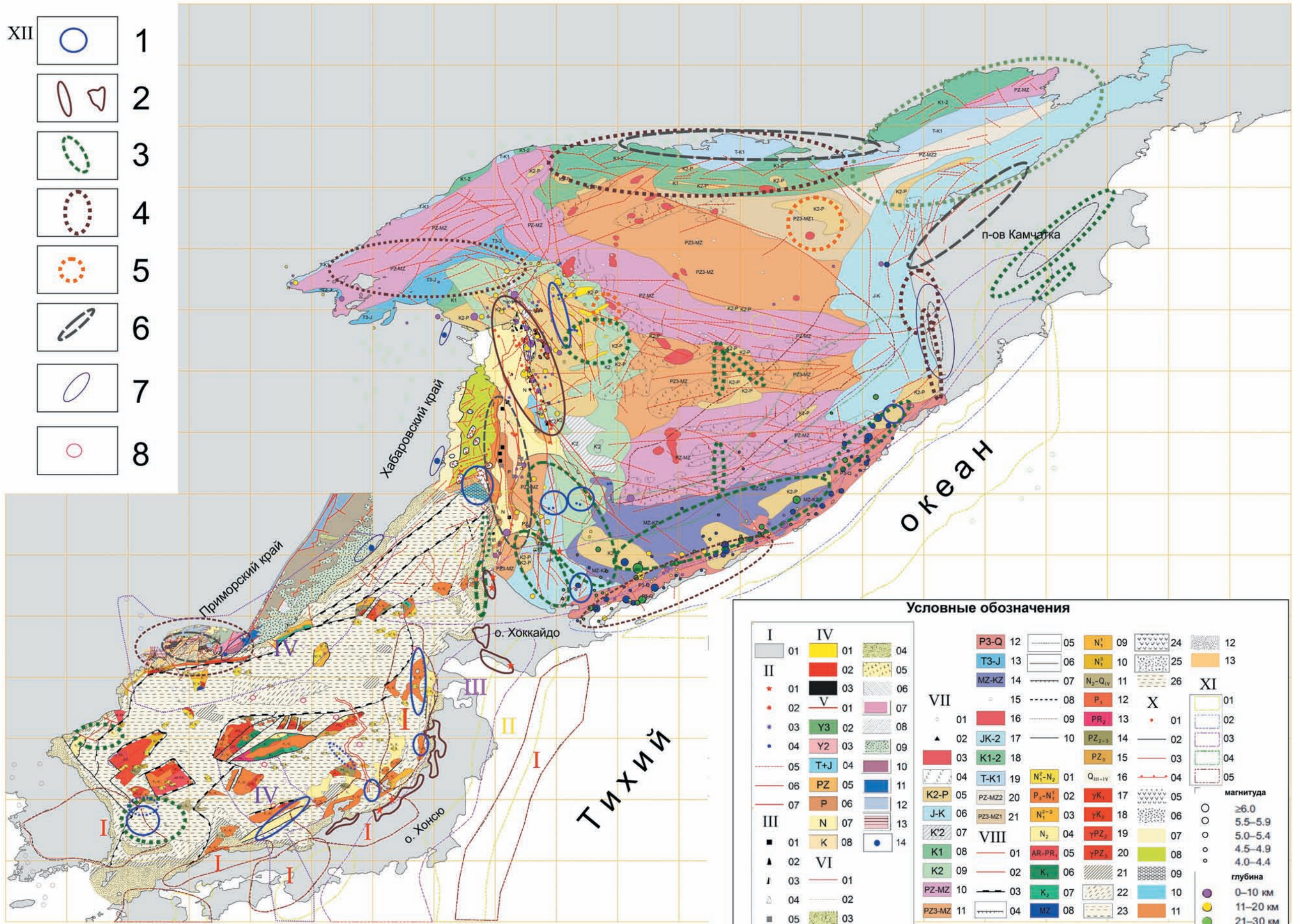
Отпечатано в полном соответствии с представленным
электронным оригинал-макетом в ОАО “Альянс “Югполиграфиздат”, ООО ИПК “Панорама”
400001, г. Волгоград, ул. КИМ, 6

128° 130° 132° 134° 136° 138° 140° 142° 144° 146° 148° 150° 152° 154° 156° 158° 160° 162° 164° 166°

- XII
- 1
 - 2
 - 3
 - 4
 - 5
 - 6
 - 7
 - 8

62°
60°
58°
56°
54°
52°
50°
48°
46°
44°
42°
40°
38°
36°
34°

62°
60°
58°
56°
54°
52°
50°
48°
46°
44°
42°
40°
38°
36°
34°



Условные обозначения

I	01	IV	01		04	P3-Q	12		05	N₁¹	09		24		12
II	01		02		05	T3-J	13		06	N₁²	10		25		13
	02	V	01		07	MZ-K2	14		07	N₂-Q_{IV}	11		26	XI	01
	03		02		08				08	P₃	12				02
	04		03		09				09	PR₂	13				03
	05	T+J	04		10				10	PZ₂₋₃	14				04
	06	PZ	05		11				11	Q_{III-IV}	16				04
	07	P	06		12				12	γK₁	17				05
III	01	N	07		13				13	γK₂	18				06
	02	K	08		14	VII	01		08	N₁¹⁻²	01				07
	03	VI	01		03				09	P₃-N₁¹	02				08
	04		02		04	K1	08		10	N₁²⁻³	03				09
	05		03		05	K2	09		11	N₂	04				10
			04		06	PZ-MZ	10		12	AR-PR	05				11
			05		07	PZ3-MZ	11		13	K₁	06				12
					08				14	K₂	07				13
					09					MZ	08				14
					10										
					11										
					12										
					13										
					14										

магнитуда

-
 ≥ 6.0 -
 5.5–5.9
-
 5.0–5.4
-
 4.5–4.9
-
 4.0–4.4

глубина

-
 0–10 км
-
 11–20 км
-
 21–30 км
-
 ≥ 31 км

128° 130° 132° 134° 136° 138° 140° 142° 144° 146° 148° 150° 152° 154° 156° 158° 160° 162° 164° 166°

Приложение 5

Карта геологического контроля распределения газопроявлений, аномальных газогеохимических полей углеводородных газов, нефтегазовых залежей и газогидратов в Охотско-Япономорском регионе

Условные обозначения к «Карте геологического контроля...» на основе [Географический атлас..., 1982; Геологическая карта..., 1995; Геологическое строение и полезные ископаемые..., 2002; Ильев и др., 2004; Родников и др., 2014; Тектоника..., 2004; Харахинов, 2010] с дополнениями автора.

I: 1 – материк и острова; **II** о. Сахалин: 1 – грязевые вулканы; 2 – нефтепроявления; 3 – газопроявления; 4 – газовые факелы; 5 – разломы, преимущественно сдвиги, предполагаемые; 6 – разломы установленные; 7 – разломные зоны; **III** углеводороды: 1 – месторождения каменного угля; 2 – месторождения нефти; 3 – месторождения нефти и газа; 4 – месторождения газа; 5 – месторождения бурого угля; **IV** о. Сахалин и шельф: 1 – скопления газогидратов (предполагаемые по геофизическим данным); 2 – месторождения газа на шельфе; 3 – месторождения нефти на шельфе; **V:** 1 – разломы; 2–3 – гранитоиды мезозойского и палеозойского возраста; 4 – триасовая и юрская системы; 5 – палеозойская система; 6 – палеогеновая система; 7 – неогеновая система; 8 – меловая система; **VI** Приморский край: 1 – разломы; 2 – геологические границы; 3 – рифтогенные континентальные впадины (в том числе, угленосные); 4 – континентальные ранне-меловые терригенные, в том числе угленосные, и вулканотерригенные впадины; 5 – покровы платобазальтов; 6 – щербаковская зона скупивания; 7 – Сергеевская зона (предположительно, мафическое кристаллическое основание – ?); 8 – прибрежная зона скупивания; 9 – Сихотэ-Алинская вулканоплутоническая система; 10 – структуры деформированного осадочного чехла (наложенные мезозойские прогибы); 11 – киевская зона скупивания; 12 – структуры протоплатформенного чехла; 13 – нерасчлененные комплексы островодужные, задуговых прогибов, активной континентальной окраины; 14 – водоминеральные источники Восточного Сихотэ-Алиня; **VII** геологическая карта фундамента Охотского моря: 1 – станции драгирования; 2 – скважина Новиковская; 3 – мезозойские интрузии преимущественно гранитоидного состава; 4 – мезозойские и кайнозойские вулканы преимущественно среднего и основного состава; 5 – кремнисто-глинистые слабометаморфизованные образования; 6 – Прикамчатский вал: кремнисто-вулканогенные (Т-К₁); вулканогенно-осадочные метаморфизованные в зеленосланцеватой фации породы (J-K₁); переслаивание песчаников и алевролитов (K_{1,2}); Сахалин-Хоккайдо: вулканогенно-кремнистые образования, песчаники, алевролиты (J-K); 7 – образования офиолитового комплекса; 8 – туфы, туффиты, туфоалевролиты, туфоаргиллиты, туфопесчаники (K₁), вулканогенно-кремнистые, терригенно-вулканогенные образования, олистостромы и турбидиты (K₁); 9 – песчаники, туфопесчаники, алевролиты, аргиллиты, кремнистые породы, редко известняки, туфы, туффиты среднего состава, лавы среднего, основного, реже кислого состава (лавы в основном в северной и восточной частях); 10 – Гижинская губа: гранулит-плагиогнейсовый и метаосадочный комплекс, карбонатно-терригенные образования; Кашеваровское и Срединно-Охотское поднятия: гнейсы, гранитогнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, орто- и парасланцы, зеленокаменно-измененные вулканы, кремнистые породы и яшмы, осадочно-вулканогенные породы; район Шантарских островов: вулканогенно-кремнистые, вулканогенно-терригенные и терригенные образования; Поднятие Академии Наук СССР: осадочно-вулканогенные образования; 11 – заливы Анива и Терпения: метаморфические породы преимущественно вальзинской серии – PZ₃ (сланцы, филлиты, кварциты, мраморы), осадочно-вулканогенные образования; поднятия Центрально-Охотское и Института Океанологии: базальтовые, андезито-базальтовые и андезитовые порфириты, альбитофиры, метаандезиты, дацитовые порфириты; 12 – вулканогенно-осадочные породы и вулканы существенно базальтового состава олигоцен-четвертичного возраста; 13 – морские молассы, турбидиты; 14 – Южно-Охотская глубоководная впадина: комплекс магматитов существенно основного состава; 15 – станции драгирования; 16 – мезозойские интрузии преимущественно гранитоидного состава (по магнитным данным); 17 – вулканогенно-кремнистые образования, песчаники, алевролиты; 18 – вулканические

породы известково-щелочной серии (с преобладанием андезитов) окраинно-континентальных вулканических поясов; 19 – терригенно-вулканогенные образования; 20 – дислоцированные карбонатно-терригенные образования; 21 – молассовый комплекс пермско-нижнемезозойского возраста; **VIII** геологическая карта Японского моря: 1 – тектонические нарушения; 2 – разломные зоны; 3 – разломы, ограничивающие блоки с различным типом земной коры; 4 – разломы, ограничивающие зоны рифтов; 5 – границы между фаціальными разновидностями осадков; 6 – геологические границы; **IX** (там же) возраст пород: 1 – средний миоцен-плиоцен (базальты, андезиты, трахиты, дациты); 2 – олигоцен-нижний миоцен (комплексы пород смешанного состава: туфоконгломераты, туфопесчаники, туфодиациты, алевролиты, псаммитовые туфы, игнимбриты, трахидациты, трахириолиты, андезиты, андезитовая толща; в пределах комплексов пород смешанного состава картируются газогидратоносные площади в восточной части Японского моря.); 3 – средний-верхний миоцен (аргиллиты, туфоалевролиты, диатомовые глины, песчаники, конгломераты); 4 – плиоцен (конгломераты, гравелиты, песчаники, диатомовые алевролиты, туфопесчаники, диатомовые туфоалевролиты); 5 – архей-ранний протерозой (амфиболиты, гнейсы, сланцы, гнейсо-граниты, мигматиты); 6 – нижний мел (печаники, алевролиты, алевропесчаники); 7 – верхний мел (дациты, риолиты и их туфы, игнимбриты); 8 – мезозой нерасчлененный (песчаники, алевролиты, аргиллиты); 9 – нижний миоцен (диатомиты, диатомовые глины); 10 – верхний миоцен (диатомовые глины, песчаные известняки, известняки, аргиллиты); 11 – плиоцен-голоцен (щелочные базальты, трахиты); 12 – палеоцен (алевролиты, песчаники, конгломераты); 13 – поздний протерозой (амфиболиты, сланцы, гранито-гнейсы); 14 – средний-поздний палеозой (зеленые сланцы, филлиты, метаэффузивы, конгломераты, гравелиты, песчаники); 15 – поздний палеозой (алевролиты, песчаники); 16 – современные верхнечетвертичные отложения (гравийно-галечные отложения, пески, алевролиты, пелиты, миктиты); 17 – ранний мел (гранодиориты, граниты, диориты); 18 – поздний мел (граниты, гранодиориты, диориты); 19 – средний палеозой (граниты); 20 – поздний палеозой (кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, монцититы); 21 – миктиты; 22 – пески, гравийно-галечные отложения; 23 – алевриты; 23 – пелиты; 24 – вулканические образования среднего состава; 25 – вулканические образования кислого состава; **X** Татарский пролив: 1 – субвертикальные геологические тела – индикаторы локальной флюидодинамической активности; 2 – изопахиты кайнозойской складчатой области; 3 – сбросы; 4 – взбросо-надвиги; 5 – олигоцен-эоценовые вулканотектонические структуры; 6 – ареалы позднемиоцен-плиоценовой вулканотектонической активности; структурные элементы: 7 – субмоноклинальный склоновый западный прибортовой Присихотэалинский блок; 8 – Северо-Татарский грабен (суббассейн) – район частичной деструкции континентальной коры; 9 – зона интенсивной деструкции субокеанической коры; 10 – Южно-Татарская глубоководная котловина (суббассейн) с субокеанической корой – район глубокой деструкции коры; 11 – блоки Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы; 12 – ареалы позднемиоцен-плиоценовой вулканотектонической активности; 13 – зональные рифтогенные грабены с частичной деструкцией континентальной коры; **XI** (сейсмичность Охотского моря): 01 – зоны с очагами землетрясений 0–100 км; 02 – 100–200 км; 03 – 200–300 км; 04 – 350–500 км; 05 – 500–650 км [Родников и др., 2011]; Японское море, глубина очагов: **I** – ≤ 35 км; **II** – 35–100 км; **III** – 100–400 км, **IV** – 300–700 км (на карте пунктиром и цифрами соответствующего цвета показаны зоны с преобладанием землетрясений с этими глубинами очагов). **XII** (схема нахождения основных углеводородных скоплений и распространения аномальных газогеохимических полей): 1 – газогидратоносные районы с аномальными газогеохимическими полями высокой интенсивности (термогенные и микробные газы); 2 – нефтегазоносные районы с аномальными газогеохимическими полями преимущественно термогенных газов; 3 – перспективные газонасыщенные районы с аномальными полями метана средней и высокой интенсивности; 4 – потенциально нефтегазоносные районы с аномальными полями углеводородных газов термогенного ряда; 5 – газонасыщенные районы с аномальными газогеохимическими полями низкой и средней интенсивности; 6 – углегазоносные районы с аномальными полями термогенных и метаморфогенных газов; 7 – проявления углеводородных газов, углекислого газа и гелия в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканогене; 8 – проявления метаморфогенных и глубинных углеводородов в скважинах глубоководного бурения



45 Рейс НИС "Академик М.А. Лаврентьев"
20 июля - 25 сентября 2008



Восточно-Сибирское море



Комплексные геолого-геофизические работы Севморгео и ТОИ ДВО РАН по изучению глубинного строения Охотского моря и восточной Арктики в целях установления юрисдикции Российской Федерации на центральную часть Охотского и внешний шельф Восточно-Сибирского морей