Геосистемы переходных зон Том 3 № 1 2019 Январь – Март

Научный журнал

Учредитель: ФГБУН Институт морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения Российской академии наук

Журнал основан в 2017 г.

Выходит 4 раза в год

Geosystems of Transition Zones January – March Vol. 3 N 1 2019

Scientific journal

Founder: Institute of Marine Geology and Geophysics Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences

Founded in 2017

Published 4 times a year

Главный редактор член-корреспондент РАН Б.В. Левин Editor-in-Chief Corresponding Member of the RAS Boris W. Levin

Редколлегия	Editorial Board				
Академик РАН В.В. Адушкин	V.V. Adushkin, Academician				
Д-р техн. наук А.И. Алексанин	A.I. Alexanin, Dr. Eng. Sci.				
Зам. гл. ред., д-р физмат. наук Л.М. Богомолов	L.M. Bogomolov, Dr PhysMath. Sci., Deputy Edin-Ch.				
Д-р физмат. наук В.Г. Быков	V.G. Bykov, Dr. PhysMath. Sci.				
Д-р геолминер. наук В.М. Гранник	V.M. Grannik, Dr. GeolMiner. Sci.				
Д-р геогр. наук П.О. Завьялов	P.O. Zavyalov, Dr. Geogr. Sci.				
Д-р физмат. наук Д .П. Ковалев	D.P. Kovalev, Dr. PhysMath. Sci.				
Д-р физмат. наук Г.Г. Кочарян	G.G. Kocharyan, Dr. PhysMath. Sci.				
Д-р физмат. наук А.А. Куркин	A.A. Kurkin, Dr. PhysMath. Sci.				
Академик РАН В.А. Левин	V.A. Levin, Academician				
Д-р геогр. наук В.А. Лучин	V.A. Luchin, Dr. Geogr. Sci.				
Д-р физмат. наук Ю.В. Марапулец	Yu.V. Marapulets, Dr. PhysMath. Sci.				
Д-р геолминер. наук А.И. Обжиров	A.I. Obzhirov, Dr. GeolMiner. Sci.				
Д-р геогр. наук С.А. Огородов	S.A. Ogorodov, Dr. Geogr. Sci.				
Д-р физмат. наук О.А. Плехов	O.A. Plekhov, Dr. PhysMath. Sci.				
Отв. секретарь, канд. физмат. наук А.С. Прытков	A.S. Prytkov, Dr PhysMath. Sci., Executive Secretary				
Д-р физмат. наук Ю.Л. Ребецкий	Yu.L. Rebetskiy, Dr. PhysMath. Sci.				
Д-р физмат. наук М.В. Родкин	M.V. Rodkin, Dr. PhysMath. Sci.				
Д-р физмат. наук А.К. Рыбин	A.K. Rybin, Dr. PhysMath. Sci.				
Д-р физмат. наук Е.В. Сасорова	E.V. Sasorova, Dr. PhysMath. Sci.				
Д-р физмат. наук Ю.И. Троицкая	Yu.I. Troitskaya, Dr. PhysMath. Sci.				
Д-р физмат. наук П.П. Фирстов	P.P. Firstov, Dr. PhysMath. Sci.				
Д-р геолминер. наук Р.Б. Шакиров	R.B. Shakirov, Dr. GeolMiner. Sci.				
Д-р физмат. наук Г .В. Шевченко	G.V. Shevchenko, Dr. PhysMath. Sci.				
Академик РАН В.В. Ярмолюк	V.V. Yarmolyuk, Academician				

Ответственный за номер Л.М. Богомолов Responsible to Present Volume Leonid M. Bogomolov

Зав. редакцией В.Р. Ковалишина Редактор английских текстов Л.М. Богомолов

Staff Editor Victoryia R. Kovalishina Editor of the English translation Leonid M. Bogomolov

Содержание

Геофизика, геофизические методы поиска полезных ископаемых

В.А. Паровышный, Ю.В. Сохатюк, Д.В. Паровышный, О.В. Веселов, Е.В. Кочергин. О подходах к решению некоторых проблем оперативного прогноза сейсмических событий5 Л.Г. Свердлик, С.А. Имашев. О предсейсмических аномалиях температуры атмосферы19 А.С. Закупин, Н.В. Богинская. Современная сейсмичность в районе Центрально-Сахалинского разлома (юг о. Сахалин): ложная тревога или отодвинутый В.Н. Сычев, Н.А. Сычева, С.А. Имашев. Исследование афтершоковой последовательности Суусамырского В.В. Жигулев, А.В. Савицкий, А.В. Жигулев. Изучение газогидратов Берингова моря с применением AVO-

Океанология

Геоморфология и эволюционная география

В.В. Афанасьев, И.О. Леонтьев, А.В. Уба. Анализ динамики лагунной аккумулятивной барьерной формы (о. Сахалин) на основе математического моделирования и карт деформаций рельефа за многолетний период ..137

Петрология, вулканология

Content Geophysics, geophysics methods of the mineral prospecting

V.A. Parovyshny, Yu.V. Sohatyuk, D.V. Parovyshny, O.V. Veselov, E.V. Kochergin. Approach to solve specific problems of operative predictions of seismic events L.G. Sverdlik, S.A. Imashev. On preseismic anomalies of atmosphere temperature19 A.S. Zakupin, N.V. Boginskava. Modern seismicity in the zone of the Central Sakhalin fault (south of Sakhalin Island): false alarm or postponed prediction? V.N. Sychev, N.A. Sycheva, S.A. Imashev. Study of aftershock sequence of Suusamyr earthquake V.V. Zhigulev, A.V. Savitsky, A.V. Zhigulev. Study of Bering Sea gas hydrates with application of AVO-analysis A.A. Kostina, M.S. Zhelnin, O.A. Plekhov, I.A. Panteleev. Investigation on effectiveness of analytical models to describe steam chamber growth during steam-assisted gravity drainage **Oceanology** *M.V.* R RShakirov, A.I. Obzhirov, Shakirova, E.V. Maltseva. On gas hydrates of East Asian marginal seas: patterns of genesis and distribution (review) R.B. Shakirov, O.V. Mishukova. The spatial distribution of the methane fluxes on the water-atmosphere boundary in the Sea of Okhotsk107 G.V. Shevchenko. M.O. Khuzeeva. V.E. Yachmenev. A.A. Shishkin. Storm waves in the South Kuril Island by visual and instrumental data

Geomorphology and evolution geography

Petrology and volcanology

Свидетельство о регистрации ПИ № ФС 77-73243 от 13.07.2018 г. (свид-во о первоначальной регистрации ПИ № ТУ27-00578 от 11.07.2016)

Адрес редакции: ИМГиГ ДВО РАН ул. Науки, 1 Б, Южно-Сахалинск, 693022 Тел./факс: (4242) 791517; E-mail: gtrz-journal@mail.ru Editorial Office Address: IMGG FEB RAS 1B, Nauki Str., Yuzhno-Sakhalinsk, 693022 Tel./Fax: (4242) 791517 E-mail: gtrz-journal@mail.ru

Геофизика, сейсмология, методы прогноза

doi: 10.30730/2541-8912.2019.3.1.003-004

Приглашение к дискуссии

Поиск новых подходов к краткосрочным и/или оперативным прогнозам сильных землетрясений – один из главных вызовов геофизики XXI в. До настоящего времени не разработаны эффективные методы предсказания места и магнитуды землетрясений, ожидаемых в течение кратких интервалов времени (часы, сутки, недели... до нескольких месяцев). Для интервалов времени, соответствующих среднесрочным прогнозам (от нескольких месяцев до нескольких лет), такие методы уже известны¹. В этих условиях выделение краткосрочных предвестников и оценки времени землетрясения, уточняющие среднесрочный прогноз, оправданы в случаях, когда уже имеется информация о месте и магнитуде ожидаемого сейсмического события. Примером может быть разработанный в ИМГиГ ДВО РАН двухступенчатый алгоритм, основанный на анализе сейсмических рядов и включающий переход от среднесрочных к краткосрочным предвестникам землетрясений на о. Сахалин². Однако заслуживают внимания и работы, выпадающие из этой методологии.

В данном номере нашего журнала публикуются в порядке обсуждения две статьи³, посвященные вариациям геофизических полей, возможно являющимся краткосрочными или оперативными предвестниками. Также представлена статья⁴ о новых закономерностях распределения слабых землетрясений перед и после сильного (главного) события. В предыдущих выпусках журнала уже освещались различные вопросы оценок сейсмической опасности, направленные на совершенствование среднесрочных⁵ и долгосрочных⁶ прогнозов землетрясений. Приглашая читателей к дискуссии о возможных подходах к краткосрочным или оперативным прогнозам сильных землетрясений, стоит отметить следующее.

С одной стороны, все еще остается принципиальное препятствие для краткосрочных прогнозов – отсутствие связи между характеристиками краткосрочных предвестников и параметрами землетрясений. Во многих случаях неясен сам механизм возникновения вариаций (аномалий) в геофизических полях, из-за чего статистика, даже подтверждающая взаимосвязи, не может обосновать надежность предвестника. Это в первую очередь касается атмосферных и ионосферных вариаций, связываемых с очагом ожидаемого землетрясения.

¹ Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.; Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М.: Наука, 2006. 256 с.

² Тихонов И.Н., Закупин А.С. Ретроспективная оценка применимости двухэтапной схемы краткосрочного прогнозирования землетрясений (M ≥ 5) Южного Сахалина по данным детального каталога // Вестник ДВО РАН. 2016. № 1. С. 58–67.

³ В.А. Паровышный, Ю.В. Сохатюк, Д.В. Паровышный, О.В. Веселов, Е.В. Кочергин. О подходах к решению отдельных проблем оперативного прогноза сейсмических событий; Л.Г. Свердлик, С.А. Имашев Алгоритм выделения предсейсмических аномалий температуры атмосферы.

⁴ Н.А. Сычева, В.Н. Сычев, С.А. Имашев. Исследование афтершоковой последовательности Суусамырского землетрясения.

⁵ Закупин А.С., Каменев П.А. О возможности пространственно-временной локализации повышенной сейсмической опасности в методике среднесрочного прогноза LURR (на примере Новой Зеландии) // Геосистемы переходных зон. 2017. № 3. С. 40–49; Прытков А.С., Сафонов Д.А., Закупин А.С. Онорское землетрясение 14 августа 2016 г. М_{...} = 5.8 (о. Сахалин) // Геосистемы переходных зон. 2018. Т. 2, № 3. С. 154–164.

⁶ Левин Б.В., Сасорова Е.В. О влиянии скорости вращения Земли на глобальную сейсмичность (по материалам наблюдений с 1720 по 2016 г.) // Геосистемы переходных зон. 2017. № 3. С. 3–20.

С другой стороны, не доказана выдвинутая более 20 лет назад гипотеза о принципиальной непредсказуемости землетрясений⁷. Эта гипотеза исходит в основном из опыта наблюдений аномалий геофизических полей в Японии и Греции, в частности геодезических измерений и модного в то время метода VAN (электротеллурических потенциалов)⁸. В этот же 20-летний период сделано несколько удачных прогнозов землетрясений в других регионах, в частности в Дальневосточном регионе России⁹. Хотя таких прогнозов немного, но они сделаны и зафиксированы в реальном времени (а не ретроспективно) и соответствуют всем требованиям из работ «критиков»¹⁰. Поэтому в настоящее время предметом дискуссии может считаться не сама предсказуемость или непредсказуемость землетрясений, а потенциал того или иного метода прогноза для конкретного сейсмоопасного региона (с учетом ограничений из-за объема и качества исходных геофизических данных и оперативности их получения).

Также обращает на себя внимание вопиющее противоречие между выводами нелинейной динамики систем о наличии «горизонта прогноза» (т.е. возможности прогнозирования лишь близких по времени событий¹¹) и сложившимися в сейсмологии представлениями, что надежными могут быть среднесрочные, но не краткосрочные прогнозы. Зона очага, несомненно, является сложной многофазной системой, к которой относятся результаты нелинейной динамики.

Фантастический способ устранить или сгладить противоречие – допустить, что этот горизонт проходит как раз между периодами оперативного и краткосрочного прогноза.

Ранее неоднократно аргументировалось, что среднесрочные предвестники отражают изменения напряженно-деформированного состояния среды в области вокруг готовящегося землетрясения, но не критическое состояние очага¹². Подходы к среднесрочным и оперативным прогнозам, скорее всего, должны основываться на разных физических эффектах.

Будем рады опубликовать различные представления и мнения участников дискуссии в виде новых статей, кратких сообщений, отзывов, писем в редакцию.

Л. М. Богомолов, доктор физико-математических наук, директор Института морской геологии и геофизики, зам. главного редактора журнала «Геосистемы переходных зон»

⁷ Geller R. Earthquake prediction: critical review // Gephys. J. Int. 1997. Vol. 131. P. 425–450.

⁸ Debate on "VAN" // Geophys. Res. Letters. 1996. Vol. 23(11). P. 1291–1452.

⁹ Tikhonov I.N., Kim Ch.U. Confirmed prediction of the 2 August 2007 Mw 6.2 Nevelsk earthquake (Sakhalin Island, Russia) // Tectonophysics. 2010. Vol. 485(1-4). P. 85–93.

¹⁰ Debate on "VAN"...; Geller R.J. Shake up for earthquake prediction // Nature. 1991. Vol. 352. P. 175–176.

¹¹ Малинецкий Г.Г., Потапов А.Б. Парадигма самоорганизованной критичности. Иерархия моделей и пределы предсказуемости // Изв. вузов. Прикладная нелинейная динамика. 1997. Т. 5, № 5. С. 89–106.

¹² Соболев Г.А. Указ. соч.; Моргунов В.А. Реальности прогноза землетрясений // Физика Земли. 1999. № 1. С. 79–91.

Геофизика, сейсмология, методы прогноза

УДК 550.21:550.83(571.642)

doi: 10.30730/2541-8912.2019.3.1.005-018

О подходах к решению некоторых проблем оперативного прогноза сейсмических событий

© 2019 В. А. Паровышный^{*1}, Ю. В. Сохатюк¹, Д. В. Паровышный², О. В. Веселов^{*1}, Е. В. Кочергин¹

> ¹Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия ²Сахалинский промышленно-экономический техникум, Южно-Сахалинск, Россия *E-mail: valimgg@yandex.ru; o.veselov@imgg.ru

Рассматриваются результаты экспериментальных исследований по изучению характера временных изменений естественных геофизических полей над залежью газа, расположенной в зоне влияния активного регионального разлома, и выявлению связи этих изменений с сейсмичностью. Установлено, что процесс подготовки сейсмических событий сопровождается резким нарушением стабильности естественных геофизических полей над продуктивными блоками залежи. Рекомендуется использовать этот эффект как метод оперативного прогноза сейсмических событий.

Ключевые слова: естественное электрическое поле, геомагнитное поле, термальное поле, оперативный прогноз сейсмических событий.

Approach to solve specific problems of operative predictions of seismic events

Valery A. Parovyshny^{*1}, Yuri V. Sohatyuk¹, Dmitry V. Parovyshny², Oleg V. Veselov^{*1}, Evgeniy V. Kochergin¹

¹Institute of Marine Geology and Geophysics of the Far Eastern Branch of RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia ²Sakhalin Industrial and Economic College, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia *E-mail: valimgg@yandex.ru; o.veselov@imgg.ru

The results of experimental studies of temporal changes in natural geophysical fields located in the zone of the active regional fault influence, and above gas deposit have been considered as well as their relationships to seismicity. It has been established that the process of seismic event preparation process is followed by a sharp instability natural geophysical fields on productive reservoirs of the deposit. The effect may be recommended to predict seismic event in operative scale of time.

Key words: natural electric field, geomagnetic field, thermal field, operational forecast of seismic events.

Введение

Обращаясь к проблемам исследования сейсмичности, необходимо выделить в них прогностическую составляющую и обозначить ее как наиболее важную и нерешенную задачу. Решение задач прогноза сейсмических событий осуществляется в сейсмологии различными способами. По оценке сахалинских сейсмологов, имеется определенный успех в области долгосрочного и среднесрочного прогнозов [Тихонов, Ким, 2008, 2009]. Большим достижением в области среднесрочного прогноза считается определение «сейсмических циклов» и «сейсмических брешей» первого и второго родов [Моги, 1988]. При решении этой проблемы находят практическое применение законы подобия о распределении интервалов времени между событиями и зависимости частоты их повторяемости от энергетического класса [Шуман, 2013]. И.П. Добровольский [2009] отмечает определенные успехи в области вероятностного и детерминированного прогноза. В то же время, ссылаясь на тридцатилетний опыт исследований на среднеазиатских полигонах, он говорит об отсутствии положительных результатов в области эмпирического прогноза – исследований предвестников, направленных на создание методики краткосрочного прогноза. И констатирует, что экспериментальных данных в области прогноза явно недостаточно.

научном сообществе укоренилось B мнение о принципиальной невозможности осуществления краткосрочного прогноза землетрясений, а следовательно, и о бессмысленности дальнейшего научного поиска. Пессимистические выводы, сделанные на совещании «Оценка проектов по прогнозу землетрясений» (Лондон, 1996 г.), отразились в следующих основных постулатах: не существует физической основы прогноза отдельного землетрясения, статистический подход предпочтительнее исследований физических процессов (см.: [Николаев, Савин, 2014]). Какими бы ни были взгляды на прогноз, этой проблемой с разной степенью активности продолжают заниматься многие научные подразделения, осознавая, что практическое значение имеет лишь такой прогноз, который содержит точные сведения о месте (пространственных координатах), времени и энергии предстоящего сейсмического события. Разработка методики такого прогноза сейсмических событий – основная задача представленных здесь исследований.

Экспериментальные исследования по изучению связи временных изменений естественных геофизических полей над залежью газа с сейсмическими событиями проводятся лабораторией геодинамики и морской геологии Института морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН с 2003 г.

В исследованиях на Южно-Луговском геофизическом полигоне [Паровышный и др., 2008, 2016] нами было показано, что естественные геофизические поля нестабильны над залежью углеводородов (УВ). Период проявления нестабильности выражается резким возмущением полей и начинается за несколько часов до предстоящего сейсмического события. По этому признаку время предстоящего сейсмического события может быть определено не менее чем за 4 ч до реализации независимо от его магнитуды, если эпицентр этого события находится в радиусе 650 км от места наблюдений. Там же [Паровышный и др., 2016] был обоснован путь решения задачи об определении координат эпицентров предстоящих сейсмических событий с использованием синхронных наблюдений за естественными геофизическими полями как минимум на 3 полигонах, расположенных не на прямой линии на расстоянии более 200 км друг от друга.

Для реализации данной задачи в августе 2016 г. был организован стационарный пункт комплексных геофизических наблюдений на п-ове Ламанон (далее Ламанонский полигон). Место заложения данного полигона было выбрано на основе результатов комплексных геофизических и геохимических исследований на п-ове Ламанон в 2007 г. [Отчет..., 2008]. Здесь по нашей методике определения продуктивности в отношении нефтегазоносности Паровышный и др., 2008; Parovyshny et al., 2015] исследовано 5 перспективных объектов, три из них по комплексу признаков признаны продуктивными [Отчет..., 2008]. Стационарный пункт размещен на объекте «Каменский», который соответствует всем необходимым требованиям, предъявляемым к полигону, предназначенному для наблюдений за естественными геофизическими полями с целью отработки методики прогноза сейсмических событий. Полигон расположен над прогнозируемой залежью УВ, удален от населенного пункта – источника техногенных помех – и имеет место для размещения азимутально ориентированной дипольной установки для наблюдения за естественным электрическим полем (ЕП) с малым перепадом высот. Наблюдения на Южно-Луговском полигоне производились с 25 мая по 28 ноября 2016 г., на Ламанонском – с 14 августа по 10 сентября 2016 г. Местоположение полигонов показано на рис. 1. Расстояние между полигонами 210 км.

В качестве источника дополнительной информации о предстоящих сейсмических событиях в работе рассматриваются материалы магнитотеллурического зондирования (МТЗ), полученные в летне-осенние полевые периоды 2015–2017 гг. отрядом геофизиков Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева под руководством В.М. Никифорова по договору о сотрудничестве между ИМГиГ и ТОИ ДВО РАН. В разделе «Результаты...» демонстрируются отдельные фрагменты записи данных МТЗ в нашей обработке и интерпретации.

На Южно-Луговском геофизическом полигоне (рис. 2) в 2003, 2004 и 2006 гг. выполнено 9 циклов комплексных (гравиметрических и термометрических) наблюдений по сети профилей, пересекающих все продуктивные блоки месторождения. По результатам наблюдений установлены основные признаки продуктивности:

1. В контуре продуктивности гравитационное поле нестабильно во времени. Разности значений Δg_н между циклами наблюдений достигают величины ±0.16 мГал.

2. Продуктивные блоки структуры характеризуются максимумами нестабильности гравитационного поля и относительными максимумами температур.

3. Гравитационное и термальное поля над залежью меняют характеристики синхронно. Повышению напряженности гравитационного поля в контуре залежи соответствует повышение температур, и наоборот: понижение



Рис. 1. Схема расположения Южно-Луговского (1) и Ламанонского (2) стационарных пунктов. Координаты центров установок ЕП: Южно-Луговской полигон – 46°42′10′′ с.ш., 142°28′00′′ в.д.; Ламанонский – 48°32′19′′ с.ш., 141°59′00′′ в.д.

напряженности гравитационного поля сопровождается понижением уровня термального поля.

4. В период прохождения естественного сейсмического импульса в контуре залежи происходит повышение температуры.

Необходимо отметить, что эффекты, аналогичные регистрируемым нами, получены в разное время и в разной последовательности другими исследователями. Например, эффект нестабильности гравитационного поля над месторождениями УВ, впервые обнаруженный сотрудниками ИГРГИ АН СССР, достаточно подробно описан в работах А.И. Волгиной [Волгина, Кононков, 1987; Волгина, 1990]. Искажение амплитуд лунносолнечных вариаций гравитационного поля, предшествующее близким землетрясениям, зафиксировано грузинскими геофизиками [Балавадзе, Картвелишвили, 1995].

Использование залежей УВ в качестве индикатора для прогноза сейсмических



Рис. 2. Южно-Луговской геофизический полигон. Расположен на Южно-Луговском месторождении газа. 1 – границы залежи, 2 – профили комплексных геофизических наблюдений, 3 – разрывные нарушения и их номера, 4 – поисковые скважины и их номера, 5 – площадь залежи, 6 – стационарный пункт, действовавший в 2014–2016 гг.

событий отражено в работе [Абдуллаев и др., 2011]. В ней рассматриваются вариации кажущегося удельного электрического сопротивления горных пород за период 2000-2005 гг., полученные вертикальным электрическим зондированием на постоянном токе с разносом питающих электродов АВ = 300 м на нефтегазовом месторождении Димитровское, которое расположено на западном побережье Каспия в сейсмоактивном районе Дагестана. Перед сильными землетрясениями в Каспийском регионе с магнитудами M = 6.8–7.4 зарегистрированы импульсные увеличения кажущегося сопротивления, превышающие в десятки раз погрешность измерительной установки. Увеличения кажущегося сопротивления перед сильными землетрясениями авторы связывают с выходом газа из месторождения по трещинным зонам горных пород, проницаемость которых связана с воздействием меняющихся в зоне подго-



Рис. 3. Расположение стационарного пункта на Ламанонском полигоне в 2016 г. относительно сети комплексных геофизических наблюдений 2007 г. Удален от Южно-Луговского полигона на 210 км по азимуту 350° [Отчет..., 2008].

товки землетрясения тектонических напряжений. Относительные максимумы температур над продуктивными структурами углеводородов известны из работ [Осадчий и др., 1976; Осадчий, 1990].

Нужно отметить также, что использование дипольной установки ЕП для определения времени предстоящего события возможно, видимо, не только над залежью УВ. Успешное применение 9-канальной установки в г. Вакаяма (Япония) в августе 1993 г. продемонстрировал М. Джонстон [Johnston, 1997]. Он описал эффекты возмущений естественного электрического поля перед сейсмическими событиями с магнитудами 3.1 и 4.2.

Существование объектов с повышенной чувствительностью к процессу подготовки сейсмических событий отмечено И.П. Добровольским [2009], но он не выделил залежи УВ в особый ряд. Однако нами эффекты в естественных геофизических полях, соответству-

ющие процессу подготовки сейсмического события, зафиксированы только над залежью газа. Попытки наблюдений вне контуров залежи не имели необходимого результата.

Структура и особенности строения Южно-Луговского месторождения газа подробно изложены ранее [Паровышный и др., 2008; Parovyshny et al., 2015], там же представлена методика профильных геофизических наблюдений.

Материалы по Ламанонскому участку ранее не публиковались, поэтому ниже приводятся краткая характеристика структуры и основные данные о ее продуктивности.

Структура выделена по данным сейсморазведочных работ МОВ ОГТ 120-кратного прослеживания, выполненных в 2007 г. [Отчет..., 2008]. В это же время здесь проведено 3 цикла комплексных геофизических наблюдений (высокоточные гравиметрические, термометрические, магнитометрические). Сеть наблюдений 2007 г. показана на рис. 3, основные результаты наблюдений – на рис. 4.

Ламанонский пункт 2016 г. (см. рис. 3) заложен на основании 1-го и 2-го критериев оценки продуктивности, приведенных выше, а также по наличию аномально высокой концентрации метана по вытяжкам из шпуров в пределах изучаемого объекта. Фрагмент строения структуры и один из критериев наличия залежи УΒ (аномально большие разности наблюденных значений силы тяжести Δg_) представлены на рис. 4.

Структура развита в неогеновых терригенных отложениях маруямской (N₁₋₂mr), курасийской (N₁kr) и верхнедуйской (N₁vd) свит. Вероятно, структура расположена в аллохтоне, в основании ограничена плоскостью надвига. Залежь газа



Рис. 4. Каменская структура. Вверху графики разностей наблюденных значений гравитационного поля (Δg_{μ}) для профиля 1К, внизу – временной сейсмогеологический разрез. На пикете 2550 показана проектная скважина глубиной 3000 м. Вверху 2–1, 3–1 и 3–2 означают разницу между циклами наблюдений.

предполагается в отложениях маруямской и верхнедуйской свит; возможно, продуктивен блок предположительно палеогеновых отложений в интервале глубин 2400–3000 м проектной скважины.

Аппаратура и методика наблюдений

Комплексные геофизические наблюдения проводились на стационарных пунктах, расположенных над продуктивными блоками залежи углеводородов, комплексом геофизических методов, включающим электрометрию (метод естественного электрического поля), магнитометрию, термометрию.

Электрометрические наблюдения производили цифровой 6-канальной компьютеризированной станцией от 6 диполей, ориентированных от общей точки пересечения по истинным азимутам через 30°. Дискретность измерений 10 с по каждому каналу, точность определения $\Delta U = \pm 0.5$ мкВ. Станция позволяет накапливать информацию в собственной памяти, которая периодически скачивается в компьютер, подвергается дальнейшей обработке и архивируется. Обеспечивается просмотр текущего состояния ЕП в графической форме по каждому каналу.

Магнитометрические наблюдения 2015 и 2017 гг. выполнялись феррозондовым трехкомпонентным магнитометром Lemi-025, точность определения по каждому вектору не менее ±0.01 нТл, дискретность регистрации 1с. Магнитометр накапливает информацию на сменных CD-картах и обеспечивает просмотр текущего состояния поля на дисплее.

Термометрические наблюдения проводили цифровой компьютеризированной станцией от датчиков, погруженных в скважины на глубину до 5.5 м. Точность определения температур ± 0.01 °C. Дискретность записи 1 мин. Показания также фиксируются на CD-картах и просматриваются на дисплее в текущем режиме.

Результаты и обсуждение

Полученная информация неравноценна по значимости. Наиболее информативны данные ЕП, которые в графической форме позволяют определить время предстоящего сейсмического события и в большинстве случаев направление от места наблюдений на эпицентр. Данные магнитометрии и термометрии используются для подтверждения



факта события и более точного определения времени предстоящего события.

Предыдущими исследованиями на Южно-Луговском геофизическом полигоне [Parovyshny et al., 2015; Паровышный и др., 2016] были установлены критерии определения времени предстоящего сейсмического события и намечены пути решения задачи определения координат эпицентра этого события.

В полевые периоды 2014–2017 гг. ставилась задача выявления главной составляющей определения координат – азимутального направления от пункта наблюдений на эпицентр. Успешное решение этой задачи связано прежде всего с местоположением

> дипольной установки ЕП. Она должна располагаться над продуктивным блоком залежи УВ, в котором отбор газа не производится. При этом объем запасов УВ в ловушке существенного значения не имеет. Пункт наблюдений должен быть удален от жии производственлых объектов, линий ных электропередач и других коммуникаций. Данным требованиям соответствовали стационарные пункты, расположенные в южном блоке Южно-Луговского месторождения газа (рис. 2) и на п-ове Ламанон (рис. 3).

> Фрагменты суточных записей естественных геофизических полей, полученные в данный период времени в графической форме, представлены ниже.

> На рис. 5 с помощью графиков dU (рис. 5А) и графиков градиентов dU/dt (рис. 5Б) показана реакция ЕП на серию



событий 13 сентября 2014 г. Первое событие произошло в 03:32. На графиках ΔU читается четкий сигнал в виде пиков по всем каналам в 03:00. Интервал времени между сигналом и временем события составляет всего 32 мин, что является исключением из практики наблюдений. Во всех записанных ранее эпизодах (более 300) сигнал о предстоящем событии поступал примерно за 4 ч до его реализации. В отличие от графиков dU, на графиках градиентов dU/dt сигнал о событии в виде резких возмущений поля определяется в 00:15, т.е. разность между началом сигнала и временем события составляет более 3 ч. Здесь же следует отме-

тить двухчасовой период стабилизации поля, предшествующий событию. Эпизоды событий с таким фрагментом записи не постоянны, но отмечаются довольно часто. Они были ранее представлены в работах [Parovyshny et al., 2015; Паровышный и др., 2016].

Использованный здесь применяемый далее И способ визуализации результатов наблюдений в виде градиентов поля дает возможность выделить полезный сигнал, не имеющий четко выраженной формы в истинных значениях поля, а также определить время предстоящего события на 1.5-2 ч раньше, чем по ΔU. Таким образом, скорость изменения электрического поля является более чувствительной характеристикой в сравнении с его относительными изменениями.

Далее предлагается анализ записей измене-

ний ЕП (графики ΔU, рис. 6А, и графики градиентов, рис. 7А) и геомагнитного поля (рис. 6Б и 7Б), характеризующих серию событий 20 сентября 2016 г.

За этот период сейсмостанциями Сахалина зарегистрировано 4 события. Первое, в 0:00, не рассматривается, поскольку интервал записи, предшествующий ему, расположен в записи за 19.09.2015. Третье событие, в 13:46, слабо отражено в полях по причине большой удаленности эпицентра от пункта наблюдений. Отражение события в 12:51 рассматривается подробно благодаря наличию прогностических признаков по нескольким параметрам.



Рис. 6. Реакция естественных электрических и геомагнитных полей на сейсмические события 20.09.2015. А – графики ЕП (ΔU); Б – графики геомагнитного поля по составляющим: Вх, Ву – горизонтальные, Вz – вертикальная.

Отметим следующие моменты. На графиках ЕП (рис. 6А) возмущения поля, предшествующие событию, начинаются в 7 ч, примерно за 5 ч 50 мин до его реализации. Наибольшая амплитуда сигнала отмечена по каналу 3 (диполь ориентирован по азимуту 60°). На графиках геомагнитного поля (рис. 6Б) меридиональная составляющая (Вх) реагирует на событие одновременно с ЕП, но широтная составляющая (Ву) резко отклоняется от тренда в 5:40, примерно за 7 ч 50 мин до события. На графиках градиентов ЕП (рис. 7А) начало возмущений четко отмечается в 5:00 по каналам 1 и 2, менее выражено по каналу 6. Графики градиентов геомагнит-

20 сентября 2015 A 0,0012 12:51 13:46 18:22 =509 KH =989 KM L=53 KH 0,001 A3=70° A3=254 A3=121° H=43 KM 0,0008 Н=78 кн H=10 KH M=4.3 M=5.6 M=4.4 0,0006 0,0004 0,0002 9,0002 i l' de alambadel (b. b. b -0,0004 -0,0006 0.0008 4:00 8:00 16:00 20:00 0:00 0 00 12:00 00:00 L=411 KM 100 6 Канал 2 Канал З Канал 5 A3=163° Kanan 1 Ka H=51 KM Б M=4.6 4 3 2 គ្ន រ 0 -1 -2 -1 4:00 8:00 12:00 16:00 0:00 0:00 20:00 Время dBy dfiz

ного поля (рис. 7Б) практически синхронно повторяют графики градиентов ЕП. Вz здесь не информативна.

Резкое возмущение ЕП по всем каналам и геомагнитного поля по горизонтальным составляющим, характерное для следующего события, произошедшего в 18:22, зарегистрировано в 16:22. В данном случае сигнал, предшествующий событию, хорошо опознается за 2 ч 38 мин до его реализации. Отнесенность к рассматриваемому событию более ранних колебаний неоднозначна, поскольку они искажены колебаниями, вызванными двумя предыдущими событиями. Здесь наибольшая амплитуда сигнала в ЕП

> фиксируется по каналу 4 (диполь ориентирован по азимуту 90-270°), с косвенным подтверждением широтного удаления источника от пункта наблюдений по горизонтальным составляющим геомагнитного поля. Таким образом, азимутальное направление на источник рассматриваемого события определяется достаточно уверенно.

> Анализ изложенного приводит к следующим выводам.

> 1. Визуализация наблюдений в градиентах полей позволяет получить сигнал о предстоящем сейсмическом событии примерно на 2 ч раньше, чем по графикам в истинных значениях.

> 2. По наибольшей амплитуде сигнала можно определить примерное азимутальное направление от пункта наблюдений на эпицентр предстоящего события. Здесь необходимо сделать следующие пояснения. Ста-

Рис. 7. Реакция естественных электрических и геомагнитных полей на сейсмические события 20.09.2015. А – производные естественного электрического поля (dU/dt); Б – производные геомагнитного поля (dx/dt, dy/dt, dz/dt).

ционарный пункт наблюдений, на котором получены исходные данные для демонстрируемых здесь графиков, организован в 2014 г. До 2014 г. стационарный пункт находился севернее, у скв. № 12 (рис. 2), где ориентировка сигнала определялась практически всегда по диполю, ориентированному на эпицентр события. На пункте 2014 г. сигналы ЕП, принимаемые от источников, расположенных в восточном секторе относительно пункта наблюдений, имели большую амплитуду по каналам, ориентированным на 60° против часовой стрелки от истинного направления. Это отклонение регистрируется устойчиво в период наблюдений в полевые хронных наблюдений естественного электрического поля на Южно-Луговском и Ламанонском стационарных пунктах 16 августа 2016 г. (рис. 8). Графики представлены в градиентах ЕП.

Фрагмент записи представляет отражение в ЕП серии сейсмических событий, эпицентры пяти из которых расположены к северу от полигонов с разностью расстояний около 200 км. Время событий по выявленным ранее признакам в данном случае определить невозможно.

Из сопоставления записей событий следует очевидный вывод о том, что в записи, полученной на Ламанонском пункте, рас-

сезоны 2014-2017 ГГ. Вероятно, этот эффект связан с электрической анизотропией залежи газа, его следует учитывать без дополнительного изучения и при опренаправления делении вводить поправку +60°. При организации пункта наблюдений над другой залежью УВ поправка может быть другой. При запуске аппаратуры в рабочий режим необходимо ее тестирование путем сравнения азимутов, вычисленных по координатам эпицентров и полученных от официальных источников, с реально определяемыми аппаратурой ЕП.

3. В геомагнитном поле сигналы о предстоящих событиях хорошо выражены по горизонтальной составляющей Ву, указывая на удаление источника от пункта наблюдений в широтном направлении.

Далее рассматриваются результаты син-





Рис. 8. Сопоставление графиков производных ЕП по результатам наблюдений на Южно-Луговском и Ламанонском полигонах.

положенном на 210 км ближе, чем Южно-Луговской, амплитуда сигнала по каналу 1, ориентируемому близко к направлению на эпицентры событий (360°), на несколько порядков выше, чем в записи, полученной синхронно на Южно-Луговском пункте. Нетрудно представить, что при нахождении пункта наблюдений на 300–400 км севернее Ламанонского участка область проявления событий может быть определена даже без четкой дифференциации сигнала по каналам.

Далее сравним результаты наблюдений по записям на Южно-Луговском и Ламанонском полигонах и по данным МТЗ в нашей обработке и интерпретации.

МТЗ, Гастелло, 19.08.2017 Ex, Ey, (MKE Bx. By. (HTA) 20000 80 09:46 13:24 21:11 L=700 км L=800 KM L=500 км A3=105° A3=110° A3=127° 60 M=4.6 M=4.5 M=5.3 15000 H=80 KM Н=142 км Н=107 км 40 10000 20 0 5000 -20 0 -40 -5000 -60 -10000 -80 МТВ, Гастелло, 19.08.2017 dB/dT. dE/dT dBx/dT, dEy/dT, dBz/dT, 1200 dEx/dT, dEy/dT 1000 800 600 400 200 0 -200 400 00:00 04:00 16:00 20:00 00:00 08:00 12:00 Bpen Bx -By Bz Ex Ey

На рис. 9 представлены результаты наблюдения ЕП и геомагнитного поля по горизонтальным составляющим в истинных значениях и в градиентах. Запись получена на пункте, расположенном в районе пос. Гастелло (266 км на ССВ от Южно-Луговского полигона). Оба графика показывают достаточно хорошо выраженное возмущение полей до зарегистрированных событий 19.08.2017 примерно с теми же характеристиками, что зафиксированы станциями ЕП применяемого нами комплекса. Здесь хорошо выражены элементы полей, позволяющие определить время событий, но отсутствуют критерии для определения направлений на эпицентр

событий из-за меньшего количества диполей на станции МТЗ.

10 Далее на рис. фрагменпредставлены записи изменений ты естественного электрического поля, полученные 7 августа 2017 г. на Южно-Луговском полигоне. Они характеризуют период подготовки и реализации двух сейсмических событий.

Для сравнения на рис. 11 представлена запись ЕП и геомагнитного поля по данным МТЗ, полученная в районе пос. Нефтегорск (удаление от Южно-Луговского полигона на 725 км к северу), характеризующая те же события. Здесь обнаруживается хорошая корреляция признаков событий. зарегистриросейсмостанциванных ями Сахалина в 03:08 и в 15:25. Последнее событие записано от источника, удаленного от Южно-Луговского полигона на 1258 км, что превышает

Рис. 9. Состояние ЕП и геомагнитного поля в период подготовки и реализации сейсмических событий 19.08.2017 по данным МТЗ (пункт в 266 км на ССВ от Южно-Луговского полигона). Вверху графики в истинных значениях полей, внизу – в градиентах по составляющим.

предел уверенного приема сигнала имеющейся аппаратурой, тем не менее такие эпизоды неоднократно отмечались и в практике предыдущих наблюдений. Пункты МТЗ также удалены от эпицентров событий на 1660 и 1150 км, но запись хорошо сопоставляется с записью, полученной на Южно-Луговском полигоне. Здесь же нужно отметить характерное возмущение полей, предшествующее событию, которое должно быть реализовано в интервале 10–11 ч, но его регистрация в официальном каталоге сейсмической службы отсутствует. В практике наблюдений такие эпизоды ранее не отмечались. Причины проявившегося эффекта пока неясны.

Таким образом, материалы MT3 могут существенно дополнить полученную применяемым комплексом информацию, а метод МТЗ может быть использован как в комплексе, так и автономно в целях увеличения плотности сети наблюдений. Кроме того, при наблюдении данным методом можно получить сведения о геологическом разрезе в точке зондирования, что в свою очередь будет способствовать пониманию геодинамических процессов, отражаемых в естественных геофизических полях.

Заканчивая предфактического ставление материала, необходимо обратиться К результатам термометрических наблюлений. которые включены применя-В емый комплекс и в некоторых случаях имеют существенное значение при расшифровке сигналов, поступающих от источников возмущений полей. На фрагменте записи 26 июня 2016 г., выполненной на стационарном пункте Южно-Луговского полигона (рис. 12), показана реакция температурного поля на событие, зарегистрированное в 12:07. В данном случае использовалась станция температурного мониторинга, сконструированная и изготовленная старшим инженером лаборатории геодинамики и морской геологии Ю.В. Сохатюком. Датчик температуры погружен на глубину 5.7 м, имеет разрешение 0.01 °С. Для сглаживания периодов перехода порога разрешения проведена линия тренда, по которой прослеживается плавное увеличение температуры на 0.04 °С с 0 до 11 ч. Второе событие,



Рис. 10. Реакция ЕП на сейсмические события 7.08.2017 по записи на Южно-Луговском полигоне. Вверху графики в истинных значениях полей, внизу – в градиентах.

в 19:55, из-за большой удаленности от места наблюдений в термальном поле не выражено.

Показанный эпизод представляет наиболее часто встречаемую форму в характере изменения температурного поля в период подготовки сейсмического события. Однако, как и в других полях, в начале интерва-





Рис. 11. Реакция ЕП и геомагнитного поля на сейсмические события 7.08.2017



Рис. 12. Пример реакции температурного поля на сейсмические события 26.06.2016.

ла записи, предшествующей событию (как правило, за 6–8 ч до него), единственным устойчивым признаком является резкое отклонение значений от предыдущего, субпараллельного оси времени тренда.

Используемая модификация термометрических наблюдений может быть более ин-

> формативной при погружении датчиков на глубину не менее 15 м.

Заключение

Разделяя оперативный прогноз сейсмических событий на отдельно решаемые проблемы определения: 1) точного времени предстоящего события, 2) пространственных координат эпицентра, 3) энергии события, – можно констатировать следующее.

Определение времени предстоящего события по наблюдений результатам используемого комплекса методов электро- и магнитометрии возможно минимум за 4 ч до его реализашии (обычно за 6-8 ч). Это положение соблюдается, если событие происходит после периода некоторого сейсмического спокойствия продолжительностью 10-12 ч. Если же события следуют друг за другом через короткие промежутки времени (менее 4 ч), четко определяется только время первого события. Определение времени последующих возможно только после уверенного определения точки затухания колебаний, вызванных предыдущим событием.

Определение координат эпицентров предстоящих событий по применяемому комплексу наблюдений возможно только способом азимутальных засечек с нескольких пунктов, удаленных друг от друга не менее чем на 200 км. Главной здесь является задача определения азимутального направления с пункта наблюдений на эпицентр. При использовании 6-канальной установки ЕП азимут на эпицентр может быть найден с погрешностью ±15°, при правильном определении канала, ориентированного в направлении на эпицентр. В большинстве записанных эпизодов процедура определения осуществляется успешно, однако при активизации сейсмических процессов проблема решается неоднозначно или не решается вовсе. В таких случаях предполагается использование эффекта, выявленного в ходе синхронных наблюдений на Южно-Луговском и Ламанонском полигонах, который заключается в многократном увеличении амплитуды колебаний ЕП по мере близости пункта наблюдений к источнику возмущений. Другими словами, при соответствующей плотности сети наблюдений область нахождения источника возмущения полей (эпицентра) может быть найдена и без четкой дифференциации сигналов по каналам. Полному решению проблемы определения координат эпицентров предстоящих событий может способствовать только увеличение плотности сети наблюдений и совершенствование применяемых средств наблюдения.

Для установления магнитуды предстоящего события на данной стадии исследований не найдено рационального пути. Для решения данной проблемы предполагается дальнейшее совершенствование регистрирующей аппаратуры, прежде всего станции регистрации естественного электрического поля, с доведением дискретности регистрации значений до $1 \cdot 10^{-3}$ с, что позволит проследить изменение частот сигнала при подготовке событий с различными энергетическими характеристиками. Расширение аппаратурного комплекса за счет высокоточных автоматических гравиметров также будет способствовать решению данной проблемы. По мере продолжения исследований возможно применение мобильной аппаратуры для определения вариаций концентрации водорода, гелия, радона, метана и его гомологов, аномальные изменения которых известны в период сейсмической активности.

Список литературы

1. Абдуллаев Ш.-С.О., Идармачев Ш.Г., Алиев М.М., Алиев И.А., Магомедов А.Г. Вариации кажущихся сопротивлений горных пород, связанные с геодинамическими процессами в районе нефтегазового месторождения // Вулканология и сейсмология. 2011. № 3. С. 65–72.

2. Балавадзе Б.К., Картвелишвили Н.К. Изменение амплитуд приливных волн в связи с близкими землетрясениями // *Геофиз. журн.* 1995. Т. 17, № 2. С. 33–36.

3. Волгина А.И. Результаты временных изменений гравитационного поля // *Геология нефти и газа.* 1990. № 3. С. 36–37.

4. Волгина А.И., Кононков В.Ф. Особенности изменения силы тяжести во времени над нефтегазовыми месторождениями // *Геология и геофизика*. 1987. № 7. С. 138–143.

5. Добровольский И.П. Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения. М.: Физматлит, 2009. 236 с.

6. Моги К. *Предсказание землетрясений*. М.: Мир, 1988. 382 с.

7. Николаев А.В., Савин М.Г. Сейсмическая безопасность: новые горизонты // Вестник ДВО РАН. 2014. № 4. С. 87–95.

8. Осадчий В.Г. *Геотермия зон нефтегазонакопления*: автореф. дис. ... д-ра. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1990. 32 с.

9. Осадчий В.Г., Лурье А.И., Ерофеев В.Ф. *Геотермические критерии нефтегазоносности недр.* Киев: Наук. думка, 1976. 142 с.

10. Отчет о комплексных геофизических и геохимических исследованиях на Красногорской площади лицензионного участка недр «Ламанонский», выполненных в 2007 году геофизическим отрядом лаборатории геодинамики ИМГиГ ДВО РАН / исполн. Паровышный В.А., Сеначин В.Н., Кочергин Е.В., Ходоков В.И. Южно-Сахалинск, 2008. 94 с. Сахалинский территор. геол. фонд (СахТГФ), Всерос. геол. фонд (ВГФ). № ГР 64-08-13.

11. Паровышный В.А., Веселов О.В., Сеначин В.Н., Кириенко В.С. Временные изменения геофизических полей над газовой залежью (о. Сахалин) // *Тихоокеан. геология.* 2008. Т. 27, № 4. С. 3–14. [Parovyshny V.A., Veselov O.V., Senachin V.N., Kirienko V.S. Time variations in the geophysical fields above a gas field on Sakhalin Island. *Russian J. of Pacific Geology*, 27(4): 283-293. http://dx.doi.org/10.1134/S1819714008040015]

12. Паровышный В.А., Казаков А.И., Паровышный Д.В., Сеначин В.Н., Веселов О.В., Кочергин Е.В. Признаки подготовки сейсмических событий по вариациям естественных геофизических полей над залежью газа // Мониторинг. Наука и технологии. 2016. № 1(26). С. 25–32.

13. Тихонов И.Н., Ким Ч.У. Упешный прогноз Невельского землетрясения 2 августа 2007 года (М=6.2) на юге о-ва Сахалин // Докл. АН. 2008. Т. 240, № 4. С. 532–536.

14. Тихонов И.Н., Ким. Ч.У. Долгосрочный прогноз Невельского землетрясения 2 августа 2007 г. // Невельское землетрясентие и цунами 2 августа 2007 г., о. Сахалин / под ред. Б.В. Левина, И.Н. Тихонова. М.: Янус-К, 2009. С. 35–40.

15. Шуман В.Н. О феноменологических моделях и прогнозе сейсмичности: оправдан ли пессимизм, обоснованы ли надежды // *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35, № 2. С. 24–37.

16. Johnston M.J.S. Review of electric and magnetic fields accompanying seismic and volcanic activity // *Surveys in Geophysics*. 1997. Vol. 18, N 5. P. 441–476. http://dx.doi.org/10.1023/A:1006500408086

17. Parovyshny V.A., Senachin V.N., Veselov O.V., Kochergin E.V. Temporal variation in geophysical fields and earthquake forecasting issues // *Geodynamics and Tectonophysics*. 2015. Vol. 6, N 1. P. 63–76. https://doi. org/10.5800/gt-2015-6-1-0172

Сведения об авторах

ПАРОВЫШНЫЙ Валерий Андреевич, кандидат геолого-минералогических наук, руководитель лаборатории, СОХАТЮК Юрий Владимирович, старший инженер, ВЕСЕЛОВ Олег Васильевич, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, КОЧЕРГИН Евгений Васильевич, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник – лаборатория геодинамики и морской геологии, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск; ПАРОВЫШНЫЙ Дмитрий Валерьевич, инженер-программист, преподаватель – Сахалинский промышленно-экономический техникум, Южно-Сахалинск.

Геофизика, сейсмология, методы прогноза

УДК 551.507:551.524:550.34

doi: 10.30730/2541-8912.2019.3.1.019-026

О предсейсмических аномалиях температуры атмосферы

© 2019 Л. Г. Свердлик*, С. А. Имашев

Научная станция РАН в г. Бишкеке, Кыргызстан *E-mail: l.sverdlik@mail.ru

Представлен алгоритм диагностирования короткопериодных аномальных изменений температуры в области тропопаузы и результаты ретроспективного анализа спутниковых временных рядов температуры над эпицентрами землетрясений магнитудой М > 6.0, произошедших в сейсмически активном Средиземноморском регионе Европы. Показана эффективность использования алгоритма для обнаружения тропосферных эффектов, предшествующих сильным землетрясениям. Установлено, что аномальные возмущения температуры наблюдались во всех рассмотренных случаях за 1–10 дней до основного сейсмического события.

Ключевые слова: землетрясение, спутниковые данные, атмосфера, аномалии температуры, тропопауза.

On preseismic anomalies of atmosphere temperature Leonid G. Sverdlik*, Sanjar A. Imashev

Research Station of RAS in Bishkek City, Kyrgyzstan *E-mail: l.sverdlik@mail.ru

An algorithm for recognition of short-period anomalous temperature changes in tropopause region has been presented, as well as the results of a retrospective analysis of satellite based temperature time-series over epicenters of earthquakes with M > 6.0 magnitudes that occurred in seismically active Mediterranean region in Europe. The algorithm showed efficiency for detecting tropospheric effects preceding strong earthquakes. It has been stated that the anomalous temperature disturbances were observed in all considered cases 1-10 days before the main seismic event.

Keywords: earthquake, satellite data, atmosphere, temperature anomalies, tropopause.

Введение

Проблема прогноза сильных землетрясений, этих наиболее разрушительных по последствиям природных явлений, остается одной из нерешенных проблем в геофизике. К настоящему времени выполнено большое количество исследований на основе наземных и спутниковых наблюдений. В результате предложены разнообразные способы прогнозирования сейсмической активности, основанные на регистрации аномального поведения различных характеристик как в земной коре и приповерхностной литосфере, так и в атмосфере, включая ее верхнюю область – ионосферу [Tronin, 2010]. Важнейшей задачей идентификации аномалий во временных рядах (пространственных изображениях), наряду с выбором параметров – потенциальных признаков подготовки сильных землетрясений, является поиск и использование наиболее эффективных методов обработки экспериментальных данных.

Разработано множество методов и алгоритмов выделения аномалий для различных типов данных, которые описывают процессы, протекающие во времени и предшествующие землетрясениям [Saradjian, Akhoondzadeh, 2011; Bhardwaj et al., 2017; Wu et al., 2016],

начиная с простых методов визуальной интерпретации и кончая более сложными, основанными на вейвлет-преобразовании [Jiao et al., 2018], а также на совместном применении вейвлетов и нейронных сетей. Наиболее широко применяется для обнаружения и локализации отклонений соответствующих параметров от типичного поведения методика анализа спутниковых данных RST (robust satellite techniques). Этот метод использует статистические характеристики исторических данных в сейсмически активных областях для детектирования возможных предсейсмических аномалий, которые определяют в данном случае как превышающие некоторый порог отклонения текущего наблюдаемого значения от долгосрочного среднего уровня [Tramutoli et al., 2001; Свердлик, Имашев, 2017]. Метод RST применим к различным условиям атмосферы и земной поверхности, а также к различным спутниковым наблюдениям, он позволяет уменьшить вероятность фиксации ложных аномалий [Jiao et al., 2018].

Общие принципы универсального метода RST в комбинации со спектральным и корреляционным анализом легли в основу разработанного авторами алгоритма, который, в отличие от традиционных методов, дополнен специализированным модулем диагностирования короткопериодных аномалий исследуемых временных рядов [Свердлик, Имашев, 2017]. Выполненный с применением этого алгоритма ретроспективный анализ данных спутникового дистанционного зондирования показал наличие корреляционной связи между сейсмической активностью и аномальными вариациями температуры в верхней тропосфере как над сушей, так и над океаном в период катастрофического землетрясения в Японии весной 2011 г. [Кашкин, 2013; Имашев, Свердлик, 2015], а также накануне сильных сейсмических событий на территории России [Кашкин и др., 2012], в Северном Тянь-Шане [Свердлик, Имашев, 2017] и других сейсмически активных регионах Азии от экватора до средних широт [Свердлик, Имашев, 2018]. Несмотря на общую положительную статистику выделения предшествующих сильным землетрясениям аномалий температуры, была очевидна необходимость более тщательной дополнительной проверки, подтверждения и уточнения выявленного тропосферного эффекта. А соответственно, и проведения дополнительных исследований, главной целью которых, наряду с развитием и совершенствованием алгоритма диагностирования аномальных возмущений температуры в области тропопаузы, стало бы расширение статистики связанных с ними крупных землетрясений.

В настоящей работе мы представляем модифицированную версию разработанного ранее [Свердлик, Имашев, 2017] алгоритма, который позволяет диагностировать короткопериодные аномальные изменения пространственно-временного распределения температуры. Также приводим результаты, полученные с использованием разработанных программных модулей на примере крупных землетрясений магнитудой M > 6.0 в Средиземноморском регионе Европы.

Исходные сейсмические и спутниковые данные

Для изучения тепловых изменений в атмосфере, происходящих до и после сильных землетрясений, был сформирован набор сейсмических данных для 8 землетрясений с магнитудами от 6.1 до 7.1, которые были зарегистрированы в 2011–2016 гг. в Турции, Италии, Греции и Эгейском море (см. таблицу и рис. 1). Основой послужили данные интерактивного сервиса IRIS Earthquake Browser (IEB) (http://ds.iris.edu/).

Анализ временных и высотных вариаций температуры атмосферы проводился с использованием данных спутниковых измерений (AIRS/Aqua и MERRA 3D) на 10 изобарических уровнях (p_k) от 500 до 70 гПа (http:// giovanni.gsfc.nasa.gov/), охватывающих высотный диапазон от верхней тропосферы до нижней стратосферы. Вертикальные профили температуры T(p) были восстановлены над каждым участком размером $\pm 1^\circ$ от эпицентра землетрясения для временных периодов, составляющих не менее 2–3 мес. до и после каждого из рассматриваемых событий. Дискретизация исходных температурных данных T(t) по времени составляла $\Delta t = 3$ ч.

Алгоритм выделения предсейсмических аномалий температуры атмосферы

N⁰	Дата	Время	Широта, °N	Долгота, °Е	М	Регион
1	23.10.2011	10:41:22	38.72	43.51	7.1	Турция
2	20.05.2012	02:03:53	44.87	11.22	6.1	Италия
3	15.06.2013	16:11:02	34.40	25.02	6.3	Греция, Крит
4	16.06.2013	21:39:05	34.35	25.16	6.1	Греция, Крит
5	12.10.2013	13:11:52	35.49	23.26	6.8	Греция, Крит
6	24.05.2014	09:25:03	40.30	25.45	6.9	Эгейское море
7	17.11.2015	07:10:07	38.67	20.60	6.5	Греция
8	30.10.2016	06:40:19	42.85	13.09	6.6	Италия

Характеристики исследуемой выборки сейсмических событий (М > 6.0)

Алгоритм обработки спутниковых данных

Установление связи между динамикой атмосферных и литосферных процессов строится на предположении, что обусловленные сейсмической активностью вариации параметров существенно отличаются от фоновых флуктуаций, которые имеют место в периоды без сильных землетрясений. Из этого, соответственно, следует необходимость выделения связанных с сейсмической активностью характерных областей аномального поведения во временных последовательностях данных с помощью соответствующих интегральных показателей [Свердлик, Имашев, 2017]. Основное внимание при этом уделялось периодам, предшествующим сильным землетрясениям.

Алгоритм вычисления интегральных показателей аномальных вариаций временных рядов температуры основан на использовании 1. Подготовка спутниковых данных. На первом этапе выполнялась предварительная обработка загруженных фрагментов спутниковых данных. Для каждого из сейсмических событий были сформированы непрерывные временные ряды с различным разрешением по времени ($\Delta t = 3$, 12 и 24 ч), содержащие значения температуры на всех высотных уровнях атмосферы от 500 до 70 гПа. Продолжительность рядов наблюдений T(t) составляла 4–6 мес. Также по профилям температуры на основе критериев Всемирной метеорологической организации [Meteorology..., 1957].

2. Спектральный анализ временных рядов температуры атмосферы. Вследствие нестационарной и нелинейной природы факторов, влияющих на изменение температуры атмосферы, крупномасштабные (низкочастотные) компоненты временных рядов

одного из ставших уже традиционным который подходов, заключается в разделении данных на-45°N блюдений на длиннои короткопериодные компоненты с последующей фильтрацией и удалением 35°N гладких и трендовых составляющих. Обработка результатов спутниковых измерений температуры атмосферы включает следующие этапы.



Рис. 1. Расположение эпицентров исследуемой выборки землетрясений. Номера соответствуют номерам событий в таблице.

выявлялись с использованием спектрального анализа на основе аппарата непрерывного вейвлет-преобразования. Вейвлетограммы позволили выделить скрытые периодичности (квазистационарные компоненты), которые необходимо устранить наряду с низкочастотным сезонным трендом.

3. Выделение короткопериодных вариаций температуры. Обработка временных рядов температуры основана на анализе квазипериодических компонент спектра колебаний, период которых составляет ~5-8 дней. Правомерность такого подхода доказывают вейвлет-спектрограммы, отчетливо демонстрирующие вариации подобного временного масштаба перед крупными землетрясениями (рис. 2). Для выделения короткопериодных вариаций применялся метод нелинейной пороговой фильтрации на основе дискретного вейвлет-преобразования [Donoho, Johnstone, 1994; Gadre et al., 2014], который имеет ряд преимуществ по сравнению с классическими способами (например, полиномами высокого порядка и скользящим средним), что играет важную роль в задачах обработки сигналов сложной формы.

4. Вычисление аномалий температуры атмосферы. Временные ряды короткопериодных вариаций температуры на каждом изобарическом уровне были приведены к безразмерному виду вместе с исключением фактора нелинейной зависимости температуры от высоты. Для этого определялась динамика нормированных аномалий температуры (ΘT), рассчитанных как отношение отклоне-

ния текущего значения температуры от среднемесячного уровня к среднеквадратичному отклонению [Свердлик, Имашев, 2017].

5. Выбор высотных диапазонов. Одним из базовых положений при анализе температурных данных является объективный выбор высотных диапазонов для проведения расчетов. Смысл этой процедуры состоит в определении наиболее информативных изобарических уровней, которые целесообразно использовать для конкретных местоположений с учетом особенностей динамики вертикальной структуры температуры. Для этого в каждом отдельном случае рассчитывались коэффициенты корреляции (*R*) между вариациями температуры на каждой паре уровней (рис. 3).

По степени связи вариации температуры неоднородны и существенно различаются в отдельных областях атмосферы: наиболее высокая положительная корреляция наблюдается в свободной тропосфере, с увеличением высоты она уменьшается практически до нуля на границе раздела тропосферы и стратосферы и меняет знак в области перехода к положительным градиентам ($\gamma > \Delta T / \Delta p$). Результаты удобно и наглядно представлять в виде квадратной корреляционной матрицы, размерность которой соответствует числу рассматриваемых уровней p_k . Основываясь на таком матричном представлении исходных температурных данных, можно обоснованно и объективно производить выбор разделенных тропопаузой областей, в которых происходят наиболее интенсивные и противофазные колебания (рис. 3).



Рис. 2. Вейвлет-спектрограммы временных рядов температуры ($\Delta t = 3$ ч) в периоды сейсмической активности в Непале (150 гПа) (а) и в России (500 гПа) (b). Вертикальными линиями показаны моменты сильных землетрясений.

6. Вычисление интегральных показателей аномальных вариаций временных рядов температуры. В качестве главных признаков, характеризующих поведение температуры атмосферы перед сильными землетрясениями, рассматривались аномальные изменения амплитуды и фазы вариаций температуры в разделенных тропопаузой и имеющих разные свойства слоях атмосферы (рис. 4). На этой особенности поведения был построен алгоритм диагностирования аномальных противофазных возмущений температуры [Свердлик, Имашев, 2016]. Однако по факту в опубликованных ранее работах [Свердлик, Имашев, 2017; Свердлик, Имашев, 2018] расчеты произведения скользящих дисперсий временных рядов аномалий температуры (интегральный показатель D) выполнялись безотносительно к фазе колебаний температуры. Поэтому для повышения надежности, эффективности и достоверности выделения предсейсмических аномалий T(t) нами была скорректирована процедура вычисления параметра D_{CORR}



Рис. 3. Матричное представление коэффициентов корреляции между вариациями температуры на каждой паре изобарических уровней от 500 до 70 гПа над эпицентром землетрясения в Италии 20.05.2012 (M = 6.1).



Рис. 4. Трансформация вертикальных профилей температуры (а) и временные ряды средних значений аномалий температуры в слоях 450–300 и 150–100 гПа (b) перед землетрясением в Турции (треугольником отмечен момент землетрясения с M = 7.1, 23.10.2011).

Геосистемы переходных зон, 2019, т. 3, № 1, с. 019–026

с учетом коэффициента корреляции (*R*) между изменениями температуры на рассматриваемых уровнях или в слоях атмосферы.

Расчет интегрального показателя $D_{\text{совк}}$ производился при следующих условиях: $D_{\text{совк}} = 0$, если $R \ge 0$ и $D_{\text{совк}} = D \times |R|$, если R < 0. То есть параметр $D_{\text{совк}}$ обнуляется при положительных значениях коэффициента корреляции и корректируется в зависимости от величины R при противофазных изменениях температуры (рис. 4b). Устраненное таким способом несоответствие позволило если не исключить, то в значительной степени ослабить проявление превышающих 2σ «ложных» (синфазных) аномалий.

7. Анализ аномальных значений временных рядов интегрального показателя D и сейсмических данных. Превышающие единицу значения произведения скользящих дисперсий (интегральный параметр D) временных рядов аномалий температуры в свободной тропосфере ($\Theta T_{\rm FT}$) и в области тропопаузы ($\Theta T_{\rm TP}$) свидетельствуют о наличии противофазных аномальных по амплитуде короткопериодных вариаций температуры в рассматриваемых слоях атмосферы, а следовательно, с высокой долей вероятности о возможной активизации сейсмичности.

Как показал опыт, при проведении расчетов более предпочтительным является усреднение $\Theta T_{\rm FT}$ и $\Theta T_{\rm TP}$ по двум и более изобарическим уровням, что обеспечивает дополнительное «естественное» сглаживание данных и выделение наиболее устойчивых в пространстве и во времени вариаций.

Результаты диагностирования короткопериодных аномалий температуры

Несмотря на амплитудные и фазовые различия вариаций температуры в области тропопаузы, определяемые сезонными условиями и географическими особенностями расположения эпицентров рассматриваемых землетрясений, применение описанного алгоритма позволило выявить закономерности (или признаки), общие для всех рассматриваемых периодов сейсмоактивности. Характерный для проведенных исследований пример поэтапной обработки временных рядов температуры в период подготовки и прохождения землетрясения M = 6.9, произошедшего 24 мая 2014 г. в Эгейском море, показан на рис. 5.

Приведенные графики изменения температуры на разных уровнях сами по себе не дают однозначной картины согласованности с сейсмичностью (рис. 5а), или эта связь является неочевидной, хотя неслучайный характер эффекта часто достаточно хорошо просматривается. В то же время результаты обработки данных температурных измерений, полученные в соответствии с представленным алгоритмом для отдельных изобарических уровней атмосферы в марте-июне 2014 г., показали четко выраженные аномалии температуры за несколько дней до сильных землетрясений. Как видно, области наиболее высоких значений параметра D_{совв} коррелировали с основными сейсмическими ударами. При этом моменты аномального перепада температуры были достаточно кратковременны, но, главное, были точно привязаны к сейсмическим ударам, предваряя их (рис. 5g). Эта особенность поведения температуры атмосферы проявлялась во всех выбранных для исследования случаях сильных землетрясений в Средиземноморском регионе, что иллюстрируют графики сведенных вместе и приведенных к одному моменту землетрясения вариаций параметра *D*_{совв} (рис. 6). Показаны результаты расчетов для периода времени начиная с 14 дней до и заканчивая 4 днями после каждого события. Цветовая шкала соответствует величине $\log(D_{\text{CORR}}*1000).$

Как видно, явно выраженные аномальные изменения температуры в верхней тропосфере, основанные на данных спутникового зондирования с разрешением по времени $\Delta t = 12$ ч, наблюдались за 1–10 дней до сильных сейсмических событий, что согласуется с ранее полученными результатами диагностирования аномалий температуры в различных сейсмически активных регионах Азии [Свердлик, Имашев, 2015; Свердлик, Имашев, 2016; Свердлик, Имашев, 2017].



Рис. 5. Временные ряды температуры T_1 и T_2 на уровнях 400 и 150 гПа соответственно (а), коэффициент корреляции (b), аномалии температуры (c) и их скользящие дисперсии (d), спектры коэффициентов вейвлет-преобразования (e, f), параметр $D_{\text{совr}}$ (g), магнитуда M и количество землетрясений за сутки N (h) в период с марта по июнь 2014 г. (сейсмическое событие 24.05.2014, M = 6.9, в Эгейском море).



Рис. 6. Результаты диагностирования аномалий температуры атмосферы (D_{CORR}) перед землетрясениями магнитудой М > 6.0 в Средиземноморском регионе (2011–2016 гг.).

Заключение

Данные спутниковых измерений температуры в разделенных тропопаузой слоях атмосферы, характеризующихся различным поведением градиента температуры, показали, что динамика изменения амплитуды и фазы флуктуаций температуры имеет достаточно устойчивую связь с вариациями сейсмичности. Эта особенность поведения была использована при разработке алгоритма диагностирования аномальных возмущений температуры, применение которого позволило выделить аномалии короткопериодных вариаций температуры, синхронизированные с периодами подготовки крупных сейсмических событий магнитудой М > 6.0, произошедших в Средиземноморском регионе Европы. Результаты совместной обработки температурных и сейсмических данных для различных регионов мира согласуются между собой.

Разработанные программные модули применимы для решения более широкого круга задач, связанных с анализом временных рядов со сложной структурой.

Авторы выражают благодарность сотрудникам NASA GES-DISC, обслуживающим систему Giovanni, за обеспечение свободного доступа к данным спутни-ковых измерений.

Список литературы

1. Имашев С.А., Свердлик Л.Г. Вариации температуры атмосферы в период высокой сейсмической активности в Японии в 2011 г. // Наука, новые технологии и инновации. 2015. № 1. С. 15–19.

2. Кашкин В.Б. Внутренние гравитационные волны в тропосфере // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26 (10). С. 908-916.

3. Кашкин В.Б., Романов А.А., Григорьев А.С., Баскова А.А. Тропосферные эффекты землетрясений в Туве, наблюдаемые с искусственных спутников Земли = [Kashkin V.B., Romanov A.A., Grigoriev A.S., Baskova A.A. Troposphere effects of Tuva earthquakes detected with space technology] // Журнал Сибир. федерал. ун-та. Серия: Техника и технологии. 2012. Т. 5(2). С. 220–228.

4. Свердлик Л.Г., Имашев С.А. Динамика температуры тропопаузы в период сейсмической активности в Центральном Тянь-Шане // *Наука и новые технологии.* 2015. № 1. С. 23–27.

5. Свердлик Л.Г., Имашев С.А. Методика диагностирования аномалий температуры атмосферы в периоды сейсмической активности // Вестн. Кыргыз.-Росс. славян. ун-та. 2016. Т. 16(5). С. 170–174.

6. Свердлик Л.Г., Имашев С.А. Аномалии температуры атмосферы в периоды сейсмической активности = [Sverdlik L.G., Imashev S.A. Atmospheric temperature anomalies during seismic activity] // Журнал Сибир. федерал. ун-та. Серия: Техника и технологии. 2017. Т. 10(6). С. 783–793. 7. Свердлик Л.Г., Имашев С.А. Вариации температуры верхней тропосферы над сейсмически активными регионами Азии // Вестн. Кыргыз.-Росс. славян. ун-та. 2018. Т. 18(4). С. 188–193.

8. Bhardwaj A., Singh S., Sam L., Bhardwaj A., Martín-Torres F.J., Singh A., Kumar R. MODIS-based estimates of strong snow surface temperature anomaly related to high altitude earthquakes of 2015 // *Remote Sens. Environ.* 2017. Vol. 188. P. 1–8. https://doi. org/10.1016/j.rse.2016.11.005

9. Donoho D.L., Johnstone J.M. Ideal spatial adaptation by wavelet shrinkage // *Biometrika*. 1994. Vol. 81(3). P. 425–455. https://doi.org/10.2307/2337118

10. Gadre V.M., Dimri V.M., Chandrasekhar E. *Wavelets and fractals in earth system sciences* // Boca Raton, FL: Taylor & Francis Inc., 2014. 286 p.

11. Jiao Z-H., Zhao J., Shan X. Pre-seismic anomalies from optical satellite observations: a review // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2018. Vol. 18(4). P. 1013–1036. https://doi.org/10.5194/nhess-18-1013-2018

12. Meteorology - A three-dimensional science: Second session of the Commission for Aerology // WMO Bulletin / World Meteorological Organization. 1957. Vol. 6(4). P. 134–138. https://library.wmo.int/pmb_ged/ bulletin_6-4_en.pdf

13. Saradjian M.R., Akhoondzadeh M. Thermal anomalies detection before strong earthquakes (M > 6.0) using interquartile, wavelet and Kalman filter methods // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2011. Vol. 11(4). P. 1099–1108. https://doi.org/10.5194/nhess-11-1099-2011

14. Tramutoli V., Di Bello G., Pergola N., Piscitelli S. Robust satellite techniques for remote sensing of seismically active areas // *Ann. Geophys-Italy.* 2001. Vol. 44(2). P. 295–312.

15. Tronin A. Satellite remote sensing in seismology: A review // *Remote Sens*. 2010. Vol. 2(1). P. 124–150. https://doi.org/10.3390/rs2010124

16. Wu L., Shuo Zheng S., De Santis A., Qin K., Di Mauro R., Liu S., Rainone M.L. Geosphere coupling and hydrothermal anomalies before the 2009 Mw 6.3 L'Aquila earthquake in Italy // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2016. Vol. 16(8). P. 1859–1880. https://doi. org/10.5194/nhess-16-1859-2016

Сведения об авторах

СВЕРДЛИК Леонид Григорьевич, кандидат физико-математических наук, научный сотрудник, ИМАШЕВ Санжар Абылбекович, кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник – Научная станция РАН в г. Бишкеке, Бишкек, Кыргызстан.

Геофизика, сейсмология, методы прогноза

УДК 550.343(571.642)

doi: 10.30730/2541-8912.2019.3.1.027-034

Современная сейсмичность в районе Центрально-Сахалинского разлома (юг о. Сахалин): ложная тревога или отодвинутый прогноз?

© 2019 А. С. Закупин*, Н. В. Богинская

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия *E-mail: a.zakupin@imgg.ru

Изучена сейсмичность территории о. Сахалин, охватывающей южный сегмент Центрально-Сахалинского разлома за период 2015–2018 гг. Анализируются временные зависимости сейсмической активности и параметра LURR (*load/unload response ratio*), выявлены периоды этих изменений. Также проведен анализ изменений углового коэффициента графика повторяемости, обнаружен период аномально низких значений в 2011–2012 гг. Оценки соответствия последовательности событий с моделью саморазвивающихся процессов (СРП), используемой при составлении прогнозов землетрясений на Сахалине, проведены в связи со значительной активизацией сейсмичности на в исследуемом сегменте в 2017 г. **Ключевые слова:** сейсмичность, сейсмические события, метод LURR, каталог землетрясений, разлом.

Modern seismicity in the area of the Central Sakhalin fault (south of Sakhalin Island): false alarm or postponed prediction?

Aleksander S. Zakupin*, Nataliya V. Boginskaya

Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia *E-mail: a.zakupin@imgg.ru

Seismicity in the territory of Sakhalin Island, covering the southern segment of the Central Sakhalin fault for the period 2015–2018, has been studied. The time dependence of seismic activity and LURR (load/unload response ratio) have been analyzed, the periods of parameters changes have been revealed. The analysis of changes in the angular coefficient of the recurrence graph is also carried out, the period of abnormally low values in 2011–2012 is found. Estimates of compliance of the sequence of events with the model of self-developing processes (SDP) used in the preparation of earthquake predictions on Sakhalin have been carried out in connection with a significant increase in seismic activity in the studied segment in 2017. **Keywords:** seismicity, seismic events, LURR method, earthquakes catalog, fault.

Материал и методы

Актуальность исследования сейсмичности на Сахалине трудно переоценить. Сахалинская область располагается в пределах северо-западной части так называемого Тихоокеанского «огненного кольца» и потому является одним из наиболее сейсмоопасных регионов России. Особенно важно изучение сейсмичности южной части Сахалина, где плотность населения самая большая, а населенные пункты, в том числе областной центр Южно-Сахалинск, расположены вблизи активных разломов.

В последние несколько лет на Сахалине сотрудниками ИМГиГ ДВО РАН достигнуты значительные успехи в области среднесрочных оценок по основным сейсмическим зонам острова с умеренным потенциалом (М = 6-7). В качестве основного используется метод среднесрочного прогноза сейсмической опасности LURR [Yin et al., 2001]. На примере Сахалина, Непала и Новой Зеландии ретроспективно продемонстрирована возможность прогноза сильных сейсмических событий с задержками, не превышающими нескольких лет [Закупин и др., 2018; Закупин, Каменев, 2017]. Используемый подход позволил перейти к оперативной оценке сейсмической опасности и сделать два официальных прогноза [Закупин и др., 2018; Закупин, Семенова, 2018], которые рассматривались на заседаниях Сахалинского филиала Российского экспертного совета по чрезвычайным ситуациям (протокол № 3 от 11.05.2016, протокол № 2 от 16.03.2017). Оба прогноза были признаны реализованными с небольшими (не более 50 км) отклонениями по месту очага и полностью соответствующими наблюденным значениям по времени и магнитуде [Закупин и др., 2018]. С 2017 г. в дополнение к LURR применяется метод СРП (метод саморазвивающихся процессов), разработанный А.И. Малышевым (ИГиГ УрО РАН) и адаптированный к данным наблюдений в различных сейсмоактивных регионах [Тихонов, Закупин, 2016; Тихонов и др., 2017]. Данная методика позволяет строить адекватные модели сейсмического процесса на основе нелинейного дифференциального уравнения второго порядка, названного уравнением саморазвивающихся процессов. При этом, несмотря на то что заблаговременность прогноза времени возникновения землетрясений в ретроспективе составляет сутки или часы, а в реальном времени таких прогнозов пока еще нет, авторы надеются использовать этот метод для улучшения данных по прогнозу методом LURR. В работе [Levin et al., 2018] авторы обратили внимание на неблагоприятную сейсмическую обстановку в районе Центрально-Сахалинского разлома (ЦСР) на о. Сахалин по итогам анализа данных с 2015 по 2017 г. с помощью обозначенных методов. Отмечалось, что существует опасность реализации землетрясения с магнитудой более 5, но менее 6 в течение 2018 г. В начале 2019 г. завершается период этих среднесрочных оценок, поэтому есть основание для подведения предварительных итогов по результатам предыдущих работ (и прогноза) с учетом обновленных сейсмических данных.

С этой целью в настоящей работе используются данные локальной сети автоматизированных цифровых сейсмических станций Сахалинского филиала Федерального информационного центра Единой геофизической службы РАН (СФ ФИЦ ЕГС РАН). На основе данных мониторинга этой локальной сетью создан и регулярно пополняется детальный каталог землетрясений с M ≥ 2.0. Данные локальной сети использованы для оценки сейсмической обстановки и расчетов по методу LURR и СРП. Для построения графика повторяемости для периода с 1971 по 2005 г. применялся также каталог землетрясений о. Сахалин за 1905-2005 гг. [Региональный..., 2006].

Задача моделирования сейсмического потока до и после сильных землетрясений в методе СРП решается на основе уравнения саморазвивающихся процессов [Малышев, 1991]. Если динамика нелинейного сейсмического процесса имеет значительные отклонения от стационарного состояния $(dx/dt) >> (dx/dt)_0$, то в этом частном случае уравнение саморазвивающихся процессов решается аналитически. Его решения имеют квазилинейную форму: они либо представляют собой собственно линейную зависимость, либо сводятся к линейным зависимостям при логарифмировании. Все эти аспекты заложены в программном комплексе SeisDynamicsView. B pa6ore [Tikhonov, Kim, 2010] метод СРП применялся для предсказания Невельского землетрясения 2 августа 2007 г. В рамках данного метода были получены удовлетворительные результаты.

По методу LURR применялся разработанный в ИМГиГ ДВО РАН [Закупин, 2016] запатентованный программный комплекс Seis-ASZ, использованный в работах [Тихонов, Закупин, 2016; Закупин, 2016]. Расчеты LURR проведены с выбором стандартных для наших вычислений параметров: окно 360 дней, сдвиг 30 дней, диапазон магнитуд 3.3–5.

Результаты

Весь сегмент ЦСР и результаты расчета 2017 г. рассмотрены в работе [Levin et al., 2018]. Исследуемая нами зона локализована (рис. 1а) в районе Тымь-Поронайского (Центрально-Сахалинского) И Апреловского разломов в пределах 46.4°-47.4° с.ш. и 142.2°-142.4° в.д. Потенциал в данной сейсмогенерирующей зоне (СГЗ) по инструментальным данным оценивается до М = 6.0 (по палеоданным это M_w = 7.0 с повторяемостью до 600 лет), при этом прогнозные оценки по методу LURR относятся к событиям выше $M_{w} = 5.5$. Последнее сильное землетрясение в этой зоне произошло сравнительно давно (категория – Анивские землетрясения, 1951 год, М_w = 5.5). Анализ исторических данных по нашим оценкам указывает, что средний период повторяемости землетрясений Сахалина на различных участках ЦСР с M < 6 составляет 50 ± 7 лет. Однако если в зоне «Анивских» землетрясений событий с такой магнитудой не было с 1951 г., то в средней части сегмента в 2001 г. (47° с.ш.) произошло Такойское землетрясение, магнитуда которого, по данным разных источников, варьирует от 5.2 до 5.5. Если учитывать эти части сегмента (рис. 1а) как единое целое, то это как раз спустя 50 лет после 1951 г. В то же время в зоне «Анивских» землетрясений в 1964 г. также было зафиксировано землетрясение с M = 5.0, и можно предположить, что подобное могло бы произойти в интервале 50 лет, т.е. начиная с 2015 г. (с погрешностью до нескольких лет).

С учетом данных за 2018 г. и уточнения каталога за 2017 г. были построены новые зависимости. При этом нужно отметить, что алгоритм выделения зоны неправильной геометрической формы был существенно доработан и в настоящее время не допускает ошибки в сепарации событий, в отличие от аналога годичной давности. В этом кроется причина изменений в графике LURR (рис. 1b), где появившаяся в апреле 2016 г. аномалия не выходит на пик в конце 2016, а достаточно быстро заканчивается.

В результате проведения новых расчетов за период с 2015 по 2018 г. (рис. 1а) на графике LURR для апреля 2018 г., т.е. спустя 2 года



Рис. 1. Для исследуемого сегмента ЦСР показаны: а) карта с распределением сейсмических событий с 2015 по 2018 г., b) распределение значений параметра LURR, c) сейсмическая активность (dN/dt).

после аномалии 2016, была выявлена еще одна аномалия, которая к тому же оказалась больше предыдущей (рис. 1b).

График активности за данный период демонстрирует достаточно неоднозначную картину. С одной стороны – появление первой аномалии LURR соответствует началу периода с низким уровнем активности (рис. 1с), что соответствует переходу процесса разрушения в очаговой зоне в неупругую стадию деформирования (энергия меньше рассеивается через хрупкое разрушение - классические землетрясения). Также в рамках подхода и то, что следующей стадией может стать разрушение в очаговой области, что отражается в резком росте количества землетрясений (форшоков) и приводит к главному событию. Однако, несмотря на то что через некоторое время активность действительно начала резко увеличиваться, этот процесс не завершился в исследуемой зоне землетрясением с ожидаемой магнитудой, а активность оставалась высокой в течение всего 2017 г. Кроме того, вызывает вопросы появление на этом фоне еще одной аномалии LURR. В то же время очередная фаза снижения активности, опять же, была отмечена после нее. В целом имеет место ситуация, когда аномалии в зоне Западно-Сахалинского (рис. 2 [Закупин, Семенова, 2018]) и Центрально-Сахалинского разломов (рис. 1b) в середине 2016 г. указывали на общую дестабилизацию в южной части острова. Это частично проявилось в апреле 2017 г. землетрясением с M = 5 в районе сочленения двух крупнейших разломов [Закупин, Семенова, 2018].

По простиранию афтершокового облака видно (рис. 3), что подвижка произошла в зоне влияния ЦСР, но можно ли считать, что напряжения сняты и в зоне нашего сегмента (севернее), т.е. оценить Крильонское землетрясение как подобное Анивскому 1964 г.? Такое предположение имеет место, но тогда какое прогнозное значение имеет вторая аномалия LURR? На этот вопрос пока ответить невозможно, но мониторинг данной области в ближайшие два года необходим.

К настоящему времени в районе исследования происходит такой же резкий рост сейсмической активности, как и в начале 2017 г. Посмотрим на активность сейсмичности с позиции метода СРП (рис. 4).



Из 4-летнего тренда на графике накопления периодов (аналог сейсмической актив-

Рис. 2. Результаты расчетов LURR для областей в районе Крильонского землетрясения 23.04.2017 [Закупин, Семенова, 2018].



Рис. 3. Карта распределения сейсмических событий с эпицентром землетрясения 23 апреля 2017 г. с областью афтершоков по данным локальной сети полевых станций южного Сахалина.

ности) видно, что во время появления первой аномалии LURR в целом преобладал релаксационный процесс, который в начале 2017 г. постепенно перешел в режим с ускорением. Расчет на этом участке проводить нет смысла при любой ситуации – ложная ли это тревога или действительно данная аномалия связана с Крильонским событием. И понятно почему – в первом случае прогноз уже не реализуется, так как есть новый СРП, а во втором случае (что видно из графика) решение удастся получить в лучшем случае к середине 2017 г., что уже много позднее самого Крильонского события и рассматривается опять же как ложная тревога (уже для СРП). Рассмотрим участок *а* на рис. 4А, где после второй аномалии LURR практически сразу формируется СРП с решением на 06.10.2018 (рис. 4В). Что еще интереснее, данная активация, практически не входя в процесс релаксации и замедления, вновь обостряется, причем можно получить уже новое решение (рис. 4С), начиная с ноября 2018 г., в точке 28.12.2018.

Завершить данное исследование предлагаем анализом графиков повторяемости землетрясений. В ряде работ исследователи пытались оценить изменения сейсмического режима по данному параметру, в том числе и при подготовке сильных землетрясений [Соболев, 1993; Завьялов, 2006; Коновалова, Салтыков, 2008; Ким, 2009]. Рассматриваемая зона практически идентична (специально подобрана) зоне очагов возможных землетрясений D3 сейсмотектонической модели ИМГиГ-2007 [Левин и др., 2012]. Для данной зоны сейсмологами ИМГиГ в 2007 г. были построены графики повторяемости за период 1910-2005 гг. по каталогу [Региональный..., 2006]. Причем были использованы различные методы декластеризации [Gardner, Knopoff, 1974; Reasenberg, 1985; Uhrhammer, 1986], которые в итоге дали очень большой разброс в значениях угла наклона b-value (от 0.75 до 0.97). Для событий с M > 3 это, надо признать, большая погрешность, притом что после декластеризации количество землетрясений в выборке уменьшается (по разным методам) в 2-5 раз. Учитывая такую реальную субъективность (при сравнительно общих принципах процесса декластеризации), мы провели



Рис. 4. Общий график накопления периодов землетрясений в сегменте с 2015 по 2018 г. (А), решение СРП для области *a* (В), решение СРП для области *b* (С). Стрелками обозначены моменты появления аномалий LURR.

Геосистемы переходных зон, 2019, т. 3, № 1, с. 027–034

оценки без использования программ декластеризации. В качестве исторического периода был взят тот же каталог [Региональный..., 2006], но с 1971 по 2005 г. (как более представительный и отсекающий «Анивские» землетрясения 1951 и 1964 гг.). Для построения графика современного периода с 2007 по 2018 г. был взят каталог локальной сети юга Сахалина с M > 2. Этот период был разбит на короткие промежутки (не более 2 лет с погрешностью не более 0.02). Оценка максимального правдоподобия параметров Гу-

Пер	од, Количество Оценка максимальног параметров Гутенб				ого правдоподобия нберга–Рихтера		Средняя глубина гипоцентров, км		Максимальная магнитула	
пред	редставительность событий				по каталогу, М					
1971	1-2005, M > 3	124	4.67±0).054	0.73	± 0.016	8		5.2	2
2007	7–2018, M > 2	354	4.40 ± 0	0.008	0.77	2 ± 0.004	8		4.:	5
2007	7–2010, M > 2	173	4.23 ± 0	0.021	0.85	5 ± 0.008	8		4.	1
2009	9–2012, M > 2	75	3.37 ± 0	0.033	0.61	± 0.014	9		4.:	5
2011	1-2014, M > 2	76	3.40 ± 0	0.016	0.57	2 ± 0.006	10		4.:	5
2013	3–2016, M > 2	100	3.90 ± 0	0.016	0.77	1 ± 0.007	9		4.2	2
2015	5–2018, M > 2 105		3.90 ± 0.019		0.78 ± 0.008		7		4.0	
2011	1-2012, M > 2	18	2.41 ± 0).048	0.35	5 ± 0.016	8		4.:	5
3.0 r	1971-2005	Equation	v = a + b*x		1	2007-2018		Equation	y = a + p.x	
		Weight	No Weighting		3.0 -			Weight Residual	No Weighting 0.3621	
25		Residual Sum of	0,87975			There		Sum of	2	
2.5	The second secon	Pearson's r	-0,9713		2.5-	2		Adj. R-Squa	0,9920	
]	L'I	Adj. R-Squar	0,94303 Value	Standard Err			A SAL		Value Intercep 4,402	Standard E 1 0,00888
2.0-	L'	1	Intercept 4,67179	0,05437	2.0 -			0	Slope -0,76	7 0,00365
1			Slope -0,7344	0,01627				The second second		
1.5-					1.5 -					
1					-					
1.0 -					1.0 -					
-				_	-					\mathbf{i}
0.5-					0.5 -					
ļ				, . , ,	+					
	3.0 3.5	4.0 4.5	5.0 5	5.5 6.0	0 1.5	2.0	2.5 3.0	3.5	4.0	4.5
2.6	2015-2018	Equation	y = a + b*x No Weighting		24]	2011-2014		Equation Weight	y = a + b*x No Weighting	
2.4 -	K	Residual Sum of	0,1358		2.7	~		Residual Sum of	0,0735 8	
2.2	- And	Pearson's	r -0,9946		2,2-	and the second sec		Pearson's r	-0,995	
2.0	Draw Land	Adj. R-Sq	ua 0,9891 Value	Standard E	2.0 -		No.	Adj. K-Squ	Value	Standard E
1.8 -		с	Intercep 3,90	50 0,01944	1.8-			F	Interce 3,3989 Slope -0,573	0,01638
1.6			Slope -0,77	51 0,008	1.6					
1.4					1.4			0	_	
1.2					12					
1.0					1.27					\
0.8-					1,0-					
0.0					0.8-					
0.07					0.6-					`
0.4 -	2,0 2,5	3.0	3.5	4.0	1.5	2.0	2,5 3,0) 3.5	5 4.0	4.5

Параметры графиков повторяемости и выборок для их расчета

Рис. 5. Графики повторяемости с решениями для линейной аппроксимации и значениями углов наклона для сегмента ЦСР (аналогичен зоне D3) в разные периоды времени.

тенберга–Рихтера проведена линейной аппроксимацией в пакете Microcalc OriginePro 2015. Данные представлены в таблице, а примеры на рис. 5.

Как видно из таблицы, данные двух каталогов дают практически один и тот же результат, что может считаться показательным для расчета графика повторяемости без декластеризации в отсутствие длительных афтершоковых серий. А вот разбор периода с 2007 по 2018 г. на короткие периоды дал интересный результат. Расчеты показали, что по совокупности данных получить адекватную модель можно на периодах не менее двух лет. При этом оценки различных периодов указывают, что значение b-value было аномально низким в период с 2011 по 2012 г., в остальные же промежутки оно уверенно держалось вблизи общего среднего примерно 0.75. Отметим, что в эти два года в исследуемом районе было очень мало событий, особенно слабых, так что результат расчета неудивителен.

В этих же средних значениях (0.75) значение b-value находится и сейчас (по данным за 2017-2018 гг.). При анализе сахалинской сейсмической обстановки в аномальный период (2011-2012 гг.) было отмечено лишь Тымовское землетрясение в декабре 2011 г. (М_w = 5.1). Однако, во-первых, это далеко от рассматриваемого сегмента, а во-вторых, сложно представить, что землетрясение с такой магнитудой могло бы влиять на землетрясения с M > 3.5 на расстоянии в несколько сот километров (рост числа которых и обеспечил снижение b-value). Кроме того, это все-таки уже почти 2012 г. В то же время нельзя не вспомнить мегаземлетрясение Тохоку 11 марта 2011 г. ($M_w = 9.0$), которое могло оказать влияние на региональную сейсмичность. Такая реакция сейсмичности в районе ЦСР на удаленное землетрясение вполне допустима, однако требует дополнительного изучения, что не входит в задачи данного исследования.

Заключение

При анализе сейсмичности в области, охватывающей южный сегмент Центрально-Сахалинского разлома, обнаружено, что в

период активизации слабых и умеренных событий в 2017 г. имел место и кратковременный рост параметра LURR, который может играть роль среднесрочного предвестника. Однако это наблюдалось при уже имеющемся в данной области признаке (по состоянию на 2016 г.). Ни в 2018, ни в начале 2019 г. главного (ожидаемого) события не произошло, и, таким образом, этот метод прогноза впервые дал «ложную тревогу» на территории Сахалина. Ранее в серии работ, посвященных применению метода LURR, было сделано шесть успешных прогнозов времени землетрясений на Сахалине, в том числе в квазиреальном времени два (остальные ретроспективно). Объяснение «ложной тревоги» может быть связано с тем, что с начала 2019 г. отмечен новый рост сейсмической активности на рассматриваемом участке. Этот рост соответствует модели саморазвивающихся процессов, а полученные устойчивые решения указывают на ожидаемое землетрясение с магнитудой 5.5-6 в период до 2020 г. в пределах сегмента или на расстоянии до 50 км от него.

Список литературы

1. Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М.: Наука, 2006. 254 с.

2. Закупин А.С. Программный комплекс для анализа неустойчивости сейсмического процесса = [Zakupin A.S. Program complex for the analysis of instability of seismic process] // Геоинформатика. 2016. $N_{\rm P}$ 1. С. 34–43.

3. Закупин А.С., Каменев П.А. О возможности пространственно-временной локализации повышенной сейсмической опасности в методике среднесрочного прогноза LURR (на примере Новой Зеландии) // *Геосистемы переходных зон.* 2017. № 3. С. 40–49. http://dx.doi.org/10.30730/2541-8912.2017.1.3.040-049

4. Закупин А.С., Левин Ю.Н., Богинская Н.В., Жердева О.А. Развитие методов среднесрочного прогноза на примере Онорского землетрясения на Сахалине (Мw=5.8, 14 августа 2016 года) // Геология и геофизика. 2018. № 11. С. 1904–1911. https://doi. org/10.15372/gig20181112 [Zakupin A.S., Levin Yu.N., Boginskaya N.V., Zherdeva O.A. Development of medium-term prediction methods: A case study of the August 14, 2016 Onor (M = 5.8) earthquake on Sakhalin. *Russian Geology and Geophysics*, 2018, 59(11): 1526-1532. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2018.10.012] 5. Закупин А.С., Семенова Е.П. Исследование процесса подготовки сильных землетрясений (Mw > 5) на Сахалине методом LURR // Вестник КРАУНЦ. Физико-математические науки. 2018. № 5. С. 73–88. [Zakupin A.S., Semenova E.P. Study of the process of preparation of strong earthquakes (MW > 5) on Sakhalin using the LURR method. Bull. KRASEC. Physical and Mathematical Sciences, 2018, 5: 83-98. https://doi. org/10.18454/2079-6641-2018-25-5-83-98]

6. Ким Ч.У. Теоретико-методологические особенности оценки сейсмической опасности в условиях окраинных островных структур (на примере территории Сахалинской области): дис. ... д-ра физ.-мат. наук. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2009.

7. Коновалова А.А., Салтыков В.А. Различие в наклоне графика повторяемости независимых землетрясений и афтершоковых последовательностей // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 1, вып. 11. С. 74–81.

8. Левин Б.В., Ким Ч.У., Соловьев В.Н. Оценка сейсмической опасности и результаты детального сейсмического районирования для городов о. Сахалин // *Тихоокеан. геология.* 2012. Т. 31, № 5. С. 93–103. [Levin B.V., Kim Ch. U., Solovjev V.N. A seismic hazard assessment and the results of detailed seismic zoning for urban territories of Sakhalin Island. *Russian J. of Pacific Geology*, 2013, 7(6): 455-464. https://doi.org/10.1134/ s1819714013060092]

9. Малышев А.И. Динамика саморазвивающихся процессов // Вулканология и сейсмология. 1991. № 4. С. 61–72.

10. Региональный каталог землетрясений острова Сахалин, 1905–2005 гг. / Л.Н. Поплавская, А.И. Иващенко, Л.С. Оскорбин и др. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2006. 103 с.

Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений.
М.: Наука, 1993. 313 с.

12. Тихонов И.Н., Закупин А.С. Ретроспективная оценка применимости двухэтапной схемы краткосрочного прогнозирования землетрясений (M ≥ 5) южного

Сахалина по данным детального каталога // Вестник ДВО РАН. 2016. № 1. С. 58–67.

13. Тихонов И.Н., Михайлов В.И., Малышев А.И. Моделирование последовательностей землетрясений юга Сахалина, предваряющих сильные толчки, с целью краткосрочного прогноза времени их возникновения // *Тихоокеан. геология.* 2017. Т. 36, № 1. С. 5–14. [Tikhonov I.N., Mikhaylov V.I., Malyshev A.I. Modeling the Southern Sakhalin earthquake sequences preceding strong shocks for short-term prediction of their origin time. *Russian J. of Pacific Geology*, 2017, 11(1): 1-10. https://doi.org/10.1134/s1819714017010092].

14. Levin B.W., Sasorova E.V., Zakupin A.S., Kamenev P.A. Local occurrence of the relationship between variations in the Earth's rotation rate and the dynamics of seismicity: Case study of Sakhalin // *Doklady Earth Science*. 2018. Vol. 483, Pt 2. P. 1575–1578. https:// doi.org/10.1134/s1028334x18120188

15. Gardner J.K, Knopoff L. Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian? // Bull. Seismological Society American. 1974. Vol. 64. P. 1363–1367.

16. Reasenberg P. Second-order moment of Central California seismicity, 1969–1982 // J. of Geophysical Research. 1985. Vol. 90. P. 5479–5495. https://doi. org/10.1029/JB090iB07p05479

17. Tikhonov I.N., Kim Ch.U. Confirmed prediction of the 2 August 2007 Mw 6.2 Nevelsk earthquake (Sakhalin Island, Russia) // *Tectonophysics*. 2010. Vol. 485(1/4). P. 85–93. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.12.002

18. Uhrhammer R.A. Characteristics of Northern and Central California seismicity // *Earthquake Notes*. 1986. Vol. 57(1). P. 21.

19. Yin X.C., Wang Y.C., Peng K.Y., Bai Y.L., Wang H.T., Yin X.F. Development of a new approach to earthquake prediction: The Load/Unload Response Ratio (LURR) theory // *Pure Applied Geophysics*. 2000. Vol. 157(11/12). P. 2365–2383. https://doi.org/10.1007/978-3-0348-7695-7_29

Сведения об авторах

ЗАКУПИН Александр Сергеевич, кандидат физико-математических наук, ученый секретарь, ведущий научный сотрудник, БОГИНСКАЯ Наталья Владимировна, научный сотрудник – лаборатория сейсмологии, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск.

Геофизика, сейсмология, методы прогноза

УДК 550.34.06.013.3

doi: 10.30730/2541-8912.2019.3.1.035-043

Исследование афтершоковой последовательности Суусамырского землетрясения

© 2019 В. Н. Сычев^{*}, Н. А. Сычева, С. А. Имашев Научная станция РАН в г. Бишкеке, Кыргызстан *E-mail: sychev@gdirc.ru

Исследована афтершоковая последовательность Суусамырского землетрясения 19.08.1992 г., M = 7.3. Выделение афтершоков из каталога сейсмических событий (1980–2017 гг.) Института сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской республики производилось на основе подхода Г.М. Молчан, О.Е. Дмитриевой. Построено распределение полученной выборки событий в пространстве и времени. Каталог землетрясений и афтершоковая последовательность Суусамырского землетрясения рассмотрены с позиций неравновесной термодинамики с использованием статистики Тсаллиса, проведен анализ дальних корреляций. Показано, что параметры исследуемой афтершоковой последовательности описываются степенными зависимостями, а также подчиняются закону Омори–Утсу. Параметр Тсаллиса q для афтершоковой последовательности (1.605) превышает значение q, вычисленное для всего каталога землетрясений (1.569), что указывает на сохранение возросших корреляций во время следования афтершоков. Динамическое определение параметра q для событий по всему каталогу до и после Суусамырского землетрясения позволило отметить резкое возрастание взаимных корреляций во время следования афтершоков, динамическое определение параметра q для событий по всему каталогу до и после Суусамырского землетрясения позволило отметить резкое возрастание взаимных корреляций во время рассматриваемом регионе до главного события, резкое снижение сразу после него с дальнейшим возвратом к среднему значению, наблюдаемому до главного толчка.

Ключевые слова: землетрясение, фокальный механизм, афтершоки, закон Омори, энтропия, статистика Тсаллиса, неэкстенсивность.

Study of aftershock sequence of Suusamyr earthquake

Vladimir N. Sychev, Nailia A. Sycheva, Sanjar A. Imashev

Research Station of RAS in Bishkek City, Kyrgyzstan *E-mail: sychev@gdirc.ru

Aftershock sequence of Suusamyr earthquake (August 19, 1992, M = 7.3) has been investigated. The aftershocks were selected based on approach of G.M. Molchan, O.E. Dmitrieva within the seismic catalog of Institute of Seismology of National Academy of Sciences of Kyrgyz Republic (CIS) including events from 1980 to 2017. The distribution of the resulting events sample in space and time has been obtained. The catalog of earthquakes and the aftershock sequence of Suusamyr earthquake has been analyzed from the position of non-equilibrium thermodynamics using Tsallis statistics, the analysis of long-range correlations has been performed as well. It is shown that parameters of the aftershock sequence (q = 1.605) exceeds the value calculated for the entire catalog of earthquakes (q = 1.569), which indicates that increased correlations persist during the aftershock following. Dynamic determination of q for events throughout the catalog before and after Suusamyr earthquake allows to note a sharp increase in cross correlations in the considered region before the main event, and a sharp decrease immediately after it with a further return to average value observed before the main shock.

Keywords: earthquake, focal mechanism, aftershocks, Omori law, entropy, Tsallis statistics, non-extensivity.

Исследования осуществляются в рамках выполнения государственного задания ФГБУН Научной станции РАН в г. Бишкеке (тема IX.136 0155-2019-0003).

Введение

Тянь-Шань является зоной современных интенсивных деформаций, которые сопровождаются активным сейсмическим процессом. Наиболее сильные землетрясения известны на Северном Тянь-Шане (зона сочленения Тянь-Шаньского орогена и Казахской платформы), где они образуют полосу, включающую в себя северный борт поднятия Киргизского хребта и систему поднятий хребтов Заилийский Алатау и Кунгей Алатау [Крестников и др., 1987]. Здесь известны такие сильнейшие землетрясения, как Беловодское (1885, M = 6.9), Верненское (1887, M = 7.3), Чиликское (1889, M = 8.3), Кебинское (1911, M = 8,2), Кебино-Чуйское (1938, M = 6.9).

19 августа 1992 г. на Северном Тянь-Шане произошло сильное землетрясение, инструментальный эпицентр которого находился в Суусамырской впадине. На поверхности возникли сейсмогенные разломы и многочисленные вторичные гравитационные сейсмодислокации. Суусамырское событие длительное время сопровождалось афтершоковой деятельностью. По сейсмическим данным, после него произошли немногочисленные события умеренной силы – Луговское (22.05.2003), Карагайбулакское (16.01.2004), Кочкорское (25.12.2006) и др., которые также сопровождались афтершоковыми последовательностями.

Определенный интерес представляет изучение обстановки в сейсмоактивном регионе в периоды не только активации деформационных процессов, приводящих к землетрясениям, но и в период последующей релаксации напряжений, во время следования афтершоков. В степенных характеристиках последовательностей афтершоков проявляется существенно нелинейный, детерминированно-хаотический характер поведения системы разломов, в которых они происходят, а их различные характеристики могут отражать текущее состояние системы [Шебалин, 2004]. В частности, уже показано на другом масштабном уровне, что переход распределения энергии сигналов акустической эмиссии от экспоненциальной формы к степенной свидетельствует о том, что материал образца находится на критической стадии разрушения [Дамаскинская и др., 2018].

Поэтому изучение афтершоковых последовательностей с точки зрения динамически сложных систем на основе современных подходов и методик является актуальной задачей.

В данной работе афтершоковая последовательность Суусамырского землетрясения описана с помощью модифицированного закона Омори, это позволяет сопоставить значения полученных параметров с результатами исследований землетрясений в других сейсмоактивных регионах. Каталог землетрясений и афтершоковая последовательность Суусамырского землетрясения рассмотрены также с позиций неравновесной термодинамики с использованием статистики Тсаллиса, что дает возможность проверить гипотезу о том, что во время катастрофы значительно увеличиваются взаимные корреляции [Пригожин, Стенгерс, 1986], которые сохраняются и во время следования афтершоков.

Полученные оценки параметров на основе анализа афтершоков крупного сейсмического события можно принять в качестве эталонных для данного региона и в дальнейшем проанализировать умеренные землетрясения, происходящие на исследуемой территории.

Результаты и обсуждение

Суусамырское землетрясение. Суусамырскому землетрясению посвящено много работ [Кучай и др., 2002; Богачкин и др., 1993; Джанузаков и др., 1997; и др.]. Напомним некоторые его характеристики.

Суусамырское землетрясение является одним из самых сильных сейсмических событий на территории Северного Тянь-Шаня за последние годы. Магнитуда главного толчка составила 7.3, глубина очага 23 км, интенсивность сотрясений 9 баллов. Эпицентр его ($\varphi = 42.1$ с.ш.; $\lambda = 73.6$ в.д.) находился в Суусамырской впадине в слабоактивном сейсмическом районе [Богачкин и др., 1997].

Землетрясение произошло в зоне Предарамсуйского краевого разлома на сопряжении Арамсуйского инверсионного поднятия и Суусамырской впадины и сопровождалось образованием сейсмогенного разрыва и оползней. Следует отметить, что активность данного разлома в четвертичной геологии до этого землетрясения не проявлялась [Абдрахматов и др., 2001].
По данным [Богачкин и др., 1997; Джанузаков и др., 1997], к северу от эпицентра сформировалась протяженная система сейсмодислокаций негравитационного характера, отражающая выход очага на дневную поверхность. Взбросовый характер остаточных деформаций с небольшим правым сдвигом наблюдается для двух субширотных сейсморазрывов, которые прослеживаются вдоль Арамсуйского горного массива. Расстояние между сейсморазрывами 25 км, область между ними заполнена вторичными нарушениями (оползни) земной поверхности. Общая протяженность системы широтных сейсмотектонических и сейсмогравитационных дислокаций составляет около 50 км. Поверхность сместителя падает на юг под углом 70°.

Согласно [Кучай и др., 2002], по механизму очага землетрясения из каталога СМТ (Centroid moment tensor) (рис. 1) тип смещения в очаге является взбросовым и обе нодальные плоскости имеют субширотное простирание. Одна из них падает под углом 60°, и по ней возможен взброс с очень незначительной правосдвиговой составляющей, что хорошо согласуется с простиранием и падением разрыва, вышедшего на поверхность. По другой плоскости, падающей к северу под углом в 31°, возможен надвиг. Эпицентр главного события располагается в 20 км южнее плоскости разрыва. При угле падения в 60° глубина очага может соответствовать 35 км. Главные оси очага ориентированы следующим образом: сжатие близгоризонтально, субмеридионального направления, растяжение близвертикально.



Рис. 1. Фокальный механизм очага Суусамырского землетрясения (решение СМТ). Дата: 1992.08.19. Время: 02:04:45.8 GMT. $\varphi = 42.19^{\circ}$ с.ш.; $\lambda = 73.32^{\circ}$ в.д. H = 17.0 км. Mw = 7.2; mb = 6.8; Ms = 7.4. $M_0 = 7.68e+26$ (скалярный сейсмический момент). Нодальные плоскости: strike = 250 dip = 31slip = 74; strike = 88 dip = 60 slip = 99.

Суусамырское землетрясение сопровождалось активной афтершоковой деятельностью. Для выделения афтершоковой последовательности из каталога Института сейсмологии НАН КР, который включает в себя события, произошедшие на территории Тянь-Шаня с 1980 по 2017 г., был применен подход Г.М. Молчан и О.Е. Дмитриевой (см. [Молчан и Дмитриева, 1991; Соболев, Пономарев, 2003]), который предполагает удаление афтершоков из каталога перед расчетом графика повторяемости. Выделение афтершоков проводилось с помощью набора программ этих же авторов, в результате чего из каталога было выделено более 2000 афтершоковых событий. Этот же алгоритм использовался в работе [Мухамадеева, Сычева, 2018] при исследовании афтершоковых последовательностей умеренных землетрясений, произошедших на территории Бишкекского геодинамического полигона за 1996-2017 гг.

По данным сейсмологического изучения очаговой зоны, интервал глубин гипоцентров афтершоков хорошо согласуется с глубиной главного толчка. Повторные толчки в западной ветви облака распространяются до больших глубин (20-25 км) и распределены по зоне Ичкелетау-Суусамырского разлома сравнительно равномерно. В восточной части облака отмечается постепенное увеличение глубин гипоцентров с севера на юг – от зоны выхода очага на поверхность под Арамсуйский горный массив. Сильное увеличение глубин гипоцентров отмечается в этой части облака повторных толчков и в западном направлении – в зоне Ичкелетау-Суусамырского разлома. Если учесть, что севернее субширотно ориентированной зоны выхода очага на поверхность афтершоки практически отсутствуют, то можно с уверенностью говорить о значимом падении к югу плоскости разрыва при главном толчке. Об этом же свидетельствует и интерпретация решения фокального механизма.

На рис. 2 представлена сводная диаграмма главных осей фокальных механизмов и соответствующий средний механизм, построенный на основе 172 афтершоковых событий окрестности очаговой зоны Суусамырского землетрясения. В верхней части рисунка за пределами диаграммы Р-, Т-осей дается аддитивное разложение средней матрицы по четырем основным типам – взбросу (или сбросу), сдвигу и взрезу. Средний механизм демонстрирует типичную для Северного Тянь-Шаня обстановку одноосного горизонтального сжатия в субмеридиональном направлении. В целом же очаг Суусамырского землетрясения разместился в дизъюнктивном узле пересечения разломов близширотной Тянь-Шаньской (Арамсуйский взбросо-сдвиг) и северо-западной Таласо-Ферганской (Ичкелетау-Суусамырский сдвиг) ориентировок.

На рис. З представлено распределение афтершоков Суусамырского землетрясения во времени: в верхней части – распределение событий в течение первых часов (24 ч), в нижней части – в течение нескольких лет (на графике приведен временной интервал с 1992 по 1998 г.). На оси ординат отложен класс события. Можно отметить, что первые сутки сопровождались мощной серией повторных толчков. За событиями 12-16 класса, произошедшими в первые часы суток, в дальнейшем последовали многочисленные события с 8 по 12 класс (рис. 3а). Интенсивность афтершоковых событий была высокой в течение длительного времени; после периода, указанного на графике рис. 3б, афтершоковая деятельность еще продолжалась.



Рис. 2. Нодальные линии среднего механизма и оси Р (синий цвет), Т (красный) фокальных механизмов в окрестности очага Суусамырского землетрясения [Юнга, 2002]. Дата: 19.08.1992. φ = 42° с.ш.; λ = 73.56° в.д. M = 7.3. R_{ovara} = 1.3 км. H = 35 км. N = 172 события. K = 0.34 (коэффициент соответствия).

Закон Омори. В конце XIX в. японский сейсмолог Ф. Омори открыл первый закон физики землетрясений, согласно которому частота афтершоков в среднем гиперболически убывает с течением времени [Оmori, 1894]. Дальнейшие исследования афтершоковых процессов показали, что закон Омори является слишком грубым приближением. В связи с этим японский сейсмолог Т. Утсу ввел понятие модифицированного закона Омори [Utsu, 1961] (в литературе встречаются также названия «закон Омори–Утсу» и «степенной закон»):

$$n(t) = \frac{\kappa}{(c+t)^p},\tag{1}$$

где *p* – параметр степенного спада, известный как параметр Омори, К и с – константы.

К настоящему времени параметр Омори измерен во всех сейсмоактивных регионах Земли, сделано, по ориентировочной оценке, не менее 300 тщательных его измерений.



Рис. 3. Распределение во времени афтершоковой последовательности Суусамырского землетрясения: а – часы; б – дни. Данные приведены за 1992–1998 гг.

Параметр p изменяется от места к месту и от случая к случаю в широких пределах [Гульельми, 2017], характеризуя тектонические условия региона [Utsu et al., 1995; Nanjo et al., 2007].

Согласно [Olsson, 1999], значения p обычно варьируют в пределах от 0.5 до 1.8, а типичным значением по эмпирическим данным, в соответствии с работами [Utsu et al., 1995; Kagan, 2004; Mandal et al., 2007], считается $p \sim 1.0$, указывающее на то, что исследуемые регионы являются сейсмически активными. Большое значение параметра p означает, что скорость потока событий со временем спадает быстрее, чем при меньшем значении p.

Два других коэффициента закона Омори-Утсу – К и с – могут дать дополнительную информацию о распределении афтершоков. Коэффициент К зависит от общего числа событий в последовательности и отражает наблюдаемую закономерность: число афтершоковых событий на ранней стадии не спадает с постоянной скоростью - в промежутке от начальных минут до нескольких часов она увеличивается, затем начинает уменьшаться [Kisslinger, 1996]. А параметр с, интерпретируемый как задержка между временем основного толчка и началом афтершоковой активности [Kanamori, 2004], обычно рассматривается как временное смещение, учитывающее частичную (неполную) регистрацию афтершоков из-за интенсивного характера афтершоковой активности в начальные промежутки времени сразу после главного события (см., например, [Utsu et al., 1995; Woessner et al., 2004]).

На практике коэффициенты закона Омори–Утсу находят из уравнения, получаемого из исходного (1) путем интегрирования [Utsu et al., 1995]:

$$N(t) = K\{c^{1-p} - (c+t)^{1-p}\}/(p-1)$$

для $p \neq 1$,

где N(t) — кумулятивное число событий на момент t. Нахождение коэффициентов этого уравнения является задачей обобщенной нелинейной регрессии, решение которой методом наименьших квадратов (нелинейным подбором данных) дает нам искомые значения параметров p, K и c. На рис. 4 представлены результаты оценки вышеописанных параме-

тров для афтершоковой последовательности Суусамырского землетрясения. Параметр р из выражения (1), определенный для данной последовательности, имеет значение 1.20, *с* – 6.6 и *К* – 977. Полученные результаты хорошо согласуются с приведенными в литературе характеристиками афтершоковых последовательностей для различных сейсмических событий, зарегистрированных в разных сейсмически активных регионах мира, например для землетрясений Греции в 1980-1997 гг. [Telesca et al., 2001], землетрясения Бхуджа (Индия, 2001 г.) [Trivedi, 2015], землетрясений в Японии в 1969–1991 гг. [Matsu'ura, 1993].

Неэкстенсивный анализ афтершоков Суусамырского землетрясения

По данным современных исследований, землетрясения обнаруживают признаки динамически сложных систем, которые можно отнести к системам с дальними корреляциями. К описанию таких систем можно подойти с точки зрения методов статистической физики и теории вероятностей. Первым и наиболее широко известным соотношением является закон Гуттенберга–Рихтера [Gutenberg, Richter, 1944]: $P(E) \sim E^{-\gamma}$.

Однако это распределение является эмпирическим и не может быть выведено из положений равновесной термодинамики. Для описания статистических систем, подобных



Рис. 4. Кумулятивное число афтершоковых событий Суусамырского землетрясения (красный цвет) и их аппроксимация законом Омори–Утсу (бирюзовая, сплошная).

идеальному газу, традиционно использовалась статистика Больцмана, которая предполагает отсутствие взаимодействий отдельных частей системы. При этом используются термины аддитивные (или экстенсивные) системы – когда энтропия системы равна сумме энтропий составных частей, и неаддитивные (или неэкстенсивные) – когда энтропия системы не равна сумме энтропий составных частей. При исследовании же землетрясений мы имеем дело с динамически сложными системами, в которых наблюдается сильное взаимодействие между отдельными частями системы и всей системой в целом. Это приводит к нарушению термодинамической аддитивности, поэтому их не удается описать в терминах и понятиях статистики и термодинамики Больцмана.

Тсаллис предложил перейти от логарифмического распределения к степенному [Tsallis, 1988], тем самым он обобщил статистику Больцмана, введя в выражение для энтропии параметр q, характеризующий степень неаддитивности:

$$S_q = k \frac{1}{1-q} \left(1 - \sum_{i=1}^N p_i^q \right),$$

где $p_i = \frac{N_i}{N(\varepsilon)}$, N_i – число элементов системы, приходящихся на *i*-элемент ε -разбиения, $N(\varepsilon)$ – полное число элементов заданного ε покрытия, k – размерная константа. Статистика Больцмана соответствует пределу $q \rightarrow 1$. Случай q < 1 соответствует наличию предела по высоким событиям. А q > 1 указывает на наличие дальних корреляций в неравновесной системе, когда аддитивность нарушается. Соответствующее выражение для магнитуд землетрясений, например, в [Telesca, 2011] принимает следующий вид:

$$\log\left(\frac{N(M > M_{th})}{N}\right) = \left(\frac{2-q}{1-q}\right)\log\left[1-\left(\frac{1-q}{2-q}\right)\left(\frac{10^{M_{th}}}{a^{\frac{2}{3}}}\right)\right], \quad (2)$$

где $N(M > M_{th})$ – количество землетрясений с энергией больше порогового значения M_{th} , N – полное количество землетрясений.

Используя выражение (2), по левой части можно построить нормализованное распределение количества землетрясений по магнитудам в логарифмическом масштабе

 $log\left(\frac{N(M > M_{th})}{N}\right)$ в зависимости от магнитуды. По полученным распределениям, используя методы численного решения нелинейных уравнений, из правой части (2) определяются неизвестные параметры *a* и *q*. Далее, по рассчитанному параметру Тсаллиса *q* можно получить оценку дальнодействующих корреляций в каталоге землетрясений или в отдельной его выборке.

В данной работе было решено проверить гипотезу о том, что перед катастрофой значительно возрастают взаимные корреляции, которые сохраняются во время активной фазы афтершоков, а затем спадают до прежнего уровня – при относительно равновесном состоянии системы.

На рис. 5а представлено эпицентральное расположение землетрясений анализируемого каталога. По нему построено распределение относительного количества событий с магнитудой $M > M_{th}$ в зависимости от магнитуды. По этому распределению, с применением метода расчета коэффициентов нелинейной регрессионной модели в среде Matlab, получено значение параметра q = 1.569. Используя эту величину, можно вычислить правую часть выражения (2) и построить аппроксимирующую кривую распределения относительного количества землетрясений. Результаты этих построений приведены на рис. 56. Как и предполагалось, вычисленное значение параметра Тсаллиса (1.569) показывает, что наблюдаемые явления (непрерывный поток землетрясений) представляют собой систему с памятью и дальнодействующими корреляциями. Причем эта величина хорошо согласуется с оценками, полученными для других сейсмоактивных регионов [Silva et al., 2006; Telesca, Chen, 2010; Telesca, 2011].

Применим подобные построения к афтершоковой последовательности Суусамырского землетрясения, которая является выборкой из этого же каталога (рис. 6а). Полученные результаты приведены на рис. 6б. Вычисленное значение параметра Тсаллиса для этой выборки (1.605) показывает увеличение этого параметра по отношению к значению, рассчитанному по всему каталогу (1.569), и это свидетельствует о том, что во время крупного землетрясения в наблюдаемой системе возрастают взаимные корреляции, которые сохраняются во время афтершоковой активности.

Вышеприведенные результаты (рис. 5б и 6б) получены из расчетов по конечным выборкам землетрясений и не зависят от времени. Для исследования поведения параметра Тсаллиса в динамике были рассмотрены сейсмические события из каталога землетрясений в интервале времен ± 6 лет от даты Суусамырского землетрясения. Расчет *q* производился для последовательных выборок длительностью 600 событий со сдвигом 50 событий, результаты представлены на рис. 7.

Следует отметить значительное возрастание взаимных корреляций в рассматриваемом регионе непосредственно перед главным событием и резкое их снижение сразу же после него с дальнейшим возвратом к значению, наблюдаемому до главного толчка.

Таким образом, с помощью неэкстенсивного анализа каталога землетрясений показано,



Рис. 5. Эпицентральное расположение (а) и соответствующее распределение относительного количества землетрясений с магнитудой $M > M_{ih}$ в зависимости от магнитуды и аппроксимирующая кривая (б) при q = 1.569, построенные по каталогу землетрясений 1980–2017 гг.



Рис. 6. Эпицентральное расположение (а) и распределение относительного количества землетрясений с магнитудой $M > M_{ih}$ в зависимости от магнитуды и аппроксимирующая кривая (б) при q = 1.605, построенные по афтершокам Суусамырского землетрясения 19.08.1992 г. (M = 7.3).

Геосистемы переходных зон, 2019, т. 3, № 1, с. 035–043



Рис. 7. Поведение параметра Тсаллиса в динамике в период вблизи даты Суусамырского землетрясения.

что в период Суусамырского землетрясения количественно подтверждается гипотеза возрастания взаимных корреляций в рассматриваемой системе при приближении к катастрофе.

Заключение

Исследован каталог сейсмических событий Института сейсмологии НАН КР за 1980–2017 гг. Выделены афтершоки Суусамырского землетрясения 19.08.1992 г., M = 7.3. Построены распределения афтершоковых событий в пространстве и во времени. Показано, что энергетические и временные параметры афтершоковых последовательностей подчиняются степенным законам распределения, что характерно для систем с детерминированным хаосом.

Активность афтершоков Суусамырского землетрясения хорошо описывается модифицированным законом Омори, значение параметра которого согласуется с результатами исследований афтершоковых последовательностей в других регионах.

Значение параметра Тсаллиса, вычисленное по каталогу сейсмических событий Института сейсмологии НАН КР (~1.5), также соответствует результатам, полученным для других сейсмоактивных регионов. На основе анализа афтершоковой последовательности Суусамырского землетрясения с использованием неэкстенсивной термодинамики Тсаллиса отмечено повышение дальнодействующих корреляций до (~1.6) после Суусамырского землетрясения по сравнению с каталогом всех землетрясений, зарегистрированных в 1980–2017 гг. Динамическое определение параметра *q* для событий по всему каталогу до и после Суусамырского землетрясения позволило отметить значительное возрастание взаимных корреляций в рассматриваемом регионе до главного события, резкое снижение этих корреляций сразу после него с дальнейшим возвратом к среднему значению, наблюдаемому до главного толчка. Тем самым получена количественная оценка гипотезы о том, что во время катастрофы значительно увеличиваются взаимные корреляции.

Авторы благодарны директору Института сейсмологии НАН КР К.Е. Абдрахматову за предоставленный каталог землетрясений.

Список литературы

1. Абдрахматов К.Е., Томсон С., Уилдон Р., Дельво Д., Клеркс Ж. Активные разломы Тянь-Шаня // *Наука и новые технологии*. 2001. № 2. Стр. 22–28.

2. Богачкин Б.М., Плетнев К.Г., Рогожин Е.А. Суусамырское землетрясение 1992 г.: материалы геологического и сейсмологического изучения в ближней зоне // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: Геоинформмарк, 1993. С. 143–147.

3. Богачкин Б.М., Корженков А.М., Мамыров Э., Нечаев Ю.В., Омуралиев М., Петросян А.Э., Плетнев К.Г., Рогожин Е.А., Чаримов Т.А. Структура очага Суусамырского землетрясения 1992 г. на основании анализа его геологических и сейсмологических проявлений // Физика Земли. 1997. № 11. С. 3–18.

4. Гульельми А.В. Закон Омори (из истории геофизики) // *Успехи физических наук*. 2017. Т. 187, № 3. С. 343–348. [Guglielmi A.V. Omori's law: A note on the history of geophysics. *Physics-Uspekhi*, 2017, 60(3): 319-324. https://doi.org/10.3367/ufne.2017.01.038039]

5. Дамаскинская Е.Е., Пантелеев И.А., Фролов Д.И., Василенко Н.Ф. Признаки критической стадии разрушения деформированных гетерогенных материалов // *Геосистемы переходных зон*. 2018. Т. 2, № 3. С. 245–251. doi:10.30730/2541-8912.2018.2.3.245-251.

6. Джанузаков К.Д., Ильясов Б.И., Муралиев А.М., Юдахин Ф.Н. Суусамырское землетрясение 19 августа 1992 года // Землетрясения Северной Евразии в 1992 году. М.: Геоинформмарк, 1997. С. 49–54.

7. Крестников В.Н., Шишкин Е.И., Штанге Д.В., Юнга С.Л. Напряженное состояние земной коры Центрального и Северного Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 3. С. 13–30.

8. Кучай О.А., Муралиев А.М., Абдрахматов К.Е., Дельво Д., Дучков А.Д. Суусамырское землетрясение 1992 года и поле деформаций афтершоковой последовательности // *Геология и геофизика*. 2002. Т. 43, № 11. С. 1038–1048. 9. Молчан Г.М., Дмитриева О.Е. Идентификация афтершоков: обзор и новые подходы // Вычислительная сейсмология. Вып. 24. М.: Наука, 1991. С. 19–50.

10. Мухамадеева В.А., Сычева Н.А. Об афтершоковых процессах, сопровождающих умеренные и слабые землетрясения на территории Бишкекского геодинамического полигона и в его окрестностях // *Геосистемы переходных зон.* 2018. Т. 2, № 3. С. 165–180. doi:10.30730/2541-8912.2018.2.3.165-180.

11. Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. Новый диалог человека с природой: пер. с англ. М.: Прогресс, 1986. 432 с.

12. Соболев Г.А., Пономарев А.В. *Физика землетрясений и предвестники*. М.: Наука, 2003. 270 с.

13. Шебалин П.Н. Афтершоки как индикаторы напряженного состояния в системе разломов // Докл. АН. 2004. Т. 398, № 2. С. 249–254.

14. Юнга С.Л. Изучение движений поверхности и деформаций земной коры на территории Центрального Тянь-Шаня, Казахской платформы и Алтая; создание программ обработки сейсмологических данных, проведение обработки: Отчет о науч.-исслед. работе / Единая геофизическая служба РАН. Обнинск, 2002. 41 с.

15. Gutenberg B., Richter C.F. Frequency of earthquakes in California // Bull. of the Seismological Society of America. 1944. Vol. 34. P. 185–188.

16. Kagan Y.Y. Short-term properties of earthquake catalogs and models of earthquake source // *Bull. of the Seismological Society of America*. 2004. Vol. 94. P. 1207–1228.

17. Kanamori H., Brodsky E.E. The physics of earthquakes // Reports on Progress in Physics. 2004. Vol. 67. P. 1429–1496. http://dx.doi.org/10.1088/0034-4885/67/8/R03

18. Kisslinger C. Aftershock and fault zone properties // Advances in Geophysics. 1996. Vol. 38. P. 1–36. http:// dx.doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60019-9

19. Mandal P., Chadha R.K., Raju I.P., Kumar N., Satyamurty C., Narsaiah R. Are the 7 March 2006 Mw 5.6 event and the 3 February 2006 Mw 4.58 event triggered by the five years continued occurrence of aftershocks of the 2001 Mw 7.7 Bhuj event? // *Current Science*. 2007. Vol. 92. P. 1114–1124.

20. Matsu'ura R.S. Median values of parameters in the modified Omori formula for main shocks in and near Japan of M 6.0 and larger (1969–1991): abstracts // Japan Earth Planet. Sci. Joint Meeting. 1993. 224. (In Japan).

21. Nanjo K.Z., Enescu B., Shcherbakov R., Turcotte D.L., Iwata T., Ogata Y. Decay of aftershock activity for Japanese earthquakes // J. of Geophysical Research. 2007. Vol. 112. Article ID B08309. http:// dx.doi.org/10.1029/2006jb004754

22. Olsson R. An estimation of the maximum b-values in the Gutenberg–Richter relation // *J. of Geodynamics*. 1999. Vol. 27(4-5). P. 547–552. https://doi.org/10.1016/ s0264-3707(98)00022-2

23. Omori F. On after-shocks of earthquakes // J. of the College of Science, Imperial Univ. of Tokyo. 1894. Vol. 7. P. 111–200.

24. Silva R., Franca G.S., Vilar C.S., Alcanis J.S. Nonextensive models for earthquakes // *Phys. Rev. E.* 2006. Vol. 73, 026102. http://dx.doi.org/10.1103/ PhysRevE.73.026102

25. Telesca L. Tsallis-based nonextensive analysis of the Southern California seismicity // *Entropy*. 2011. Vol. 13(7). P. 127–1280. https://doi.org/10.3390/e13071267

26. Telesca L., Chen C.C. Nonextensive analysis of crustal seismicity in Taiwan // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2010. Vol. 10. P. 1293–1297. http://dx.doi. org/10.5194/nhess-10-1293-2010

27. Telesca L., Cuomo V., Lapenna V., Vallianatos F., Drakatos G. Analysis of the temporal properties of Greek aftershock sequences // *Tectonophysics*. 2001. Vol. 341(1-4). P. 163–178. http://dx.doi.org/10.1016/ S0040-1951(01)00221-9

28. Trivedi P. Application of Omori's decay law to the 2001 Bhuj aftershock sequence for Kachchh Region of Western India // Open J. of Earthquake Research. 2015. Vol. 4(3). P. 94–101. http://dx.doi.org/10.4236/ ojer.2015.43009

29. Tsallis C. Possible generalization of Boltzmann-Gibbs statistics // *J. of Statistical Physics*. 1988. Vol. 52(1–2). P. 479–487. https://doi.org/10.1007/bf01016429

30. Utsu T. A statistical study on the occurrence of aftershocks // *Geophysical Magazine*. 1961. Vol. 30. P. 521–605.

31. Utsu T., Ogata Y., Matsuura R.S. The centenary of the Omori formula for a decay law of aftershock activity // *J. of Physics of the Earth*. 1995. Vol. 43. P. 1–33. https:// doi.org/10.4294/jpe1952.43.1

32. Woessner J., Hauksson E., Wiemer S., Neukomm S. The 1997 Kagoshima (Japan) earthquake doublet: A quantitative analysis of aftershock rate changes // *Geophysical Research Letters*. 2004. Vol. 31. Article ID L03605. http://dx.doi.org/10.1029/2003gl018858

Сведения об авторах

СЫЧЕВ Владимир Николаевич, кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник, СЫЧЕВА Найля Абдулловна, кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, ИМАШЕВ Санжар Абылбекович, кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник – Научная станция РАН в г. Бишкеке, Бишкек, Кыргызстан.

УДК 553.98

doi: 10.30730/2541-8912.2018.2.4.044-053

Изучение газогидратов Берингова моря с применением AVO-анализа

© 2019 В. В. Жигулев^{*}, А. В. Савицкий, А. В. Жигулев

Росгеология, ОАО «Дальморнефтегеофизика», Южно-Сахалинск, Россия *E-mail: zhvv@dmng.ru

Изложены результаты исследований газогидратов западного сектора Берингова моря. Показаны дополнительные возможности выделения на сейсмических разрезах ОГТ границы подошвы газогидрата с помощью привлечения данных скоростного и AVO анализа. Изучены особенности изменения динамики и кинематики отражений в газогидратном слое на участках, контактирующих с вертикальной эманацией газового флюида.

Ключевые слова: Берингово море, сейсморазведка, скоростной анализ, газогидраты, AVOатрибуты.

Study of Bering Sea gas hydrates with application of AVO-analysis

Vladimir V. Zhigulev^{*}, Alexander V. Savitsky, Alexander V. Zhigulev

Rosgeologia, JSC «Dalmorneftegeophysica», Yuzhno-Sakhalinsk, Russia *E-mail: zhvv@dmng.ru

The article describes results of gas hydrates studies in the western sector of the Bering Sea and additional ways of identification of gas hydrate lower limit in CDP sections using velocity analysis and AVO data. Peculiarities of changes in dynamics and travel time characteristics of reflections in gas hydrate layer were studied in the areas contacting with vertical emission of gas fluid.

Keywords: Bering Sea, seismic survey, velocity analysis, gas hydrates, AVO-attributes.

Введение

В связи с истощением в обозреваемом будущем углеводородных источников энергии возрастает актуальность совершенствования методов поиска нетрадиционных видов минерального топлива. В последнее время особое внимание обращено на природные газы, находящиеся в гидратном состоянии в придонной зоне акватории Мирового океана. Согласно теоретическим оценкам, запасы традиционного газа оцениваются примерно в 250 трлн т. В газогидратных залежах, которые содержат метан, газа как минимум в два раза больше. Если суммировать разведанные запасы нефти, газа и угля, то гидраты по перспективным запасам превосходят объем всех вместе взятых основных энергоносителей современной цивилизации (рис. 1). Именно поэтому разработку газогидратов называют перспективной технологией будущего.

В данной работе рассмотрены результаты применения некоторых методов обработки сейсмических данных при изучении газогидратов в западном секторе (Хатырский участок) Берингова моря (рис. 2).

Как известно, газогидрат – это вещество, в котором молекулы газа связаны в кристаллической решетке с молекулами воды с образованием структур, подобных льду; или это смесь воды и метана в различных концентрациях, способная при определенных термобарических условиях (например, t = 0; P = 25 атм) образовывать лед. При повышении температуры для образования газогидрата необходимо увеличение давления вышезалегающей воды. Поэтому глубинный диапазон залегания газогидрата в морях и океанах составляет 300–1200 м (30–120 атм). Из всех имеющихся дистанционных способов исследования для изучения газогидратов сейсмический метод является наиболее информативным, поскольку существует прямая связь между особенностями геологического строения зоны газогидратов и сейсмоакустическими параметрами в этой среде. Индикаторами наличия газогидратов на временных сейсмических разрезах могут быть аномальные изменения волновых сейсмических характеристик: амплитуда, частота, фаза, скорости продольных и поперечных волн и т.д. [Бочарова, 2013; Гинбург, Соловьев, 1994; Ampilov, 2010; Ampilov, Baturin, 2012; Bangs et al., 2011; Diaconesu et al., 2001; Frye et al., 2012; Sain et al., 2012; Sloan, Koh, 2007].

Основным сейсмическим признаком присутствия в осадочном разрезе газогидрата считается наличие на временных разрезах горизонта, образованного отражениями от подошвы газогидратного слоя. Его отличительными особенностями являются: субпараллельное рельефу морского дна простирание; пересечение под различными углами отражающих горизонтов литологических границ; высокая динамика отраженных волн (OB) и их полярность волнам, отраженным от кровли; значительно меньшая контрастность записи от горизонтов, залегающих внутри газогидратного слоя, чем от подстилающих слоев, т.е. газогидратный слой на сейсмических разрезах часто прослеживается как акустически более прозрачный интервал записи.

Залегание подошвенного горизонта, субпараллельное морскому дну, определяется в отечественной литературе как «повторяющее дно отражение», а в англоязычной как bottom simulation reflection (BSR).







Рис. 2. Обзорная схема района исследований (выделен красным прямоугольником).

Геосистемы переходных зон, 2019, т. 3, № 1, с. 044–053

На сейсмических разрезах глубина горизонта BSR обычно увеличивается с увеличением глубины моря. С расширением частотного диапазона излучающего сигнала улучшаются форма и частотный состав отражения от BSR. Характерным свойством гидратов и гидратонасыщенных пород является пониженная плотность (порядка 800–1240 кг/м³). Скорость прохождения сейсмических волн в чистом газогидрате составляет порядка 3300-3800 м/с. Однако скорости в осадочных породах, насыщенных газогидратами, для различных регионов мира варьируют в широком интервале: 1600-3500 м/с. При этом в газогидратах метана она равна 1600-1900 м/с. По экспериментальным данным, гидратообразование приводит к увеличению скорости продольных волн в несцементированных песках от 1850 до 2690 м/с, а в сцементированных гидратами породах – от 3000 до 3500 м/с [Thakur, Rajput, 2011]. На основе перечисленных критериев на полигоне исследований было выделено несколько локализованных участков газогидратов, залегающих на различных глубинах и приуроченных к различным структурным образованиям (рис. 3).

Газогидраты проявляются только в диапазоне глубин от ~550 до 2380 м, а их мощность варьирует от 210 до 507 м (рис. 4). При этом прослеживается прямая зависимость между увеличением глубины и возрастанием мощности газогидратного слоя.

Таким образом, выделение BSR на сейсмических разрезах не вызывает особых затруднений, когда в волновом поле наблюдается их сечение с литологическими границами (рис. 5а). Однако при их субпараллельном залегании (рис. 5б) выделить подошву газогидратного слоя достаточно сложно.

В этом случае можно воспользоваться скоростными характеристиками газогидратов. На рис. 6 приведен скоростной разрез, полученный по профилю КН0653_m, где на графике средних и интервальных скоростей (правая



Рис. 3. Схема сейсмических профилей с участками газогидратов (цветные фрагменты), выделенных на основных структурных элементах. 1 – Корякско-Алеутский прогиб, 2 – Аниваямская складчато-блоковая зона, 3 – поднятие Ровное, 4 – Внешний прогиб.

часть рисунка) отчетливо видно, что газогидратная толща соответствует повышенным значениям интервальной скорости до 1700 м/с, после чего скорость понижается до 1550 м/с.

Более детальный скоростной анализ для этого же фрагмента с расчетом спектра ско-

ростей для участка субпараллельного залегания границы BSR с литологическими горизонтами и для участка их сечения приведен на рис. 7 и 8.

Как видно из рис. 7, на обоих участках газогидратная толща проявляется повышенными



Рис. 5. Граница BSR на временном разрезе в случае сечения границ (а) и субпараллельного залегания (б).



Рис. 6. Скоростной разрез по профилю КН0653_т.

Геосистемы переходных зон, 2019, т. 3, № 1, с. 044–053



Рис. 7. Проявления газогидратной толщи на временном разрезе ОГТ (а), в скоростных характеристиках (б), на суммотрассе ОГТ (в) и атрибут интерцепта (г) при субпараллельном залегании слоев и BSR (слева) и при секущем залегании слоев и BSR (справа). ПН – пункт наблюдения.

значениями интервальных скоростей относительно покрывающей водной толщи и подстилающих отложений.

В некоторых случаях наблюдается резкое понижение скорости под BSR, ее значение может быть даже меньше, чем в водной толще, что дает основание говорить о наличии здесь газовых включений. Чтобы определить, чем конкретно обусловлены аномально низкие скорости в породах ниже границы BSR и связано ли это с накоплением газовых УВ на различных участках полигона, мы проанализировали динамические характеристики сейсмических сигналов, применяемых в методе AVO (amplitude versus offset). В основе данного метода лежит свойство ОВ изменять свою амплитуду и полярность в зависимости от величины угла падения на границу, разделяющую среды с различными петрофизическими и коллекторскими свойствами. В качестве основных параметров при AVO-анализе использовали атрибуты интерцепта (I), градиента (G) и флюид-фактора (ΔF), рассчитываемые с помощью специализированных программ в системе Promax.

Атрибут I рассчитывается для получения информации об амплитуде и полярности ОВ вблизи пункта взрыва (при нормальном падении луча), что позволяет стратифицировать разрез по акустической жесткости (акустическому импедансу). Необходимость его применения вызвана тем, что для решения динамических задач нельзя использовать отдельные сейсмотрассы ОГТ, поскольку они представляют собой суммарную сборку множества трасс (суммотрассы), образованных сейсмическими лучами с различными углами подхода к отражающей границе, тем самым кардинально искажая динамические параметры OB. При расчете же атрибута I используются только сейсмотрассы, фиксируемые вблизи пункта излучения (при угле падения луча близком к нулю). Атрибут G показывает характер изменения магнитуды ОВ в зависимости от угла падения, служит предварительным индикатором присутствия в разрезе УВсодержащих коллекторов различного класса. Атрибут ΔF , определяемый как весовая функция, отображающая степень насыщенности разреза углеводородами, дает возможность дифференцировать УВ-содержащие и водосодержащие коллекторы, исключая последние из дальнейшего расчета. При благоприятных условиях (достаточной разрешающей способности) использование этого атрибута позволяет выделять горизонты кровли и подошвы исследуемого пласта [Воскресенский, 2001; Козлов, 2006; Veeken, 2007].

По параметру I установим характер поведения продольных волн, отраженных от границ газогидратов, расположенных на участках сечения BSR литологических границ и на участках их субпараллельного залегания. Как видно из рис. 7, динамика отражений от кровли газогидрата обоих участков практически не различается, отражения характеризуются невысокой амплитудой положительной полярности. Вызывает интерес динамика OB от границы подошвы газогидратного слоя. Как на участке сечения границ, так и на участке субпараллельного залегания амплитуда этих волн по сравнению с отражениями от кровли увеличивается примерно в 3 раза (порядка 10 дБ), а полярность меняется с положительной на отрицательную. Таким образом, газогидратная толща отмечается повышенной акустической жесткостью (импедансом) по отношению к вмещающей среде (вышезалегающим водным слоям и подстилающим осадкам). При этом на границе кровли (вода - поверхность газогидрата) перепад жесткости менее контрастный, чем на границе подошвы (газогидрат – подстилающие осадочные отложения), что подтверждает предположения, полученные по скоростному анализу, о наличии газового флюида непосредственно под BSR.

Проведем проверку полученных данных с помощью расчетов коэффициентов отражения и прохождения, используя скоростные и плотностные параметры слоев, а также зарегистрированные амплитуды OB от кровли и подошвы газогидрата. Расчет коэффициентов отражения сейсмических волн проводился при условии нормального падения луча на границе вода – поверхность газогидрата, подошва газогидрата – подстилающие осадки, поверхность газогидрата – вода. Для расчета коэффициента прохождения используются границы раздела вода – поверхность газогидрата и поверхность газогидрата – вода. На рис. 8 показана схема прохождения сейсмических лучей, траектории которых, для на-



Рис. 8. Схема прохождения падающего и отраженного лучей от кровли и подошвы газогидрата.

глядности восприятия, изображены при наклонном (не нулевом) угле падения.

При нормальном падении луча коэффициент отражения определяется как отношение отраженной волны к падающей. В нашем случае это Ko₁ = A₁₁ / A₁, где Ko₁ – коэффициент отражения от границы вода–газогидрат, A₁ – амплитуда падающей волны, A₁₁ – амплитуда отраженной волны.

По физическим параметрам коэффициент отражения рассчитывается по формуле

 $Ko_{1} = (\rho_{2}V_{2} - \rho_{1}V_{1}) / (\rho_{2}V_{2} + \rho_{1}V_{1}),$

где ρ_1 , V_1 и ρ_2 , V_2 – плотность и скорость в воде и газогидрате соответственно.

Находим амплитуду падающей волны: $A_1 = A_{11} / Ko_1$.

Из формулы коэффициента прохождения через границу раздела вода–газогидрат

 $K\pi_1 = A_{12}/A_1; K\pi_1 = 2\rho_1 V_1/(\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1)$ определяем амплитуду проходящей волны: $A_{12} = A_1 \cdot K\pi_1.$

Находим коэффициент отражения от раздела газогидрат – осадочные отложения:

 $Ko_2 = A_{22}/A_{12} = (\rho_3V_3 - \rho_2V_2)/(\rho_3V_3 + \rho_2V_2),$ где ρ_3 и V_3 – плотность и скорость в осадочных отложениях под газогидратом.

Рассчитываем амплитуду волны (A_{22}) , отраженной от раздела газогидрат – подстилающие осадочные отложения: $A_{22} = Ko_2 \cdot A_{12}$.

Из формулы коэффициента прохождения через границу газогидрат-вода

 $K\pi_2 = A_{21}/A_{22}; K\pi_2 = 2\rho_2 V_2/(\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1)$ находим амплитуду проходящей волны: $A_{21} = K\pi_2 \cdot A_{22}.$

Для расчета берем скорости из графика скоростного анализа, плотности по литературным источникам, а амплитуды ОВ – по



Рис. 9. Значение амплитуды волны, отраженной от BSR, рассчитанное по атрибуту интерцепта.

результатам AVO-анализа в относительных единицах. Подставляем в формулу физические параметры: $V_1 = 1470 \text{ м/c}; V_2 = 1700 \text{ м/c}; V_3 = 1500 \text{ м/c}; \rho_1 = 1 \text{ кг/м}^3; \rho_2 = 1.2 \text{ кг/м}^3; \rho_3 = 0.9 \text{ кг/м}^3.$

Рассчитываем следующие параметры:

$$\begin{split} & \text{Ko}_1 = (1700 \times 1.2 - 1470 \times 1) / (1700 \times 1.2 + \\ &+ 1470 \times 1) = 570/3510 = 0.16; \\ & \text{A}_1 = 66\ 637/0.16 = 416\ 481; \\ & \text{Kn}_1 = 2 \times 1470/(1700 \times 1.2 + 1470) = \\ &= 2940/3510 = 0.83; \end{split}$$

 $\begin{array}{l} A_{12} = 0.83 \times 416\ 481 = 345\ 679;\\ Ko_2 = (1500 \times 0.9 - 1700 \times 1.2)/(1500 \times 0.9 + 1700 \times 1.2) = -0.2; \end{array}$

 $A_{22} = -0.2 \times 345\ 679 = -69\ 135;$

 $K\pi_2 = 2 \times 1700 \times 1.2/(1700 \times 1.2 + 1470 \times 1) =$ = 4080 × 3510 = 1.16;

 $A_{21} = -1.16 \times 69\ 135 = -80\ 196.$

Полученная величина амплитуды волны, отраженной от BSR, показывает хорошее совпадение с рассчитанной в программе Promax для атрибута интерцепта. Как показано на рис. 9, ее значение составляет –83 007.5, что свидетельствует о корректности проведенных расчетов.

Отражение от горизонта BSR демонстрирует аномально высокую амплитуду с одновременной инверсией полярности (по отношению к отражениям от кровли газогидрата). Эти признаки совместно с вышеприведенными скоростными параметрами указывают на аномально низкие значения акустической жесткости пород, подстилающих газогидратную толщу (возможно, даже меньше, чем в водном слое). Полученные данные убедительно свидетельствуют о наличии газового флюида непосредственно под BSR, что подтверждается результатами расчета градиента (G) и флюид-фактора (ΔF) (рис. 10). Следует отметить, что атрибут градиента проявился положительной аномалией, это не характерно для наиболее распространенных типов УВсодержащих коллекторов: у них этот параметр выражается отрицательной аномалией. Однако подобный характер поведения динамики OB (отрицательная полярность при положительном градиенте) соответствует редко встречаемому типу низкоимпедансных коллекторов в случае, когда скорость поперечных волн коллектора ниже значений этих же скоростей в покрывающем слое. Например, когда плотная непроницаемая масса флюидоупора, а в нашем случае газогидратный слой покрывает газосодержащие породы.

Таким образом, применение скоростного и AVO-анализа позволяет достаточно надежно



Рис. 10. Проявление BSR на разрезе ОГТ, в скоростных характеристиках и AVO-атрибутах интерцепта (I), градиента (G) и флюид-фактора (ΔF).



Изучение газогидратов Берингова моря с применением AVO-анализа

Рис. 11. Изменение волновых характеристик BSR и внутри газогидратного слоя на разрезах ОГТ и атрибут AVO: а – при прохождении газового флюида сквозь газогидратную толщу, б – на контакте BSR с газовым флюидом, в – при внедрении газового флюида в газогидратную толщу.

обнаруживать границу BSR даже в случае ее маскирования отражениями от литологических границ при их согласном залегании, а также исследовать подстилающие породы на предмет содержания УВ-флюидов.

Поскольку в пределах исследуемого района отмечается множество участков проявления вертикальной эманации газового флюида, так называемые газовые столбы (ГС), имеется уникальная возможность использовать методику AVO-анализа для изучения особенностей внутреннего строения газогидратов на участках их взаимодействий с ГС.

На рис. 11а представлен фрагмент временного разреза ОГТ совместно с разрезами AVO на участке, где ГС насквозь пересекает газогидратную залежь с выходом флюида в покрывающий водный слой. Здесь по всем атрибутам отчетливо наблюдается полное исчезновение BSR, тогда как на временном разрезе эта граница прослеживается на всем протяжении (включая участок контакта с ГС) непрерывными отражениями уверенной корреляции. В то же время на некотором удалении от зоны контакта непосредственно под BSR отмечаются высокоамплитудные аномалии AVO, указывающие на присутствие УВ-флюидов. Внутри самой газогидратной толщи заметных волновых возмущений не фиксируется.

Несколько иная картина наблюдается на участках, где ГС контактирует с подошвой газогидратной толщи, не проникая внутрь (рис. 11б). В этом случае граница BSR по атрибуту I не исчезает над ГС (ПВ 5790–5700), а только меняет свои характеристики. Полярность ОВ с отрицательной меняется на положительную, что означает переход сейсмического луча из слоя с меньшей в слой с большей акустической жесткостью. По атрибутам G и Δ F внутри газогидрата (t = 950 мс) выделяются отдельные аномалии, которые можно идентифицировать как локальные скопления УВ-флюидов.

В случае, когда ГС внедряется внутрь газогидратной толщи, не пересекая ее насквозь (рис. 11в), на разрезах I, G, и ΔF граница BSR плавно вздымается, образуя куполообразную антиклинальную структуру, содержащую множество отражающих фрагментов различной протяженности. По общей конфигурации данное образование наиболее соответствует структурам, формирующимся в процессе грязевого вулканизма, наблюдаемого во многих районах Мирового океана [Frye et al., 2012].

В нашем случае возникновение подобных образований весьма вероятно, поскольку на участке проникновения более теплых (по сравнению с газогидратами) флюидов в отложения газогидратного слоя, очевидно, происходит их расплавление с выделением газоводогрязевой массы, которая в конечном итоге является основной составляющей вулканической постройки.

Заключение

Таким образом, приведенные в работе результаты наглядно свидетельствуют о необходимости обязательного включения методики скоростного и AVO-анализа в комплекс сейсмических методов по изучению газогидратов. Показано, что во многих случаях непосредственно под газогидратом, играющим роль непроницаемой покрышки, наблюдается значительное скопление газовых углеводородов, особенно на участках, располагающихся вблизи зон вертикальной газовой эманации. По всей видимости, именно эти зоны являются главным источником поступления флюида под газогидратную покрышку, поскольку, как это видно из сейсморазреза, они приурочены к тектоническим нарушениям, выполняющим роль подводящих каналов для флюидов, мигрирующих из глубинных слоев. В ситуации прямого контакта газогидратов с газовым столбом возможны три варианта развития поведения восходящих флюидов: 1) они насквозь пронизывают газогидратную толщу, проникая в водную среду; 2) контактируют только с границей BSR, не проникая внутрь газогидратов; 3) внедряются внутрь газогидратного слоя.

В первом случае на разрезах AVO горизонт BSR полностью исчезает, а внутри газогидратного слоя заметных структурных изменений не наблюдается. Во втором кардинальные изменения происходят только на подошвенной границе BSR, они проявляются в изменении динамики и полярности отраженной волны. В третьем случае внутри газогидратной толщи отмечаются существенные структурные преобразования, приводящие к формированию построений, по своей форме идентичных газово-грязевым вулканам.

Подобные различия структурных изменений в газогидратной толще можно объяснить различной температурой восходящих флюидных потоков (в первом случае они наиболее высокие) или различной длительностью их воздействия на толщу, также возможен вариант одновременного влияния обоих факторов. В любом случае обнаружение под газогидратами обширных залежей УВ-флюидов должно вызвать повышенное внимание с точки зрения их возможного использования в будущем в качестве перспективных источников энергии.

Список литературы

1. Бочарова А.А. Разработка методики картирования зон распространения газовых гидратов на основе спектрального анализа морских сейсмических данных. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, 2013. 25 с.

2. Воскресенский Ю.Н. Изучение изменений амплитуд сейсмических отражений для поисков и разведки залежей углеводородов. М.: РГУ нефти и газа, 2001. 68 с.

3. Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А. *Субмаринные газовые гидраты*. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. 193 с.

4. Козлов Е.А. Модели среды в разведочной сейсмологии. Тверь: ГЕРС, 2006. 480 с.

5. Макагон Ю.Ф. Природные газовые гидраты: распространение, модели образования, ресурсы // *Рос. хим. журн.* 2003. Т. 47, № 3. С. 70–79.

6. Ampilov Yu.P. From seismic interpretation to modelling and assessment of oil and gas fields.

Houten, Netherlands: EAGE Publ Europ Assoc. Geoscientists & Engineers, 2010. 274 p. https://doi. org/10.3997/9789073781825

7. Ampilov Yu.P., Baturin D.G. Latest marine geophysical technologies for comprehensive study of natural hydrocarbon reservoirs and monitoring // Society of Petroleum Engineers – SPE: Russian Oil and Gas Exploration and Production Techn. Conf. and Exhibition, 16–18 Oct., Moscow, Russia, 2012. P. 2056–2063. https://doi.org/10.2118/162032-ms; https://doi. org/10.2118/162032-ru

8. Bangs N., Hornbach M., Berndt C. The mechanics of intermittent methane venting at South Hydrate Ridge inferred from 4d seismic surveying // *Earth and Planetary Science Letters*. 2011. Vol. 310. P. 105–112. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.06.022

9. Diaconescu C.C., Kieckhefer R.M., Knapp J.H. Geophysical evidence for gas hydrates in the deep water of the South Caspian Basin, Azerbaijan // Marine and Petroleum Geology. 2001. N 18. P. 209–221. https://doi. org/10.1016/s0264-8172(00)00061-1

10. Frye M., Shedd W., Boswell R. Gas hydrate resource potential in the Terrebonne Basin, Northern Gulf of Mexico // *Marine and Petroleum Geology*. 2012. N 6. P. 150–168. https://doi.org/10.1016/j. marpetgeo.2011.08.001

11. Sain K., Gupta H. Gas hydrates in India: Potential and development // *Gondwana Research*. 2012. Vol. 22, N 2. P. 645–657. https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.01.007

12. Sloan E.D., Koh A.C. *Clathrate hydrates of natural gases*. N. Y.: CRC Press, 2007. 752 p. https://doi. org/10.1201/9781420008494

13. Thakur N., Rajput S. *Exploration of gas hydrates. Geophysical techniques*. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2011. 282 p. https://doi.org/10.1007/978-3-642-14234-5

14. Veeken P.C.H., Ed. Seismic stratigraphy, basin analysis and reservoir characterization. Elsevier, 2007. 509 p. (Handbook of Geophysical Exploration: Seismic Exploration; vol. 37). https://doi.org/10.1016/S0950-1401(13)70001-6

Сведения об авторах

ЖИГУЛЕВ Владимир Валентинович, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий геофизик, САВИЦКИЙ Александр Викторович, кандидат геолого-минералогических наук, главный геолог, ЖИГУЛЕВ Александр Владимирович, геофизик – ОАО «Дальморнефтегеофизика», Южно-Сахалинск.

УДК 532.546.2

doi: 10.30730/2541-8912.2019.3.1.054-064

Исследование эффективности применения аналитических подходов для описания эволюции паровой камеры при добыче нефти методом парогравитационного дренирования

© 2019 А. А. Костина*, М. С. Желнин, О. А. Плехов, И. А. Пантелеев

Институт механики сплошных сред Уральского отделения Российской академии наук – филиал Пермского федерального исследовательского центра УрО РАН, Пермь, Россия *E-mail: kostina@icmm.ru

Представлен анализ аналитических подходов для описания роста паровой камеры, образующейся при добыче высоковязкой нефти методом парогравитационного дренирования. Оценка эффективности проводилась на основании сравнения аналитических решений с численными результатами, полученными на основе разработанной математической модели, в которой отсутствует большинство физических допущений, закладываемых при выводе аналитических соотношений. Модель включает в себя уравнения баланса массы для воды, пара и нефти, уравнение баланса энергии с учетом фазового перехода, возникающего при испарении пара и конденсации воды. Для описания фильтрации каждой из компонент используется закон Дарси. Компьютерная реализация модели основана на алгоритме численного решения системы уравнений методом конечных элементов относительно неизвестных величин насыщенностей и давления. Результаты численного моделирования показали наличие квазистационарного участка на графиках зависимости высоты и ширины паровой камеры от времени, вызванного конвективным притоком холодной воды к границе фазового перехода. При этом рассмотренные аналитические соотношения предсказывают линейный или близкий к нему характер роста паровой камеры на протяжении всего процесса парогравитационного дренирования, что может приводить к некорректным значениям дебита на начальном этапе добычи нефти. На этапе роста паровой камеры в вертикальном направлении наилучшее качественное соответствие с численным расчетом имеет формула, учитывающая нестационарный тепловой поток через границу паровой камеры. При приближении к кровле пласта наблюдается качественное и количественное согласование большинства рассмотренных аналитических формул с численным моделированием. После достижения паровой камерой кровли пласта аналитические оценки ее ширины качественно отличаются от результатов разработанной модели, предсказывающей существенно нелинейный характер развития паровой камеры.

Ключевые слова: высоковязкая нефть, парогравитационное дренирование, многофазный поток, мультифизическое моделирование, аналитические модели.

Investigation on effectiveness of analytical models to describe steam chamber growth during steam-assisted gravity drainage

Anastasiia A. Kostina*, Maxim S. Zhelnin, Oleg A. Plekhov, Ivan A. Panteleev

Institute of Continuous Media Mechanics of the Ural Branch of RAS, Perm, Russia *E-mail: kostina@icmm.ru

The analysis of analytical approaches to steam chamber growth during crude oil recovery by steamassisted gravity drainage method has been represented. The numerical model which takes into account most of the assumptions applied to analytical approaches has been developed and used for the effectiveness assessment. The model includes the mass balance equations for water, steam and oil saturations, the energy conservation law with latent heat of vaporization/condensation of water as well as Darcy's law of filtration. Computer implementation of the model is based on numerical solution to the developed system of equations

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых (№ МК-4174.2018.1).

by finite-element method with respect to the saturation and pressure variables. The results of numerical simulation have shown a quasi-stationary regime of the steam chamber growth in horizontal and vertical directions caused by convective flux of cold water to the interface. However, the considered analytical solutions predict a linear (or close to it) rise of the steam chamber during the whole process of heating. This can lead to the incorrect values of oil production rates on the initial stage of recovery. At the stage of vertical growth a formula which takes into account non-stationary heat flux through the steam chamber boundary gives the best qualitative agreement with numerical solution. Meanwhile a qualitative and quantitative agreement between the most considered models and numerical results has been observed when the steam chamber approached to the top of oil horizon. The analytical evaluations of its width after reaching the top have a qualitative disagreement with the results of the proposed model which predicts substantially non-linearity of the steam chamber evolution.

Keywords: crude oil, steam-assisted gravity drainage, multiphase flow, multiphysics modelling, analytical models.

Введение

Согласно проведенным оценкам, общемировые запасы сверхвязкой нефти и битума составляют 9 трлн баррелей, что более чем в 2 раза превосходит запасы традиционной (средней и легкой) нефти. Большая часть этих ресурсов сосредоточена в Канаде (более 1.85 трлн баррелей), России (1.65) и Венесуэле (1.65 трлн баррелей) [Shafiei, Dusseault, 2013]. Для повышения эффективности добычи такой нефти применяются технологии теплового воздействия на продуктивный пласт, которое позволяет существенно понизить ее вязкость. Наиболее распространена площадная закачка пара, при которой в продуктивный пласт непрерывно подается пар через вертикальные или наклонно расположенные скважины. Этот метод используется для добычи нефти с вязкостью менее 5 Па·с, что обусловлено необходимостью формирования первоначальной гидродинамической связи между скважинами. Метод пароциклической обработки вертикальных скважин применяется для коллекторов, свойства которых затрудняют возникновение гидродинамической связи между скважинами. Данная технология подходит для добычи нефти с вязкостью более 5 Па.с, но характеризуется относительно невысокими коэффициентами извлечения нефти (КИН) (0.2-0.4). Использование пароциклической обработки горизонтальных скважин позволяет на 10-15 % повысить КИН. Самый высокий среди тепловых методов коэффициент извлечения нефти (0.65-0.8) достигается с применением технологии парогравитационного дренирования (ПГД). Суть ПГД заключается в закачивании

перегретого пара в продуктивный пласт через горизонтально расположенную скважину. Распространяясь в продуктивном пласте, пар образует так называемую паровую камеру с температурой выше температуры кипения воды. На границе камеры пар, вступая во взаимодействие с непрогретой частью пласта, конденсируется. При этом образовавшаяся в результате фазового перехода вода вместе с подвижной нефтью стекают под действием гравитационных сил в добывающую скважину, расположенную параллельно нагнетательной на расстоянии 4–5 м.

Для описания данной технологии широко применяются различные аналитические модели. В большинстве аналитических подходов начало ПГД сопоставляется с достижением паровой камерой кровли пласта и исследуется ее рост только в горизонтальном направлении. R.M. Butler [Butler et al., 1981] впервые предложил формулу для оценки дебита продуктивного пласта на основании совместного рассмотрения закона Дарси, баланса массы и энергии в предположении роста паровой камеры в ширину. Однако значения дебита, рассчитанные согласно этой формуле, превышали экспериментально наблюдаемые данные. Для ее уточнения был предложен подход, описанный в [Butler, Stephens, 1981], который основан на нахождении касательной линии к границе раздела фаз. В дальнейшем J.C. Reiss [Reiss, 1992] упростил форму паровой камеры до перевернутого треугольника с вершиной в продуктивной скважине и ввел дополнительный безразмерный эмпирический коэффициент, который позволил более точно рассчитать величину дебита. S. Akin [Akin, 2006] предложил модификацию этой модели, основанную на экспериментальных наблюдениях о форме паровой камеры и исключающую эмпирические постоянные. В работе [Liu et al., 2018] проведен анализ влияния анизотропии проницаемости на дебит продуктивного пласта, в результате которого было показано, что определяющим фактором распространения паровой камеры является горизонтальная проницаемость, в конечном итоге определяющая форму паровой камеры.

Несмотря на значительный прогресс в развитии аналитических подходов к описанию ПГД, их вывод основан на ряде допущений, необходимых для получения решения. Ниже приведены основные из них.

1. Форма паровой камеры предполагается заранее заданной.

2. Основной движущей силой ПГД является гравитация, влияние давления не учитывается.

3. Переносом тепла вследствие конвекции пренебрегается.

4. Фазовый переход не рассматривается.

5. Перенос тепла осуществляется перпендикулярно границе паровой камеры.

Для описания вертикального роста паровой камеры (рис. 1) на начальном этапе процесса ПГД Butler [Butler, 1991] предложил использовать следующую формулу:

$$y = 2 \left(\frac{Kg\alpha}{mv_o n\Delta S}\right)^{1/3} t^{2/3}, \qquad (1)$$



Рис. 1. Схематичное изображение паровой камеры. H – расстояние от подошвы до кровли пласта, y – высота камеры, x – половина ширины камеры.

где K – абсолютная проницаемость продуктивного пласта; g – ускорение свободного падения; α – коэффициент температуропроводности продуктивного пласта; m = 3 – безразмерный параметр, характеризующий вязкость нефти; v_o – кинематическая вязкость нефти при температуре, равной температуре пара; n – пористость; ΔS – разность между начальной и остаточной нефтенасыщенностью; t – время.

В работах [Хисамов и др., 2018; Keshavaraz et al., 2016] предложено развитие данного подхода. Для учета того факта, что фильтрация сверхвязкой нефти начинается только после достижения предельного градиента давления, было получено следующее соотношение [Хисамов и др., 2018]:

$$y = \left(\frac{3}{4}tg(\theta)\right)^{2/3} \left(\frac{2B_1}{n\Delta S} - \frac{2C_1}{n\Delta S\sin(\theta)}\right)^{1/3} t^{2/3}, (2)$$

где $B_1 = Kag / (av_om); C_1 = Ka\gamma / (av_o\rho_om); \theta - угол наклона границы паровой камеры; <math>\alpha = 0.4 - эм-$ пирический параметр; γ – предельный градиент давления на границе паровой камеры; ρ_o – плотность нефти.

В предположении нестационарного теплового потока через границу паровой камеры в работе [Keshavaraz et al., 2016] было получено следующее соотношение для определения высоты паровой камеры:

$$v = \left(\frac{8a'k_{eff}g\sin^2(\theta)}{3mv_on\Delta S\cos(\theta)}\right)^{1/2} \left(\frac{\overline{\alpha}}{\pi}\right)^{1/4} t^{3/4}, \qquad (3)$$

где $\bar{\alpha}$ — среднее значение коэффициента температуропроводности; a' — дополнительный параметр, зависящий от m (принимает значение 1.26 при m = 3); k_{eff} — эффективная проницаемость.

Авторы статьи [Zargar, Farouq, 2018] получили следующее соотношение для расчета высоты паровой камеры с учетом противопотока, возникающего в результате стремления пара наверх к кровле пласта, а флюида, заполняющего поровое пространство, вниз, к подошве:

$$y = \frac{Kk_{ro}g}{2(n\Delta Sv_o)}t,$$
(4)

где k_{ro} – относительная фазовая проницаемость нефти.

Для этапа распространения паровой камеры вдоль кровли пласта Butler [Butler, 1991] получил следующее выражение:

$$x = \sqrt{\frac{Kg\alpha}{2n\Delta Smv_o \left(H - y\right)}}t,$$
 (5)

где x – половина ширины камеры, H – расстояние от добывающей скважины до кровли пласта.

В работе [Shaolei et al., 2014] приведена формула для расчета половины ширины паровой камеры в зависимости от ее формы и теплопотерь в вышележащий пласт-покрышку:

$$x = \int_{0}^{t} \frac{A}{C} Exp\left(\left(\frac{B}{C}\Gamma(0.5)\right)^{2}\tau\right) Erfc\left(\frac{B}{C}\Gamma(0.5)\sqrt{\tau}\right) d\tau,$$
(6)

где $A = Lq'_s$; L – скрытая теплота парообразования; q'_s – массовая скорость закачки пара в нагнетательную скважину;

 $B = \frac{7}{3} (T_b - T_0) \sqrt{\frac{\lambda_{cap} \rho_{cap} c_{cap}}{\pi}}; T_b -$ температура закачиваемого пара; T_{0} – начальное значение температуры; λ_{cap} – коэффициент теплопроводности пласта-покрышки; ρ_{cap} – плотность пласта-покрышки; c_{cap} – теплоемкость пласта-покрышки; $C = m' \left| \frac{\rho_r}{n \rho_o \Delta S} (1-n) c_r + \right|$ $+\frac{1}{\Delta S}S_{o}^{0}c_{o}+\frac{\rho_{w}}{\rho\Delta S}S_{rw}c_{w}\left[\left(T_{b}-T_{0}\right)\rho_{o}nH\Delta S\right];$

m' – параметр, принимающий различные значения в зависимости от формы паровой камеры (т' = 4/3 для паровой камеры, имеющей форму вогнутой параболы); ρ_w, ρ_r – плотность воды и сухого скелета продуктивного пласта; c_{p} , c_{w} , c_{o} – теплоемкость продуктивного пласта, воды и нефти; S_{rw} – остаточное значение водонасыщенности; S_{o}^{0} – начальное значение нефтенасыщенности. Типичные значения теплофизических параметров для пласта-покрышки: $\lambda_{cap} = 1.51 \, [BT/(M \cdot K)],$ $\rho_{cap} = 2600 \, [\kappa \Gamma/M^3], c_{cap} = 880 \, [Дж/(\kappa \Gamma \cdot K)].$ В настоящей работе анализируется при-

менимость аналитических подходов к описа-

нию роста паровой камеры путем сравнения расчетов, выполненных по аналитическим формулам, с результатами численного моделирования, проведенного согласно разработанной модели, учитывающей особенности процесса ПГД, заложенные в перечисленных выше допущениях. Модель включает в себя уравнения баланса массы для воды, пара и нефти, закона сохранения энергии с учетом фазового перехода, возникающего при испарении пара и конденсации воды, а также закона Дарси для описания фильтрационного течения каждой из компонент. Для компьютерной реализации модели система уравнений была преобразована таким образом, чтобы в качестве неизвестных величин выступали значения насыщенности и давления. Решение полученной системы выполнялось численно с использованием метода конечных элементов. Результаты численного моделирования вертикального роста паровой камеры сравнивались с оценками, полученными по аналитическим формулам, приведенным в работах [Butler, 1991; Хисамов и др., 2018; Keshavaraz et al., 2016; Zargar, Farouq, 2018], а горизонтального – в работах [Butler, 1991; Shaolei et al., 2014]. При этом было также проведено сравнение результатов численного расчета эволюции температуры в точке, расположенной над центром нагнетательной скважины, с аналитической зависимостью, предложенной в [Butler, 1991].

Математическая постановка залачи

Для оценки корректности использования результатов, полученных при помощи рассмотренных выше аналитических подходов, воспользуемся моделью течения трехфазного потока в пористой среде [Костина и др., 2018]. Согласно данной модели, пористая среда рассматривается в виде четырехкомпонентной системы, включающей в себя сухой скелет, флюид, заполняющий поровое пространство, нефть и пар. Для описания связанных тепловых и гидродинамических процессов используются законы сохранения массы для воды и пара, а также энергии. Для учета фазового перехода, обусловленного процессами конденсации и испарения, вводится источник, аналогичный источнику, предложенному в работе [Lee et al., 2015]. Фильтрационное течение воды, пара и нефти в поле силы тяжести описывается законом Дарси. Породы-коллекторы, как правило, имеют высокую пористость, поэтому в данной работе влияние капиллярного давления на процесс движения нефти не рассматривается [Yin, Liu, 2015]. Изохорная и изобарная теплоемкости пара считаются равными [Справочник..., 1966]. Особенностью данной модели является строгий математический учет зависимости теплофизических свойств системы от пространственных координат и времени. Итоговая система уравнений имеет вид:

$$\frac{\partial(n\rho_{w}S_{w})}{\partial t} + \overline{\nabla} \cdot \left(\rho_{w}\overline{v}_{w}\right) = q_{w}, \tag{7}$$

$$\frac{\partial(n\rho_s S_s)}{\partial t} + \overline{\nabla} \cdot \left(\rho_s \overline{\nu}_s\right) = q_s, \tag{8}$$

$$\frac{\partial(n\rho_o S_o)}{\partial t} + \overline{\nabla} \cdot \left(\rho_o \overline{v}_o\right) = 0, \tag{9}$$

$$S_w + S_o + S_s = 1,$$
 (10)

$$\overline{v}_{w} = -\frac{Kk_{rw}}{\mu_{w}} \left(\overline{\nabla}p - \rho_{w}\overline{g}\right), \tag{11}$$

$$\overline{v}_{s} = -\frac{Kk_{rs}}{\mu_{s}} \Big(\overline{\nabla}p - \rho_{s}\overline{g}\Big), \tag{12}$$

$$\overline{v}_{o} = -\frac{Kk_{ro}}{\mu_{o}} \Big(\overline{\nabla} p - \rho_{o} \overline{g} \Big), \tag{13}$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left\{ T \left[(1-n)\rho_r c_r + n \sum_{i=w,o,s} \rho_i S_i c_i \right] \right\} + \overline{\nabla} \cdot \left(-\lambda_{eff} \overline{\nabla} T \right) + \sum_{i=w,o,s} \overline{\nabla} (\rho_i S_i c_i n T) = Q, \quad (14)$$

$$+ \vee \cdot (-\lambda_{eff} \vee I) + \sum_{i=w,o,s} \vee_i \cdot \vee (\rho_i S_i C_i nI) = Q, \quad (14)$$

$$q_{s} = -q_{w} = \begin{cases} rnS_{s}\rho_{s}\frac{I-I_{sat}}{T_{sat}}, T \leq T_{sat} \\ rnS_{w}\rho_{w}\frac{T-T_{sat}}{T_{sat}}, T > T_{sat}, \end{cases}$$
(15)

$$Q = Lq_w, \tag{16}$$

где ρ_s – плотность пара; S_w , S_s , S_o – переменные, характеризующие насыщенность порового пространства водой, паром и нефтью (т.е. отношение объема соответствующей компоненты к объему пор); \overline{v}_w , \overline{v}_s , \overline{v}_o – ско-

рость фильтрации воды, пара и нефти; q_w , q_s – внешние источники, обусловленные фазовым переходом «пар–вода» и обратным фазовым переходом; ρ – поровое давление; k_{rw} , k_{rs} – относительные фазовые проницаемости воды и пара; μ_w , μ_s , μ_o – динамические вязкости воды, пара, нефти; T – температура; c_s – теплоемкость пара; $\lambda_{eff} = \sum_{i=w,o,s} nS_i\lambda_i + (1-n)\lambda_r$; λ_r , λ_w , λ_s , λ_o – теплопроводность сухого скелета, воды, пара и нефти; T_{sat} – температура фазового перехода; r – параметр, характеризующий интенсивность массопереноса.

Соотношения (7)–(9) представляют законы сохранения массы для воды, пара и нефти; (10) – замыкающее соотношение, задающее условие полного насыщения; (11)–(13) – законы Дарси, описывающие фильтрацию каждой из компонент; (14) – закон сохранения энергии с учетом конвективного теплообмена и источника (15), обусловленного фазовым переходом.

Для расчета относительных фазовых проницаемостей были заданы следующие соотношения [Lake, 1989]:

$$k_{rw} = \begin{cases} a_1 \left(\frac{S_w - S_{rw}}{1 - S_{rw} - S_{ro}} \right)^{m_1}, S_{rw} < S_w \le 1, \quad (17) \\ 0, S_w \le S_{rw} \end{cases}$$

$$k_{rs} = \begin{cases} a_2 \left(\frac{S_s - S_{rs}}{1 - S_{rs} - S_{rw} - S_{ro}} \right) &, S_{rs} < S_s \le 1, (18) \\ 0, S_s \le S_{rs} \end{cases}$$

$$k_{rs} = \begin{cases} a_3 \left(\frac{S_o - S_{ro}}{1 - S_{ro} - S_{ro}} \right)^{m_3} , S_{ro} < S_o \le 1, (19) \end{cases}$$

$$k_{ro} = \begin{cases} a_3 \left(\frac{S_o - S_{ro}}{1 - S_{ro} - S_{rw}} \right) & , S_{ro} < S_o \le 1, \quad (19) \\ 0, S_o \le S_{ro} \end{cases}$$

где $a_1, a_2, a_3, m_1, m_2, m_3$ – эмпирические параметры; S_{rs}, S_{ro} – остаточные значения водо- и нефтенасыщенности.

Начальные условия для системы уравнений (7)–(16) задают исходные значения порового давления и температуры продуктивного пласта, а также насыщенности каждой компоненты:

$$p(t=0) = p_0,$$
 (20)

$$T(t=0) = T_0,$$
 (21)

Геосистемы переходных зон, 2019, т. 3, № 1, с. 054–064

Исследование эффективности применения аналитических подходов для описания эволюции паровой камеры

$$S_{w}(t=0) = S_{w}^{0},$$
 (22)
$$S_{s}(t=0) = 0,$$
 (23)

где
$$p_0$$
 – начальное значение порового давления.
 S_w^0 – начальное значение водонасыщенности.

На внешних границах расчетной области задается отсутствие потоков и теплообмена с окружающей средой, на границе нагнетательной скважины задаются граничные условия первого рода; на границе добывающей скважины – забойное давление, выходные условия по пару и воде, а также отсутствие теплообмена с окружающей средой:

$$S_{w}|_{\Gamma_{1}} = S_{rw}, \qquad (24)$$

$$S_{s}|_{\Gamma_{1}} = 1 - S_{rw} - S_{ro}, \qquad (25)$$

$$p \mid \Gamma_1 = p_b, \tag{26}$$

$$T|_{\Gamma_1} = T_b, \tag{27}$$

$$p \mid \Gamma_2 = p_w, \tag{28}$$

$$-\overline{n}\cdot\overline{q}\Big|_{\Gamma_2\cup\Gamma_3}=0,\qquad(29)$$

$$-\overline{n}\cdot\left(\rho_{s}\overline{v}_{s}\right)\big|_{\Gamma_{2}}=-\overline{n}\cdot\left(\rho_{s}\overline{v}_{s}\right),\tag{30}$$

$$-\overline{n} \cdot \left(\rho_{w} \overline{v}_{w}\right)|_{\Gamma_{2}} = -\overline{n} \cdot \left(\rho_{w} \overline{v}_{w}\right), \qquad (31)$$

$$-\overline{n} \cdot \left(\rho_s \overline{v}_s\right)\Big|_{\Gamma_3} = 0 \tag{32}$$

$$-\overline{n} \cdot \left(\rho_{w} \overline{v}_{w}\right)\Big|_{\Gamma_{3}} = 0 \tag{33}$$

$$-\overline{n} \cdot \left(\rho_o \overline{v}_o\right) \Big|_{\Gamma_3} = 0 \tag{34}$$

где Γ_1 — граница нагнетающей скважины, ны, Γ_2 — граница добывающей скважины, Γ_3 — внешние границы расчетной области, p_b — давление закачиваемого пара, p_w — давление в добывающей скважине, \overline{n} — вектор внешней нормали, \overline{q} — вектор теплового потока.

Численная реализация модели

Система уравнений (7)–(16) решалась численно методом конечных элементов в пакете Comsol Multiphysics[®]. С этой целью был разработан следующий алгоритм. На первом этапе уравнения (7)–(13) переписывались в альтернативной форме таким образом, чтобы в качестве неизвестных величин выступали переменные S_w , S_s и p:

$$\overline{v} = -K\lambda\overline{\nabla}p + K\overline{g}\sum_{i=\{w,o,s\}}\lambda_i\rho_i,$$
(35)

$$\overline{\nabla} \cdot \overline{\nu} = -\frac{\partial n}{\partial t} + \sum_{i=\{w,o,s\}} \frac{1}{\rho_i} \left(q_i - \overline{\nu}_i \cdot \overline{\nabla} \rho_i - nS_i \frac{\partial \rho_i}{\partial t} \right), (36)$$

 $\begin{array}{ccc} (22) \\ (23) \end{array} & n \frac{\partial S_j}{\partial t} + \overline{\nabla} \cdot \overline{\nu}_j = -S_j \frac{\partial n}{\partial t} + \frac{1}{\rho_j} \left[q_j - nS_j \frac{\partial \rho_j}{\partial t} - \overline{\nu} \cdot \overline{\nabla} \rho_j \right], \\ \end{array}$ (37)

где $\overline{v} = \sum_{i=\{w,o,s\}} \overline{v}_i; \lambda = \sum_{i=\{w,o,s\}} \lambda_i, \lambda_i = k_{ri} / \mu_i$ и $j = \{w, s\}$ в уравнении (37).

На втором этапе уравнения (35)–(37) записывались в слабой форме. Для этого каждое из уравнений умножалось на тестовую функцию, после чего выполнялось понижение порядка дифференцирования путем использования формулы интегрирования по частям. На следующем этапе к уравнениям добавлялось слагаемое, содержащее искусственную диффузию, для стабилизации осцилляций, вызванных конвективными слагаемыми. Более подробное описание этой процедуры приведено в работе [Костина и др., 2018]. Итоговый вид уравнений (35)–(37) приведен ниже.

$$-\iiint_{V} \overline{v} \cdot \overline{\nabla} p dV = \iiint_{V} \left\{ -\frac{\partial n}{\partial t} + \sum_{i=\{w,o,s\}} \frac{1}{\rho_{i}} \times \left(q_{i} - \overline{v_{i}} \cdot \overline{\nabla} \rho_{i} - nS_{i} \frac{\partial \rho_{i}}{\partial t} \right) \right\} p dV - \iiint_{V} c_{a} \overline{\nabla} p \cdot \overline{\nabla} p dV, (38)$$

$$\iiint_{V} \left(n \frac{\partial S_{j}}{\partial t} + S_{j} \frac{\partial n}{\partial t} \right) S_{j} dV - \iiint_{V} \frac{1}{\rho_{j}} \times \left(q_{j} - nS_{j} \frac{\partial \rho_{j}}{\partial t} - \overline{v_{j}} \cdot \overline{\nabla} \rho_{j} \right) S_{j} - \iiint_{V} \overline{v_{j}} \cdot \overline{\nabla} S_{j} + \left\{ \iiint_{V} S_{a_{j}} \overline{\nabla} S_{j} \cdot \overline{\nabla} S_{j} dV = 0, \quad (39)$$

$$\left[(1 - n) \rho_{r} c_{r} + n \sum_{i=\{w,o,s\}} \rho_{i} S_{i} c_{i} \right] \frac{\partial T}{\partial t} + \left\{ \sum_{i=\{w,o,s\}} \rho_{i} S_{i} c_{i} n \overline{\nabla} T + \overline{\nabla} \cdot \left(-\lambda_{eff} \overline{\nabla} T \right) + \right\}$$

$$+ T \left\{ \left[-\rho_{r} c_{r} + \sum_{i=\{w,o,s\}} \rho_{i} S_{i} c_{i} \right] \frac{\partial n}{\partial t} + \left\{ \sum_{i=\{w,o,s\}} \left(c_{i} \left(S_{i} \frac{\partial \rho_{i}}{\partial t} + \rho_{i} \frac{\partial S_{i}}{\partial t} \right) \right) \right\} + T \left\{ \sum_{i=\{w,o,s\}} \overline{v_{i}} \times \left(S_{i} c_{i} n \overline{\nabla} \rho_{i} + c_{i} n \rho_{i} \overline{\nabla} S_{i} + S_{i} c_{i} \rho_{i} \overline{\nabla} n \right) \right\} = Q \cdot \quad (40)$$

Здесь $j = \{w, s\}; p, S_w, S_i$ – тестовые функции;

Геосистемы переходных зон, 2019, т. 3, № 1, с. 054–064

*с*_{*a*}, *S*_{*a*,,}, *S*_{*a*,,} – параметры искусственной диффузии.

На заключительном этапе система уравнений (14), (38)–(40) с начальными (20)–(23) и граничными (24)–(34) условиями решалась в пакете Comsol Multiphysics®. Для решения уравнений (38)–(39) был использован модуль Weak Form PDE Interface, а для решения уравнения (40) применялся модуль Heat Transfer, куда передавались значения переменных S_w , S_s , S_o . Эффективность моделирования ПГД с использованием пакета Comsol Multiphysics® в более простой постановке показана в работе [Bogdanov et al., 2007].

Несмотря на то что реализованный алгоритм позволяет задавать коэффициенты уравнений в виде функций, при проведении расчетов предполагались постоянными все параметры, за исключением вязкости нефти, поскольку ее уменьшение является одним из ключевых механизмов ПГД.

Результаты расчетов и обсуждение

Для сравнения аналитических формул с результатами численного расчета было проведено моделирование процесса парогравитационного дренирования в прямоугольной области, имитирующей часть продуктивного пласта с размерами 40 × 15 × 5 м. В расчетной области находятся две параллельные горизонтальные скважины диаметром 0.178 м, расположенные на расстоянии 5 м. Верхняя скважина является нагнетательной, нижняя – добывающей. Расчетная область разбивалась на тетраэдральные конечные элементы с минимальным размером элемента 0.009 м (вблизи околоскважинного пространства) и максимальным размером 1 м (на периферии области).

Значения теплофизических и гидродинамических параметров продуктивного пласта, а также воды, нефти и пара представлены в табл. 1. Рассматривается нагнетание пара с пренебрежимо малым содержанием влаги [Liu et al., 2018; Shi, Okuno, 2018; Chang et al., 2012], поскольку вода, содержащаяся в паре, при парогравитационном дренировании приводит к снижению эффективности прогрева пласта и повышению обводненности [Shafiei, Dusseault, 2013]. Для учета эффекта, связанного с уменьшением вязкости нефти под действием высокой температуры, была использована зависимость, приведенная на рис. 2 [Коноплев, 2004]. Начальные и граничные условия представлены в табл. 2.

Таблица 1	. Значения	теплоф	изических	ï
и гидро	динамичес	ких пар	заметров	

•	-
Параметр	Значение
Абсолютная проницаемость	
продуктивного пласта, м ²	$2.68 \cdot 10^{-12}$
Вязкость, Па·с	
воды	$1004 \cdot 10^{-6}$
пара	$16 \cdot 10^{-6}$
Остаточная нефтенасыщенность	0.68
Остаточная водонасыщенность	0.01
Остаточная паронасыщенность	0.001
Плотность, кг/м ³	
нефти	933
ВОДЫ	1012
пара	0.3
сухого скелета	2100
Теплопроводность, Вт/(м·К)	
нефти	0.14
воды	0.58
пара	$2.3 \cdot 10^{-2}$
сухого скелета	2.325
Теплоемкость, Дж/(кг·К)	
нефти	2090
воды	4200
пара	2000
сухого скелета	1050
Пористость	0.27
Температура фазового перехода, К	373.15
Эмпирический параметр	
a_1	$75 \cdot 10^{-2}$
a^2	40.10^{-3}
a^3	$12 \cdot 10^{-3}$
m^1	3.45
m^2	3
m^3	2.1
Скрытая теплота фазового перехода,	
Дж/кг	$1.75 \cdot 10^{6}$

Таблица 2. Начальные и граничные условия для моделирования формирования и роста паровой камеры

Параметр	Значение
Начальное значение нефтенасыщенности	0.88
Начальное значение водонасыщенности	0.12
Начальная температура продуктивного пласта, К	281.15
Начальное значение порового давления, Па	$2.068 \cdot 10^{5}$
Температура закачиваемого пара, К	496
Давление закачиваемого пара, Па	$3.575 \cdot 10^{5}$
Давление в добывающей скважине, Па	$1.67 \cdot 10^{5}$



Рис. 2. Зависимость вязкости нефти от температуры [Коноплев, 2004].

На рис. 3 приведены результаты численного моделирования роста паровой камеры на начальном этапе ПГД. Полученные данные показывают, что рост паровой камеры в горизонтальном направлении существенен на протяжении всего процесса ее формирования. Время достижения кровли пласта составляет 80 дней. При этом на начальном этапе роста вид паровой камеры далек от предположения, закладываемого при выводе большинства аналитических моделей. В работах [Liu et al., 2018; Shaolei et al., 2014] также отмечается, что проницаемость продуктивного пласта влияет на форму паровой камеры и она может отличаться от перевернутого треугольника.

Согласно подходу, предложенному R.M. Butler [Butler, 1991], для расчета температуры используется следующее аналитическое соотношение:

$$T = (T_{sat} - T_r) Exp \{-U\xi / \alpha\} + T_r, \qquad (41)$$

где $U = \frac{Kk_{r_o}g}{(2n\Delta Sv_o)}$ – постоянная ско-

рость движения фронта фазового перехода; $\xi = y - Ut$ – координата, связанная с положением фронта фазового перехода; *у* – вертикальная координата. Эта формула получается из уравнения баланса энергии и закона Дарси в предположении передачи тепла только посредством теплопроводности и постоянстве скорости движения фронта фазового перехода.

На рис. 4 представлены результаты расчета температуры в точке, расположенной над центрами нагнетательной и добывающей скважин, согласно модели (7)–(16) и формуле (41). Аналитическая зависимость имеет схожий с результатами численного моделирования характер эволюции. Условно на графиках можно выделить три этапа: слабый рост (на начальном этапе), активный рост (до достижения температуры фазового перехода) и выход на постоянное значение (после достижения температуры фазового перехода). Наиболее существенным качественным различием является отсутствие на аналитической зависимости участка, характеризующего фазовый переход. Формула (41) содержит экспоненциальную функцию, вследствие чего в окрестности точки фазового перехода происходит резкий рост температуры, после которого температура достигает своего максимального значения, не меняющегося со временем. Таким образом, преимущество численного моделирования состоит в возможности описывать постепенный рост температуры на протяжении всего процесса нагрева пласта, а не только ее быстрое возрастание вблизи точки фазового перехода.

На рис. 5а приведены результаты расчета высоты паровой камеры по формулам (1)–(4) совместно с результатами численного моделирования. Отсчетный момент времени для результатов численного моделирования совпадает с образованием гидродинамической связи между скважинами, а для аналити-



(а) 10-й день, (б) 30-й день, (в) 80-й день.

Геосистемы переходных зон, 2019, т. 3, № 1, с. 054–064



Рис. 4. Зависимость температуры от времени: 1 – результаты численного моделирования; 2 – расчет по формуле (41).

ческих зависимостей - с достижением высоты, равной расстоянию между скважинами. Характерной особенностью результатов численного моделирования является наличие трех участков – двух возрастающих (первые 20 сут и с 60-го по 80-й день) и квазистационарного (с 20-го по 60-й день). Начальный быстро возрастающий участок обусловлен влиянием высокого давления нагнетаемого пара. По мере роста паровой камеры это влияние становится менее значительным. Начиная с 20 сут скорость роста существенно замедляется, что связано с конвективным притоком к фронту фазового перехода воды, охлаждающей продуктивный пласт. По мере приближения к кровле пласта воды становится меньше и, как следствие, скорость роста увеличивается. Все аналитические зависимости предсказывают близкий к линейному характер роста паровой камеры в вертикальном

направлении, за исключением формулы (3) (рис. 5а, кривая 3), которая дает качественно схожий с численным результат (рис. 5а, кривая 5). Формулы (1) и (2) (рис. 5а, кривые 1 и 2) различаются незначительно и на начальном этапе (до 45-го дня) лучше всего согласуются с результатами численного моделирования. Аналитическая зависимость (4) (рис. 5а, кривая 4) предсказывает линейный рост паровой камеры и на заключительном этапе (после 70-го дня) ближе всего к численным результатам. Еще одной отличительной особенностью представленных данных является то, что после 60 сут все кривые, за исключением кривой 3, дают близкие результаты.

На рис. 56 приведены результаты расчета половины ширины паровой камеры во время ее роста в горизонтальном направлении после достижения кровли пласта. Численная кривая 3 также имеет продолжительный (с 80-го по 300-й день) стационарный участок, вызванный охлаждением пласта вследствие притока воды к границе фазового перехода. Высокая скорость роста на начальном этапе обусловлена изменением формы паровой камеры (т.е. переходом от каплевидной формы, изображенной на рис. Зв, к параболическому виду). К 300-му дню влияние притока воды становится менее значительным, поскольку к этому времени скелет пласта успевает прогреться вследствие теплопроводности, что отражается в виде возрастающего участка на графике 3. Результаты, полученные по формуле (5) (рис. 56, кривая 1), лучше согласуются с результатами численного моделирования



Рис. 5. Зависимость высоты (а) и ширины (б) паровой камеры от времени: (а) 1–4 – расчеты по формуле (1), (2), (3) и (4) соответственно, 5 – результаты численного моделирования; (б) 1–2 – расчеты по формуле (5) и (6) соответственно, 3 – результаты численного моделирования.

на начальном этапе развития паровой камеры (первые 100 сут), а результаты формулы (6) (рис. 5б, кривая 2) описывают заключительный этап роста (с 300-го по 500-й день). При этом аналитически полученные кривые 1 и 2 имеют качественно отличный от кривой 3 характер, поскольку учитывают теплопередачу только за счет теплопроводности.

Заключение

В работе проведен анализ эффективности аналитических соотношений для описания роста паровой камеры. Точность в определении формы и размеров паровой камеры напрямую влияет на расчет дебита нефти. Анализ проводился путем сравнения результатов аналитических формул с численными результатами, полученными на основе разработанной модели, в которой отсутствуют физические допущения, закладываемые при выводе аналитических соотношений. Модель основана на рассмотрении течения в пористой среде трехфазной жидкости, состоящей из воды, пара и нефти. Течение каждой из составляющих общего потока описывается законом Дарси. Путем добавления дополнительных объемных источников в уравнения баланса массы и энергии проведен учет фазового перехода, возникающего при конденсации пара и испарении воды. Компьютерная реализация основана на преобразовании системы уравнений в слабую форму и введении дополнительных стабилизационных слагаемых. Предложенный вычислительный алгоритм позволил провести трехмерное моделирование эволюции паровой камеры в продуктивном пласте, содержащем две горизонтальные скважины.

Сравнение типичной для аналитических подходов зависимости температуры от времени с результатами численного моделирования показало, что аналитическая зависимость и численный расчет предсказывают качественно различный характер возрастания температуры, но имеют малое количественное расхождение во времени на этапе повышения температуры до температуры фазового перехода. Результаты численного моделирования показали уменьшение

скорости роста паровой камеры в горизонтальном и вертикальном направлениях, вызванное конвективным притоком холодной воды к границе фазового перехода. При этом большинство рассмотренных аналитических зависимостей предсказывают линейный или близкий к нему характер роста паровой камеры на протяжении всего процесса парогравитационного дренирования, что может приводить к некорректным значениям дебита на начальном этапе добычи нефти. Наилучшее качественное соответствие с результатами численного моделирования на этапе роста паровой камеры в вертикальном направлении дает формула, учитывающая нестационарный тепловой поток через границу паровой камеры. На начальном этапе развития паровой камеры (до 45 дня) наименьшее отклонение от результатов моделирования имеют классическая модель, предложенная R.M. Butler, а также модель, учитывающая предельный градиент давления. При приближении к кровле пласта наиболее близким к численному является расчет, проведенный по модели, учитывающей противопоток пара и флюида, заполняющего поровое пространство.

Оценки ширины камеры на этапе ее роста в горизонтальном направлении, проведенные согласно классической модели Butler, качественно и количественно близки к результатам моделирования на протяжении первых 100 сут. Заключительный этап роста с 300-го по 500-й день лучше предсказывает модель, учитывающая форму паровой камеры и теплопотери в окружающую среду. Квазистационарный участок, вызванный охлаждением пласта вследствие притока воды к границе фазового перехода, не описывается ни одной из рассмотренных аналитических моделей.

Список литературы

1. Коноплев Ю.П. *Научно-методические основы проектирования и анализа термошахтной разработки нефтяных месторождений:* дис. ... д-ра техн. наук / Всерос. нефтегазовый НИИ им. акад. А.П. Крылова. М., 2004. 253 с.

2. Костина А.А., Желнин М.С., Плехов О.А. Исследование особенностей движения нефти в пористой среде в процессе парогравитационного дренажа // Вестник Пермского научного центра. 2018. № 3. С. 6–16. doi:10.7242/1998-2097/2018.3.1 3. Справочник химика. Т. І. Общие сведения, строение вещества, свойства важнейших веществ, лабораторная техника / под ред. Б.П. Никольского. М.: Химия, 1966. 1072 с.

4. Хисамов Р.С., Морозов П.Е., Хайруллин М.Х., Шамсиев М.Н., Абдуллин А.И. Моделирование процесса парогравитационного дренирования с учетом предельного градиента давления // *Нефтяное хозяйство.* 2018. № 8. С. 48–51. doi:10.24887/0028-2448-2018-8-48-51

5. Akin S. Mathematical modeling of steam-assisted gravity drainage // *Computers & Geosciences*. 2006. Vol. 32. P. 240–246. doi:10.1016/j.cageo.2005.06.007

6. Bogdanov I.I., Ganaoui K.El, Kamp A.M. COMSOL 2D simulation of heavy oil recovery by steam assisted gravity drainage // *Proceedings of the European COMSOL Conference 2007, 23–24 October, 2007, Grenoble, France*. Grenoble: COMSOL France, 2007.

7. Butler R.M. *Thermal recovery of oil and bitumen*. New Jersey; Englewood Cliffs: Prentice-Hall Inc., 1991. 528 p.

8. Butler R.M., Stephens D.J. The gravity drainage of steam-heated heavy oil to parallel horizontal wells // *J. of Canadian Petroleum Technology*. 1981. Vol. 20(2). P. 90–96.

9. Butler R.M., McNab G.S., Lo H.Y. Theoretical studies on the gravity drainage of heavy oil during in-situ steam heating // *Canadian J. of Chemical Engineering*. 1981. Vol. 59, N 4. P. 455–460.

10. Chang J., Ivory J., Tunney C. Numerical simulation of steam-assisted gravity drainage with vertical slimholes // Society of Petroleum Engineers SPE Canadian Unconventional Resources Conf., 15–17 November 2011, Calgary, Alberta, Canada. Richardson: Soc. Petroleum Engineers, 2012. Article N SPE-148803-PA. https://doi.org/10.2118/148803-PA

11. Keshavaraz M., Harding T.G., Chen Z.J. Modification of Butler's unsteady-state SAGD theory to include vertical growth of steam chamber // Society of Petroleum Engineers SPE Canada Heavy Oil Technical Conf., 7–9 June 2016, Calgary, Alberta, Canada.

Richardson: Soc. Petroleum Engineers, 2016. Article N SPE-180733-MS. https://doi.org/10.2118/180733

12. Lake L.W. *Enhanced Oil Recovery*. Englewood Cliffs: Prentice-Hall Inc., 1989. 550 p.

13. Lee H., Kharangate C., Mascarenhas N., Park I., Mudawar I. Experimental and computational investigation of vertical downflow condensation // *International J. of Heat and Mass Transfer*. 2015. Vol. 85. P. 865–879. doi:10.1016/j.ijheatmasstransfer.2015.02.037

14. Liu H., Cheng L., Huang S., Jia P., Chen M. Evolution characteristics of SAGD steam chamber and its impacts on heavy oil production and heat consumption // *International J. of Heat and Mass Transfer.* 2018. Vol. 121. P. 579–596. doi:10.1016/j. ijheatmasstransfer.2018.01.038

15. Reiss J.C. A steam – assisted gravity drainage model for tar sands: linear geometry // J. of Canadian Petroleum Technology. 1992. Vol. 10, N 1. P. 14–20. https:// doi.org/10.2118/92-10-01

16. Shafiei A., Dusseault M.B. Geomechanics of thermal viscous oil production in sandstones // *J. of Petroleum Science and Engineering*. 2013. Vol. 103. P. 121–139. doi:10.1016/j.petrol.2013.02.001

17. Shaolei W., Linsong C., Wenjun H., Shijun H., Shuai L. Prediction for steam chamber development and production performance in SAGD process // *J. of Natural Gas Science and Engineering.* 2014. Vol. 19. P. 303–310. https://doi.org/10.1016/j.jngse.2014.05.021

18. Shi X., Okuno R. Analytical solution for steamassisted gravity drainage with consideration of temperature variation along the edge of a steam chamber // *Fuel*. 2018. Vol. 217. P. 262–274. https://doi.org/10.1016/j. fuel.2017.12.110

19. Yin Y., Liu Y. FEM analysis of fluid-structure interaction in thermal heavy oil recovery operations // *Sustainability*. 2015. Vol. 7. P. 4035–4048. doi:10.3390/su7044035

20. Zargar S.M., Farouq A. Analytical modelling of steam chamber rise stage of Steam-Assisted Gravity Drainage (SAGD) process // *Fuel.* 2018. Vol. 233. P. 732–742. doi:10.1016/j.fuel.2018.06.106

Сведения об авторах

КОСТИНА Анастасия Андреевна, кандидат физико-математических наук, младший научный сотрудник, ПАНТЕЛЕЕВ Иван Алексеевич, кандидат физико-математических наук, научный сотрудник – лаборатория термомеханики твердых тел, ПЛЕХОВ Олег Анатольевич, доктор физико-математических наук, заместитель директора по науке, ЖЕЛНИН Максим Сергеевич, аспирант, младший научный сотрудник – лаборатория функциональных материалов, Институт механики сплошных сред Уральского отделения Российской академии наук, Пермь. УДК 553.981.2

О газогидратах окраинных морей Восточной Азии: закономерности генезиса и распространения (обзор)

© 2019 Р.Б. Шакиров¹, А.И. Обжиров¹, М. В. Шакирова², Е. В. Мальцева^{*1}

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия ²Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия *E-mail: ekor@poi.dvo.ru

Приведены результаты обобщения авторского и литературного материала о генезисе и распространении газогидратов в окраинных морях Восточной Азии. Гидратообразующий газ в зоне перехода континент-океан, в целом, представлен смесью термогенной и микробной компонент с характерным изотопным составом углерода метана от -40 до -75 ‰, причем в ряде районов существует вклад магматогенной и углеметаморфогенной компоненты в гидратовмещающие отложения. Охотоморская и Япономорская газогидратоносные провинции характеризуются проявлениями вертикальной газовой углеводородной зональности (в соответствии с классической схемой нефтегазообразования). Установлена многоярусная газогидратоносность окраинных морей северо-западной части Тихого океана, которая является важным фактором цикла метана и углерода. Прослеживается преемственная генетическая и пространственная связь газогидратоносности с нефтегазоносными и угленосными районами; важнейшим фактором формирования газогидратов представляется геологическое строение районов при благоприятных термобарических и геохимических условиях. Неотектоника есть важнейший фактор контроля реликтовых газогидратов, современная тектоника – газогидратов в придонном интервале. Узлы пересечений активных разрывных нарушений, особенно контролируемые глубинными зонами проницаемости и при близости нефтегазоносных формаций, являются наиболее перспективными участками с формированием массивных тел в газогидратных скоплениях. Сделан вывод о недостаточной изученности газогидратов окраинных морей, что требует организации долговременной международной программы по их исследованию.

Ключевые слова: газогидраты, окраинные моря, закономерности генезиса и распространения, Восточная Азия.

About gas hydrates of East Asian marginal seas: patterns of genesis and distribution (review)

Renat B. Shakirov¹, Anatoliy I. Obzhirov¹, Mariya V. Shakirova², Elena V. Maltseva^{*1}

¹V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, RAS, Vladivostok, Russia ²Pacific Institute of Geography, Far Eastern Branch, RAS, Vladivostok, Russia *E-mail: ekor@poi.dvo.ru

The reviewed results on the genesis and distribution of gas hydrates in the marginal seas of Eastern Asia have been presented. Hydrate-forming gas in the continent-ocean transition zone, in general, is a mixture of the thermogenic and microbial components with the characteristic isotopic composition of methane from -40 to -75 ‰ PDB. Gas hydrates were found also within the areas of magmatic and coal-metamorphogenic gases fluxes into the host sediments. The Okhotsk and Japan Seas gas hydrate-bearing provinces have a signs of gas hydrocarbon zonality (in accordance with the classical oil and gas formation pattern). Multilevel (stratified) gas hydrates accumulations in the western part of the Pacific Ocean have been revealed, which is an important factor in the methane and carbon cycle. The genetic and spatial correlation of gas hydrate-bearing

Исследование выполнено в рамках задания Программы фундаментальных научных исследований «Газогеохимические поля морей Востока Азии, геодинамические процессы и потоки природных газов, влияющие на формирование геологических структур с залежами углеводородов и аутигенной минерализации в донных осадках» при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-00153).

sediments with oil- gas and coal-bearing strata is traced. The most important factor in the formation of gas hydrates is the geological structure of the regions under favorable temperature, pressure and geochemical conditions. Neotectonics is the most important factor controlling relict gas hydrates, located below the sea floor up to 2000 meters, and modern tectonics – gas hydrates in the near-bottom interval. The nodes of active faults intersections, especially those controlled by deep zones, are the subject to permeability and are in close proximity to petroleum-bearing forms, which are the most promising patterns for the massive aggregates of gas hydrates. The gas hydrates of the East Asian marginal seas are insufficiently studied, and this requires the long-term international research programs.

Keywords: gas hydrates, marginal seas, patterns of genesis and distribution, East Asia.

Введение

Цель работы – выявление закономерностей формирования подводных газогидратных скоплений в АТР. Сопоставление распространения аномальных газогеохимических полей с различным уровнем присутствия миграционных компонент показывает, что проявления и аномальные поля углеводородных газов, иногда гелия и углекислого газа, служат индикаторами и газогеохимической средой формирования концентрированных твердых форм метана и реже углекислого газа – газогидратов (ГГ). Они рассматриваются как один из основных альтернативных источников природного газа [Max, 2000]. В настоящее время осуществляется полупромышленная разработка под толщей вод (Нанкайский трог, Япония) и промышленная добыча газа в районах вечной мерзлоты (дельты рек Мессояха (Россия) и Маллик (Канада), высокогорье Китая и др.). Газогидраты являются самой эффективной и экологически чистой формой скопления природного газа – в 1 м³ газогидрата содержится от 160 до 180 м³ чистого газа. Знание Р-Т условий стабильности гидратов метана позволило прогнозировать газогидратные залежи на суше (вторичные ГГ) на глубине 200-1100 м при температуре от -10 до +15 °C и в придонных слоях водоемов (первичные ГГ) на глубинах моря 1200–1500 м при температуре 0...+17 °С. Эти прогнозы начали подтверждаться 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, как правило, вдоль континентальных и островных склонов, а также в дельтах и палеодельтах крупных рек и в районах вечной мерзлоты. На основании прогноза по геотермическим данным найдены газогидраты при бурении в Южной котловине оз. Байкал на глубине 1433 м [Кузьмин и др., 1998]. Выявлены скопления газогидратов в Ямбургском и Бованенковском месторождениях (реликтовые газогидраты, находящиеся вне современной зоны их термодинамической стабильности), 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 [Макогон, 1965]. 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 [Ефремова, Гритчина, 1981]: в 1979 г. в южном Каспии описаны газогидраты, поднятые с глубины 480 м. Содержание ГГ в осадке визуально оценивалось в 5-10 % от объема грунта. Газовые гидраты часто обнаруживаются в подводных грязевулканических структурах. Так, в газовой смеси газогидратов грязевых вулканов содержится метан (CH₄) – 22.2–73.7 см³/л; углекислый газ (CO₂) 14.28–34.97 см³/л, гомологи метана и их производные – до 17 см³/л [Ефремова, Гритчина, 1981]. Газогидратные залежи, ассоциируемые с грязевым вулканизмом, известны в Черном море, а также в высоких широтах [Мах, 2000]. Распространение осадков с возможными локальными фациальными

зонами ГГ 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 донных 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 авторами [Отчет о НИР..., 2008]. По-прежнему 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 их скоплений. Имеются сведения о более чем двухстах выявленных прямыми методами газогидратных скоплений как в Мировом океане, так и на суше в районе распространения вечной мерзлоты. 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.). Опубликованы многочисленные результаты исследований газогидратов в монографиях, отраслевых и академических журналах. Например, в составленных сотрудниками ВНИИГАЗ обзорах работ по природным и техногенным газовым гидратам [Карпюк, 1988; Истомин, Якушев, 1992] приведены резюме 320 отечественных и иностранных публикаций за 1983-1987 гг. и рассмотрены основные результаты прикладных и фундаментальных исследований по про-

блемам газогидратных технологий. К настоящему времени в мире открыто уже более 220 месторождений газогидратов 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 оз. Байкал [Хлыстов и др., 2014]. На сегодняшний день установлено, что не менее 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, главным распространения газогидратов. регионом Начальные ресурсы природного газа в газогидратных скоплениях в областях вечной мерзлоты составляют до 34 000 трлн м³, тогда как на акваториях – до 7 600 000 трлн м³ [Ginsburg et al., 1999; Sloan et al., 2007; Suess et al., 1999; Suess, 2014; Max, 2000; 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 подходят для соединения газа и воды (давление варьирует в пределах 1-500 бар, температура -10...+10 °С). Газовые гидраты стремятся кристаллизоваться в придонных интервалах осадка, т.е. в верхней части зоны их стабильности. Причиной неглубокого залегания зоны стабильности газовых гидратов является повышенный тепловой поток.

В Мировом океане газогидраты обнаруживаются в основном на континентальных шельфах и 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 метаморфогенного, термогенного 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 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 (Татарский пролив, северо-восточный склон о. Сахалин) и глубже. Глубина моря, на которой могут формироваться газогидраты, зависит от температуры придонной воды: чем выше 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 также в гемипелагических осадках на глубинах от 450 м и температуре +7 °С в Мексиканском заливе [Milkov, 2000].

В подводных газогидратах содержится около 90-95 % метана. Эндотермический процесс диссоциации газогидрата, когда из него начинает выделяться метан, происходит при нарушении условий его стабильного состояния: при уменьшении давления, повышении температуры или повышении давления в газонасыщенной толще, перекрытой осадками, сцементированными газогидратами. В последнем случае формируется пульсационный характер газовых выходов. Важным фактором разрушения/формирования газогидратов является сейсмотектоническая активность разломов. В вулканически активных районах могут формироваться гидраты углекислого газа магматогенного происхождения (Восточно-Китайское море).

Фактически (прямыми методами) газогидраты или их признаки отмечены во множестве вдоль континентальных и островных окраин (рис. 1). Особенно много их обнаружено в Тихом океане, который занимает площадь 179.7 млн км², т.е. примерно одну треть поверхности Земли. Тихоокеанский регион – один из богатейших бассейнов планеты, обладающий основными запасами топливноэнергетических ресурсов. Уже к 1998 г. в нем было выявлено более 300 тыс. месторождений нефти и газа [На нефтяном рынке..., 1998]. В странах Юго-Восточной Азии еже-



добывается годно свыше 50 млрд т природного газа. Вдоль западной части Тихого океана, от Берингова моря до 60° южной широты (на протяжении примерно 15 500 км), лежит много окраинных морей, заложенных на деструктивной коре океанического и континентального типов (Берингово, Охотское, Японское, Восточно-Ки-

Рис. 1. Распространение скоплений газогидратов и углеводородных проявлений в Мировом океане. 1 – установленные газогидраты; 2 – подводные проявления водно-углеводородных флюидов в свободном состоянии; 3 – газопроявления; 4 – предполагаемые газогидраты (по геологическим и геохимическим критериям; наличию на сейсмических профилях отражающего горизонта BSR, термобарическим условиям).

тайское, Южно-Китайское, Желтое, Коралловое, Филиппинское), а также межостровных морей, газогидратоносный потенциал которых еще не изучен (моря Банда, Сулу, Сулавеси и др.). Гидраты природного газа, главным образом метана, систематически исследуются в западной части Тихого океана с 1980-х годов. Одно из первых обнаружений газогидратов сделано в рейсе 34 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 м (Охотское море) до 2000 м (Мексиканский залив) и предполагаются на глубинах даже более – 2800 м (Берингово море). Отражающая сейсмическая граница зоны стабильности подводных газогидратов на сейсморазрезах 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. Тем не менее прямое опробование и бурение расширяет зону обнаружений газогидратов год от года. Широкое распространение газовых гидратов предполагается в морях Арктики, но фактически они были обнаружены только в 2016 г. на склоне Чукотского плато в экспедиции южнокорейского НИС «Араон». На сейсморазрезах часто регистрируется 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 (bottom simulating reflector) может отражать диагенетические границы, в том числе переходные зоны опал – кристобаллит – «силикатная» граница, а также, возможно, параллельные дну стратиграфические горизонты со скачком градиента скорости волн. Моделирование физико-химических границ обнаружения газогидратов в Тихом океане хорошо согласуется с распространением доказанных и прогнозируемых газогидратоносных кластеров (рис. 2), что подтверждает их широкое распространение. В то время как восточная



Рис. 2. Термобарическое моделирование распространения начальных ресурсов газовых гидратов в Мировом океане [Klauda, Sandler, 2005].

часть Тихого океана довольно представительно охвачена программами подводного бурения, некоторые бассейны западного сектора не исследованы в достаточной мере даже малоглубинным опробованием. Экспедиции ODP (Ocean Drilling Program) и DSDP (Deep Sea Drilling Project) внесли большой вклад в изучение геологического строения и геохимических особенностей окраин Тихого океана: за период с 1968 г. до конца века было пробурено более 1160 скважин с поднятием керна и выполнением каротажных измерений [Мах, 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 представляют газогидратоносные океана пояса, которые отличаются друг от друга по геологическому строению, но имеют ряд общих черт формирования газогидратов. Западная Тихоокеанская окраина является более сейсмически и вулканически активной по сравнению с восточной. В статье рас-Западно-Тихоокеанский сегмент смотрен Тихоокеанского газогидратоносного кольца (Pacific Gashydrate Rim, авторский термин), представленный провинциями следующих морей: Берингово, Охотское, Японское, Восточно-Китайское, Южно-Китайское, Сулу-Сулавеси, Филлипинское – и акваториями Австралии и Новой Зеландии [Шакиров, Обжиров, 2011; Shakirov et al., 2014]. 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 отмечены реже, что, скорее всего, связано с недостатком соответствующих исследований. Газогидратоносность восточного сегмента Тихоокеанского газогидратоносного пояса рассмотрена детально и описана в работах [Гинсбург, Соловьев, 1994; Milkov, 2000; Max, 2000; и др.].

Основные методы, позволяющие с 80-х годов обнаруживать газогидраты, – это гидроакустическая съемка, высокоразрешающее сейсмопрофилирование и геологическое опробование (взятие кернов гравитационными и гидростатическими пробоотборниками). В последние годы быстро растет значение бурения на газогидраты с помощью специальных буровых установок (Япония, Корея, Китай), в связи с чем были открыты реликтовые газогидраты в Японском море, на севере Южно-Китайского моря и в Нанкайском троге Филиппинского моря, есть свидетельство о наличии газогидратов на горизонте 600 м ниже дна в Беринговом море. Газогидраты формируются в условиях восходящих потоков метана (диффузных, фильтрационных, струйных) в верхних горизонтах осадочных бассейнов с мощностью выполнения до 15 км. Наиболее благоприятны проницаемые зоны в пределах активных разрывов, составляющих структурный план глубинных разломов. Наиболее мощные восходящие потоки метана обусловлены главным образом углеводородными скоплениями: нефтегазовыми и углегазовыми [Отчет о НИР..., 2008; Нетрадиционные ресурсы..., 2013].

Газогидратоносность западной части Тихого океана определяется активными геологическими процессами (вулканизм, сейсмичность, разломообразование, осадконакопление, контактовый и термальный метаморфизм и др.), протекающими вдоль границ литосферных плит. Несколько сотен активных вулканов в определенных районах, трассирующих в том числе сейсмофокальные зоны, также ускоряют созревание углеводородной матрицы, в частности благодаря проработке осадочной толщи глубинными газами и флюидами. Гидратоносные осадки содержат газогидраты в рассеянной форме, цементирующей осадок, линзы, прослойки, слои и массивные агрегаты. Большинство скоплений ГГ обнаружено в осадках четвертичного возраста. Существуют определенные основания предполагать широкое развитие газогидратов (вероятно, иногда представляющих первичные формы ГГ) в интервале 200-500 м ниже поверхности дна. Многоярусное залегание газогидратов установлено также в Атлантическом океане [Mienert, Posewang, 1999]. Газогидратоносные осадки в основном представлены илами, глинистыми илами, песками с различной долей обломочного материала.

На сегодняшний день самое высокоширотное газогидратное подводное проявление Восточной Азии 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. [ARA07С..., 2017]. Они подняты на глубине моря 610 м в интервале до 3 м ниже поверхности дна (рис. 3) в двух кернах гравитационного пробоотборника (участок станции ARA07C GC13, координаты 75.6795 N, 169.7379 Е) на локальных положительных морфоструктурах (небольшие холмы). Такие морфоструктуры, как правило, формируются над газонасыщенными каналами (gas chimney) в верхней части осадочных толщ над газоносными или нефтегазоносными структурами. Ранее в этом районе [Savvichev et al., 2004] были закартированы структуры газовых выходов (покмарки) и аномалии метана. Проявление газогидратов, возможно, связано с продолжением рифтогенной структуры, расположенной в Чукотском море.

Ниже приведены сведения о наиболее характерных особенностях проявлений газогидратов в окраинных морях СЗ части Тихого океана.

Беринговоморская газогидратоносная провинция

Берингово море замыкает северное звено переходной зоны западной части Тихого океана. Море отличают широкий шельф на севере и востоке и мощные осадочные толщи глубоководных (более 3800 м) бассейнов. Наиболее перспективными в отношении газогидратоносности представляются глубоководные впадины Алеутская и Бауэрс на глубинах 3600–3900 м. В пределах этих структур были закартированы множество аномалий сейсмической скорости на сейсмических разрезах (VAMPs-velocity-amplitude anomalies), в которых, как правило, находятся газонасыщенные зоны (газовые вертикальные зоны и «мутные» толщи). Подсчет ресурсов метана в этих бассейнах дал 2 × 10⁷ 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 российской части в приконтинентальных впадинах (Хатырский осадочный бассейн) Берингова моря выявлены перспективные зоны площадью 1650 и 1100 км² по материалам сейсмических исследований (рис. 4), проведенных ОАО «Дальморнефтегеофизика» в 1988 и 2007 гг. [Грецкая, Петровская, 2010].

Потенциально газогидратоносные структуры обнаружены в зонах тектонических прогибов и контролируются разломами разных кинематических типов. Напротив этих зон на побережье зафиксированы проявления метана (Угловое, Янракоимское, Анольское). Над этими зонами и рядом с ними в 1992 г., по данным лаборатории газогеохимии, зафиксированы высоко интенсивные аномалии содержания метана в придонном слое до 1600 нл/л (рис. 3). Сейсмические признаки газогидратов установлены на внешнем шельфе и континентальном склоне при глубине моря от 0.5



Рис. 3. Образцы газогидратов (белые включения в темно-сером осадке, горизонт 247 см ниже поверхности дна) (а) и массивного аутигенного карбонатного образования (б) со станции ARA07C GC13 (RV Araon, 2016 г.).

до 2 км. На временных разрезах им отвечает однофазовое отрицательное сейсмическое отражение (BSR), пересекающее отражения от слоисто-осадочного разреза и практически повторяющее конфигурацию морского

дна. Кроме хорошо выраженной отрицательной фазы на сейсмограммах ОГТ наблюдается эффект усиления амплитуд отражения, характерных для гидратонасыщенных отложений. Негативная фаза отражения BSR формирует-



Рис. 4. 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, глубина 300–900 м.

1-5-тектонические зоны: 1-Олюторская (нижний мел-палеоцен), 2-Укэлаятская (верхний мел – палеоген), 3 – Эконайская (средний палеозой – мезозой), 4 – Алькатваамская (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 - внутрибассейновые поднятия: 1 - Усть-Хатырское, 2 - Накепейлякское; 3 - Майнопыльгинское; 4 – Хатырское; 5 – Центральное, 6 – Пекульнейское, 7 – Аниваямское, 8 – Дежнёва, 9 – Ровное, 10 – Склоновое, 11 – Южное; 11 – прогиб: глубина погружения акустического фундамента до 5.6 км (а) и более 7.6 км (б); 12 - моноклиналь; 13 – локальная антиклинальная структура; 14 – тектоническое нарушение; 15 – Хатырский надвиг; 16 – изобата; 17 – выход палеогеновых отложений на поверхность в наземной части бассейна; 18 – газогидраты (по данным AVO-съемки 2007 г.); 19 - сейсмический разрез по линии; 20 - газопроявление; 21 - месторождение нефти. Вытянутая зона голубого цвета вдоль надписи «внешний прогиб» – перспективная площадь на поиски газогидратов. Черные ромбики – газопроявления. Красные линии – разломы. Голубые прямые линии – сейсмические профили.

ся из-за резкого понижения акустического импеланса за счет присутствия в разрезе свободного газа ниже подошвы содержащего газогидраты слоя. На суммарных разрезах работами «Дальморнефтегеофизики» выявлено усиление амплитуд отражений от осадочных слоев непосредственно под BSR и нижележащий интервал разреза, содержащий свободный газ, который 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]. Газогидраты обнаружены на горизонте ниже дна 610 м при величине водного слоя 2110 м в миоценовых терригенных отложениях, где 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 усиливает значимость этого региона как потенциального источника углеводородов. Накопление объема фактических данных о газогидратах сдерживается отсутствием поисковых экспедиций.

Газоносность осадочных отложений приконтинентальной части Берингова моря также обусловлена 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 [Collet, 1993].

Охотоморская газогидратоносная провинция

Одна из наиболее представительных газогидратоносных провинций Тихого океана находится в Охотском море, втором по величине из окраинных морей Тихого океана.

Первые подводные газовые выходы метана, связанные с газогидратами, были найдены благодаря эхолотной съемке в 1988 г. во время рейса НИС «Морской геофизик» [Обжиров, 1993]. К этому времени в Охотском море были обнаружены три факела: факел «Припарамуширский», «Казанский», зарегистрированный на северо-восточном склоне о. Сахалин в 1988 г., и «Пильтунский» в районе Пильтунского нефтегазового месторождения. Позже, в 1991 г., во впадине Дерюгина были найдены новые газовые факелы, а также вскрыты осадки, содержавшие газовые гидраты [Гинсбург, Соловьев, 1994].

Подводные газогидраты исследованы здесь с помощью дистанционных сейсмической и гидроакустической съемок и подтверждены прямыми методами [Обжиров, Шакиров, 2012]. Экспедиционные иссле-

дования ТОИ ДВО РАН в международных проектах КОМЕХ (1998–2004 гг.), CHAOS (2003-2006 гг.), SSGH (2007-2014 гг.) позволили собрать уникальный материал о газогеохимических характеристиках газогидратоносных отложений в Охотском и Японском морях [Gas Hydrate..., 2008; Николаева и др., 2009]. 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. Эти залежи легче разрабатывать – в малом объеме больше концентрация полезного ископаемого (в частности гидрата метана), чем, к примеру, те скопления, где преобладает литологический или стратиграфический контроль (Нанкайский трог, хребет Окусири и т.п.).

Метан поступает в верхнюю часть гидратоносных осадков из зон газогенерации и газонакопления в пределах осадочных толщ мощностью до 10 км, некоторые из них подвергнуты флюидной проработке на деструктивном фундаменте в тектонических прогибах. Эти толщи содержат разные виды углеводородных полезных ископаемых: месторождения нефти и газа, газогидраты и угленосные осадки. Метан доминирует в газовом составе гидратоносных толщ, занимая до 99.9 об. % от количества всех углеводородных газов (УВГ), поэтому газогидраты Охотского моря в основном относят к кристаллической структуре I. Удавалось поднять образцы сплошных газогидратов длиной до 35 см. Распределение потенциала генерации углеводородов в осадках до (10-20) × 10⁶ т/км² [Грецкая и др., 1992], благоприятные литолого-стратиграфические условия нефтегазоносных этажей, система рифтов, подходящие глубины (400-1500 м) и температура придонной воды +2 °C и ниже, распространение сейсмических аномалий, повышенный тепловой поток [Luedmann, Wong, 2003] и тектонические характеристики района [Харахинов, 1998; Baranov et al., 1999; Объяснительная записка..., 2000] позволили сделать прогноз размещения газогидратов в Дерюгинской депрессии вдоль продолжения

северо-восточного склона Сахалина (рис. 5) [Shakirov et al., 2005]. К 2005 г. данные о распределении газогидратов, газовых факелов, аномалиях метана (до 1200 нМ/л) 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. Сахалин площадь факраспространения тического газогидратоносных осадков занимает около 15 000 км². В экспедициях 2009–2011 гг. был обнаружен микрогидратный цемент – форма распро-



Рис. 5. Геоструктурное положение газогидратоносного участка Дерюгинской депрессии. Газовый факел и высокоинтенсивное аномальное поле метана в толще вод северо-восточного склона о. Сахалин (вверху) и геоструктурная схема участка (внизу). 1–3 – зоны высокой потенциальной плотности генерации углеводородов в осадке [Грецкая и др., 1992], 4 – локальные структуры, 5 – потоки газов, 6 – нефтегазопроявления, 7 – Дагинская геотермальная система, 8 – рифты, 9 – изопахиты, 10 – изобаты, 11 – разломы (установленные и предполагаемые), 12 – границы гидратоносной провинции на 2005 г.

странения газогидратов, характерная для южного участка присахалинской газогидратной площади [Gas Hydrate..., 2008]. Начальные ресурсы метана Охотоморской газогидратоносной провинции оцениваются в 2×10^{12} м³ (2.5 млрд т усл. т.) [Веселов и др., 2006], в газогидратных скоплениях северо-западного борта впадины Дерюгина сосредоточено порядка 8×10^8 м³/км² метана [Luedmann, Wong, 2003]. 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 [Kvenvolden,

Kastner, 1986]. Общемировые запасы природного газа оцениваются в 187×10^{12} м³ [International..., 2010].

Потоки природного газа со дна Охотского моря, ассоциируемые с газогидратами, одни из самых активных среди современных. Например, в августе 2012 г. у подножия северо-западного борта Курильской котловины под руководством авторов был обнаружен один из самых высоких газовых потоков (гидроакустическая аномалия) в Мировом океане высотой около 2200 м [Operation Report..., 2013]. На основе полученных данных в Охотском море выделяется крупная газогидратоносная провинция, включающая в себя на сегодняшний день как минимум четыре района:

1) северо-восточный склон о. Сахалин (западный борт впадины Дерюгина, или Дерюгинская депрессия). Для этого района характерны наиболее многочисленные струйные истечения пузырей метана («факелов») и его аномальных полей (рис. 5); 2) Припарамуширский участок (Голыгинский прогиб);

3) западный склон Курильской котловины;

4) потенциально гидратоносная площадь у подножия о. Хоккайдо.

Потенциально газогидратоносная площадь выделяется также по результатам региональных работ ФГУП «Севморгео» в центральной части моря у подножия возвышенности Академии Наук [Верба и др., 2011]. Но центральная часть моря недостаточно исследована прямыми методами.

Впадина Дерюгина

Дно западного борта впадины Дерюгина характеризуется наличием большого количества участков фокусированной газовой разгрузки, ассоциированных с газогидратоносными осадками. Склон имеет слабо вогнутый профиль и подразделяется на три части: верхнюю (180-300 м), среднюю (300-600 м) и нижнюю (ниже 600 м), которые различаются между собой морфологией дна и углом наклона. В пределах нижней части 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 северовосточного склона о. Сахалин имеет сложное строение, характеризуется наличием многочисленных уступов, распространенных в интервале глубин 380-750 м [Cruise Report..., 1999]. Данные эхозондирования показывают, что эти уступы ассоциируют с нормальными сбросами. На нижней части склона имеются многочисленные мелкие желобки и холмы высотой несколько десятков метров. Они объединяются в цепочки, которые простираются в двух направлениях: ЮЮЗ-ССВ и СЗ-ЮВ. По данным эхозондирования, с этими морфологическими структурами ассоциируют участки активного газового просачивания [Cruise Report..., 1999]. Основным фактором, определяющим 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 15 000 км².

Тектонический характер распределения очагов газовой разгрузки на восточно-сахалинской окраине предполагает, что они образовались в условиях компрессионного режима [Cruise Reports..., 1999] со сдвигом.

В пределах островного склона было оконтурено более 15 структур фокусированной разгрузки метана. Наиболее крупными из них являются газогидратоносные структуры «Хаос» и «Обжиров». Структура «Хаос» самая крупная на склоне Сахалина. Она расположена в нижней части склона на глубинах 950–980 м и занимает площадь размером 2000 × 700 м. Структура 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: ЮЗ-СВ и СЗ-ЮВ – и приурочены к небольшим грядам, состоящим из отдельных бугорков.

На участках локализации многочисленных газовых факелов и газогидратных проявлений были выполнены геотермальные исследования [Cruise Report..., 2005]. Полученные данные свидетельствуют о том, что в пределах структуры «Хаос» вблизи газовых факелов отмечаются высокие значения термального градиента (до 249 мК/м), типичные для холодных сипов, 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 отмечается выделение более чистого газа, менее способного к транспортировке тепла к поверхности [Cruise Report..., 2005].

Гидроакустические исследования восточнее структур «Хаос» и «Обжиров» показали, что в этом направлении также существуют участки газового просачивания. 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 газовые факелы протягиваются в направлении с северо-востока на юго-запад и локализуются на 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 просачивания, названные «Китами», «КО-ПРИ», «ТОИ», «ВНИИОкеангеология», «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 служат 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.

Значительное количество газовых факелов обнаружено в пределах разлома Лаврентьева (53°40'–54°00' N) [Cruise Report..., 2005]. По гидроакустическим и сейсмическим данным, 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. в рейсе НИС «SONNE» у северной части о. Сахалин на глубине 920 м был обнаружен каньон широтного направления [Cruise Report..., 2006] шириной до 2 км и глубиной 150 м. Он асимметричен: верхняя часть северной стенки имеет неровную расчлененную поверхность, а южной стенки – пологую. Фокусированная разгрузка газа была обнаружена на стенке каньона, а также в центральной части на глубине 720 м (структура «ВНИИОкеангеология») и к востоку от русла каньона в его проксимальной части [Cruise Report..., 2006]. Каньон, возможно, является также каналом для транспортировки осадочного материала р. Амур в район северо-восточного склона о. Сахалин.

Среди газогидратоносных и вмещающих отложений преобладают терригенно-диатомовые алевриты, пелиты и пелиты алевритовые с незначительной примесью песчаных частиц [Cruise Report..., 2006]. 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 хемоаутотрофной фауны моллюсков, а также газовых гидратов. Эта закономерность отчетливо проявляется по мере приближения к центрам газовой разгрузки 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. Осадки, находящиеся вблизи центров разгрузки метана, часто содержат слои, насыщенные газовыми гидратами (рис. 6). Газогидраты представлены главным образом тонкими прослойками и линзами среди неслоистых осадков мощностью от 1 мм до 1–2 см, залегающими субгоризонтально или наклонно (рис. 6 д, з), реже отмечается субвертикальная и волнистая текстуры (рис. 6 а и з), в меньшем количестве встречаются обломки размером от 2–3 до 5–8 см (рис. 6 в, г, ж) и их смерзшиеся агрегаты (рис. 6е). На структуре «Копри» обнаружены наиболее мощные прослои (14 и 34 см) массивных газовых гидратов (рис. 6б). Граница залега-

ния гидратсодержащих осадков, обнаруженных при отборе прямоточной трубкой в Охотском море, варьирует от поверхности дна до поддонной глубины 500 см. Какой-либо отчетливой закономерности в ее расположении не выявлено.

Например, на структуре «Обжиров» эта граница располагается на глубинах 17-45 см и 305-395 см ниже поверхности дна. В некоторых случаях пробоотборник не смог глубоко войти в очень плотные газогидратонасышенные осалки и откалывал их верхнюю часть. Поэтому их мощность часто определялась глубиной проникновения трубки в газогидратоносный слой. Она также значительно варьирует - например, на структуре «Хаос» от 5 до 220 см. На структурах «Хаос» и «Китами» были взяты образцы осадков, полностью заполненных агрегатами газовых гидратов (до 5 м). Особенность поднятых газогидратов состоит в том, что все они имеют различную форму залегания от горизонтальных

слоев (в том числе 35 см толщиной) до фигурных прослоев и фрагментов слоев (рис. 6). 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 сейсмотектонические активизации, при которых увеличивался поток метана, предположительно из нефтегазовых залежей или других источников, что приводило к формированию прослоев газогидратов.



Рис. 6. Примеры морфоструктурных типов газогидратных образований в осадках западного борта впадины Дерюгина [Gas hydrate..., 2008; Николаева и др., 2009]. Сост. авторами. а – слои газогидрата в забое керна осадка, б – образец массивного газогидрата, в – крупнообломочные газогидраты, г – образец горящего обломка газогидрата, д – прослои и линзы, залегающие субгоризонтально, е – смерзшийся агрегат обломков газогидратов, ж – изометричное включение газогидрата в осадке, з – прослои и линзы, залегающие в осадке субвертикально.

Газогидраты формируются благодаря потоку метана смешанного генезиса – микробного и термогенного, формируя скопления. Исходный газовый поток, подпитывающий субстратом микробные сообщества из подстилающих 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 газовых сипов. Они имеют округлую 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. 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 ассоциируют 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 три основных типа миграции метана, связанной с газогидратами: 1) фильтрационно-фокусированная, выраженная в виде газового факела, приуроченная к зоне разлома, 2) фильтрационно-диффузионная, обусловленная газовым просачиванием через зону трещиноватости [Гинсбург, Соловьев, 1994; Cruise Report..., 2000]; 3) диффузионная, являющаяся причиной формирования микрогидратного цемента (зерен). В первом случае отмечается интенсивный вынос метана и образование газовых гидратов. Во втором наблюдается более медленный процесс, проявляющийся в газонасыщенности осадков и формировании карбонатных конкреций по периферии от центра фокусированной разгрузки. В третьем случае газогидраты не наблюдаются визуально, но фиксируются по газовым трещинам в осадке, звуку потрескивания в поднятых со дна грунтовых колонках, отрицательной температуре забоя керна и геохимическим аномалиям.

Обнаруженный в водной колонке и осадках метан поступает из четырех источников: 1) из реликтовых 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 (микробный газ); 4) из угленосных отложений (углеметаморфогенный метан).

Часто сложно сказать, откуда поступил обнаруженный газ, поскольку потоки метана обнаружены как на склоне, где газогидраты термодинамически стабильные, так и на шельфе, где по термодинамическим условиям не могут существовать газогидраты, но присутствуют нефтегазовые залежи. Более того, судя по сейсмостратиграфическим и геологическим («Дальморгеология») исследованиям, газогидратоносный участок на северо-восточном склоне о. Сахалин в верхней части разреза сложен осадками, сформированными под влиянием стока р. Амур. Эти осадки должны быть обогащены питательными веществами для активной деятельности микроорганизмов, в том числе метаногенных. В данном районе создается камуфлирующий, разбавляющий эффект для миграционных газов. Наибольшие концентрации органического углерода характерны для гидратсодержащих структур (1.8 %) (соотношение общего и неорганического углерода может быть разным). 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 ¹³N в пробах органического вещества, содержащегося в симбиотрофных моллюсках Caliptogena, 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 (С , орг) остается повышенным в пределах газогидратоносной геологической структуры в целом (Дерюгинская депрессия). Эти данные хорошо сопоставляются с результатами хромато-масс-спектрометрических исследований распределения высших углеводородов – их количество возрастает в очагах сосредоточенной разгрузки газов [Обжиров, Шакиров, 2012]. Увеличение содержания ароматических углеводородов при усилении активности газовыделения нами зафиксировано также для Южно-Сахалинского грязевого вулкана [Полоник и др., 2015]. На основании широкого разброса ¹⁸О карбонатов в работе [Mazurenko et al., 2005] обосновано, что существует низкозалегающий источник «инфильтрационного» кислородсодержащего флюида.

Молекулярный состав газогидратного газа (соотношения внутри углеводородной фракции) уверенно указывает на наличие преимущественно бинарной, термогенномикробной смеси газов (табл. 1).

В пределах впадины Дерюгина распространены также диапировые структуры, подобные грязевым вулканам [Luedmann, Wong, 2003]: конические или куполоподобные структуры, выходящие на поверхность морского дна на участках разгрузки газовых потоков. На северо-восточном склоне о. Сахалин вещественных доказательств грязевого вулканизма (брекчии и др.) не было обнаружено, в отличие от газогидратоносных подводных грязевых вулканов Хаакон Мосби, Наполи, Буш Хил, вулканов зал. Кадис и др. Очень важным индикатором являются концентрации этана и его изотопные характеристики, поскольку он входит постоянной компонентой в состав газов нефтегазовых месторождений. В природе потоки 100 % чистого термогенного этана пока не зафиксированы, он всегда сопровождает основной компонент природного газа – метан. При миграции термогенного метана в зону микробных газов его средний изотопный состав «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 [Hachikubo 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 СО, не более 1 %. Средний изотопный состав углерода метана из газовых гидратов впадины Дерюгина и склона зал. Терпения [Shakirov et al., 2014] составляет −64.3 ‰. Полученные данные δ¹³С-СН₄ для северо-восточного склона о. Сахалин показывают в большинстве случаев диапазон -60...-65.6 ‰ (редко -55 ‰). При определении

Таблица 1. Молекулярный состав газогидратного газа западного борта впадины Дерюгина [Long et al., 2009].

Структура газовой	труктура газовой миссии Номер керна, интервал (см)	δ ¹³ C-CH ₄ / ¹³ C- CO ₂ , ‰ PDB	Молекулярный состав гидратных газов (УВГ+СО ₂) = 100 %						
эмиссии			CH_4	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	iC_4H_{10}/nC_4H_{10}	He+Ne	CO ₂	
Kitami	LV32-09GC, 167	-65.0/-15.4	99.44	0.0025	0.0013	Не опр.	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	

Геосистемы переходных зон, 2019, т. 3, № 1, с. 65–106

генезиса метана используются не только значения изотопного состава углерода, но и молекулярный состав сопутствующих углеводородных газов [Abrams, 1992], коэффициенты, основанные на их соотношениях [Никонов, 1961; Гресов, 2011], а также изотопный состав углерода и кислорода аутигенных карбонатов [Николаева и др., 2009]. Незначительное, по сравнению с метаном, количество тяжелых гомологов метана (сотые доли процента) было определено в газе, выделяющемся на западном борте впадины Дерюгина при разрушении газогидратов, и в гидратоносных осадках. На основании этого и изотопных данных можно утверждать о смешанном источнике микробного (¹³С-СН₄ -70...-90 ‰) и термогенного метана (¹³С-СН₄ –35...–45 ‰) из нефтегазовых месторождений на северовосточном шельфе и склоне о. Сахалин. 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 «холодносиповых» газовых потоков на западном борте впадины Дерюгина. Сильный поток восстановленных газов приводит к тому, что на некоторых участках восстановительные условия отмечаются прямо на поверхности дна (структуры «Копри», «ТОИ» и др.).

Примечательно, что на участке обнаружения газогидратов и факелов «Обжиров» и «Гизелла» было закартировано линзовидное осадочное тело, сложенное в результате терригенного стока р. Амур (рис. 7). В данной осадочной линзе должен происходить активный процесс генерации микробного метана, поскольку совпадают все благоприятные для этого условия.



Рис. 7. 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 [Baranov et al., 1999]: 1–4 – участки 1, 2, 3 и 4 соответственно, 2 – участок с развитием эрозионных каналов; 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).

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. Сахалин BSR отчетливо выделяется на некоторых участках. Наименьшие поддонные глубины, на которых этот горизонт был зафиксирован (100-200 м), отмечаются в пределах верхней и средней части северо-восточного сахалинского склона, а с увеличением глубины моря увеличивается глубина его залегания [Luedmann, Wong, 2003]. Учитывая, что ниже горизонта BSR находится зона свободного газа, можно предположить, что в северо-западной части Охотского моря существует обширная зона газонасыщения (газовый резервуар), располагающаяся в пределах верхней и средней части северо-восточного сахалинского склона.

В целом источниками гидратообразующего 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 посчитаны коэффициенты соотношений УВГ, которые необходимы в ряде случаев как дополнительные индикаторы при отсутствии масс-спектрометрических измерений стабильных изотопов углерода (рис. 8), водорода и других газообразующих элементов.

Для расчета взяты данные табл. 2. Так, этановый коэффициент (Кс₂) [Гресов, 2014] для всех проб из выборки составил намного меньше 1, что характерно для нефтяных за-

лежей. Этан-пропановый коэффициент указывает на принадлежность газа к сухому типу $(C_2/C_3 > 2.6)$. Бутановый коэффициент – генетический, он свидетельствует о наличии/отсутствии миграционных газов в зоне опробования. Так, для 10 проб значения 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), дает основание определить микробный генезис, однако в случае динамического явления - струйного потока пузырей газа является некорректным. Согласно изотопному составу и комплексу коэффициентов углеводородных газов, метан из диссоциированных газогидратов северо-восточного склона о. Сахалин относится к микробным газам с примесью термогенной компоненты. Последняя указывает на миграционный подток термогенных газов, который подтверждается этаном (рис. 8) 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 микробных газов 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 однозначно [Blair, 1998]. Например, приведенные в таблице значения критерия С₁/УВГ дают «микробный» сигнал. Но, по мнению авторов, абсолютизация этих отношений не оправдана в случае интенсивной разгрузки природного газа, когда газогеохимическое поле определяется не площадными процессами диффузии или фильтрации газа, а газодинамическим явлением – концентрированными потоками метана. В этом случае опора на одну классификацию (например, диаграмма Бернарда создана на примере осадков Мексиканского залива) может дать ошибочную трактовку генезиса.

Западный борт впадины Дерюгина находится под влиянием компрессионного режима со среднего миоцена вплоть по настоящее время [Baranov et al., 1999; Luedmann et al., 2002], это подтверждается высокой сейсмичностью данного района [Карп, Бессонова, 2002]. По опыту работ авторов, тектоническое сжатие определяет возникновение газонасыщенных зон в осадках и восходящие потоки сложной смеси газов, в которой в поверхностных отложениях преобладает метан. А в условиях растяжения, напротив, часто формируются потоки газов с большим содержанием гомологов метана вплоть до нефтяных углеводородоров, при этом значительную роль играет субгоризонтальная миграция флюидов.



Рис. 8. Газогенетическая диаграмма некоторых гидратоносных осадков и нефтегазоносных провинций района исследований по данным [Кудрявцева, Лобков, 1984; Равдоникас, 1986; Насhikubo et al., 2010; Наchikubo et al., 2011; Наchikubo et al., 2015; и др.] и авторским [Шакиров и др., 2012; Шакиров и др., 2013; Шакиров, 2014; Shakirov et al., 2014]. 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 C₁ и C₂, поле II – микробные C₃.

По результатам интерпретации опорных профилей в Охотском море, выполненных ФГУНПП Севморгео совместно с ТОИ ДВО РАН в 2006-2009 гг., были выделены два новых перспективных участка [Верба и др., 2011]. Один из них расположен во впадине Дерюгина (глубина 1270–1300 м), а другой на южном склоне поднятия Академии Наук (2340-3210 м). Оба участка выделены по термобарическим условиям и геофизическим характеристикам (BSR и конфигурации волнового поля), свойственным уже обнаруженным газогидратным скоплениям. 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 на ряде пикетов, в том числе попадающих в эти зоны, были обнаружены высокие концентрации УВГ. Упомянутые авторы [Верба и др., 2011] также приходят к выводу, что эти УВГ имеют миграционную природу.

Голыгинский прогиб

По простиранию Голыгинского прогиба к западу, у северо-западного подножия о. Парамушир, обнаружено аномальное поле метана, приуроченное к участку приповерхностного скопления газогидратов в осадке [Авдейко и др., 1984; Obzhirov, 1992]. Голыгинский 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 дна, на глубинах 3000-6000 м, также содержалось 5 и 8 % CO₂, метан при этом составлял 95 и 91.5 % соответственно [Kvenvolden, Kastner, 1986]. Здесь отмечены также этан 39-22 ррт и пропан 28 ppm. Значения б¹³С метана газогидратов варьировали в пределах -65...-59.6 % (PDB). В растворенном газе придонного слоя воды рядом с Припарамуширским факелом были обнаружены концентрации метана, значительно превышающие фон для этого района (более 200 нл/л). В придонной воде непосредственно над местом выхода пузырей газа зафиксирована концентрация метана 1000 нл/л (рис. 9) [Газогеохимическое..., 1999]. Содержание других газовых компонентов, за исключением СО₂, 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]. Газирующий участок представлял участок с депрессиями и холмиками 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 %. Концентрации ТУВ (тяжелых углеводородов) не превышали 0.1 %. Восходящая миграция гидратообразующего метана ассоциируется с подводной вулканогенной структурой, входящей в погребенную вулканогенную зону

Таблица 2. Химический и изотопный состав газов газогидратоносных осадков западного борта впадины Дерюгина в 2003–2005 гг. [Hachikubo et al., 2011].

Проект	Структура	Керн	Горизонт ниже дна, см	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-	126	100	0.063	3	21	6	0.0	1 506	1 587
		13GC	143.6	100	0.070	7	6	5	0.0	1 384	1 425
			160	100	0.008	4	3	2	0	10 443	11 833
			162	100	0.007	4	4	2	00	12 087	15 243
			165	99.9	0.018	4	3	2	0.0	5 386	3 666
			1675	99.9	0.022	4	4	4	0.0	31 089	60 024
CHAOS 1	Китами	LV32-	40	99.9	0.002	2	2	0	00	49 423	60 827
		11HC									
		LV32-	119	99	0.018	18	17	4	1.3	4 501	5 619
		06GC									
CHAOS 1	XAOC	LV32-	250	99	0.017	9	30	4	1.5	4 705	5 022
		16GC									
CHAOS 2	Копри	LV36-31H	45	100	0.021	2	124	0	00	2 921	4 587
		LV36-32H									
			69	99	0.034	2	2	0	1.0	24 883	27 687
CHAOS 3	ТОИ	LV39-40H	175	99	0.005	_	_	_	0.6	21 825	21 825
			184	99.9	0.003	_	_	_	0.0	36 852	36 852
			194	99.9	0.003	_	_	_	00	29 180	29 180
			196	99.9	0.005	_	_	_	00	21 578	21 578
			260	99.9	0.004	_	_	_	00	23 065	23 065
			260	99.9	0.004	_	_	—	00	23 624	23 624
CHAOS 2	ВНИИОке-	LV36-58H	110	99.9	0.039	12	115	38	00	1 778	2 570
	ангеология										
CHAOS 2	Гизелла	LV36-61H	54	99.9	0.028	46	145	45	00	1 875	3 627

Примечание. Прочерк – не обнаружено.

(В.1.2 на рис. 9Б), которая в том числе является источником повышенного содержания углекислого газа.

В газоносных осадках отмечается высокое содержание как легкого, так и тяжелого изотопов углерода карбонатных образований. Значения δ^{13} С карбонатов наблюдались в пределах -28.7...-50.1 ‰. Одновременное увеличение содержания легкого и тяжелого изотопа с уменьшением изотопного отношения ¹²С/¹³С объясняется вкладом микробного и термогенного метана [Леин и др., 1989]. На примере Припарамуширского газогидратного скопления было экспериментально доказано, что во вмещающих осадках Охотского моря происходит активный анаэробный процесс окисления метана, скорость которого на 1-2 порядка превышает скорость его микробного образования (высокие скорости характерны только для самого верхнего слоя осадков) in situ. Это свидетельствует о дополнительном поступлении метана в газогидратсодержащие осадки из более древних отложений [Леин, Иванов, 2009]. Необходимо отметить, что в некоторых

зогидратами; Б – модель образования газогидратов в окрестностях припарамуширского абиссальных районах котловины также были обнаружены конформные рельефу дна границы «газогидратной» BSR, выявленные на некоторых профилях в абиссальной части котловины [Баранов и др., 2013].

Западный борт Курильской котловины

В данном районе газогидраты были обнаружены впервые в 2012 г. под руководством авторов (А.И. Обжирова и Р.Б. Шакирова), затем участки с газогидратоносными осадками детализировались в 2013-2015 гг. Газовые гидраты были подняты на участках с газовыми факелами (рис. 10б). Ранее в этом районе газовые факелы, карбонатные конкреции и газонасыщенные осадки уже регистрировались. В 2012-2013 гг. 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 (рис. 10в). В 2013 г. газогидраты были обнаружены на тех же и соседних участках (LV62-07HC и LV62-08HC), что характеризует район как новую газогидратную провинцию.



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. В.1.2 – вулканический конус. В – аномальное поле концентраций метана в придонном слое толщи вод над газогидратами (по данным авторов).

155,10

50.30

Отбор осалков и литологические исследования этого района были выполнены в лаборатории седиментологии и стратиграфии ТОИ ДВО РАН (зав. лаб. д.г-м.н. А.Н. Деркачев). Осадочный разрез типичен для Охотского моря, он 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]. Как и на западном борте впадины Дерюгина, для осадков характерна псевдобрекчиевидная текстура, присутствуют карбонатные конкреции и раковины Calvptogena. Следует отметить, что количество карбонатных конкреций резко снижается вплоть до исчезновения при удалении от мест газовой разгрузки уже на первые метры. Газогидраты обнаружены в зонах влияния тектонических разломов, где были зарегистрированы газовые факелы. Газогидраты западного борта Курильской котловины характеризует меньшая доля заполнения порового пространства (рис. 11), чем у таковых западного борта впадины Дерюгина. Это связано с меньшей интенсивностью газовых потоков и более низкой сейсмической активностью территории (рис. 10а).

Были обнаружены аутигенные метанпроизводные карбонаты [Operation Report..., 2013] (в большинстве колонок осадков). Встречались диагенетические карбонаты,



Рис. 10. Карта расположения станций опробования осадков на западном борте 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) в 2012–2013 гг. [Operation Report..., 2013]. Сост. Р.Б. Шакиров.

1 – аномальное поле метана в газогидратоносных осадках, 2 – локальные структуры, 3 – изопахиты, 4 – землетрясения, 5 – станции и их номера, 6 – газопроявления («факелы»), 7 – разломы, 8 – грязевые вулканы, 9 – изотопно-газогеохимические зоны. Врезки: а – карта землетрясений о. Сахалин и прилегающего шельфа и склона; 6 – пример акустических аномалий типа газовый «факел»; в – белые кусочки газогидратов в осадках западного борта Курильской котловины; г – распределение гелия в трех колонках осадков (ст. LV59HC – аномалия гелия); д – карта локализации гелиевой аномалии в гидратоносном осадке.



Рис. 11. Газогидраты (белые включения), обнаруженные в осадках СЗ борта Курильской котловины. Рейс 62 НИС «Академик М.А. Лаврентьев», 2013 г.

образованные в результате разложения рассеянного органического вещества. 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 просматриваются субвертикальные линзы и прослои газогидратов (рис. 12). На участке, расположенном немного южнее, в пределах изобаты 1050 м, где в 2012 г. были подняты небольшие кусочки газогидратов (LV59-05НС), 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].

Гомологи метана в газогидратоносных осадках представлены в основном этаном и пропаном, при этом содержание этана во много раз превышает содержание пропана. Распределение этана в осадочных колонках практически повторяет распределение метана, хотя и имеет некоторые отличия. Для примера представлены кривые этана и метана для колонок, содержащих газогидраты (рис. 13).

Наибольшая концентрация этана отмечена на станции LV62-24HC (1187 нл/дм³) в слое 110 см ниже дна (рис. 14). Максимальные концентрации этана проявляются



Рис. 12. Газовые гидраты в колонках осадков западного борта Курильской котловины, 2013 г. [Operation Report..., 2013].



Рис. 13. Распределение метана и этана в колонках осадков с газогидратами.



Рис. 14. Диаграммы распределения максимальных концентраций этана на западном борте Курильской котловины и в Южно-Татарском прогибе (2013 г.).

на станциях, содержащих газогидраты, за исключением LV62-07HC и LV62-26HC.

Кроме того, на гидратоносном участке (рейс LV62, станция 8HC) зафиксированы углеводородные газы насыщенного ряда от этана до бутана и неопентана, а также изопентан и пентан. Это явные признаки миграционных термогенных УВГ с учетом того, что здесь в течение 3 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).

Примеры образцов газогидратоносных осадков западного борта Курильской котловины представлены на рис. 15.

Признаки газогидратных скоплений в других районах Охотского моря

Газогидратоносный район расположен на охотоморской акватории западнее п-ова Сиретоко (о. Хоккайдо) [Freire et al., 2011; Overview..., 2009] (рис. 16).

Район выделен по комплексу сейсмических, магнитометрических и гравиметриче-



Рис. 15. Примеры газогидратоносных осадков западного борта Курильской котловины [Cruise Report..., 2013].

ских данных. Район также характеризуют повышенный тепловой поток, наличие низкотемпературных аномалий поверхностного слоя воды и термогенный состав газа в осадках (-40 ‰) [Sasaki et al., 2002]. Площадь перспективного района составляет 3000 км².

Япономорская газогидратоносная провинция

В Японском море газогидраты обнаружены на склонах островов Сахалин, Хонсю и Хоккайдо и в Цусимской котловине (рис. 17).

Газогидратоносные перспективные площади закартированы вдоль всего западного склона Японского архипелага и в северо-восточной части Японского моря и контролируются зонами распространения пород смешанного состава [Геология..., 2004]. Комплексы пород смешанного состава, видимо за счет своей повышенной пористости и трещиноватости, являются хорошими коллекторами для газогидратов. Расположенные на побережье и шельфе нефтегазоносные бассейны, углегазовые скопления в поле формации «зеленых туфов» создают высокий газовый потенциал для образования газогидратов в этом районе. На рис. 17 показаны скопления, уверенно выделяемые японскими исследователями как зоны с высокой концентрацией газогидратов в поровом пространстве (более 40 %).



Рис. 16. Распространение перспективных газогидратоносных площадей вокруг о. Хоккайдо. Газогидратные скопления: 1 – неконцентрированные, 2 – зоны с высокой концентрацией газогидратов в отдельных участках (>40 % порового пространства), 3 – концентри-



рование 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.

Газогидраты Южно-Татарского прогиба

В северной части Японского моря газогидраты обнаружены в пределах юго-западного склона о. Сахалин в зонах разных сейсмических аномалий, которые закартированы методом непрерывного сейсмопрофилирования [Operation Report..., 2013, 2014, 2015].

Впервые газогидраты в северной части Японского моря (Татарский пролив) были открыты в рейсе 59 НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в 2012 г. на юго-западном верхнем склоне о. Сахалин. В 2013-2015 гг. район распространения газогидратов был расширен (рис. 18, 19). Газовые «факелы» располагались на глубинах моря главным образом в интервале 100-300 м, единичные обнаруживались до глубины 600 м. Газогидраты представлены, как правило, тонкими линзами и прослоями, а также изометричными включениями. Как было установлено в других районах Мирового океана, оползневые и турбидитные осадочные толщи, распространенные в Южно-Татарском осадочном бассейне, часто являются коллекторами газогидратов. Этому также благоприятствуют текстурные особенности осадочных толщ, сформированных при таких процессах (повышенная пористость и проницаемость, особенности гидрохимического режима).

Газогидратоносные осадки в северной части Японского моря (Татарский пролив) представляли слои мощностью до 1 м, причем газогидраты сформированы термогенным метаном со средним изотопным составом углерода около -43 ‰. Источником термогенного метана, вероятно, являются газо- и 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 2012-2017 гг. было взято более 50 колонок осадков длиной до 550 см. Большая часть колонок поднята в пределах площади газовых эманаций, оконтуренной по результатам гидроакустической съемки на западном склоне о. Сахалин.

Практически все колонки осадков отличала высокая степень газонасыщения, они содержали большое количество карбонатных конкреций, были разбиты многочисленными трещинами, обусловленными выходом газа из осадка. Газовые гидраты в основном обнаруживались в виде небольших фрагментов смерзшегося осадка.

Важен факт обнаружения в 2015 г. участка на глубине 600 м рядом с единичным факелом (станция LV70-15HC), где был поднят керн осадка, наполненный газогидратами по всей длине (5 м). При разложении газогидрата во время опробования весь осадок превратился в пузырящуюся пульпу (рис. 20), газогидратоносный осадок воспламенялся при поджигании. При детальном обследовании газогидратоносной площади в 2013–2015 гг. [Operation Report..., 2013, 2014, 2015] во вмещающих осадках были обнаружены углеводородные газы вплоть до гексана (!). В приповерхностных условиях данный углеводород является жидкостью, и его наличие в керне уверенно указывает на приток термогенных углеводородных газов из подстилающих отложений.

В Татарском проливе в поверхностном слое осадка вне газогидратоносных участков наблюдались низкие, близкие к фоновым концентрации метана (рис. 21). Максимальные



Рис. 17. Распространение газогидратоносных районов в Японском море и вокруг Японского архипелага. (а) – расположение газогидратоносных районов Япономорского региона, за исключением Татарского пролива: 1 – с высокой степенью концентрирования газогидратов, 2 – со средней степенью концентрирования ГГ, 3 – с полупромышленной разработкой ГГ, 4 – с приповерхностными преимущественно массивными ГГ, 5 – с литологическими, геохимическими и геофизическими признаками наличия ГГ, 6 – вулканический фронт, 7 – четвертичные вулканы; (б) – карта распространения газоносных структур «чимней» вдоль островов Хонсю и Хоккайдо [Matsumoto et al., 2017], светло-коричневым полигоном и знаком вопроса выделен перспективный район вдоль континентального склона Приморья по результатам архивных сейсморазрезов и экспедиций ТОИ ДВО РАН 2017–2018 гг. (рейс 54 НИС «Академик Опарин» и рейс 81 НИС «Академик М.А. Лаврентьев»); (в) – пример структур типа «чимней» на временном разрезе высокоразрешающего сейсмопрофилирования во впадине Уэцу. М – mound (холм) [Matsumoto et al., 2009]; (г) – массивные газогидраты из впадины Уэцу, полученные бурением [Matsumoto et al., 2017]. Изотопный состав углерода метана газогидратов указывает на его термогенный генезис (¹³С-СН₄ = –39...–41‰ PDB).

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 колон-



Рис. 18. Карта газогидратоносных районов в Татарском проливе и Курильской котловине (показаны красным пунктиром) по материалам рейсов НИС в 2012-2015 гг. на основе карты по [Харахинов, 2010]. 1 – грязевые вулканы, 2 – газовые факелы прежних лет (данные предоставлены к.ф-м.н. А.С. Саломатиным, ТОИ ДВО РАН), 3 – локальные структуры, 4 – станции опробования, 5 – палеовулканические центры, 6 – газовые факелы 2012 г., 7 – просачивания нефти, 8 - тектонические разломы. Цифры в кружках - разломы [Харахинов, 2010]: 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 – Цен-трально-Сахалинский. III – Мынгинский прогиб, IV – Пограничный прогиб, V – Западно-Сахалинский прогиб; VI - Макаровский прогиб, VII - Северо-Япономорская глубоководная котловина.

ках начинались со 125 и 160 см соответственно (рис. 21). Станция LV62-24HC имеет максимум метана на такой же глубине ниже дна, как и станция с гидратами метана LV62-17HC.

В кернах, поднятых за пределами факелов и газогидратов, обнаруживалось газогеохимическое поле с невысокими концентрациями метана, но при этом часто фиксировались этан и пропан. На многих участках были обнаружены аномалии водорода, что указывает на другие признаки активного газогеохимического режима 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 аномальные концентрации этана обнаруживались в донных осадках до аномальных значений 1190 нл/дм³, при этом фиксировалась аномальная концентрация метана 113 мл/дм³ (станция LV62-24HC). Так как потоки чисто-



Рис. 19. Тектоническая карта района работ 2013 г. с расположением станций опробования донных осадков. 1 – станции опробования и их порядковый номер на карте, 2 – палеовулканы, 3 – разломные зоны, 4 – грязевые вулканы, 5 – Северо-Татарский прогиб, 6 – Южно-Татарский прогиб, 7 – складчато-надвиговый пояс, 8 – Северо-Монеронское поднятие, 9 – Прогиб Исикари, 10 – Анивский прогиб, 11 – прогиб зал. Терпения, 12 – Тонино-Анивский блок, 13 – Охотско-Курильский склон, 14 – Курильская котловина.

го этана неизвестны (он и его гомологи являются спутниками нефтяных газов), приходим к выводу, что аномальные газогеохимические поля гидратоносных отложений Татарского пролива сформированы с участием преимущественно термогенных и, возможно, метаморфогенных газов [Шакиров и др., 2016].

Факт, что угольный метан может формировать газогидраты в осадочном разрезе, подтверждается обнаружением в 2008 г. китайскими исследователями углегазовых гидратов в высокогорье (4200 м над ур. м.) Тибета [Zhu et al., 2014]. Газовые гидраты были выявлены 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 м³ в течение 101 ч, при этом отрицательного влияния на окружающую среду не было зафиксировано. Газогидраты также предполагаются в позднетриасовой 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 Кианг-Танг недавно обнаружено большое количество грязевых вулканов, которые, возможно, являются спутниками газогидратов.

Газогидратоносная провинция Садо-Окусири

В северо-восточной части Японского моря газогидраты обнаружены на станции глубоководного бурения 796 в прибрежье о. Хоккайдо (Гинсбург, Соловьев, 1994). Станция расположена на восточном склоне южной части тектонического хребта Окусири, основание склона которого контролируется надвигом [Гинсбург, Соловьев, 1994].



Рис. 20. Фрагменты газогидратонасыщенного керна осадка из осевой зоны Южно-Татарского прогиба.



Рис. 21. Основные типы распределения метана в осадках Южно-Татарского прогиба: на шельфе и верхнем склоне (а) и на глубине более 1000 м (б). По оси ординат – глубина под дном (в см).

Гидраты подняты с горизонта 90 м под дном 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 исключить возможную потерю газа во время подъема образца из скважины.

Массивные тела газогидратов открыты у подножия о. Садо в 2004 г. [Matsumoto, Hiromatsu, 2011] в осадочном бассейне Уэцу, приуроченном к неоген-четвертичному прогибу. Осадочный бассейн Уэцу (нефтегазоносный) расположен в восточной части Японского моря и частично охватывает западную часть о. 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 мощностью 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 залегают 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, в том числе 7 месторождений в акваториальной части бассейна [Арешев, 2003]. Для бассейна характерен высокий тепловой поток в осадочном бассейне и магматическая деятельность.

Газогидраты, открытые японскими учеными в 2004 г. у подножия склона о. Садо в бассейне Уэцу, стали началом открытия серии газогидратных скоплений вдоль всего западного подножия островов Хонсю и Хоккайдо и наряду с присахалинской провинцией являются на сегодняшний день самым значительным скоплением газогидратов в дальневосточных морях. Здесь обнаружены морфоструктуры 0.3-0.5 км в диаметре и 30-40 м глубиной (покмарки), содержащие газогидраты. Глубинным сейсмическим и придонным эхозондированием выявлены структуры газонасыщения – «газовые каналы», или «chimney», в количестве не менее 3000 вдоль восточной окраины Японского моря. В газогидратах бассейна Уэцу обнаружены микропримеси нефти и микрокристаллы доломита. Известно, что этот район подвергался рифтовым процессам в раннем миоцене и находился под влиянием компрессионного режима с позднего плиоцена [Proceedings..., 2000; Matsumoto, Hiromatsu, 2011]. Вдоль рифтов развиты сбросы и взбросы, а мощность осадочной толщи достигает 5000 м. В 2004 г. судно JOIDES Resolution провело бурение с электрокаротажем. Отбор керна производился на 16 участках, в основном в пределах районов обследования методом НСП. В 2003 г. проведены геотехнические изыскания глубокой разведочной скважины на нефть и газ в бассейне Уэцу (юго-запад о. Садо) на восточной окраине Японского моря. Тепловой поток здесь в целом высокий (80-110 мВт/м²), температурный градиент составляет примерно 10 °C/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 поднятия Умитака бассейна Уэцу [Freire et al., 2011] также установлен следующий важный факт: на линии ССВ простирания в пределах 13 км ¹³С-СН₄ 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 асимметричной 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-балансного эффекта» микробный сигнал в верхних осадках нарушается в сторону утяжеления δ^{13} C-CH₄ [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 залегает нефтегазоносная формация Нисияма, осложненная системой грабенов и горстов [Okui et al., 2008].

Метан мелководных газовых гидратов и фильтрационных потоков мигрирует из глу-

бинных термогенных газов, что подтверждается изотопными отношениями углерода (δ¹³С от −30 до −40 ‰ VPDB). Имеющееся несоответствие межмолекулярными ДΫ и изотопными отношениями указывает на эффективное молекулярное фракционирование при длительной миграции газа через глинистые отложения. Также установлен эф-«облегчения» фект изотопного состава углерода метана при достижения миграционного потока в зоне диагенеза, где за счет примеси микробных газов изотопный состав углерода метана становится легче на величину -20 ‰ (рис. 22). 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, δ^{13} C-CH₄ –32 ‰) за счет смешения с микробным газом [Matsumoto, Hiromatsu, 2011].

Смесь микробных и термогенных газов в поверхностных осадках имеет значение δ^{13} C-CH₄ –60 ‰. Такой показатель изотопного смещения в зоне проницаемости при наличии интенсивного газового потока объясняется в первую очередь «масс-балансным эффектом» [Zeebe, Wolf-Gladrow, 2001] (рис. 23). На севере о. Сахалин в районе Дагинских геотермальных источников при миграции из нефтегазовых залежей углерод метана «облегчается» на 15 ‰ PDB.

Газогидратоносные хребты (Окусири, Садо) тектонического происхождения были сформированы в результате движений по крутопадающим разломам и надвигам



Рис. 22. Изменение изотопного состава углерода метана при миграции к поверхности дна в скважине (2060 м) в бассейне Уэцу [Matsumoto, Hiromatsu, 2011]. Красный треугольник показывает соответствие наиболее тяжелого изотопного состава углерода метана центру газового выхода по отношению к его периферии (диаграмма в нижнем правом углу).



Рис. 23. Изотопный эффект смешения микробного и термогенного газа на основе масс-балансного расчета (Р.Б. Шакиров). Подтверждено независимыми расчетами в ДВГИ ДВО РАН (Т.А. Веливетская) и в Технологическом институте Китами, Япония (А. Хачикубо) (служебная переписка). При постоянном объеме микробного метана (100 мл, -75 ‰) добавляется термогенный метан (-40 ‰).

в конце плиоцена. Их фундамент сложен нижнемиоценовыми базальтами и андезитовыми туфами. Поднятие Окусири представляет собой эшелон хребтов, перекрытых осадочным чехлом позднемиоцен-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. Примечательно, что в структурах обоих газогидратоносных районов была обнаружена баритовая минерализация [Астахова, 2007]. Пояс обнаружения баритовых конкреций Садо-Окусири также характеризуется переслаиванием пирокластического материала с углями, песчаниками и алевритами (ранний миоцен). Газогидраты восточной части Японского моря тяготеют к областям развития смешанных комплексов пород [Леликов, Емельянова, 2002], которые, видимо, за счет хорошей пористости являются благоприятной средой для кристаллизации газогидратов. Миоценовые отложения обоих хребтов и северной части возвышенности Ямато относят к формации «зеленых туфов». К этой формации приурочены гидротермальные системы на Японской островной дуге, а также скопления метана магматогенного генезиса [Wakita et al., 1990].

Предполагаемые скопления газогидратов в северо-восточной части Японского моря оконтурены в основном по результатам сейсмопрофилирования (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].

Цусимский газогидратоносный район

Газогидраты здесь были открыты (2007 г.) использованием поршневого трубочно-С пробоотборника научной организацией ГО КІGАМ. Затем ими было проведено бурение в Цусимской котловине (UBGH) в рамках Корейской национальной программы по исследованию газогидратов. Расположение скважин представлено на рис. 24. В ноябре 2007 г. в Цусимской котловине в экспедиции (UBGH1) в ходе бурения специальными устройствами были подняты массивные образцы (рис. 24г). Газогидраты были успешно извлечены на трех глубоководных участках (UBGH1-4, UBGH1-9 и UBGH1-10). На станции UBGH1-4 с координатами 36.268° N, 130.906° Е (глубина моря 1841 м) зона стабильности газовых гидратов была перебурена (196 м ниже дна). Газовые гидраты представляли собой тонкие крупнозернистые слои отложений в интервале 185-196 м. На станции UBGH1-9 (36.714°N, 130.900°E, глубина моря 2099 м) был поднят длинный керн, который показал разнообразную насыщенность газовыми гидратами на большой глубине. Граница зоны стабильности газогидратов здесь находилась на 182 м ниже дна. Газовые гидраты на станции UBGH1-9 располагались в илистых и(или) песчаных слоях в интервале 63-151 м. На станции UBGH1-10 (36.6355° N, 130.900° Е, глубина моря 2077 м) зона стабильности газогидратов зафиксирована на горизонте 163 м ниже дна. Газовые гидраты найдены в интервале 0-141 м ниже морского дна в песчаных отложениях с прослоями вулканического пепла. Газогидратоносный участок UBGH2-9 находится на глубине моря 2102 м, где обнаружены сейсмические аномалии типа «мутная толща», подошва которой уходит ниже регионального BSR [Kang et al., 2009].

Методы глубоководного бурения показали, что газогидратные слои располагаются на различных горизонтах в илистых, песчаных и пепловых отложениях. Глубина залегания гидратов значительно варьирует на станциях UBGH1-4, UBGH1-9, UBGH1-10: 185-196 м ниже дна, 63-151 м, 0-141 м ниже дна на глубинах моря 1841, 2099 и 2077 м соответственно. Таким образом, в этом районе установлено наличие стратифицированного (многоярусного) проявления газогидратов с реликтовыми образованиями. Состав углеводородных газов C_1/C_2 + > 1000 и изотопные метки ¹³C-CH₄ –65 ‰ и δ D-CH₄ –171 ‰ указывают на 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 термогенных газов с микробными [Jeong et al., 2010]. При этом нельзя исключать вклад угольных газов, поскольку прослои углей обнаружены в нижних горизонтах осадков котловины. Глубоководные части Цусимской котловины характеризуются значительным числом сейсмических аномалий типа «мутная толща» шириной до 2 км, которые часто достигают морского дна [Ryu B.-J. et al., 2013].

Перспективный газогидратоносный район Приморского континентального склона

Литологическими и газогеохимическими исследованиями на склоне зал. Посьета (континентальный склон зал. Петра Великого,



Рис. 24. Расположение скважин и пикетов отбора газогидратов поршневым пробоотборником в Цусимской котловине (осадочный бассейн Уллындо) [Ryu B.-J. et al., 2013; Chun et al., 2011]. а – схема расположения станций (красные кружки – трубка; зеленые – бурение); б – карта распределения теплового потока; в – газогенетическая диаграмма вмещающих осадков; г – фрагмент керна (бурение) с газогидратами. 1 – станции отбора осадка трубкой, 2 – район распространения BSR в пределах исключительной экономической зоны Японии, 3 – вулканы, 4 – угольный бассейн [Аблаев и др., 2002], 5 – контрольные станции, 6 – район исследований газогидратов в Цусимской котловине (ЦК).

Японское море) (рис. 25) впервые установлены два важнейших факта:

1) наличие на континентальном склоне Приморья прямых условий для формирования газогидратов – газогеохимических (13 об. % метана по методу термовакуумной дегазации (д.г-м.н. А.И. Гресов, к.г-м.н. А.В. Яцук) и 4 % равновесным методом, headspace на борту судна), литологических (песчанистый осадок) и термобарических (на глубинах 400–1500 м);

2) наличие уникальной аутигенной карбонатной минерализации в зоне газовой эмиссии на склоне с плотностью нахождения конкреций 3 шт. на одном горизонте в керне осадка малого диаметра (90 мм). Эти результаты были получены в комплексной геологогеофизической 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 вкрест континентальный склон и состоящего из 5 станций, было впервые открыто аномальное поле метана в осадках в интервале глубин 200–1500 м.

В керне станции OP54-71 (глубина моря 380 м) были обнаружены три конкреции слож-

ного состава (глендонит–ватерит–икаит) [Шакиров, 2018]. В настоящее время ведется комплексное исследование этих конкреций. Они являются индикаторами метановых сипов и, вероятно, газогидратов.

Необходимо отметить, что перспективный газогидратоносный район был обнаружен также в северной части континентального склона Приморья в районе северного замыкания Центральной котловины в экспедиции ТОИ ДВО РАН (рейс 81 НИС «Академик М.А. Лаврентьев», 2018 г.). Сведения об этом районе будут опубликованы после интерпретации материалов.

Газогидратоносная провинция Филиппинского моря

Крупная газогидратоносная провинция располагается на аккреционной осадочной призме о. Хонсю. Поиски газогидратов вокруг Японских островов начаты в 1995 г. с тихоокеанской стороны в троге Нанкаи. В 1997 г. две скважины (ВН-1 и ВН-2) были пробурены в 50 км к югу от устья р. Тенрю Токайского района (восточный склон о. Хонсю). Затем глубокая разведочная скважина была пробу-



Рис. 25. Карта станций отбора осадка в районе мыса Гамова. На врезках показаны: положение района работ в Японском море (красный кружок), мыс Гамова и фрагмент глубоководного керна ОР54-72. Рейс 54 НИС «Академик Опарин», ТОИ ДВО РАН, 2017 г. Оператор лебедки и П-рамы к.г-м.н. К.И. Аксентов.

рена примерно до глубины 2300 м через слой газогидратов на глубине ниже поверхности дна около 270 м [Proceedings..., 2000; Matsumoto, Hiromatsu, 2011]. В комбинированных скважинах (ВН-1, ВН-2 и МВТП) идентифицированы 3 зоны накопления газовых гидратов в преимущественно песчаных отложениях в интервале 200-270 м ниже поверхности дна. В этом районе гидраты в основном представлены рассеянной формой, цементирующей отложения. Температура вещества газогидратоносных интервалов была на 4-6 °С ниже вмещающих осадков, при этом были обнаружены отрицательные аномалии хлорности 517 мМ на глубине BSR 420 м. Взбросы, как часто наблюдалось и для других районов (например, западного борта впадины Дерюгина), обеспечивают подток метана из нижележащих толщ в верхние слои осадков (Нанкайский трог) и эмиссию метана из диссоциированных газогидратов при погружении осадков в новую зону гидратообразования [Proceedings..., 2000].

Ресурсы метана в Нанкайском троге эквивалентны объему внутренних потребностей Японии в природном газе на 14 лет [Tanahashi, 2011], ведется испытательная полупромышленная добыча метана. Добыча метана из этого газогидратного скопления на сегодняшний день нерентабельна. Рассеянный в песчаных отложениях газогидратный цемент, в отличие от массивных тел, является сложным объектом для разработки. Общие ресурсы метана в газогидратных скоплениях вокруг Японских островов оцениваются в 10¹²–10¹³ м³ [Tanahashi, 2011].

Газогидратоносная провинция о. Тайвань

В некоторых районах юго-западного склона о. 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. Тайвань (интервал ниже поверхности дна 300–600 м) ассоциируется с тремя толщами осадков Q1–Q2–Q3 общим объемом 18 062 м³ [Chi et al., 2006]. Дополнительно в указанной работе был оценен объем порового пространства в осадках зоны стабильности газогидратов в 8308 км³ на всей площади BSR. Впервые образцы газогидратов на югозападной акватории Тайваня удалось поднять только в июне 2018 г. в совместной тайваньско-французской экспедиции на судне Marion Dufresne при глубине моря 1200 м.

Газогидратоносная провинция Восточно-Китайского моря

Восточно-Китайское море мало изучено в отношении газогидратов и не так перспективно, как другие моря западной части Тихого океана. Но примечательно, что именно в этом море были обнаружены гидраты углекислого газа в троге Окинава на участке «низкотемпературного» черного курильщика. Пузыри газов поднимаются с гидротермального поля JADE (глубина моря 1335–1550 м) [Sakai et al., 1990] (рис. 26). 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. Это характеризует важный геоэкологический аспект: гидраты углекислого газа при разложении будут выделять накопленный углекислый газ. Газовый флюид в этом районе содержит 86 % CO₂, 3 % H₂S, 11 % (CH₄ + H₂) (табл. 3).

Открытие гидратов углекислого газа в присутствии глубинных флюидов является важным фактом: разгрузка гидротермальных флюидов в зонах проницаемости Дальневосточного региона проявляется скоплениями глубинных газов в виде газогидратов. Напомним, что газогидраты Припарамуширского источника (Курильская котловина, Охотское море) также содержат повышенные содержания углекислого газа.

Гидраты метана предполагаются также, по данным сейсмических методов, на скло-

Таблица 3. Химический и изотопный состав газогидратоносного гидротермального поля **JADE, трог Окинава** (по [Sakai et al., 1990]).

Проба	CO ₂ , об. %	Н ₂ S, об. %	СН ₄ +Н ₂ , об. %	δ^{13} C-CO ₂ , pdb	δ^{13} C-CH ₄ , pdb	$\delta^{13}C$ - 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

Геосистемы переходных зон, 2019, т. 3, № 1, с. 65–106

не о. Кюсю [Тапаhashi, 2011]. В работе [Sun et al., 2015] установлена связь обогащенных железом аутигенных карбонатов с холодными сипами, которые связаны с диссоциируемыми газогидратами в северной части трога Окинава. Газогидратоносный район на южном склоне о. Тайвань географически лежит в самой северной части недостаточно изученного во многих аспектах Южно-Китайского моря.

Газогидратоносная провинция Южно-Китайского моря

В Южно-Китайском море газогидраты вскрыты бурением в северной части акватории [Wu et al., 2011а] в осадках осадочного бассейна авандельты р. Жемчужная (рис. 27). Китай в настоящее время выходит в мировые лидеры по исследованию газогидратных ресурсов. Этому способствует целевая научно-



На сегодняшний день Геологическая служба Министерства земель и ресурсов КНР провела 40 экспедиций по исследованию газогидратов в Южно-Китайском море [Geology..., 2014]. В целом выполнено более 455 800 км высокоразрешающей многоканальной сейсмики, 36 800 км многолучевой эхолотной съемки, 7100 км придонного профилирования, 1480 пикетов отбора осадков и 222 измерения теплового потока. Кроме того, в 2004 г. проведен рейс немецкого НИС Sonne-177, на-



Рис. 26. Местоположение и фотографии вертикальных трубок (длина около 10 см) гидратов углекислого газа в троге Окинава. Глубина 1333 м [Sakai et al., 1990].

1–3 – газогидратные скопления с высоким типом концентрирования (1), средним типом (2) и неустановленным типом концентрирования (3); 4 – средне- и высокоинтенсивные аномальные поля метана в придонном слое толщи вод; 5 – перспективная газогидратоносная площадь на склоне о. Тайвань; 6 – районы с аномальными газогеохимическими полями максимальной (для данной акватории) интенсивности; 7 – границы литосферных плит. Красный овал – район активных современных исследований газогидратов. ЦК – Цусимская котловина

правленный на изучение распространения газогидратов и их влияния на окружающую среду ЮКМ. Китай систематизировал методики, основанные на комплексировании высокоразрешающего сейсмопрофилирования, подводной микрогеоморфологии, теплового потока, отбор поровых вод іп situ и других методов. В 2013 г. Морская геологическая служба Гуанчжоу в составе 5 НИИ впервые провела три экспедиции по бурению к востоку от устья р. Жемчужная на глубинах 600-1100 м. Пробурено 10 скважин на разных участках с использованием каротажа по температуре и сопротивлению. Аномальные характеристики по этим методам позволили выбрать 4 участка для бурения на газогидраты. На следующем этапе было пробурено 10 скважин на этих участках и подняты многочисленные образцы гидратов метана разных морфологических типов. Наиболее значительным достижением является обнаружение многоярусной гидратоносной толщи. Как и в Японском море, здесь найдены реликтовые скопления газогидратов. Газогидраты подтверждены в интервале 170-230 м ниже поверхности дна [Wu et al., 2011а]. 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]. Также были подняты газогидраты с интервалов 9, 23, 58, 63, 74, 77, 98 120 м ниже поверхности дна [Wang et al., 2016]. Для оценки распространения газогидратов на 1/3 площади обнаружения BSR в ЮКМ, были подсчитаны объемы метана в структурах I, II и Н соответственно: 1.38 × 10¹⁴ м³, 1.41 × 10¹⁴ и 1.7×10^{14} м³ при стандартных температурах и давлении [Trung, 2012].

Самое «северное» скопление газогидратов в ЮКМ, как указывалось выше, было обнаружено на юго-западной акватории Тайваня 21 июня 2018 г. в ходе выполнения совместной тайваньско-французской экспедиции на судне Marion Dufresne при глубине моря 1200 м (https://www.energytrend.com/ news/20180704 - 12368.html). К этому успеху тайваньские ученые шли более 15 лет.

Газогидратоносность юго-западной части Тихого океана

В глубоководных районах Юго-Восточной Азии установлено не менее 27 потенциально газогидратоносных крупных бассейнов в межостровных 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. На бортах перечисленных и подобных глубоководных структур могут содержаться скопления газогидратов на 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.



Рис. 27. Карта положения газогидратоносных участков Южно-Китайского моря (а, б); образцы газогидратов (в), поднятых с интервала 200 м ниже поверхности дна в авандельтовых отложениях р. Жемчужная; газогенетическая диаграмма УВГ ЮКМ [Yan et al., 2006; Dai et al., 2009; Dai et al., 2014; Wu et al., 2011b; Geology..., 2014] (г); геологический разрез через бассейн р. Жемчужная (д). 1 – главные разломы; 2 – газогидраты, установленные прямыми методами; 3 – положения профиля 1–2; 4 – газогидратоносная площадь в осадочном бассейне дельты р. Жемчужная.

Геосистемы переходных зон, 2019, т. 3, № 1, с. 65–106

Самое южное скопление газогидратов в западной окраине Тихого океана обнаружено на склоне Новой Зеландии в бассейне Хикуранги. Гидратоносными являются песчаные отложения [Pecher, Formann, 2011], так же как в Нанкайском троге и многих других районах. За счет своей пористости отложения с песчаным гранулометрическим составом служатнаиболее распространенным газогидратным коллектором. Газоносными каналами выступают разломы в виде сдвигов и взбросов. В этом районе также закартирован BSR и выходы углеводородных газов на дне.

Заключение

В осадках окраинных морей Восточной Азии существует многоярусная (стратифицированная) газогидратоносность: придонные газогидраты в интервале 0-10 м ниже поверхности дна (впадина Дерюгина, западный борт Курильской котловины, Южно-Татарский прогиб, Голыгинский прогиб, бассейн Уэцу), в интервале 90-100 м (Японское море, хребет Окусири, Цусимская котловина), 10-120 м, 170-230 м и, предположительно, 250-500 м ниже поверхности дна (север Южно-Китайского моря), 610 м (Берингово море); выделена перспективность интервала 1500-2000 м (Нанкайский трог). Вертикальная зональность проявлений газогидратов в осадочном чехле – важнейший факт и доказательство существования реликтовых газогидратов вниз по разрезу. Количество таких фактов увеличивается с каждым годом. Следовательно, с учетом ресурсной емкости этого полезного ископаемого, его связей с аутигенной минерализацией и других факторов возрастает роль газогидратов как потенциального ресурса, участника цикла углерода, палеоклиматических явлений и процессов седиментации.

Гидратоообразущий метан в целом представлен смесью термогенной, метаморфогенной и микробной компонент с изотопным составом углерода метана –30...–75 ‰ PDB, при этом в ряде районов может быть значителен вклад угольного вещества. Крупные угольные бассейны Тихого океана располагаются в недрах шельфа Японского моря, Китая, о. Тайвань, юго-восточной Австралии и других. Перечисленные районы характеризуются или доказанной газогидратоносностью, или являются перспективными для поисков газогидратов.

Вмещающие газогидраты осадки часто содержат гомологи метана ряда этан-гексан. Генезисная и пространственная связь газогидратов с нефтегазоносными и угленосными районами Тихоокеанского подвижного пояса позволяет выделить их в отдельный вид каустобиолитов. Наиболее благоприятные районы для образования газогидратов – это проницаемые зоны, особенно в узлах сопряжения активных дизьюнктивов, составляющих структурный план глубинных разломов. Реликтовые газогидраты, находящиеся в нижних горизонтах изучаемого разреза (на сегодняшний день до 2000 м ниже дна), контролируются неотектоническими разломными системами, часто типа «тюльпан».

Высококонцентрированные (более 40 об. % порового пространства) скопления газогидратов обнаруживаются в зонах активных разломов, с приповерхностными аномалиями типа «чимней», нарушениями рельефа дна типа «покмарк» и др.

Возникновение подводных газовых гидратов обусловлено активными геологическими процессами, которые предопределяются геодинамическим режимом и находятся под влиянием сейсмотектонической активности окраинноморских геоструктур.

Начальные ресурсы газогидратного метана западного сегмента Тихоокеанского газогидратоносного пояса по совокупности приведенных в литературе сведений составляют до (5–7) × 10¹³ м³.

Вопрос оценки реальных ресурсов газогидратов в Мировом океане находится только в начальной стадии решения.

Суммируя вышеизложенное, можно заключить, что есть все основания рассматривать газогидратоносность окраинных морей Восточной Азии как проявление газогеохимической зональной восходящей миграции углеводородных газов от их источников, контролируемых тектоническим фактором и сейсмической активностью. Иногда вулканическая активность также оказывает влияние на газовый состав газогидратоносных осадков и газогидратов. При этом могут формироваться гидраты углекислого газа (трог Окинава). Влияние микробиальных газов сложно переоценить, они обнаруживаются во всех типах газогидратных скоплений.

Восточноазиатские газогидраты являются унаследованной от нефтегазоносных и угленосных толщ конечной формой накопления горючего природного газа в осадочных отложениях перед его высвобождением в виде газовых потоков в водную толщу и атмосферу. Пространственно их скопления контролируются локальными структурами, а наиболее перспективные залежи с массивными агрегатами обнаруживаются в поверхностных осадках в местах развития активных разломов. В аккреционных осадочных призмах часто преобладает литологический тип газогидратов с небольшой долей формирования массивных агрегатов. 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 15 000 км², с начальными ресурсами гидратного метана 2 × 10¹² м³. Образцы гидратов метана поднимаются, как правило, из плейстоцен-голоценовых отложений в интервале 0–10 м ниже поверхности дна.

Осадочные отложения в дельтах и палеодельтах 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.

Сдвиговые дислокации, которые играют важнейшую роль в формировании нефтегазовых [Харахинов, 2010] и углеметановых месторождений, например, в Приморье и на о. Сахалин, 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 план разломных зон в тектонических прогибах.

Газогидратоносные провинции морей Восточной Азии объединяются в Азиатско-

Тихоокеанский газогидратоносный пояс. Газогидратоносные провинции, как правило, соответствуют окраинным морям и представлены в Западно-Тихоокеанском и Восточно-Тихоокеанском сегментах. Эти сегменты, в свою очередь, объединяются в Тихоокеанско-Тихоокеанский пояс представлен прерывистой полосой скоплений газогидратов в кайнозойских отложениях с мощностью (на сегодняшний день) до 600 м в диапазоне глубин 350-2000 м и начальными ресурсами метана до $(2-3) \times 10^{15}$ м³.

Приповерхностные газогидратные скопления являются новым видом каустобиолитов и, как правило, унаследованной эпигенетической формой: их происхождение обусловлено миграцией природного газа из газоносных, нефтегазоносных и угленосных толщ, часто при значительном вкладе сингенетичных микробных газов.

Для максимально эффективного изучения газогидратоносности окраинных морей Восточной Азии необходима международная комплексная экспедиционная программа. Особенно это касается перспективных зон в международных водах, где без сотрудничества государств проведение исследований невозможно. В настоящее время ТОИ ДВО РАН выступает инициатором такой программы.

Авторы выражают искреннюю благодарность всем коллегам по вместе выполненным экспедициям, а также командам НИС «Академик М.А. Лаврентьев», НИС «Академик Опарин», НИС «Профессор Гагаринский». Авторы признательны рецензенту за конструктивные замечания.

Список литературы

1. Аблаев А.Г., Тащи С.М., Мельников Н.Г. Угленосность побережий и шельфа западного сектора Япономорского региона // *Геология и полезные ископаемые шельфов России*. М.: ГЕОС, 2002. С. 256–260.

2. 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.

3. Арешев Е.Г. *Нефтегазоносность окраинных* морей Дальнего Востока и Юго-Восточной Азии. М.: Аванти, 2003. 288 с.

4. Астахова Н.В. Аутигенные образования в позднекайнозойских отложениях окраинных морей Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2007. 244 с. 5. Баранов Б.В., Рукавишникова Д.Д., Прокудин В.Г., Джин Я.-К., Дозорова К.А. Природа замкнутых депрессий на восточном склоне острова Сахалин // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. Вып. 21, № 1. С. 86–97.

6. 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. 2011. Т. 6, № 4. С. 1–12. URL: http://www.ngtp.ru/rub/1/49_2011.pdf (дата обращения: 19.12.2018).

7. Веселов О.В., Гордиенко В.В., Куделькин В.В. Термобарические условия формирования газогидратов в Охотском море // *Геология и полезные ископа-емые Мирового океана*. Киев: НАН Украины, 2006. Вып. 3. С. 62–68.

8. Газогеохимическое районирование и минеральные ассоциации дна Охотского моря / А.И. Обжиров, Н.В. Астахова, М.И. Липкинаи др. Владивосток: Дальнаука, 1999. 184 с.

9. Геология и полезные ископаемые шельфов России: Атлас. М.: Науч. мир, 2004. 108 с.

10. Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А. *Субмаринные газовые гидраты.* Л.: ВНИИОкеангеология, 1994. 86 с.

11. Гресов А.И. Геохимическая классификация углеводородных газов угленефтегазоносных бассейнов востока России // *Тихоокеан. геология.* 2011. Т. 30, № 2. С. 85–101. [Gresov A.I. Geochemical classification of hydrocarbon gases of the coal basins of East Russia. *Russian J. of Pacific Geology*, 2011, 5(2): 164-179. https://doi.org/10.1134/s1819714011020047].

12. Гресов А.И. Геолого-промышленная оценка метаноресурсного потенциала и перспектив углеметанового промысла в углегазоносных бассейнах северо-востока России: автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук / Томский политехн. ун-т. Томск, 2014. 48 с.

13. Грецкая Е.В., Петровская Н.А. Нефтегазоносность Хатырского осадочного бассейна (Берингово море) // Газовая промышленность. 2010. Вып. 654, № 14. С. 38–44.

14. Грецкая Е.В., Ильев А.Я., Гнибиденко Г.С. Углеводородный потенциал осадочно-породных бассейнов Охотского моря. Южно-Сахалинск, 1992. 44 с.

15. Грецкая Е.В., Крапивенцева В.В., Сергеев К.Ф. Углеводородный потенциал осадочных отложений Голыгинского бассейна (Камчатка) // Докл. АН. 2008. Т. 420, № 6. С. 796–798.

16. Ефремова А.Г. Типы газопроизводящих отложений // *Геология нефти и газа.* 1979. № 2. С. 50–54.

17. Ефремова А.Г., Гритчина Н.Д. Газогидраты в морских осадках и проблема их практического использования // *Геология нефти и газа.* 1981. № 2. С. 32–34.

18. 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.

19. Истомин В.А., Якушев В.С. Газовые гидраты в природных условиях. М.: Недра, 1992. 236 с. 20. Карп Б.Я., Бессонова Е.А. Сейсмичность районов Охотского и Японского морей. Строение фундамента дна Охотского моря // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002. С. 320–323.

21. Карпюк В.В. Аналитический библиографический указатель литературы по газовым гидратам (1983–1987 гг.). М.: ВНИИГАЗ, 1988. 246 с.

22. Кудрявцева Е.И., Лобков В.А. Изотопный состав углерода метана как критерий прогнозирования дифференцированных залежей углеводородов // *Тихоокеан. геология.* 1984. № 3. С. 117–120.

23. Кузьмин М.И., Калмычков Б.Г., Конторович А.Э. и др. Первая находка газогидратов в осадочной толще озера Байкал // Докл. АН. 1998. Т. 362, № 4. С. 541–543.

24. Леин А.Ю., Иванов М.В. *Биогеохимический* цикл метана в океане. М.: Наука, 2009. 576 с.

25. Леин 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.

26. Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Строение фундамента дна Охотского моря // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002. С. 314–320.

27. Макогон Ю.Ф. Образование гидратов в газоносном пласте в условиях многолетней мерзлоты // Газовая промышленность. 1965. № 5. С. 14–15.

28. На нефтяном рынке мира // Бюл. иностр. коммерч. информации. 1998. № 4. С. 12–13.

29. Нетрадиционные ресурсы метана Дальнего Востока России: распределение, генезис, промышленное значение, экология: науч.-техн. отчет / исполн. Шакиров Р.Б.; ТОИ ДВО РАН; соглашение № 8319 от 17 авг. 2012 г. Владивосток, 2013. № 01201281458. 226 с.

30. 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. [Nikolaeva N.A., Derkachev A.N., Obzhirov A.I. Characteristic features of the occurrence of gas-fluid emanations on the northeastern slope of Sakhalin Island, Sea of Okhotsk. *Russian J. of Pacific Geology*, 2009, 3(3): 234-248. https://doi.org/10.1134/ s181971400903004x]

31. Никонов В.Н. Тяжелые углеводороды и их соотношения в газах нефтяных и газовых залежей // *Геология нефти и газа*. 1961. № 8. С. 12–21.

32. Обжиров А.И. Газогеохимические поля придонного слоя морей и океанов. М.: Наука, 1993. 139 с.

33. Обжиров А.И., Шакиров Р.Б. Комплексные геолого-геофизические исследования газогидратов в Охотском море // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 4. Геология и полезные ископаемые окраинных морей Евразии. М.: ГЕОС, 2012. С. 122–136.

34. 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 не*-

Геосистемы переходных зон, 2019, т. 3, № 1, с. 65–106

фтяных и газовых месторождений. 2013. № 2. С. 7–11.

35. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона: м-б 1: 2 500 000 / отв. ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.

36. Отчет о НИР по теме «Условия формирования и разрушения газогидратов в Охотском море, их моделирование и технико-экономическое обоснование извлечения метана из газогидратов»/исп. Обжиров А.И. и др.; ТОИ ДВО РАН; Гос. контракт № 02.515.11.5017. Владивосток, 2008. № 02.515.11.5017. 135 с.

37. Панаев В.А. Газогидраты в Мировом океане // Бюл. МОИП. 1987. Т. 62, № 3. С. 66–71.

38. Полоник Н.С., Шакиров Р.Б., Сорочинская А.В., Обжиров А.И. Изучение состава углеводородных компонентов Южно-Сахалинского и Пугачевского грязевых вулканов // Докл. АН. 2015. Т. 462, № 1. С. 79–83. [Polonik N.S., Shakirov R.B., Sorochinskaya A.V., Obzhirov A.I. Studies of the composition of hydrocarbon components of the Yuzhno-Sakhalinsk and Pugachevo mud volcanoes. Doklady Earth Sciences, 2015, 462(1): 463-467. https://doi.org/10.1134/s1028334x15050074]

39. Равдоникас О.В. *Нефтепоисковая гидроге*ология Сахалина. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 167 с.

40. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин. М.: Науч. мир, 2014. 172 с.

41. Харахинов В.В. *Тектоника Охотоморской нефтегазоносной провинции:* дис. ... д-ра геол.-минер. наук / СахалинНИПИМорнефть. Оха-на-Сахалине, 1998. 77 с.

42. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Науч. мир, 2010. 276 с.

43. Хлыстов О.М., Нишио Ш., Манаков А.Ю., Сугияма Х., Хабуев 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. [Khlystov O.M., Khabuev A.V., Belousov O.V., Grachev M.A., Nishio S., Sugiyama H., Manakov A.Y. The experience of mapping of Baikal subsurface gas hydrates and gas recovery. *Russian Geology and Geophysics*, 2014, 55(9): 1122-1129. https:// doi.org/10.1016/j.rgg.2014.08.007]

44. Шакиров Р.Б. Аномальные поля метана в Охотском море и их связь с геологическими структурами: автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук / ТОИ ДВО РАН. Владивосток, 2003.

45. Шакиров Р.Б. Особенности химического и изотопного состава углеводородных газов вулканов Менделеева и Головнина (о. Кунашир) // *Гео-химия.* 2014. № 3. С. 267–269. https://doi.org/10.7868/ S0016752514010063 [Shakirov R.B. Chemical and isotopic characteristics of hydrocarbon gases from Mendeleev and Golovnin volcanoes, Kunashir Island. *Geochemistry International*, 2014, 52(3): 247-259. https://doi.org/10.1134/s0016702914010066]

46. Шакиров Р.Б. К вопросу об источниках углеводородных газов морских отложений и газогидратов окраинных морей Дальневосточного региона. Геодинамические процессы и природные катастрофы // Опыт Нефтегорска: Всерос. науч. конф. с междунар. участием, Южно-Сахалинск, 26–30 мая 2015 г.: сб. материалов: в 2 т. / под ред. Б.В. Левина, О.Н. Лихачевой. Владивосток: Дальнаука, 2015. Т. 2. С. 177–181.

47. Шакиров Р.Б. Газогеохимические поля морей Восточной Азии. М.: ГЕОС, 2018. 341 с.+1 вкл.

48. Шакиров Р.Б., Обжиров А.И. Западно-Тихоокеанский газогидратоносный пояс // *Теоретические* и практические аспекты исследований природных и искусственных газовых гидратов: сб. материалов всерос. науч.-практ. конф. / Ин-т проблем нефти и газа СО РАН, Якутск, 24–28 авг. 2011. Якутск: Ахсаан, 2011. С. 191–200.

49. Шакиров Р.Б., Сырбу Н.С., Обжиров А.И. Изотопно-газогеохимические особенности распределения метана и углекислого газа на о. Сахалин и прилегающем шельфе Охотского моря // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. Т. 2, вып. 20. С. 100–113.

50. Шакиров Р.Б., Сорочинская А.В., Обжиров А.И. Газогеохимические аномалии в осадках Восточно-Сибирского моря // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. Вып. 21, № 1. С. 231–243.

51. 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. 2016. № 1. С. 68–81. [Shakirov R.B., Syrbu N.S., Obzhirov A.I. Distribution of helium and hydrogen in sediments and water on the Sakhalin slope. *Lithology and Mineral Resources*, 2016, 51(1): 61-73. https://doi.org/10.1134/ s0024490216010065].

52. Abrams M. Geophysical and geochemical evidence for subsurface hydrocarbon leakage in the Bering Sea, Alaska // *Marine and Petroleum Geology*. 1992. Vol. 9, N 2. P. 208–221. https://doi.org/10.1016/0264-8172(92)90092-s

53. *ARA07C Cruise Report 2016*: Korea-Russia-Germany East-Siberian Sea Arc Project. Korea Polar Research Inst., 2017. 108 p.

54. Baranov B.V., Karp B.Ya., Wong H.K. Areas of gas seepage // Cruise Reports I & II: INESSA – Investigation of Eastern Sakhalin Seepage Areas. RV Professor Gagarinsky Cruise 22, RV Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 28. Kiel, 1999. P. 45–52. (GEOMAR Report; 82).

55. Blair N. The δ^{13} C of biogenic methane in marine sediments: the influence of C_{org} deposition rate // *Chemical Geology*. 1998. Vol. 152(1–2). P. 139–150. https://doi. org/10.1016/s0009-2541(98)00102-8

56. Ryu B.-J., Collett T.S., Riedel M., Kim G.-Y., Chun J.-H., Bahk J.-J., Lee J.Y., Kim Ji-H., Yoo D.-G. Scientific results of the second gas hydrate drilling expedition in the Ulleung Basin (UBGH2) // Marine and Petroleum Geology. 2013. Vol. 47. P. 1–20. https://doi. org/10.1016/j.marpetgeo.2013.07.007 57. Chi W.-Ch., Reed D.L., Tsai Ch.-Ch. Gas hydrate stability zone in offshore Southern Taiwan // *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*. 2006. Vol. 17(4). P. 829–843. https://doi.org/10.3319/tao.2006.17.4.829(gh)

58. 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. N 10. P. 497–510. https:// doi.org/10.1111/j.1468-8123.2010.00313.x

59. Chun J.-Hwa, Ryu B.-J., Lee S.-R. Korea gas hydrate R&D Program // Report PETRAD-CCOP-PETROVIETNAM-VASI Workshop on Gashydrates, 1–3 March 2011: Abstracts. Halong, Vietnam, 2011. P. 21.

60. Collett T.S. Natural gas hydrates of the Prudhoe Bay and Kuparuk River Area, North Slope, Alaska // *AAPG Bulletin*. 1993. Vol. 77 (5). P. 793–812. doi:10.1306/ BDFF8D62-1718-11D7-8645000102C1865D

61. Cruise Reports I & II: INESSA – Investigation of Eastern Sakhalin Seepage Areas. RV Professor Gagarinsky Cruise 22, RV Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 28 / Eds N. Biebow, E. Huetten. Kiel, 1999. 188 p. (GEOMAR Report; 82).

62. Cruise Reports 88: KOMEX V & VI. RV Professor Gagarinsky Cruise 26 and M/V Marshal Gelovany Cruise 1 / Eds N. Biebow, T. Ludmann, B. Karp, R. Kulinich. Kiel, 2000. 296 p.

63. Cruise Reports: CHAOS Project. RV Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 31 and 32. VNIIOkeangeologia, St. Petersburg, 2005. 164 p.

64. Cruise Reports: CHAOS Project. RV Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 36. Vladivostok; St. Petersburg, 2006. 127 p.

65. 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 // *Intern. J. of Coal Geology*. 2009. Vol. 80. P. 124–134. https://doi.org/10.1016/j. coal.2009.08.007

66. 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. https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2014.04.002

67. Freire F., Matsumoto R., Santos A.L. Structuralstratigraphic 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. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.10.004

68. Fu X., Wang J., Tan F., Feng X., Wang D., He J. Gas hydrate formation and accumulation potential in the Qiangtang basin, northern Tibet, China // Energy Conversion and Management. 2013. Vol. 73. P. 186–194. https://doi.org/10.1016/j.enconman.2013.04.020

69. Gas hydrate system of the Eastern Sakhalin slope: Geophys. Approach: Scientific report of the Sakhalin slope gas hydrate project 2007 / Eds. B.V. Baranov, Y.K. Jin, H. Shoji, A. Obzhirov, K.A. Dozorova, A. Salomatin, V. Gladysh. Korea Polar Res. Inst. (KOPRI), Incheon, 2008. 116 p. 70. *Geology of the China Seas* / P. Wang, Q. Li, C.-F. Li. Amsterdam: Elsewier, 2014. 702 p. (Developments in Marine Geology; vol. 6).

71. Ginsburg G.D., Milkov A.V., Soloviev V.A. et al. Gas hydrate accumulation at the Haakon Mosby Mud Volcano // *Geo-Marine Letters*. 1999. Vol. 19(1–2). P. 57–67. https://doi.org/10.1007/s003670050093

72. Hachikubo A., Krylov A., Sakagami H., Minami H., Nunokawa Y., Shoji H., Matveeva T., Jin Y.K., Obzhirov A. Isotopic composition of gas hydrates in subsurface sediments from offshore Sakhalin Island, Sea of Okhotsk // *Geo-Marine Letters*. 2010. Vol. 30(3-4). P. 313–319. https://doi.org/10.1007/s00367-009-0178-y

73. Hachikubo A., Tatsumi K., Sakagami H., Minami H., Yamashita S., Takahashi N., Shoji H. Molecular and isotopic compositions of hydrate-bound hydrocarbons in subsurface sediments from offshore Sakhalin Island, Sea of Okhotsk // *Proceedings of the 7th Intern. Conf. on Gas Hydrates (ICGH 2011)*, Edinburgh, Scotland, United Kingdom, July 17–21, 2011. Edinburgh, 2011. http:// www.researchgate.net/publication/259493672

74. 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, N 6. P. 4647–4666. https://doi.org/10.3390/en8064647

75. International Energy Outlook, 2010: Reference case. U.S. Dep. of Energy Wash., 2010. URL: www.eia. gov/oiaf/ieo/index.html

76. Jeong I.S., Cho J.-Ch., Bahk J.-J., Hyun S.M., Kwon K.K., Lee J.H. et al. Vertical profile of bacterial community in the sediment of Ulleung Basin: implication of the presence of methane-driven community: Conf. paper // *Microorganisms in Industry and Environment.* 2010. P. 219–226. https://doi.org/10.1142/9789814322119 0049

77. 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.

78. Kang D-H, Yoo D.G., Bahk J.J., Ryu B.J., Koo N.H., Kim W.S., Park K.S., Park K.P., Kim J.S. The occurrence patterns of gas hydrae in the Ulleung Basin, East Sea // *J. Geol. Soc. Korea.* 2009. Vol. 45(2). P. 143–155. (In Korean with Engl. abstr.).

79. Klauda J.B., Sandler S.I. Global distribution of methane hydrate in ocean sediment // Energy Fuels. 2005. Vol. 19. P. 459–470.

80. 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 / Eds. W.E. Dean et al. 1986. Vol. 112. P. 517–526.

81. Kvenvolden K.A. A primer on the geological occurrence of gas hydrate // *Geological Society Special Publication*. 1998. Vol. 137. P. 9–30.

82. 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(4). P. 204–209. https://doi.org/10.1007/s00367-002-0114-x

83. 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 Publications*. 2009. Vol. 319. P. 1–9. https://doi.org/10.1144/SP319.1

84. 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(4). P. 269–286. https:// doi.org/10.1016/s0025-3227(03)00224-x

85. Luedmann Th., Baranov B., Karp B. (Eds) KOMEX, Kurile Okhotsk Sea Marine Experiment: Cruise report RV Professor Gagarinsky Cruise 32 SERENADE; Seismo-Stratigraphic Research off Northern Sakhalin and in the Derugin Basin, August 31 – September 29, 2001. Kiel, 2002. 52 p. (GEOMAR Report; 105). doi:10.3289/ GEOMAR REP 105 2002

86. 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 Intern. Conf. on Gas Hydrates (ICGH 2011)*, Edinburgh, Scotland, UK, July 17–21, 2011. http://www.pet.hw.ac. uk/icgh7/papers/icgh2011Final00468.pdf (дата обращения 18.12.2018).

87. Matsumoto R. et al. Formation and collapse of gashydrates deposits in high methane flux area of the Joetsu basin, eastern margin of Japan Sea//*J. of Geography*. 2009. Vol. 118. P. 43–71. 10.5026/jgeography.118.43

88. Matsumoto R., Tanahashi M., Kakuwa Y. Snyder G., Ohkawa S., Tomaru H., Morita S. Recovery of thick deposits of massive gas hydrates from gas chimney structures, eastern margin of Japan Sea: Japan Sea shallow gas hydrate Project // *Fire in the Ice (US DOE–NETL newsletter)*. 2017. Vol. 17, N 1. P. 1–6. URL: http://www. netl.doe.gov/research/oil-and-gas/methane-hydrates (дата обращения: 13.03.2019).

89. Max M.D. (Ed.) *Natural gas hydrate*. Dordrecht, Netherlands: Kluwer Academic Publ., 2000. 410 p. (Oceanic and Permafrost Environments; vol. 5). https://doi.org/10.1007/978-94-011-4387-5

90. Mazurenko L., Kaulio V., Grineva V., Sigacheva A. Gas hydrates: 6.1. Results obtained during Leg 1 // Hydro-carbon hydrate accumulations in the Okhotsk Sea (CHAOS Project Leg 1 and Leg 2): Report of RV Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 31 and 32 / T. Matveeva, V. Soloviev, H. Shoji, A. Obzhirov (Eds). St.-Petersburg: VNIIOkeangeologiya, 2005. P. 47–60.

91. 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. https://doi.org/10.1007/ s003670050101

92. Milkov A.V. Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates // *Marine Geology*. 2000. Vol. 167(1–2). P. 29–42. https://doi. org/10.1016/s0025-3227(00)00022-0

93. Obzhirov A.I. Gasgeochemical manifestation of gashydrates in the Sea of Okhotsk // *Alaska Geology*. 1992. Vol. 21. P. 1–7.

94. 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. Vol. 14(3): 223– 233. https://doi.org/10.1144/1354-079308-765

95. Operation Report of Sakhalin slope gas hydrate Project 2011, RV Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 56 / H. Shoji, Y.K. Jin, A. Obzhirov, B. Baranov (Eds). New Energy Resources Res. Center, Kitami Inst. of Technology, 2012. 140 p.

96. Operation Report of Sakhalin slope gas hydrate Project 2012, RV Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 59 / Y.K. Jin et al. (Eds) Korea Polar Res. Inst., Incheon, 2013. 163 p.

97. Operation Report of Sakhalin slope gas hydrate Project II, 2013, RV Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 62/ H. Shoji et al. (Eds) New Energy Resources Res. Center, Kitami Inst. of Technology, 2014. 111 p.

98. Operation Report of Sakhalin slope gas hydrate Project II, 2014, RV Akademik M. A. Lavrentyev Cruise 67 / Y.K. Jin et al. (Eds) Korea Polar Res. Inst., Incheon, 2015. 121 p.

99. Overview: What are gas hydrates? / Meiji University, Gas hydrate research laboratory, 2009. URL: http://www. kisc.meiji.ac.jp/~hydrate/english/about/index.html

100. Pecher I.A., Fohrmann M. Natural gas hydrates as an energy resource and new developments in gas hydrate exploration // *Report PETRAD-CCOP-PETROVIETNAM-VASI Workshop on Gashydrates, 1–3 March 2011*: Abstracts. Halong, Vietnam, 2011. P. 26.

101. 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. 2000. https://doi.org/10.2973/odp.proc.ir.190.2001

102. Sakai H., Gamo T., Kim E.-S., Tsutsumi M., Tanaka T., Ishibashi J., Wakita H., Yamano M., Oomori T. Venting of carbon dioxide-rich fluid and hydrate formation in Mid-Okinawa Trough Backarc Basin // *Science*. 1990. Vol. 248(4959). P. 1093–1096. https://doi.org/10.1126/ science.248.4959.1093

103. Sasaki M., Endo N., Ohashi N., Tsukahara E. Dissociation of methane hydrate in the Sea of Okhotsk–Survey of dissolved methane concentration in sea water and sea ice // Proceedings of the Fourth Intern. Conf. on gas hydrates. Yokohama, Japan, 2002. P. 170–184. See also: https://doi.org/10.1299/jsmehokkaido.2001.41.198; https://doi.org/10.1299/jsmehokkaido.2002.42.96

104. Savvichev A., Rusanov I., Crane K. Distribution of methane in the water column and bottom sediments of the Bering Strait and Chukchi Sea. 2004. URL: https:// www.pmel.noaa.gov/rusalca/sites/default/files/atoms/ files/Methane in the Bering Strait and Chukchi Sea.pdf (дата обращения: 25.03.2019). 105. Scholl D., Barth G., Childs J., Gibbons H. Subsea floor methane in Bering Sea – USGS Emeritus describes possible gas-hydrate accumulations to the Geophysical Society of Alaska. 2007. URL: https://soundwaves.usgs. gov/2007/04/research3.html (дата обращения: 12.03.2019).

106. Shakirov R.B., Obzhirov A.I., Biebow N., Salyuk A.N., Tsunogai U., Terekhova V.E., Shoji H. Classification of anomalous methane fields in the Okhotsk Sea // *J. of Polar Meteorology and Glaciology*. Tokyo, Nat. Inst. of Polar Res., 2005. Vol. 19. P. 50–66.

107. Shakirov R., Obzhirov 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 // 8-th Intern. Conf. on Gas Hydrates (ICGH8): Abstracts. China Nat. Convention Center, Beijing, China, 28 July – 1 August, 2014. P. 92–93. https://doi.org/10.13140/2.1.5013.4725

108. Sloan E.D., Dendy J.E., Koh C. *Clathrate hydrates of natural gases*. 3rd ed. Boca Raton: CRC Press, 2007. 752 p. https://doi.org/10.1201/9781420008494

109. Suess E. Marine cold seeps and their manifestations: geological control, biogeochemical criteria and environmental conditions // Intern. J. of Earth Sciences. GR Geologische Rundschau. 2014. Vol. 103(7). P. 1889–1916.

110. 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(1–2). P. 1–15. https://doi.org/10.1016/s0012-821x(99)00092-8

111. 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. Pt I: Oceanographic Research Papers. 2015. Vol. 95. P. 37–53. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2014.10.005

112. Tanahashi M. Present status of Japanese methane gas hydrate research and development program // Report PETRAD-CCOP-PETROVIETNAM-VASI Workshop on Gashydrates, 1–3 March 2011: Abstracts. Halong, Vietnam, 2011. P. 19–20.

113. Trung N.N. The gas hydrate potential in the South China Sea // *J. of Petroleum Science and Engineering*. 2012. Vol. 88–89. P. 41-47. https://doi.org/10.1016/j. petrol.2012.01.007

114. 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. Vol. 9. P. 222.

115. 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(3). P. 263–278. https://doi.org/10.1016/0883-2927(90)90002-m

116. 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(1/3). P. 149–153. https:// doi.org/10.1023/a:1005772120776

117. 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 // Report PETRAD-CCOP-PETROVIETNAM-VASI Workshop on Gashydrates, 1–3 March 2011: Abstracts. Halong, Vietnam, 2011a. P. 17–18.

118. 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 // *J. of Geological Research*. Vol. 2011b. Article ID 370298. 10 p. http://dx.doi. org/10.1155/2011/370298

119. Xiang J. (Ed.) Marine Science and Technology in China: A Roadmap to 2050. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2010. 182 p. https://doi.org/10.1007/978-3-642-05346-7

120. Yan Pin, Deng Hui, Hailing Liu. The geological structure and prospect of gas hydrate over the Dongsha Slope, South China Sea // *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*. 2006. Vol. 17(4). P. 645–658. https://doi.org/10.3319/tao.2006.17.4.645(gh)

121. Zeebe R.E., Wolf-Gladrow D., Eds. CO₂ in seawater: equilibrium, kinetics, isotopes. Chapter 3. Stable isotope fractionation // *Elsevier Oceanography Series*. Amsterdam, 2001. Vol. 65. P. 141–250. https://doi. org/10.1016/s0422-9894(01)80004-0

122. Zhu Y., Zhang Y., Sun Zh. Overview on permafrost gas hydrate exploration in China // 8-th Intern. Conf. on Gas Hydrates (ICGH8): Abstracts. China National Convention Center, Beijing, China, 28 July–1 August, 2014. P. 87. See also: Zhu Y., Zhang Y., Wen H. et al. Gas hydrate in the Qilian Mountain permafrost and their basic characteristics // Acta Geoscientica Sinica. 2010. Vol. 31. P. 7–16; Zhu Y., Lu Z., Xie X. Potential distribution of gas hydrate in the Qinghai-Tibetan Plateau // Geo Bull. China. 2011. Vol. 30. P. 1918–1926.

Сведения об авторах

ШАКИРОВ Ренат Белалович, доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией, заместитель директора, ОБЖИРОВ Анатолий Иванович, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, МАЛЬЦЕВА Елена Валерьевна, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник – лаборатория газогеохимии, Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток; ШАКИРОВА Мария Витальевна, аспирант – Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток.

УДК 551.46.35+550.84

doi: 10.30730/2541-8912.2019.3.1.107-123

Пространственное распределение потоков метана на границе вода-атмосфера в Охотском море

© 2019 Р. Б. Шакиров, О. В. Мишукова*

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия *E-mail: omishukova@poi.dvo.ru

Изучено пространственное распределение потоков метана на границе вода-атмосфера на акватории Охотского моря – района наиболее активной углеводородной дегазации в Азиатско-Тихоокеанской зоне перехода. Анализ потоков метана, рассчитанных по данным экспедиционных исследований 1991–2016 гг., позволил выявить причины их изменчивости, которая согласуется с особенностями строения газогеохимических провинций в Охотском море. Особенности распределения потоков метана на поверхности акватории, пересыщения поверхностных вод метаном относительно его равновесных содержаний в атмосфере, распределение содержаний метана в водной толще и в приповерхностном слое морской воды, состав и содержание углеводородных газов в донных отложениях определяются количеством и составом газов, мигрирующих из литосферных источников (нефтегазовые залежи, газогидраты, газонасыщенные осадки). Высокая изменчивость потоков метана в западной части Охотского моря (западно-охотоморская газогеохимическая провинция) – от поглощения до максимальных значений эмиссии более чем 300 моль/(км² сут) – как по площади моря, так и во времени носит пульсационный сейсмозависимый характер. В исследуемом районе на большой площади и во времени установлено повышенное выделение метана в атмосферу, при этом потоки метана увеличиваются под влиянием больших скоростей ветра и более высокой температуры воды. Тектонические разломы и распределение нефтегазоносных структур – основные факторы, обусловливающие формирование потоков углеводородных газов в районе исследований.

Ключевые слова: распределение потоков метана, концентрации метана, Охотское море, газогеохимическая провинция.

The spatial distribution of the methane fluxes on the water-atmosphere boundary in the Sea of Okhotsk

Renat B. Shakirov, Olga V. Mishukova*

V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok *E-mail: omishukova@poi.dvo.ru

The spatial distribution of the methane fluxes on the water-atmosphere interface in the Sea of Okhotsk, which is the region of the most active hydrocarbon degasation in Asia Pacific transitional zone, was studied. Analysis of CH₄ fluxes, which were calculated according to the experimental data of expeditional researches in 1991–2016, revealed the reasons of their variability which accords with the features of the structures of gasgeochemical provinces in the Sea of Okhotsk. The characteristics of distribution of methane fluxes on the surface of the sea area, supersaturation of surface water with methane relative to its equilibrium atmospheric contents, the distributions of methane in the water column and in the upper sea water layer, composition and the content of hydrocarbon gases in the bottom sediments are controlled by of the gases which migrate from the lithospheric sources(oil and gas deposits, gas hydrates, gas-saturated sediments). The high changeability of methane fluxes on the water-atmosphere border which increased from the absorption to the emission (more than 300 mole/($km^2 \cdot day$)) had the pulsating nature triggered by seismic events both on the area of sea and in the time in the western part of Sea of Okhotsk (West-Okhotsk Sea gasgeochemical province). The increased methane emission into the atmosphere was observed in the region being investigated on the big sea area, whereas methane fluxes have been increased by the effect of high wind speeds and higher temperature of water. Tectonic faults and the distribution of oil and gas-bearing structures are the basic factors, which cause the formation of the flows of hydrocarbon gases in the region of studies.

Key words: methane flux, methane distribution, the Sea of Okhotsk, gasgeochemical provinces.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (грант № 18-05-00153).

Введение

В связи с проблемой глобального потепления климата одним из самых важных вопросов является оценка эмиссии парниковых газов, в том числе метана [Climate Change..., 1996]. Актуальность исследования концентраций метана обусловлена также его влиянием на содержание озона в атмосфере и образованием «озоновых дыр», поскольку метан активно участвует в фотохимических реакциях в стратосфере и способствует разрушению озонового слоя [Мишукова и др., 2007]. Интерес к данной проблеме обусловлен и решением энергетических проблем [Обжиров, 1993].

В работе [Climate Change..., 1996] отмечено, что общее содержание метана в атмосфере Земли – около 5000 Тг, а рост содержания метана в атмосфере с 1931 г. по настоящее время составляет 0.9 % в год и связан в основном с усилением хозяйственной деятельности человека. На рост содержания метана в атмосфере для Дальневосточного региона кроме антропогенных источников оказывают влияние тундровые районы Восточной Сибири [Climate Change..., 1996; Lammers et al., 1995; Matsueda et al., 1996].

Исходя из глобального роста концентрации метана в атмосфере (средняя скорость 1 % в год), авторы работы [Сicerone, Oremland, 1988] рассчитали, что глобальная эмиссия метана в атмосферу составляет 540 млн т/год, из них около 98 % вносят наземные источники. Потенциальная оценка вклада океанов в увеличение содержания метана в атмосфере остается неопределенной.

Известно, что поверхностные океанические воды слегка пересыщены метаном относительно его концентраций в атмосфере. Пересыщение морской воды относительно воздуха, по оценкам [Cicerone, Oremlan, 1988; Ehhalt, 1974], примерно 30 %. Авторы работы [Conrad, Seiler, 1988] полагают, что на долю океана приходится от 0.005 до 3 % глобальной продукции метана.

Переоценка показала, что глобальная морская эмиссия метана лежит в диапазоне от 11 до 18 млн т/год, причем 75 % этого потока приходится на шельфовые районы [Bange et al., 1994]. В этой связи реальный вклад окраинных морей Тихого океана в глобальный цикл метана в атмосфере еще слабо изучен. Это справедливо и для Охотского моря, которое является важнейшим звеном зоны перехода вода–атмосфера, содержит многочисленные и многообразные скопления природного газа, а также целые участки дна с активной метановой дегазацией.

Анализ литературных данных для изучаемого района показал, что приведенные результаты носят фрагментарный характер, а расчеты потоков метана в системе океан–атмосфера основаны на недостаточном фактическом материале и ряде допущений. Необъяснимая изменчивость концентраций метана в атмосфере, наличие естественных и антропогенных источников метана обусловливают необходимость получения информации о районах и масштабах поступления метана в воздух в Охотоморском регионе на основе прямых методов измерения содержаний метана в ходе комплексных океанологических экспедиций.

Цель работы – изучение пространственного распределения потоков метана на границе океан–атмосфера по данным рейсов 1991–2016 гг. для оценки факторов, влияющих на содержание метана в воде и его поток с акватории.

Материалы и методы

Для расчетов распределения потоков и концентраций метана и сравнительного анализа в данной работе использованы данные отбора проб воды в марте 1991 и 1999 гг. и летом 1992 г., а также в экспедиционных исследованиях рейсов НИС «Академик Несмеянов», лето 1992 и лето 1993; НИС «Профессор Гагаринский» № 25 (рейс G 25), октябрь 1998; № 28 (рейс G 28), июнь 2000; № 53 (рейс G 53), август-сентябрь 2011; НИС «Академик М.А. Лаврентьев» № 37 (рейс LV 37), август-сентябрь 2005; № 44 (рейс LV 44), июнь-июль 2008; № 45 (рейс LV 45), июль-август 2008; № 47 (рейс LV 47), июль-август 2009; № 52 (рейс LV 52), сентябрь-октябрь 2010; № 54 (рейс LV 54), май-июнь 2011 г.

Расчет потока метана в атмосферу с акватории Охотского моря впервые приведен в работе [Lammers et al., 1995].
Поток метана рассчитывался авторами [Lammers et al., 1995] по формуле:

$$F = 0.31 U^2 \left(\frac{Sc}{660}\right)^{-1/2} \Delta C$$

при $Sc = 2039.2 - 120.31 t + 3.4209 t^2 - 0.040437 t^3$, где U – скорость ветра, Sc – число Шмидта, t – температура воды, ΔC – разность между измеренной и равновесной с атмосферой концентрацией метана.

Расчет выполнен ими по данным двух экспедиций. В марте 1991 г. в образцах воды, отобранной подо льдом на глубине 5 м в шести точках на полигоне с координатами $53^{\circ}14 - 53^{\circ}18$ N, $143^{\circ}24 - 143^{\circ}34$ Е (месторождение нефти Одопту), содержание метана варьировало от 95 до 385 нмоль/л, при среднем значении 274 нмоль/л (6138 нл/л). В июле на полигоне из 12 станций с координатами 52°40 - 53°03 N, $143^{\circ}20 - 144^{\circ}25$ Е (рейс «Академик Несмеянов», июль 1992 г., месторождение нефти Пильтун-Астохское) содержание метана изменялось от 6 до 76 нмоль/л, средняя концентрация составила 58 нмоль/л (1299 нл/л).

Расчет был сделан для средних значений концентрации метана по каждой экспедиции при следующих допущениях:

а) для зимы – температура воды 0° С, соленость 34 ‰, скорость ветра 7 м/с, концентрация метана в атмосфере 2 рртv, соответствующая равновесной концентрации метана в воде 4 нмоль/л. Расчет выполнялся для воды при отсутствии льда (полагается, что лед уже растаял в апреле). Поток метана из морской воды в атмосферу в апреле составил $8.9 \text{ мг/}(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$, или 560 моль/(км² \cdot \text{сут});

б) для лета – температура воды 10° С, соленость 34 ‰, скорость ветра 7 м/с, концентрация метана в атмосфере 2ppmv, соответствующая равновесной концентрации метана в воде 3 нмоль/л. Поток метана в июле равен 2.4 мг/(м²·сут), или 150 моль/(км²·сут).

По предположению [Lammers et al., 1995], скорость падения потока метана с апреля по июль изменяется по экспоненциальному закону. В этом случае среднегодовой поток метана с акватории этих двух полигонов (март 1991 г. и июль 1992 г.) составляет 7.3 · 10⁵ г/ км² · год, или 125 моль/(км² · сут), причем 74 % метана поступает в атмосферу в период между апрелем и июлем, а минимальный поток будет наблюдаться с октября по март [Lammers et al., 1995].

Полученная величина среднегодового потока метана в 43 раза выше соответствующего значения для открытых районов северо-западной части Тихого океана – 1.7·10⁴ г/км² в год, или 2.9 моль/(км²·сут) [Lamontagne et al., 1973].

Принимая, что величины пересыщения метаном поверхностных вод относительно его равновесных концентраций с атмосферой распространяются на 15 % площади Охотского моря, авторы [Lammers et al., 1995] получили, что соответствующий поток метана с акватории к востоку от о. Сахалин равен $6.1 \cdot 10^5$ г/км² за год, причем $5.7 \cdot 10^5$ г/км² выделяется с апреля по июль [Lammers et al., 1995].

По сравнению с наземными бореальными и арктическими экосистемами интенсивность эмиссии метана с поверхности Охотского моря в целом либо совпадает с данными для сухой тундры ($11.5 \pm 3.5 \text{ мг/м}^2$ в день), либо меньше на 1–2 порядка по сравнению с влажной тундрой и болотами [Kvenvolden et al., 1993].

Для оценки влияния эндогенных источников на поток CH₄ из Охотского моря в атмосферу В.В. Аникиевым и А.И. Обжировым [Аникиев, Обжиров, 1993] был проведен расчет величины потоков CH₄ в придонную воду Охотского моря из низкотемпературных источников на основе следующих исходных предположений:

1. СН₄ поступает в виде газовых струй с интенсивностью 0.02 л/см², что является нижним пределом зарегистрированных потоков метана на дне Черного моря при проведении прямых акустических наблюдений [Аникиев, Обжиров, 1993].

2. Общая площадь полей с холодными сипами составляет около 10 км² или 100 случаев с площадями по 0.1 км² (как это было в Черном море).

Из первого предположения получили, что скорость выделения CH_4 для Охотского моря в этом случае равна $5.0 \cdot 10^{11}$ г на 1 км² холодных сипов в год. Если эту величину умножить на площадь полей с холодными сипами (10 км²), что следует из предположения 2, то поток метана из холодных сипов в воду значительно увеличивается. Общий поток CH₄ в атмосферу с акватории Охотского моря площадью $1.6 \cdot 10^6$ км², с использованием среднегодовой скорости выделения метана с 1 км² поверхности моря $6.1 \cdot 10^5$ г/км² в год, оказался равным $9.6 \cdot 10^{11}$ г в год [Аникиев, Обжиров, 1993]. Это значение в 5–10 раз выше [Аникиев, Обжиров, 1993], чем для моря Бофорта [Kvenvolden et al., 1993], а по сравнению с пелагическими водами субтропических районов Тихого океана интенсивность выноса CH₄ с поверхности Охотского моря больше в 10-15 раз.

Последующие исследования выявили для этой же акватории, включающей месторождения нефти Одопту, Пильтун-Астохское и Чайво, сильную изменчивость концентраций метана в поверхностном слое морской воды. В «ледовой экспедиции» в конце марта 1999 г. на 4 станциях на северо-западном шельфе и склоне о. Сахалин в образцах воды, отобранных из-подо



Рис. 1. Схема работ на акватории западной части Охотского моря. 1 – полигон отбора проб воды из-подо льда, март 1991 г.; 2 – полигон отбора проб воды, лето 1992; 3 – станции отбора проб воды, НИС «Академик Несмеянов», лето 1993; 4 – полигон отбора проб воды из-подо льда, март 1999; 5 – станции отбора проб воды, рейс G 28, июнь 2000; 6 – разведанные месторождения нефти и газа. Профили 1 и 2 – рейс LV 44, июнь–июль 2008; профиль 3 – рейс LV 45, июль–август 2008; профиль 4 – рейс LV 47, июль–август 2009 г.

льда, содержание метана варьировало от 4 до 20 нмоль/л (82–444 нл/л). Самая высокая концентрация 20 нмоль/л наблюдалась на станции 3 на том же полигоне, что и для экспедиции в марте 1991 г., но была в 13 раз меньше среднего значения 274 нмоль/л, которое приводят авторы [Lammers et al., 1995].

Как видим в табл. 1, поток метана, рассчитанный нами при таких же условиях на полигоне из четырех станций в конце марта 1999 г., варьировал от 0.3 до 39.0 моль/(км²·сут).

Анализ экспедиционного материала за 1998–2000 гг. показал, что содержание метана в морской воде в акваториях к востоку от о. Сахалин, в том числе и в районах открытых месторождений нефти и газа, колеблется очень сильно [Мониторинг метана..., 2002].

Таким образом, предварительная оценка потока метана, выполненная по средним значениям для северо-восточного шельфа о. Са-

> халин, требовала дальнейших исследований и обобщения более широкого материала.

Результаты и обсуждения Исследования потоков метана на границе вода–атмосфера на акватории восточного шельфа и склона о. Сахалин

Вработе [Мишукова и др., 2007] приведены результаты расчета потоков метана с поверхности моря для восточного шельфа и склона о. Сахалин, которые включали шельфовые районы с глубинами до 200 м, склон шельфа и глубоководные районы с глубинами до 1200 м при различных метеоусловиях. Особый интерес к данному району обусловлен высокой потенциальной нефтегазоносностью всего шельфа о. Сахалин, а также наличием разведанных морских нефтегазовых месторождений, таких как Одопту, Пильтун-Астохское, Аркутун-Даги, Лунское и др. Схема работ на акватории западной части Охотского моря показана на рис. 1.

1						
Номер станции	Коорд	инаты	Глубина отбора проб, м	Концентрация, нл/л	Поток метана, моль/(м ² ·сут)	
	широта	долгота				
Ice-99/1	54°26.636′	144°07.546′	5	98	0.3	
Ice-99/2	53°22.296′	144°23.647′	5	132	4.1	
Ice-99/3	53°15.866′	143°33.717′	5	447	39.0	
Ice-99/4	54°24.633′	143°54.621	5	82	1.5	

Таблица 1. Распределение потоков метана на границе вода-атмосфера на акватории Охотского моря в ледовой экспедиции 1999 г.

Потоки метана с акватории Охотского моря были рассчитаны для каждой станции отбора проб воды на основе полученных в рейсе 28 НИС «Профессор Гагаринский» (6–13 июня 2000 г.) экспериментальных данных о концентрации метана в поверхностных водах. Скорость ветра определяли расчетным способом по метеосценариям, концентрацию метана и соленость получали из экспериментальных данных. Ветровые условия дифференцировали для лета и осени [Мишукова и др., 2007]. Среднемесячная температура воды для расчетного периода была выбрана на основании литературных данных [Climatic Atlas..., 2009].

По результатам расчета, представленным в работе [Мишукова и др., 2007], в исследуемом районе наблюдается выделение метана в атмосферу, причем в осенний сезон (сентябрь, октябрь) потоки метана (от 14 до 174 моль/(м²·сут)) выше, чем его потоки (от 7 до 90 моль/(км²·сут)) в летний период (июнь–август). Поскольку динамика коэффициента газообмена нелинейным образом зависит от скорости ветра и скорость ветра оказывает на коэффициент газообмена определяющее влияние [Мишукова и др., 2007, Vereshchagina et al., 2013], то увеличение потоков метана на границе вода–воздух в осенний сезон обусловлено влиянием, в основном, больших скоростей ветра и, в среднем, более высокой температуры воды.

Распределение потоков метана по акватории Охотского моря, прилегающей к восточному побережью о. Сахалин, показано в табл. 2.

Таблица 2. Распределение потоков метана на границе вода–атмосфера в летний и осенний периоды 2000 г. [Мишукова и др., 2007]

Номер станции	Координаты		Поток метана, моль/(км ² ·сут)		Концентра-	Температу-	Соленость,	Глубина
	широта	долгота	лето	осень	ция, нл/л	pa, °C	%0	отбора, м
G00-1	47°22.125'	143°12.390'	12.34	23.70	218	2.589	30.624	1.2
G00-2	53°00.152'	143°22.405'	44.21	85.67	606	1.831	32.152	2.9
G00-3	53°01.166'	143°56.950'	40.67	78.78	563	3.389	31.72	3
G00-4	53°06.973'	144°20.726'	6.02	11.41	140	1.651	32.545	3
G00-5	53°23.048'	144°24.742'	0.19	0.08	69	1.996	32.355	2
G00-6	53°30.357'	144°39.988'	0.84	1.35	77	2.546	32.21	2.5
G00-7	54°30.204'	144°21.613'	0.85	1.37	77	3.789	32.542	2.3
G00-8	54°26.370'	144°04.783'	1.34	2.32	83	1.344	32.386	2.6
G00-9	54°21.714'	143°59.553'	1.17	2.00	81	1.64	32.425	2.2
G00-10	54°19.803'	143°54.634'	14.06	27.04	238	1.49	32.625	2.4
G00-11	54°06.255'	143°12.045'	21.47	41.46	329	2.984	31.473	1.9
G00-12	51°26.804'	143°38.162'	90.02	174.72	1165	3.278	31.346	3
G00-13	51°21.060'	143°52.960'	38.88	75.29	541	3.488	31.943	2.6
G00-14	51°16.650'	144°28.883'	27.33	52.85	400	1.209	32.337	2.9
G00-15	51°12.164'	144°56.213'	14.53	27.97	244	1.394	32.169	3.3
G00-16	51°08.419'	145°17.221'	9.12	17.44	178	2.129	32.086	2.5
G00-17	48°18.072'	145°40.297'	1.83	3.27	89	2.756	32.285	3
G00-18	48°16.056'	145°19.819'	3.96	7.41	115	1.842	32.255	3.2
G00-19	48°11.404'	144°49.394'	28.98	56.06	420	1.942	32.645	3
G00-20	48°00.144'	143°33.238'	7.34	13.99	157	5.617	30.714	3.4
G00-21	47°22.125'	143°12.390'	0.17	0.05	69	5.437	31.88	10.6

Наибольшие потоки метана наблюдались в шельфовых районах о. Сахалин, в них получены максимальные концентрации метана в поверхностном слое морской воды: 1) на мелководной части шельфа на северо-востоке о. Сахалин (станции GOO-11, GOO-2, GOO-3); 2) на шельфе в центральной части (ст. GOO-12, GOO-13); 3) на кромке шельфа на юге (ст. GOO-19, GOO-18).

Потоки метана были рассчитаны также для каждой станции отбора проб морской воды для реальных метеоусловий в летний и осенний сезоны по данным комплексных экспедиций 1998 и 2000 гг.: рейсы G 28, июнь 2000, и G 25, октябрь 1998 (рис. 2). Для данных рейсов измерения скорости ветра не проводились. Были взяты средние для октября 1998 и июня 2000 г., зарегистрированные на метеостанциях о. Сахалин.

Как можно видеть по представленным данным, потоки отличаются от модельных, но положения максимумов остаются. Для октября 1998 г. реальные скорости ветра на момент отбора проб воды были гораздо ниже скоростей ветра для июня 2000 г. и ниже среднестатистических. Соответственно, потоки метана при реальных скоростях ветра в июне 2000 г. оказались выше, а в октябре 1998 г. – ниже. Средний по акватории поток для лета составил 43.6 моль/(км²·сут) (июнь 2000 г.) и для осени 14.3 моль/(км²·сут) (октябрь 1998 г.); в то время как для среднестатистических скоростей ветра поток для лета был 17.4 моль/(км²·сут), а для осени 33.0 моль/(км²·сут).



Рис. 2. Распределение потоков метана на акватории восточного шельфа и континентального склона о. Сахалин: (а) для лета, июнь 2000 г. (рейс G 28); (б) для осени, октябрь 1998 г. (рейс G 25). Вертикальные столбики на станциях отбора проб воды по профилям – потоки метана в атмосферу, цифры – значения потоков метана, моль/(км²·сут). Изолиниями показаны концентрации метана (нл/л).

Исследования потоков метана на границе вода–атмосфера на всей акватории Охотского моря

Распределение потоков метана на границе вода-атмосфера на всей акватории Охотского моря и прилегающей части Тихого океана представлено в работе [Мишукова и др., 2010]. Полигоны изучения потоков метана к западу и востоку от о. Сахалин включали шельфовые районы с глубинами до 200 м, склон и глубоководные районы с глубинами до 1200 м, а также западный шельф п-ова Камчатка и районы Курильских островов. Потоки метана рассчитывались для каждой станции отбора проб морской воды по данным рейса НИС «Академик Несмеянов» (июль–август 1993 г.). Измерения скорости ветра для этого рейса не проводились. Были взяты средние

июля-августа 1993 г., зарегистрированные на метеостанциях о. Парамушир, о. Симушир и с. Джаоре о. Сахалин.

На рис. 3 изображены потоки метана, а также горизонтальное распределение концентраций метана в поверхностном слое морской воды.

По представленным данным рейса НИС «Академик Несмеянов» (лето 1993 г.), структура потоков метана с акватории Охотского моря неоднородна – от поглощения –1.2 моль/(км²·сут) до эмиссии 175.4 моль/(км²·сут).

Изменчивость потока с поверхности моря и содержания метана в поверхностном слое воды связана с неоднородным пространственным распределением источников метана.

В горизонтальном распределении метана в поверхностном слое морской воды на акватории Охотского моря летом 1993 г. заметно значительное увеличение концентрации метана в шельфовых районах о. Сахалин. Изолиния 70 нл/л метана приблизительно соответствует равновесной с атмосферой концентрации метана в морской воде при солености и температуре измерений и разделяет акваторию на районы с выделением метана (>70 нл/л) и поглощением.

Максимальные потоки метана летом 1993 г. наблюдались на восточном шельфе о. Сахалин между 51° и 52° с.ш. и в восточной части Сахалинского залива при слабом выделении метана на западном шельфе п-ова Камчатка и в районах Курильских островов севернее прол. Буссоль, а также в районе о. Кунашир со стороны Тихого океана.

В Сахалинском заливе в зоне смешения вод потоки метана крайне неоднородны (от –0.3 до 88.3 моль/(км²·сут)), как и горизонтальное распределение концентраций метана (от 67 до



Рис. 3. Распределение потоков метана летом 1993 г. Столбики и цифры при них – потоки метана, моль/(км²·сут). Изолиния 70 нл/л метана разделяет акваторию на районы с выделением метана (>70 нл/л) и его поглощением.

1590 нл/л). Максимальная эмиссия метана наблюдалась в восточной части Сахалинского залива, севернее и восточнее банки Зотова. Максимальные концентрации метана в воде как на поверхности, так и в придонном слое отмечались также не на всей площади и не в устье р. Амур, а на участке, перспективном для разработки нефти и газа в рамках проекта «Сахалин-4» [Нефть и газ..., 1998]. На некоторых станциях, расположенных в заливе, можно видеть и поглощение. Для мелководных станций залива характерно уменьшение концентрации метана от придонных горизонтов к поверхностным водам, что свидетельствует о поступлении метана со дна, а также о том, что процесс микробиального продуцирования метана из органического вещества восстановленных донных осадков в зоне континентального шельфа не является преобладающим на данной акватории, в отличие, например, от устья р. Янцзы (Восточно-Китайское море) [Tsurushima, 1996].

На северо-восточных станциях наблюдается максимальное поглощение метана из атмосферы –1.2 моль/(км²·сут).

Для акватории со стороны Тихого океана значения потока меняются от –1.2 до 51.4 моль/(км²·сут), а средний поток равен 4.5 моль/(км²·сут). Среднее значение потоков на прикурильской акватории Тихого океана сопоставимо с таковым в прилегающих районах Тихого океана: восточное побережье о. Хонсю – 2.9 моль/(км²·сут) [Rehder, Suess, 2001], северо-западная часть Тихого океана – 2.5 моль/(км²·сут) [Watanabe et al., 1995].

Как можно видеть из представленных данных, изменение потоков метана с поверхности моря весьма значительное. Явно выделяется район шельфа и склона о. Сахалин на широтах между $51^{\circ}-54^{\circ}$ N. Повышенные значения потоков на этой части акватории в 1993 г. согласуются с результатами расчета потоков как для июня 2000 г. (рейс G 28), так и для октября 1998 г. (рейс G 25), а также со средним значением потока 150 моль/(км²·сут) на полигоне летом 1992 г., хотя профили станций, выполненные летом 1993 г., не совпадают с полигоном, для которого проводили расчет потока авторы работы [Lammers et al., 1995]. Выделяются также районы с повышенными потоками метана, прилегающие к о. Кунашир как со стороны Охотского моря, так и со стороны Тихого океана.

Изучение пространственной изменчивости потоков метана на границе вода–атмосфера в западной части Охотского моря по данным 2008–2009 гг.

Во всех приведенных выше работах расчет потоков метана с акватории Охотского моря проводился в каждой точке отбора проб воды на станциях, находящихся на значительном расстоянии друг от друга. Для изучения пространственного распределения потоков метана на границе вода–атмосфера необходимы непрерывные измерения концентрации метана в морской воде на больших акваториях за непродолжительный промежуток времени. Первые такие работы были осуществлены в экспедициях НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в июне–июле 2008 г. (рейс LV 44), в июле–августе 2008 г. (рейс LV 45) и в июле–августе 2009 г. (рейс LV 47).

Распределение потоков метана на границе вода-атмосфера и горизонтальное распределение содержаний метана в поверхностном слое морской воды изучались на акваториях от мыса Крильон до мыса Анива в зал. Анива, на акватории восточного склона о. Сахалин от мыса Терпения вдоль изобаты 200 м до мыса Елизаветы и далее на запад к бухте Аян, а также на полигонах и станциях на акваториях впадины Дерюгина, северо-восточного шельфа и склона о. Сахалин [Мишукова, Верещагина, 2011; Mishukova et al., 2017; Mishukova, Shakirov, 2017] (см. рис. 1).

Распределение потоков метана приведено на рис. 4. В июне–июле 2008 г. было выполнено 2 полигона и проложено два профиля: с юга на север (профиль 1, рис. 4а) и с севера на юг (профиль 2, рис. 4б), в августе 2008 г. – профиль 3 (рис. 4в), в июле 2009 – профиль 4 (рис. 4г).

На западной акватории Охотского моря величины потоков варьировали от поглощения до 324 моль/(км²·сут). Содержания метана при этом изменялись от 58 до 2014 нл/л. Равновесная с атмосферой концентрация



Рис. 4. Распределение потоков метана на границе вода–атмосфера (F – величина потока метана, моль/(км² сут), вертикальные столбики) и концентраций метана в поверхностных водах (С – концентрация метана, нл/л, горизонтальные столбики) в Охотском море. а, б – профили 1 и 2 (июнь–июль 2008 г.), на врезках – распределение концентраций и потоков метана на акватории впадины Дерюгина (полигоны 1 и 2); в – профиль 3 (июль 2008 г.); г – профиль 4 (июль 2009 г.). Заштрихованные области – разведанные месторождения нефти и газа; точки – «газовые факелы».

метана при измеренных солености и температуре воды составляла от 46 до 75 нл/л. Почти для всей изучаемой акватории поверхностный слой воды пересыщен метаном относительно его содержания в атмосфере, и только на одной станции летом 2009 г. (рейс LV 47) наблюдалось недосыщение. Показатель насыщения составил от 95 до 3786 %. Максимальный поток метана наблюдался на северо-запад от о. Сахалин летом 2008 г. (рейс LV 45, профиль 3, рис. 4в).

На рис. 4 видно, что для совпадающих частей четырех профилей между 49° и 54° с.ш. на акватории вдоль восточного склона о. Сахалин потоки метана по рейсам различаются.

Изменение направления и интенсивности потоков метана на акватории Охотского моря связано с неоднородным пространственным распределением метана в поверхностном слое воды.

В июне 2008 г. (рейс LV 44) (рис. 4a) при движении из порта Корсаков в юго-восточном направлении до мыса Анива поток метана изменялся в диапазоне от 2 до 18, среднее значение составляло 7 моль/(км²·сут), концентрации метана в поверхностных водах при этом в зал. Анива варьировали от 85 до 314 нл/л при среднем значении 159 нл/л. В зал. Терпения максимальный поток (101 моль/(км²·сут)) зафиксирован в области с наибольшими концентрациями метана в приповерхностном слое. На маршруте мыс Анива – мыс Терпения концентрация метана сначала постепенно снижается с 141 до 108 нл/л в глубоководных центральных районах зал. Терпения, а затем около мыса Терпения интенсивно возрастает до 812 нл/л. Следует отметить, что в этом районе повышенное содержание метана было зафиксировано при движении судна как на север (профиль 1, рис. 4а), так и на обратном маршруте в июле 2008 г. (профиль 2, рис. 4б).

Вдоль склона о. Сахалин в целом для обоих профилей 1, 2 значения потоков метана меняются от 2 до 126 при среднем значении 14 моль/(км²·сут). На этом участке маршрута с юга на север вдоль склона шельфа (профиль 1, рис. 4а) первоначальное снижение концентрации метана в приповерхностных водах сменяется ее ростом. Поток метана увеличился до 126 моль/(км²·сут) на обратном маршруте (профиль 2, рис. 4б) при максимальном значении концентрации метана 990 нл/л, скорости ветра 8 м/с и температуре 6–8 °С в наиболее холодном поверхностном слое морской воды.

Во впадине Дерюгина (полигоны 1 и 2 на врезках рис. 4а и 4б) среднее значение потока составило 8.6 моль/(км²·сут), максимальное – 34 моль/км²·сут. Максимальный поток фиксируется в районе, где в течение ряда лет наблюдается прямой выход газа. Особенно активно метан выделяется в шельфовой и склоновой зонах о. Сахалин. Количество регистрируемых акустическими методами газовых «факелов» на акватории северо-восточного склона и шельфа о. Сахалин превышает 500 [Salomatin, Yusupov, 2011]. Метан – основной компонент восходящего газового потока, он активно мигрирует по разрывным нарушениям из зоны газонасыщения под осадками. Наиболее многочисленные выходы метана обнаружены в Дерюгинской котловине вблизи пересечений взбросов С-СЗ или С-З простирания и предполагаемых сдвигов С-СВ простирания, закартированных [Baranov et al., 1999] между Западно- и Восточно-Дерюгинской разломными зонами.

На маршруте от мыса Терпения до бухты Аян в июле–августе 2008 г. (рейс LV 45) (рис. 4в) значения потоков метана зафиксированы в диапазоне от 1.4 до 324 моль/(км²·сут) при среднем значении 40 моль/(км²·сут), концентрация метана изменялась от 69 до 2014 нл/л. В июле–августе 2009 г. (рейс LV 47) (рис. 4г) на маршруте мыс Анива – мыс Терпения потоки метана были низкими – от 2 до 6 моль/(км²·сут), концентрации метана – от 85 до180 нл/л.

Вдоль восточного склона о. Сахалин на совпадающих частях профилей 1–4 в июне– начале июля 2008 г. (рис. 4 а, б) поток на границе вода–атмосфера составил от 1 до 126 моль/(км²·сут); средний процент насыщения 490 %. В конце июля 2008 г. (рис. 4в) потоки метана на части профиля вдоль восточного склона о. Сахалин изменялись от 12 до 62 моль/(км²·сут). Концентрации метана в конце июля 2008 г. (рис. 4в) от мыса Терпения варьировали от 206 до 887 нл/л, максимальное значение содержания метана достигло 887 нл/л на широте около 50° с.ш. с последующим снижением, средний процент насыщения 1348 %. В июле–августе 2009 г. (профиль 4, рис. 4г) потоки метана были заметно слабее: максимальный 25 при среднем 4 моль/(км²·сут), при этом на одной станции во впадине Дерюгина наблюдалось поглощение метана из атмосферы. Средний процент насыщения был 138 %.

Диапазон потоков метана 6–61 моль/(км²·сут) для 2000 (G 28, рис. 2а) и 1993 гг. (НИС «Академик Несмеянов», рис. 3) на совпадающих частях акватории восточного шельфа о. Сахалин вдоль изобаты 200 м близок к потокам метана для 2008 и 2009 гг. (LV 44, 45, 47).

На северо-западе от о. Сахалин от мыса Елизаветы в сторону бухты Аян в 2008 г. наблюдалось крайне неоднородное распределение потоков метана (см. профиль 3, рис. 4в). Следует отметить, что западная часть профиля 3 в 2008 г. проходила севернее полигона в Сахалинском заливе, выполненного в 1993 г. Максимальное значение на акватории профиля 3 было 324 моль/(км²·сут), в то время как в Сахалинском заливе в 1993 г. оно составляло до 88 моль/(км²·сут). В работе [Mishukova, Shakirov, 2017] показано, что потоки метана на границе вода-атмосфера пространственно совпадают (проецируются) с наибольшими концентрациями метана в донных отложениях. Область высоких содержаний метана распространяется на всю Шмидтовскую складчато-сдвиговую зону и часть Дерюгинского прогиба. Волнообразная форма их распределения отражает особенности тектонического строения этих структур. Повышенные значения потоков метана в атмосферу обусловлены дегазацией структур по зонам тектонических разломов, усиливающейся при сейсмической активности. Максимальный поток, зафиксированный на западной части профиля 3 (рис. 4в), можно объяснить тем, что под влиянием землетрясений происходит активизация вертикальной миграции метана из донных отложений в толщу воды: накануне отбора проб 18 и 27 июня 2008 г. было зарегистрировано 2 землетрясения с эпицентрами на выходе из Сахалинского залива и западнее п-ова Шмидта.

При изучении распределения потоков метана было выявлено, что на их величину оказывала влияние температура воды поверхностного слоя.

Для профилей 1, 2, 3 (рис. 4 а, б, в) концентрации метана в июне и июле 2008 г. почти одинаковы, однако средний поток и показатели насыщения вод метаном различаются. Содержание метана в июне – начале июля 2008 г. (рейс LV 44, часть профилей 1, 2) на данной акватории изменялось в таких же пределах, что и в конце июля 2008 г. (рейс LV 45, часть профиля 3), но равновесная с атмосферой концентрация метана была выше вследствие более низкой температуры морской воды. Средним температурам воды в июне 8° и 10°, а в июле 18° С соответствовали равновесные с атмосферой концентрации метана 64, 62 и 46 нл/л. Поэтому в июле средний процент насыщения и поток метана в целом были выше.

Из рис. 4 а, б видно, что поток метана на профиле 1 меньше, чем на профиле 2, так как на участке 51–53° с.ш. при движении судна на север средняя скорость ветра была 2 м/с (скорость ветра приводится на момент отбора проб воды, пробы отбирались с интервалом 30 мин), а при движении в обратном направлении ветер усилился до 5 м/с. Во время рейса 44 в июне–июле 2008 г. на профилях с юга на север (профиль 1) и в обратном направлении (профиль 2) 144 пробы из 362 были отобраны при скорости ветра 7–8 м/с, которая считается средней для Мирового океана.

Поскольку при больших скоростях ветра (8 м/с и более) сохраняется превышение концентраций метана в поверхностном слое воды над равновесными, то должно присутствовать постоянное влияние источника метана.

Повышенные значения потока метана на границе вода–атмосфера и аномально высокие концентрации метана в поверхностных водах на акватории центрального и северо-восточного шельфа и склона о. Сахалин объясняются миграцией этого газа в виде пузырьков из донных отложений. Процесс хорошо согласуется с распространением

сквозных устойчивых аномальных полей метана [Shakirov et al., 2005]. Поступление метана со дна северо-восточного и восточного шельфа о. Сахалин обусловлено наличием нефтегазовых залежей, неотектоническими зонами проницаемости и многочисленными активными разломами в сочетании с высокой сейсмической активностью этого района. В донных отложениях Дерюгинского прогиба (или Дерюгинской депрессии) обнаружены максимальные содержания метана до 5 об. % (свободная фаза, метод headspace). Убедительным доказательством того, что тектонические структуры контролируют расположение долгоживущих выходов природного газа, является локализация над ними сквозных аномальных полей метана с максимальными значениями до 450-1340 нмоль/л в придонных водных горизонтах. Ураганные концентрации метана в донных отложениях тоже маркируют наличие локальных зон свободного выхода природного газа (сипов). Многочисленные выходы метана в течение ряда лет наблюдались в Дерюгинской депрессии вблизи пересечений взбросов С-СЗ или С-З простирания и сдвигов С-СВ простирания, закартированных между Западнои Восточно-Дерюгинской разломными зонами в пределах газогидратоносного района [Шакиров, 2016].

Таким образом, можно отметить большую изменчивость потоков метана для изучаемых акваторий. В немалой степени это связано с пространственным расположением подводных источников и проявлений свободного выхода метана («факелов»). Неоднородное распределение метана в морской воде вызывает изменение направления и величины потоков метана на границе море–атмосфера. На величине потока сказывается и изменение температуры поверхностного слоя воды и скорости ветра.

Пространственное распределение потоков метана на границе вода–атмосфера на акваториях южной части Охотского моря по данным 2005–2011 гг.

Для анализа пространственно-временной изменчивости распределения потоков метана

на границе вода–атмосфера в южной части Охотского моря были использованы экспериментальные измерения концентраций метана, полученные в экспедициях 2005–2011 гг. Потоки метана с поверхности моря были рассчитаны для каждой точки отбора проб воды по данным концентраций метана, полученным экспериментально для рейсов: НИС «Академик М.А. Лаврентьев» № 37 (LV 37, август–сентябрь 2005 г.), № 52 (LV 52, сентябрь–октябрь 2010); № 54 (LV 54, май–июнь 2011) и НИС «Профессор Гагаринский» № 53 (G 53, август–сентябрь 2011 г.).

Результаты изучения распределений потоков метана на границе вода–атмосфера представлены в работах [Мишукова и др., 2013; Obzhirov et al., 2016].

Акваторию проведения экспериментальных работ условно можно разделить на несколько районов: а) от мыса Крильон до мыса Анива; б) Курильская котловина Охотского моря; г) полигон 3 около островов Малой Курильской гряды.

Анализ пространственного распределения потоков метана для этих акваторий выявил сильную изменчивость, как и для акваторий, описанных ранее. Неоднородный характер распределения потоков метана на границе вода-атмосфера связан с неоднородным пространственным распределением метана в поверхностном слое морской воды. процессе исследований установлены B участки с аномально высокими и близкими к равновесным концентрациями метана. Но на всей акватории измеренные концентрации метана в поверхностном четырехметровом слое морской воды были выше равновесных. Большинство значений превышали равновесные в 1.5–3 раза.

На маршруте движения прол. Лаперуза – Прикурильский район концентрации метана в поверхностном 4-метровом слое морской воды в различных рейсах сильно разнятся: 54–116 нл/л в августе–сентябре 2005 г., 96–146 в сентябре–октябре 2010 г., 195–513 нл/л в мае 2011 г. Потоки метана на этой акватории тоже различны. На рис. 5 представлены результаты расчета потоков метана на границе вода–атмосфера и концентрации метана в 4-метровом поверхностном слое в южной части Охотского моря на маршрутах: склон зал. Анива – прол. Елизаветы, через Курильскую котловину, центр Курильской котловины – склон зал. Терпения – зал. Анива.

От мыса Крильон до склона зал. Анива в мае-июне 2011 г. поток метана составил 15 моль/(км²·сут) при аномально высоких значениях концентрации 513 нл/л (рис. 5а). Далее вдоль южного склона Курильской котловины поток и концентрации немного снизились – в среднем до 10 моль/(км²·сут) и 269 нл/л соответственно, но около о. Итуруп поток увеличился до 15 моль/(км²·сут) при концентрации 336 нл/л (рис. 5а). Максимальный поток метана 25 моль/(км²·сут) наблюдался в центре Курильской котловины на обратном маршруте, при движении от о. Уруп на север, в июне, при значениях концентрации 336 нл/л и скорости ветра 6 м/с. От мыса Терпения до мыса Анива на склоне зал. Терпения диапазон изменений потока метана 8-12 моль/(км²·сут) при среднем 10 моль/(км²·сут). В зал. Анива (мыс Анива – мыс Крильон) поток увеличился до 23 моль/(км²·сут) при концентрации 335 нл/л (рис. 5а).

В центральных районах Курильской котловины в сентябре–октябре 2010 г. поток изменялся от 7 до 15 моль/($\kappa M^2 \cdot cyT$), хотя большинство значений концентраций метана были близки к равновесным (рис. 5б). Сравнение данных на рис. 5б показало, что поток метана в сентябре больше, чем на обратном пути в октябре, так как при отборе большинства проб скорость ветра составляла 7–8 м/с, а температура воды 7–18° С. В октябре температура воды была немного ниже – от 8 до 15° С, а скорость ветра сначала 8 м/с, а затем ветер стал заметно слабее – до 2 м/с, и потоки при этом резко снизились с 12 до 2 моль/($\kappa M^2 \cdot cyT$) (рис. 56).

В августе 2011 г. при движении судна (рейс G53) на маршруте от склона зал. Анива до прол. Елизаветы поток метана в атмосферу составлял 0–5 моль/(км²·сут) при скорости ветра от 2 до 5 м/с, кроме двух точек на южном склоне Курильской котловины, где потоки и концентрации метана заметно возрастали – до 16 моль/(км²·сут) и 269 нл/л (рис. 5в).

На акватории Курильской котловины в августе 2005 г. (рейс LV 37) (рис. 5г) и в августе 2011 г. (рис. 5в) концентрации метана и потоки



Рис. 5. Потоки метана на границе вода–атмосфера, моль/(км²·сут), и концентрации метана, нл/л, в 4-метровом поверхностном слое в южной части Охотского моря. В условных обозначениях к кривым: F – величина потока метана, рейс, месяц; C – концентрация метана, рейс, месяц.

изменялись в одинаковых пределах, хотя акватории исследования немного различаются. Маршрут рейса LV 37 проходил через глубоководную часть котловины, а рейса G 53 – ближе к южному склону Курильской котловины аналогично маршруту LV 54 в мае 2011 г.

Максимальные потоки метана зафиксированы в мае–июне 2011 г., когда отчетливо выделялись несколько областей повышенных значений как по глубоководной акватории, так и в прибрежной полосе.

Зависимость потоков метана на границе вода–атмосфера от концентраций, температуры воды и скорости ветра

Для изучения влияния скоростей ветра и разности между измеренными и равновесными с атмосферой концентрациями метана в морской воде на величину потоков метана с поверхности моря [Obzhirov et al., 2016] были обработаны 780 значений потоков по данным рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев» № 52 по маршруту Владивосток – Японское море – Курильская котловина (Охотское море) – хр. Витязя (Тихий океан) и обратно.

На рис. 6 приведен результат расчета максимальных скоростей выделения метана из морской воды в зависимости от скорости ветра и разности между измеренными и равновесными концентрациями метана ΔC .

Максимальное значение потока метана

Рис. 6. Изменение максимального потока метана на границе вода–атмосфера (F, моль/(км²·сут)) в зависимости от скорости ветра (U, м/с) и разности концентрации метана в морской воде и его равновесного с атмосферой значения (Δ C).

102 моль/(км²·сут) наблюдалось при разности концентраций 220 нл/л и скорости ветра 16 м/с. При уменьшении разности концентраций положение максимума скорости выделения метана смещается в сторону бо́льших скоростей ветра. Последующие значения имеют меньшую величину и сопровождаются возрастанием разности концентраций при уменьшении скорости ветра. Причем значение потока составляло 80 моль/(км²·сут) уже при скорости ветра 5 м/с и разности концентрации 110 нл/л.

При малых скоростях ветра и небольших потоках метана в атмосферу концентрация метана в приповерхностных водах повышается за счет его переноса из глубинных источников. При повышении скорости ветра и увеличении потока метана концентрация газа в морской воде быстро падает до равновесных значений, если нет быстрого подвода метана из нижележащих слоев, и, соответственно, поток метана уменьшается до минимальных значений. Выделение метана в атмосферу происходит пульсациями, что сопровождается изменением концентрации метана в морской воде как в пространстве, так и во времени, в зависимости от гидрометеорологического режима акватории.

Газогеохимическое районирование Охотского моря

Газовые выходы, пространственная изменчивость распределения метана в морской

> среде и переход метана в атмосферу изучены недостаточно, как и их связь с геологическими структурами. С 1988 г. к настоящему времени в западной части Охотского моря обнаружено более 700 участков струйного выделения метана, наиболее активно проявляющегося при землетрясениях, при этом 17 участков с факелами содержат газогидратоносные осадки [Salomatin, Yusupov, 2011; Akulichev et al., 2014].

> Исследования источников метана и распределения аномальных газогеохимических полей



в донных отложениях позволили вылелить в Охотском море 5 газогеохимических провинций (ГГП) [Шакиров, 2016] (рис. 7). На этой основе изучено распределение потоков метана на поверхности акватории. Благодаря данным, полученным в 1991–2016 гг., выявлена [Mishukova et al., 2017] высокая изменчивость потоков метана на границе вода-атмосфера от поглощения до эмиссии более чем 300 моль/(км²·сут) как по площади всего моря, так и во времени. Участки с максимальными потоками метана довольно точно проецируются на тектонические разломы и газовые факелы [Shakirov et al., 2016].

Отчетливо выделяются максимальные значения потоков метана до 324 моль/(км²·сут) в Западно-Охотоморской ГГП, а также в глубоководных рай-

онах Центрально-Охотоморской ГГП до 110 моль/(км²·сут), несмотря на преобладание там фонового поля метана. Повышенные значения потоков метана проявлены локально также в Южно-Охотоморской ГГП – до 222 моль/(км²·сут).

Таким образом, особенности геологического строения территории исследований определяющие факторы, контролирующие формирование зон аномальных концентраций углеводородных газов в донных отложениях, которые проецируются на поверхность моря в виде зон эмиссии метана в атмосферу. Западно-Охотоморская газогеохимическая провинция характеризуется наиболее интенсивными восходящими потоками природных газов в системе литосфера-гидросфера-атмосфера [Mishukova, Shakirov, 2017]. Сейсмическая активность обусловливает повышенную газовую эмиспроявляющуюся в формировании сию. сквозных аномальных полей метана в толще вод западной части Охотского моря, и по-



Рис. 7. Потоки метана, моль /(км²·сут) (столбики и цифры при них) на границе вода–атмосфера на акватории Охотского моря. Газогеохимические провинции: I – Центрально-Охотоморская; II – Западно-Охотоморская; III – Южно-Охотоморская; IV – Восточно-Охотоморская; V – Северо-Охотоморская.

вышенные потоки метана с акватории моря. И хотя этот вопрос требует дальнейшего изучения, не вызывает сомнения, что исследование распределения природных газов в атмосфере, гидросфере и литосфере, вопросы формирования зон проницаемости земной коры и потоков природного газа по разломам следует рассматривать во взаимосвязи с тектоническим строением района.

Выводы

За период 1990–2016 гг. установлена высокая пространственная изменчивость потоков метана на границе вода–атмосфера – от поглощения до эмиссии более чем 300 (моль/км²·сут). Установлено, что межгодовая эмиссия метана в атмосферу в западной части Охотского моря носит пульсационный сейсмозависимый характер. Повышенная эмиссия метана с поверхности моря связана с зонами распространения сквозных и комбинированных аномальных газогеохимических полей в морской воде,

которые формируются источниками газов в морских осадках. Тектонические разломы и расположение нефтегазоносных структур в Охотском море – основные факторы, обусловливающие распределение потоков природных газов в районе исследований, и в конечном итоге они маркируют участки эмиссии метана из воды в атмосферу. Потоки метана на границе вода-атмосфера с максимальными значениями зафиксированы в районах, в которых обнаружены повышенные концентрации метана в поверхностном слое морских вод и в донных отложениях. В исследуемом районе наблюдается преимущественно выделение метана в атмосферу, при этом потоки метана увеличиваются под влиянием больших скоростей ветра и повышения температуры воды. Особенности пересыщения поверхностных вод метаном относительно его равновесных содержаний в атмосфере, возникающие аномалии метана в приповерхностном слое морской воды, распределение метана в водной толще, состав и содержание углеводородных газов в донных отложениях определяются количеством и составом газов, мигрирующих из литосферных источников.

Список литературы

1. Аникиев В.В., Обжиров А.И. Влияние низкотемпературных гидротерм на газовый состав придонной воды в Охотском море // Океанология. 1993. Т. 33, № 3. С. 360–366.

2. Мишукова Г.И., Верещагина О.Ф. Распределения метана и его потоков на границе вода–атмосфера на акваториях шельфа, склона острова Сахалин и впадины Дерюгина (Охотское море) // Вестник ДВО РАН. 2011. № 6. С. 64–71.

3. Мишукова Г.И., Мишуков В.Ф., Обжиров А.И. Распределение метана и его потоки на границе вода– атмосфера в некоторых районах Охотского моря // Вестник ДВО РАН. 2010. № 6. С. 36–43.

4. 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. 159 с.

5. Мишукова Г.И., Пестрикова Н.Л., Верещагина О.Ф., Окулов А.К., Мишуков В.Ф. Пространственная и временная изменчивость распределения метана и его потоков на границе вода–атмосфера на прикурильских акваториях в районе Охотского моря и Тихого океана // Подводные исследования и робототехника. 2013. № 1(15). С. 52–61.

6. Мониторинг метана в Охотском море / отв. ред. А.И. Обжиров, А.Н. Салюк, О.Ф. Верещагина. Владивосток: Дальнаука, 2002. 250 с.

7. *Нефть и газ Сахалина*: обзор: спец. приложение к журналу «Нефтегазовая вертикаль», 1998.

8. Обжиров А.И. Газогеохимические поля придонного слоя морей и океанов. М.: Наука, 1993. 139 с.

9. Шакиров Р.Б. Газогеохимические поля окраинных морей Дальневосточного региона: распределение, генезис, связь с геологическими структурами, газогидратами и сейсмотектоникой: автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2016. 49 с.

10. Akulichev V.A., Obzhirov A.I., Shakirov R.B., Maltseva E.V., Gresov A.I., Telegin Yu.A. Conditions of gas hydrate formation in the Sea of Okhotsk // *Doklady Earth Sciences*. 2014. Vol. 454(1). P. 94–96. doi:10.7868/ S0869565214030165

11. Bange H.W., Bartell U.H., Rapsomanikis S., Andrae M.O. Methane in the Baltic and the North Seas and reassessment of marine emissions of methane // *Global Biogeochem. Cycles.* 1994. Vol. 8(4). P. 465–480. https:// doi.org/10.1029/94gb02181

12. 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.

13. Cicerone R.J., Oremland R.S. Biogeochemical aspects of atmospheric methane // *Global Biogeochem*. *Cycles*. 1988. Vol. 2. P. 299–327. https://doi.org/10.1029/gb002i004p00299

14. *Climate Change 1994* / Ed. by J.T. Houghton et al.; Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge Univ. Press, 1996. 86 p.

15. Climatic Atlas of the North Pacific Seas 2009: Bering Sea, Sea of Okhotsk, and Sea of Japan / V. Luchin, A. Kruts, O. Sokolov, V. Rostov, N. Rudykh, T. Perunova, E. Zolotukhin, V. Pischalnik, L. Romeiko, V. Hramushin, V. Shustin, Y. Udens, O. Baranova, I. Smolyar, E Yarosh. NOAA Atlas NESDIS 67, U.S. Gov. Printing Office, Wash., D.C., 2009. 380 p. CD Disc.

16. Conrad R., Seiler W. Methane and hydrogen in seawater (Atlantic Ocean) // *Deep-Sea Research. Pt A.* 1988. Vol. 35. P. 1903–1917. https://doi.org/10.1016/0198-0149(88)90116-1

17. Ehhalt D.H. The atmospheric cycle of methane // *Tellus*. 1974. Vol. 26(1–2). P. 58–70. https://doi. org/10.1111/j.2153-3490.1974.tb01952.x

18. Kvenvolden K.A., Lilley M.D., Lorenson P.W. et al. The Beaufort Sea continental shelf as a seasonal source of atmospheric methane // *Geophys. Res. Lett.* 1993. Vol. 20. P. 2459–2462. https://doi.org/10.1029/93gl02727

19. Lammers S., Suess E., Mansurov M.N., Anikiev V.V. Variations of atmospheric methane supply from the Sea of Okhotsk induced by the seasonal ice cover // *Global Biogeochem. Cycles.* 1995. Vol. 9(3). P. 351–358. https://doi.org/10.1029/95gb01144

20. Lamontagne R.A., Swinnerton J.W., Linnenbom V.J., Smith W.D. Methane concentration in various marine environment // J. Geophys. Res. 1973. Vol. 78. P. 5317–5324. https://doi.org/10.1029/ jc078i024p05317

21. Matsueda H., Inoue H.Y., Ishii M., Nogi Y. Atmospheric methane over the North Pacific from 1987 to 1993 // *Geochemical J.* 1996. Vol. 30. P. 1–15. https://doi. org/10.2343/geochemj.30.1

22. Mishukova G.I., Shakirov R.B. Spatial variations of methane distribution in marine environment and its fluxes at the water–atmosphere interface in the Western Sea of Okhotsk // *Water Resources*. 2017. Vol. 44, N 4. P. 662–672. doi:10.1134/S0097807817040133

23. Mishukova G.I., Shakirov R.B., Obzhirov A.I. Methane fluxes on the water–atmosphere boundary in the Sea of Okhotsk // *Doklady Earth Sciences*. 2017. Vol. 475, N 2. P. 963–967. doi:10.1134/S1028334X17080256

24. Obzhirov A.I., Pestrikova N.L., Mishukova G.I., Mishukov V.F., Okulov A.K. Distribution of methane content and methane fluxes in the Sea of Japan, Sea of Okhotsk, and near-Kuril Pacific // *Russian Meteorology and Hydrology*. 2016. Vol. 41(3). P. 205–212. doi:10.3103/ S1068373916030067 25. Rehder G., Suess E. Methane and pCO₂ in the Kuroshio and the South China Sea during maximum surface temperature // *Marine Chemistry*. 2001. Vol. 75. P. 89–108. https://doi.org/10.1016/s0304-4203(01)00026-3

26. Salomatin A.S., Yusupov V.I. Acoustic Investigations of gas «Flares» in the Sea of Okhotsk // *Oceanology*. 2011. Vol. 51(5). P. 857–865. doi:10.1134/ S0001437011050134

27. Shakirov R.B., Obzhirov A.I., Biebow N., Salyuk A.N., Tsunogai U., Terekhova V.E., Shoji H. Classification of anomalous methane fields in the Okhotsk Sea // J. of Polar Meteorology and Glaciology. Tokyo, Nat. Inst. of Polar Res. 2005. Vol. 19. P. 50–66.

28. Shakirov R.B., Syrbu N.S., Obzhirov A.I. Distribution of helium and hydrogen in sediments and water on the Sakhalin slope // *Lithology and Mineral Resources*. 2016. Vol. 51(1). P. 61–73. https://doi. org/10.1134/s0024490216010065

29. Tsurushima N., Watanabe S., Tsunogai S. Methane in the East China Sea water // *J. of Oceanography.* 1996. Vol. 52(2). P. 221–233. https://doi.org/10.1007/ bf02235671

30. 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.

31. Watanabe S., Higashitani N., Tsurushima N., Tsunogai S. Methane in the Western North Pacific // *J. of Oceanography (Japan)*. 1995. Vol. 51(1). P. 39–60. https://doi.org/10.1007/bf02235935

Сведения об авторах

ШАКИРОВ Ренат Белалович, доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией, заместитель директора, МИШУКОВА Ольга Васильевна, инженер – лаборатория газогеохимии, Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, Владивосток.

УДК 551.466.32

doi: 10.30730/2541-8912.2019.3.1.124-136

Штормовое волнение на южных Курильских островах по визуальным и инструментальным данным

© 2019 Г. В. Шевченко^{*1,2}, М. О. Хузеева³, В. Е. Ячменев², А. А. Шишкин²

¹Сахалинский НИИ рыбного хозяйства и океанографии, Южно-Сахалинск, Россия ²Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия ³Сахалинское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Южно-Сахалинск, Россия *E-mail: shevchenko zhora@mail.ru

Проанализированы материалы многолетних визуальных наблюдений за волнением на береговых гидрометеостанциях Южно-Курильск (о. Кунашир) и Малокурильское (о. Шикотан). Показано, что наибольшая интенсивность волнения наблюдается в период с октября по январь. Выявлено резкое увеличение числа экстремальных штормов в последнее десятилетие. Проанализированы материалы инструментальных измерений волновых процессов в бухтах о. Шикотан, включая экстремальные штормы 17–18.12.2014 и 8–9.10.2015 г. На океанской стороне острова, в бухте Димитрова, выявлено существенное различие в преобладающих периодах волнения при летних (7–9 с) и осенних (9–15 с) штормах. Отмечены вариации периода спектрального максимума при экстремальном шторме 17–18.12.2014 г. с 8–9 до 16–18 с, а затем вновь до 10 с по мере развития шторма, а также заметный вклад ветрового волнения с периодами 4–6 с, не наблюдавшийся при более слабых штормах. Обнаружены вариации спектрального максимума волнения в бухте Малокурильская, синхронные с приливом. Выявлено значительное возрастание энергии в инфрагравитационном диапазоне (30–300 с) при сильных штормах. На диаграммах текущего спектра выделяются полосы на фиксированных частотах, отвечающие резонансным периодам бухт. На фазе наибольшего развития шторма происходит стохастизация волнового поля (спектр приобретает характер белого шума, резонансные пики не выражены).

Ключевые слова: ветровое волнение, шторм, циклон, ветер, порыв, приземное атмосферное давление, визуальные наблюдения, инструментальные измерения.

Storm waves in the South Kuril Island by visual and instrumental data

G.V. Shevchenko*^{1,2}, M.O. Khuzeeva³, V.E. Yachmenev², A.A. Shishkin²

¹Sakhalin Research Institute of Fisheries and Oceanography, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia ²Institute of Marine Geology and Geophysics of the Far Eastern Branch of RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia ³Sakhalin Hydrometeorological Service of Federal Service of Russia for Hydrometeorology and Environmental Monitoring, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

*E-mail: shevchenko_zhora@mail.ru

Data materials of perennial visual wind wave observations at coastal HMS Yuzhno-Kurilsk (Kunashir Island) and Malokurilskoe (Shikotan Island) were analyzed. It has been shown that the highest wave intensity was observed in the period from October to January. A sharp increase in the number of extreme storms in the last decade was revealed. Materials of instrumental measurements of wave processes in the bays of Shikotan Island, including extreme storms of 17–18.12.2014 and 8–9.10.2015 were analyzed. A significant difference in the prevailing wave periods during the summer (7–9 s) and autumn storms (9–15 s) was revealed in Dimitrov's bay on the ocean side of the island. During the extreme storm of 17–18.12.2014 the variations of the spectral peak period of 8–9 up to 16–18 s, and then again to 10 with the development of the storm were found, as well as the significant contribution of wind waves with periods of 4–6 s, which was not observed in the cases of weaker storms. Variations of wind wave spectral peak synchronous with the tide were detected in the Malokurilskaya Bay. There was a significant increase in wave energy infra-gravity frequency band

Работа выполнена в соответствии с государственной программой ИМГиГ ДВО РАН при частичной финансовой поддержке ДВО РАН (грант № 18-1-004. Изучение фундаментальных основ взаимодействия гидроакустических, гидрофизических и геофизических процессов различного масштаба в зоне перехода геосфер Дальнего Востока России и восточного сектора Арктики, раздел 2).

(periods of 30–300 s) during strong storms. Maxima in the charts of the current spectrum are allocated at fixed frequencies corresponding to the resonant periods of the bays. The wave field randomization was found during the greatest storm (the spectrum looks like the white noise spectrum, resonance peaks are not expressed). **Keywords**: wind waves, storm, cyclone, wind, gust, surface atmospheric pressure, visual observations, instrumental measurements.

Введение

Данные о ветровом волнении необходимы для решения многих практических задач, таких как обеспечение безопасности судоходства и погрузо-разгрузочных работ в портах, гидротехническое строительство на морских побережьях, изучение абразии берегов и организация берегозащиты и т.д. Характеристики волнения необходимы также для развития теории ветрового волнения применительно к конкретным условиям различных акваторий, усовершенствования методов расчета элементов волн в прибрежной зоне и прогнозирования опасных ситуаций.

На данный момент характер волнового режима в районе Курильских островов слабо изучен. Существует несколько крупных обобщений по данной тематике, например [Атлас..., 1968; Гидрометеорология..., 1998]. Как правило, в таких сводках данные о волнении в прибрежной части не освещены. А распространение волновых характеристик в открытом море на прибрежную зону не вполне корректно в связи с существенной деформацией волн на мелководье, а также из-за сложности учета морфометрических характеристик прибрежной акватории.

В данной работе предпринята попытка анализа сезонной и межгодовой изменчивости сильного волнения на основе данных визуальных наблюдений на двух береговых гидрометеорологических станциях (ГМС) п.г.т. Южно-Курильск (о. Кунашир) и В с. Малокурильское (о. Шикотан, рис. 1А). Кроме того, рассмотрены материалы инструментальных измерений ветрового волнения внутри бухт Малокурильская и Димитрова, расположенных в северной и юго-восточной частях о. Шикотан. Важной особенностью этих измерений была регистрация экстремальных штормов в декабре 2014 и октябре 2015 г.

Продолжительные измерения предоставляли возможность изучения изменчивости характеристик ветрового волнения во времени, формирования инфрагравитационных резонансных колебаний в бухтах и других особенностей, присущих конкретным акваториям. В сжатом изложении результаты этих исследований опубликованы в работах авторов [Ячменев, Хузеева, 2017; Шевченко и др., 2018], здесь они представлены более полно и развернуто.



Рис. 1. Расположение береговых ГМС Южно-Курильск и Малокурильское (А) и автономных регистраторов волновых процессов ИМГиГ ДВО РАН в бухтах Крабовая, Малокурильская, Церковная и Димитрова о. Шикотан (Б).

Материалы наблюдений

Накопленные в Сахалинском управлении по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды материалы многолетних наблюдений на прибрежных ГМС за характеристиками ветрового волнения сведены в цифровую базу данных, позволяющую проводить статистический анализ [Хузеева, 2015].

В работе использованы ежедневные данные наблюдений за волнением по двум ГМС, расположенным на побережье южной части Курильской гряды: в п.г.т. Южно-Курильск (о. Кунашир) и с. Малокурильское (о. Шикотан, рис. 1А). Измерения были начаты на первой из них в 1954 г., на второй – в 1955 г. и проводятся по настоящее время.

Наблюдения за волнением на указанных пунктах проводятся в основном визуально. Инструментальные наблюдения производились на ГМС Южно-Курильск в период 1961-1992 гг. с использованием волномераперспектрометра ГМ-12. В целом визуальные наблюдения репрезентативны только для прибрежных акваторий, где расположены пункты наблюдений, они обычно не отражают волновые условия в открытых районах моря, для которых, как правило, используют результаты численного моделирования. В свою очередь, для прибрежных акваторий расчеты ветрового волнения сопряжены с определенными сложностями, и данные береговых станций можно использовать для их корректировки.

ГМС Малокурильское расположена в северо-восточной части о. Шикотан на побережье Южно-Курильского пролива, на возвышенном мысу между бухтами Малокурильская и Хромова. Береговая черта в пункте наблюдений представляет крутой обрыв, глубина моря в месте определения элементов волнения составляет 20–30 м. Станция закрыта для прямого подхода ветровых волн большинства направлений, за исключением восточного и северо-восточного румбов.

ГМС Южно-Курильск находится на юговосточном побережье о. Кунашир, выходящем к Южно-Курильскому проливу. Наблюдения за элементами волн производятся в северной части бухты Южно-Курильская, прикрытой от прямого подхода ветровых волн одноименным мысом. Поэтому высоты волн здесь существенно меньше, чем на станции Малокурильская.

Для обеих станций считалась помесячная повторяемость (%) ветрового волнения и волн зыби и для каждого месяца отдельно формировались диаграммы распределения по градациям высоты (м) и направлениям. Основное внимание было уделено ситуациям, когда в изучаемом районе наблюдались экстремальные штормы.

На о. Шикотан Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН в течение последних нескольких лет проводит инструментальные измерения волновых процессов путем постановки в бухтах Малокурильская и Крабовая со стороны Южно-Курильского пролива и в бухтах Церковная и Димитрова на океанском побережье (рис. 1Б) автономных донных станций с измерителями придонного гидростатического давления. Эти приборы предназначены для регистрации волн цунами, и обычно данные при записи в память усреднялись с периодом 1 мин. Однако в 2014-2015 гг. в некоторых случаях использовались измерители волнения и уровня АРВ К-14 с частотой опроса 1 Гц. Это позволило определять характеристики ветрового волнения (применялась методика пересчета давления на дне к высотам поверхностных волн [Кабатченко и др., 2007]). Положение датчиков внутри сравнительно закрытых бухт еще в большей мере, чем визуальные наблюдения на береговых ГМС, определяет возможность изучения параметров волнения только внутри этих акваторий, поэтому полученные результаты отражают локальные особенности этих характеристик. В то же время измерения вблизи портовых сооружений в бухте Малокурильская позволяют использовать полученные данные для ряда прикладных задач. К тому же инструментальные измерения дают возможность рассмотреть некоторые специфические аспекты, такие как изменчивость высот и периодов волн на различных фазах развития шторма, формирование инфрагравитационных волн (в том числе вариаций интенсивности резонансных колебаний в бухтах при усилении или ослаблении волнения), и т.д. Для решения последней задачи в определенной мере пригодны и материалы наблюдений, полученные с дискретностью 1 мин.

Сезонные и межгодовые вариации параметров волнения

ГМС Малокурильское. С октября по март в районе ГМС Малокурильское преобладает волнение северо-западного румба (в декабре его доля достигает 46.8 %, в январе – 45 %). Средние высоты волн составляют 0.8–1.1 м. Повторяемость сильного волнения (1.5 м и более) в октябре – 15.5 %, в декабре–январе она увеличивается до 34.2 %. Максимальные зарегистрированные высоты волн составили от 10 до 12 м.

В апреле увеличивается доля волнения южного румба (до 22 %), но и северо-западный также вносит значительный вклад (20.5 %) в общую картину. Среднемесячная высота волны составляет 0.8 м. С апреля штормовая активность начинает ослабевать, и к маю повторяемость штормового волнения снижается до 7 %. Однако максимальная высота волны в апреле может достигать 8 м (северо-западного румба).

С мая по сентябрь преобладающим румбом остается южный (до 32 %), величины среднемесячных высот волн составляют 0.4–0.5 м. Летом прибрежная акватория в районе ГМС Малокурильское наиболее спокойная, повторяемость штормового волнения падает до 2–3 %, к сентябрю возрастает до 8.1 %. Максимальные величины в этот период находятся в диапазоне 5–8 м.

ГМС Южно-Курильск. В холодный период (декабрь-март) в районе ГМС Южно-Курильск ветровое волнение распространяется преимущественно с северо-запада (до 49 %). В апреле начинается перестройка атмосферного поля к летнему типу, и на это направление приходится уже 28.5 %, наблюдается усиление волнения южного румба (20.7 %).

Летом преобладает волнение с юга, юговостока и востока, со средними высотами 0.4 м, максимальная зарегистрированная высота волны составляет 2.5 м. В осенний период наибольший вклад вносит волнение с юга и юго-запада, только в ноябре возрастает волнение северо-западного румба. Средние высоты волн увеличиваются до 0.7 м при максимальных высотах 5 м.

Наибольшие высоты волн наблюдаются при штормах восточного направления, когда к рассматриваемому побережью подходят волны со стороны Тихого океана.

По данным ГМС Южно-Курильск, повторяемость штормового волнения в летние месяцы составляет 2–3 %, а в осенние месяцы увеличивается до 13 %.

Удобной количественной характеристикой сильного волнения является число дней с волнением в 4 балла (когда волны хорошо развиты, их высоты 1.25–2.0 м, повсеместно белые барашки, работа маломерного флота прекращается [РД..., 2017]) и более. Для каждой из рассматриваемых станций за многолетний период наблюдений было рассчитано среднее значение количества дней с таким волнением, и распределение этого показателя по месяцам дает представление о сезонной изменчивости штормового волнения (рис. 2).



Рис. 2. Внутригодовая (вверху) и межгодовая изменчивость сильного волнения по визуальным наблюдениям на береговых ГМС Южно-Курильск (о. Кунашир) и Малокурильское (о. Шикотан). По вертикали количество дней с волнением ≥ 4 балла.

Также определялось общее число таких дней за год, что дает представление о межгодовых вариациях интенсивности волнения (рис. 2).

Вариации сильного волнения на исследуемых акваториях имеют хорошо выраженный сезонный ход. Повторяемость сильного волнения по наблюдениям на станции Малокурильское наиболее велика в осеннезимний период (ноябрь–январь): в среднем 12–13 дней с сильным волнением. В более закрытом порту Южно-Курильск максимальная интенсивность волнения наблюдается в осенние месяцы, с сентября по ноябрь, 4–5 дней.

Летние месяцы (июнь–август) в этом районе наиболее спокойные, интенсивность штормового волнения резко падает по сравнению с осенне-зимним периодом в связи со слабовыраженными атмосферными процессами. Количество дней с сильным волнением в этот период снижается в среднем до 1–5 дней, но высоты волн могут достигать значительных величин (3–8 м).

На станции Южно-Курильск наблюдается резкое снижение числа дней с сильным волнением начиная с 1992 г. (рис. 2). Если за 1954–1991 гг. среднее число таких дней составляло 30.7, то за 1992–2016 гг. оно снизилось более чем в 4 раза – до 7.4. Наиболее вероятным объяснением такого резкого изменения (при относительной стабильности показателя на каждом из указанных интервалов) является прекращение на ГМС Южно-Курильск инструментальных наблюдений в 1992 г.

На станции Малокурильское показатель сильного волнения испытывал более значительные колебания (рис. 2). В конце 1950-х годов его значения были самыми высокими (в среднем 120 дней с волнением 4 балла и выше за год), затем было резкое падение в 1960 г. В 1961–1972 гг. наблюдения не производились, а в 1970-е интенсивность волнения была низкой, около 45 дней за год. В следующем десятилетии показатель сильного волнения вырос до 70 дней, а в первой половине 1990-х превысил отметку 100 дней за год. Во второй половине 1990-х число лней с сильным волнением снизилось до 29, а в нынешнем столетии возросло до 63 при сравнительно небольших вариациях.

Наиболее вероятной причиной таких значительных колебаний являются изменения направления траекторий циклонов и обусловленные этим изменения скорости и направления сильных ветров.

Экстремальные штормы на южных Курильских островах

Штормовое волнение в районе южных Курильских островов формируется под воздействием циклонов и тайфунов, образовавшихся в районе, примыкающем к юго-восточной оконечности Азии, и перемещающихся по прилегающей акватории Тихого океана. Большое влияние на формирование штормового волнения оказывают также западные континентальные циклоны, образующиеся над Северным Китаем, Маньчжурией и Забайкальем. Траектории центров этих циклонов проходят с запада на восток, они пересекают о. Сахалин в направлении Охотского и Берингова морей [Гидрометеорология..., 1998].

В последние 10–12 лет случаи прохождения циклонов и тайфунов, сопровождавшихся ураганными ветрами и мощным штормовым волнением, заметно участились. Рассмотрим наиболее опасные ситуации, при которых были отмечены повреждения гидротехнических сооружений, размывы некоторых участков побережья, полотна автомобильной дороги Южно-Курильск – Головнино и иной экономический ущерб.

Шторм 7–10 октября 2006 г. был вызван глубоким циклоном (давление в центре 964–968 гПа, диаметр барического образования около 2400 км), смещавшимся вдоль северо-западной окраины Тихого океана к южным Курильским островам (бывший тайфун «Бебинга»).

Центр циклона располагался в районе Южных Курил, после чего продолжал смещаться в северо-восточном направлении. По данным наблюдений гидрометеостанции Малокурильское, во время наиболее интенсивного шторма 7–8 октября на побережье о. Шикотан отмечался северо-восточный ветер со скоростью 30 м/с, порывы достигали 40 м/с. В Южно-Курильске (о. Кунашир) направление ветра было

северо-западное. Высота волнения 7 октября со стороны Южно-Курильского пролива достигала 5 м (по данным наблюдений ГМС Малокурильское).

6-8 января 2007 г. над Южными Курилами прошел глубокий циклон с давлением в центре 950 гПа. Траектория его движения: северо-восточное побережье о. Хонсю – юго-восточное побережье о. Хоккайдо – о. Симушир – далее на восток, в Тихий океан. Максимальная высота волнения 5 м (8 января на ГМС Малокурильское), при северо-западном ветре 22 м/с, с порывами до ураганного – 33 м/с. Были размыты дороги, подтоплен пирс.

Воздействие экстремальных штормов 2006–2007 гг. на побережье о. Шикотан, в частности гибель леса от осолонения почвы в районе бухты Церковная, рассмотрено в работе [Ганзей и др., 2010]. В ней отмечено, что штормы близкой силы наблюдались на этом острове только во второй половине 1950-х годов, около 50 лет подобных событий не отмечалось.

В декабре 2008 г. глубокий циклон с давлением в центре 960 гПа образовался из двух циклонов. 24 декабря один из циклонов вышел с Желтого моря, смещался по Японскому морю и через прол. Лаперуза вышел в югозападную часть Охотского моря. В паре с ним по Тихому океану восточнее о. Хонсю смещался другой циклон, который в дальнейшем (26 декабря) также вышел в Охотское море, где 27 декабря углубился, что привело к усилению ветра над южными Курильскими островами. Медленно заполняясь, он оставался здесь по 29 декабря. Максимальная высота волнения со стороны Южно-Курильского пролива достигала 6 м (ГМС Малокурильское, 27 декабря) при северо-западном ветре со скоростью 27-33 м/с.

9–11 ноября 2010 г. циклон с давлением в центре 975 гПа вышел с Тихого океана через юг Курильских островов к юго-западной части Охотского моря. При этом ветры западной четверти в центральной части Охотского моря и северного направления усилились до 18–23 м/с, в юго-западной части до 25–34 м/с. Высота волнения 10 ноября со стороны Южно-Курильского пролива достигала 5 м (по данным наблюдений ГМС Малокурильское).

16-18 декабря 2014 г. над южными Курильскими островами наблюдался мощный циклон с давлением в центре около 950 гПа (рис. 3). В Южно-Курильске и Курильске 17 декабря ветер усилился до 35-42 м/с, а его порывы достигли 51 м/с. Ни таких низких значений приземного атмосферного давления, ни подобных скоростей ветра (на ГМС Малокурильское порывы ветра достигали 54 м/с) в изучаемом районе не наблюдалось за последние 50 лет. Сильные ветра были вначале восточного, а затем северо-восточного румбов – наиболее волноопасных направлений для Южно-Курильского пролива и расположенных на его побережье населенных пунктов. В течение дня циклон сместился к западу вдоль северо-восточного побережья Хоккайдо. В ночь на 18 декабря он совершил разворот на юго-восток и утром 18 декабря начал отходить в Тихий океан. Высота волнения в бухте Южно-Курильская 17 декабря достигала 4 м – наибольшей величины для данной бухты за весь период наблюдений.



Рис. 3. Космический снимок ИСЗ Aqua за 17 декабря 2014 г., показывающий положение циклона над южными Курильскими островами.

Порт п.г.т. Южно-Курильск и часть населенного пункта, прилегающая к устью р. Серебрянка, и мост через нее были затоплены (рис. 4, 5), на нескольких участках наблюдались размывы автомобильной дороги. Хозяйству района был нанесен существенный материальный ущерб, сравнимый с ущербом от Тохоку-цунами 11.03.2011 г. [Кайстренко и др., 2011]. По экспертной оценке, высота нагонной волны была около 1 м, что также является наибольшим значением за последние 70 лет (береговой самописец уровня моря к этому времени был закрыт). Высота нагона по наблюдениям на береговом мареографе в бухте Малокурильская составила 63 см (рис. 6), что превышало зафиксированное ранее значение за период наблюдений с 1971 по 1994 г. [Шевченко, 2017]. При этом максимум нагона пришелся на полную воду прилива, что еще в большей мере усилило воздействие штормовых волн на побережье.

Этот экстремальный шторм вызвал значительные повреждения нового пирса в порту Южно-Курильска, сданного в эксплуатацию в 2010 г. При проведении предпроектных изысканий оценки ветрового волнения основывались на расчетах по достаточно продолжительному периоду относительного затишья, до экстремальных штормов последнего десятилетия. Поэтому гидротехническое сооружение, не рассчитанное на подобные воздействия, получило значительные повреждения и требует капитального ремонта.

Шторм 8–9 октября 2015 г. в районе южных Курильских островов был вызван тайфуном «Choi-Wan», который образовался в Тихом океане, в тропических широтах, и смещался в северо-западном и северном



Рис. 4. Пирс в порту п.г.т. Южно-Курильск, затопленный во время шторма 17 декабря 2014 г. Фото К. Першина



Рис. 5. Часть п.г.т. Южно-Курильск, прилегающая к устью р. Серебрянка, и мост через нее, затопленные во время шторма 17 декабря 2014 г. *Фото К. Першина*



Рис. 6. Ежечасные значения уровня моря по наблюдением на береговом мареографе в бухте Малокурильская. Синяя линия – исходные значения, коричневая – предвычисленный прилив, красная – непериодическая составляющая.

направлении к южной части Курильской гряды. 8 октября центр циклона располагался в районе южных Курильских островов, давление в центре 955 гПА. По данным наблюдений гидрометеостанции Малокурильское, на побережье о. Шикотан наблюдался штормовой ветер северо-восточного направления со скоростью 16-24 м/с, порывами 45-48 м/с. Высота волнения со стороны Южно-Курильского пролива 8 октября достигала 4.0 м (по данным визуальных наблюдений ГМС Малокурильское). Даже при гораздо менее сильных штормах на данной станции фиксировались волны высотой 8-9 м, поэтому такое низкое значение, скорее всего, объясняется низким качеством визуальных наблюдений. Так, в декабре 2014 г. здесь была отмечена высота волны 2.5 м, существенно меньшая, чем в гораздо более закрытом для проникновения волн порту Южно-Курильска. В целом серия экстремальных штормов последнего десятилетия лишь в малой степени отражена в материалах визуальных наблюдений.

9 октября тайфун начал медленное смещение на север и через о. Итуруп вышел в Охотское море, с глубиной заполнения 970 гПа. По данным наблюдений ГМС Малокурильское, 9 октября отмечался ветер северо-восточного направления со скоростью 11–15 м/с, порывы достигали 34 м/с. Максимальная высота волны составила 2.0 м.

В целом серия экстремальных штормов последнего десятилетия лишь в малой сте-

пени отражена в материалах визуальных наблюдений, что демонстрирует существенные проблемы их качества, усугубляющегося в последние годы снижением уровня профессиональной подготовки и дисциплины наблюдателей на удаленных гидрометеорологических станциях.

Инструментальные измерения волновых процессов в бухтах о. Шикотан

В бухтах о. Шикотан были получены инструментальные записи волновых процессов при экстремальных штормах 2014–2015 гг., причем в бухте Димитрова во всех случаях, а в бухте Малокурильской только в 2015 г. измерения производились прибором APB с частотой 1 Гц. Вариации придонного давления пересчитывались в смещения свободной поверхности с учетом глубины постановки прибора по методике [Кабатченко и др., 2007] при помощи программы, любезно предоставленной И.М. Кабатченко (Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова).

Для анализа особенностей волновых процессов строились графики изменений высот волн обеспеченностью 1, 2 и 13 % (последняя соответствует значимой высоте ветровых волн, график представлен на рис. 7), а также диаграммы текущего спектра. Для построения такой диаграммы рассчитывались значения спектральной плотности по последовательным фрагментам записи длительностью 15 мин и заносились в таблицу-матрицу, по одной координате которой откладывалась частота, по другой – время. Заполненная таким образом матрица отражает изменение во времени спектральной плотности в диапазоне частот от 0.002 до 0.5 Гц (периоды от 500 до 2 с, рис. 2).

За интервал наблюдений с 26.07.2014 по 2.01.2015 г. отмечено 12 штормовых ситуаций, из которых 3 (16–17 октября, 1–3 и 16–18 декабря) можно отнести к сильным штормам, остальные были умеренными (значимая высота волны в бухте Димитрова менее 0.5 м). В летний период основной максимум в спектре приходился на периоды волн зыби (7–9 с), осенью преобладала более низкочастотная зыбь с периодами 9–15 с, роль ветрового волнения была незначительна.

При шторме 16–17.12.2014 г. значимая высота волны достигала достаточно скромной отметки 1.7 м, что, однако, вдвое больше, чем второй максимум за примерно полугодовой интервал наблюдений, зафиксированный при достаточно сильном шторме в октябре того же года. Вероятно, в данном случае сказалось положение регистратора в закрытой от прямого действия волнения части бухты. Отметим резкое возрастание данного параметра на начальной фазе шторма и сравнительно плавное его убывание в течение примерно двух суток.

Анализ диаграммы текущего спектра показал, что на начальной стадии развития шторма спектральный максимум приходился на периоды 8–9 с, затем сместился в низкочастотную



область (17–18 с), при этом возник второй максимум на периодах 4–6 с. Это была одна из немногих ситуаций, когда ветровое волнение играло существенную роль в бухте Димитрова. В диапазоне волн зыби период спектрального максимума плавно уменьшался и 18 декабря изменялся от 12 до 10 с.

Еще одной особенностью рассматриваемой штормовой ситуации было существенное возрастание энергии в диапазоне инфрагравитационных волн (30–300 с). Аналогичный, но более слабый эффект наблюдался также при сильных штормах в середине октября и первых числах декабря. На диаграммах текущего спектра выделяются устойчивые полосы на периодах 2.2, 3.3 и 4.8 мин, присутствующие как в спокойную, так и в штормовую погоду (относительная выраженность этих максимумов при сильных штормах

> уменьшается, происходит стохастизация волнового поля – спектр длинноволновых колебаний в указанном диапазоне периодов приобретает характер, близкий к спектру белого шума). Устойчивость этих максимумов указывает на их топографический характер, указанные периоды отвечают высокочастотным модам бухты [Рабинович, Левянт, 1992].

В 2015 г. измерения в бухте Димитрова проводились с 24 мая по 22 октября, за этот период отмечено 4 сильных шторма, когда значимая высота волны превышала 0.5 м (10-11 июня, 15-16 и 22-25 сентября, 8-9 октября, рис. 8). Отмечено аналогичное выявленному в 2014 г. различие спектральных максимумов волнения при штормах в летний

Рис. 7. График значимой высоты волны (А) и диаграмма текущего спектра по измерениям волнения (Б) в бухте Димитрова (океанское побережье о. Шикотан) за период с 26 июля 2014 по 2 января 2015 г.

и осенний период, что, вероятно, связано со специфическими перестройками атмосферных процессов в изучаемом районе.

Экстремальный шторм 8–9.10.2015 г. проявился несколько слабее по сравнению с рассмотренным выше событием, значимая высота волны достигла 1.4 м. Диаграмма текущего спектра показала, что, как и в декабре предшествовавшего года, наиболее интенсивные колебания вначале отмечены на периодах 8–9 с, после чего период спектрального максимума увеличивался до 17–18 с (рис. 9А). Затем, по мере ослабления шторма, период спектрального максимума возвращался к исходным значениям. Короткопериодное ветровое волнение, в отличие от декабрьского шторма, проявилось существенно слабее.

В более закрытую, расположенную на побережье Южно-Курильского пролива бухту Малокурильская волнение проникает еще более ослабленным, максимальная значимая высота волны при экстремальном шторме со-

ставила всего 0.5 м. Весьма примечательна диаграмма текущего спектра волнения, на которой выделяются две узкие полосы, отвечающие короткопериодному волнению и зыби (рис. 9Б). Для этих полос характерны существенные вариации частоты спектрального максимума, синхронные с колебаниями уровня моря (высоким значениям уровня отвечают более высокие частоты, или более короткие периоды, а низким, соответственно, более низкочастотные волны). Период спектрального максимума волнения изменялся преимущественно от 5 до 7 с, а зыби – от 9 до 15 с. Сложно объяснить причину этого интересного явления. Вероятнее всего, трансформация волнения на фазах прилива и отлива

происходит в узкой горловине бухты. Аналогичная картина наблюдалась в бухте Димитрова только один раз, после экстремального шторма 8–9 октября 2015 г.

Как и в бухте Димитрова, на диаграмме текущего спектра в бухте Малокурильская выделяются устойчивые полосы на периодах около 1.9, 3 и 4.8 мин. Два последних упоминались в работе [Рабинович, Левянт, 1992] как резонансные периоды высокочастотных мод бухты, а самая короткопериодная не могла быть определена по измерениям с дискретностью 1 мин. В отличие от рассмотренного выше бассейна, в Малокурильской бухте не наблюдалось стохастизации волнового процесса и существенного возрастания энергии в высокочастотной части спектра при максимальном развитии шторма. Вероятно, это обусловлено топографическими особенностями бассейна, более защищенного от проникновения волнения.

В бухтах Крабовая и Церковная были получены записи длинноволновых процессов



Рис. 8. График значимой высоты волны (вверху) и диаграмма текущего спектра волнения, рассчитанного по последовательным 15-минутным измерениям волнения в бухте Димитрова за период с 24 мая по 22 октября 2015 г.

с дискретностью 1 мин, что позволило изучить вариации их спектральных характеристик на различных стадиях развития шторма. Расчет спектров производился по отрезкам суточной продолжительности, по интервалам продолжительностью 6 ч с половинными сдвигами, число степеней свободы равно 13.

В бухте Крабовая в спокойную погоду и на начальной фазе шторма (расчет за 7 и 8 октября 2015 г.) в высокочастотной области спектра выделялись сравнительно слабые пики на периодах около 3, 4.5, 6 и 7.7 мин. При максимальном его развитии и на фазе ослабления (расчеты по отрезкам записи за 9 и 10 октября) на периодах менее 7 мин уровень энергии снизился, что довольно необычно, заметное его возрастание отмечено на периодах 7 и 7.8 мин.

В бухте Церковная перед штормом (расчет по отрезку за 7 октября 2015 г.) выделялся хорошо выраженный пик на периоде 7.5 мин, который при возрастании интенсивности волнения исчез (расчет за 9 октября, рис. 10). Отмечены стохастизация волнового поля, выраженная в выполаживании графика спектральной плотности на периодах до 10 мин, который стал близок к спектру белого шума, и появление на периоде 3 мин пика, отсутствовавшего ранее.

С усилением этих короткопериодных колебаний инфрагравитационной природы может быть связано явление тягуна – интенсивных течений, изменяющих свое направление



Рис. 9. Диаграммы текущего спектра по измерениям волнения в бухтах Димитрова (А) и Малокурильская (Б) за период 1–10 октября 2015 г.



Рис. 10. Графики спектральной плотности, рассчитанные по суточным отрезкам записи 7 октября (сравнительно спокойная погода) и 9 октября 2015 г. (сильный шторм) в бухте Церковная.

каждые 1.5 мин. Эти течения могут представлять опасность для заходящих в бухту промысловых судов или иных транспортных средств, использующих ее как убежище во время шторма. Аналогичные проблемы может создавать сейша с периодом около 4 мин в бухте Крабовая, где имеется действующий порт.

Заключение

За последние 10 лет экстремальные штормы на южных Курильских островах, имевшие негативные последствия для объектов и транспортных коммуникаций, расположенных в прибрежной зоне, заметно участились. В то же время анализ данных визуальных наблюдений за ветровым волнением на береговых ГМС не выявил отражения этого факта в такой характеристике, как число дней с сильным волнением (4 балла и выше) за год. Этот показатель снизился на ГМС Южно-Курильск начиная с 1992 г. примерно в 4 раза по сравнению с предшествующим периодом, что, вероятно, можно объяснить прекращением на этой станции инструментальных наблюдений за волнением. На ГМС Малокурильское число дней с сильным волнением испытывало значительные межгодовые вариации, наибольшая интенсивность волнения отмечена во второй половине 1950-х и первой половине 1990-х годов.

Повторяемость сильного волнения имеет выраженный годовой ход: она наиболее высока в осенне-зимний период (октябрь–январь), летом интенсивность волнения падает, что связано с особенностями атмосферных процессов в изучаемом районе. Данный результат согласуется с сезонной изменчивостью интенсивности волнения, характерной для всего Охотоморского региона [Гидрометеорология..., 1998].

В результате постановок автономных донных станций в 2014–2015 гг. в бухтах о. Шикотан были получены продолжительные инструментальные записи волнения и колебаний уровня моря. При анализе этих записей выявлен ряд аномальных ситуаций, наблюдавшихся при прохождении над южными Курильскими островами глубоких циклонов и тайфунов, включая экстремальные штормы 17–18.12.2014 г. и 8–9.10.2015 г.

В бухте Димитрова на океанской стороне острова выявлено существенное различие в преобладающих периодах волнения при летних (7–9 с) и осенних (9–15 с) штормах. Отмечены вариации периода спектрально-го максимума при экстремальном шторме 17–18.12.2014 г. с 8–9 до 16–18 с, а затем вновь до 10 с по мере развития шторма, а также заметный вклад ветрового волнения с периодами 4–6 с, не наблюдавшийся при более слабых штормах.

В бухте Малокурильская при экстремальном шторме 8–9.10.2015 г., а также при обычных погодных условиях обнаружены вариации спектрального максимума волнения, синхронные с приливом. В бухте Димитрова подобные вариации выражены существенно слабее.

Выявлено значительное возрастание энергии в инфрагравитационном диапазоне (30–300 с) при сильных штормах. На диаграммах текущего спектра выделяются полосы на фиксированных частотах (в бухте Димитрова – на периодах 2.2 и 3.3 мин, в бухте Малокурильская – на периодах 1.9, 3 и 4.8 мин), отвечающие короткопериодным резонансным модам этих бассейнов. На фазе наибольшего развития шторма происходит стохастизация волнового поля (спектр приобретает характер белого шума, резонансные пики не выражены).

При прохождении глубокого циклона 17–18.12.2014 г. на береговом мареографе в бухте Малокурильская зафиксирован экстремальный штормовой нагон высотой 63 см, пришедшийся к тому же на полную воду прилива. Вместе с наибольшими за период наблюдений высотами ветровых волн, это совпадение привело к значительному материальному ущербу в Южно-Курильском районе.

Полученные результаты могут быть использованы для обеспечения безопасности мореплавания в прибрежных водах южных Курильских островов и оценки воздействия экстремальных штормов на берега. Авторы выражают благодарность жителю Южно-Курильска Кириллу Першину, любезно предоставившему свои фотографии, сделанные во время шторма 17–18 декабря 2014 г.

Список литературы

1. Атлас волнения и ветра Тихого океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. 125 с.

2. Ганзей Л.А., Разжигаева Н.Г., Харламов А.А., Ивельская Т.Н. Экстремальные шторма 2006–2007 гг. на о. Шикотан: воздействие на прибрежный рельеф и осадки // Океанология. 2010. Т. 50, № 3. С. 458–467. [Ganzei L.A., Razzhigaeva N.G., Harlamov A.A., Ivel'skaya T.N. Extreme storms in 2006–2007 on Shikotan Island and their impact on the coastal relief and deposits. Oceanology, 2010, 50(3): 425-434. https://doi. org/10.1134/s0001437010030112]

3. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 9. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеоиздат, 1998. 342 с.

4. Кабатченко И.М., Косьян Р.Д., Красицкий В.П., Серых В.Я., Шехватов Б.В. Опыт эксплуатации волнографа-мареографа ВМ-04 // Океанология. 2007. Т. 47, № 1. С. 150–155. [Kabatchenko I.M., Kos'yan R.D., Krasitskii V.P., Serykh V.Ya., Shekhvatov B.V. Operating experience with a BM-04 wave-tide gauge. Oceanology, 2007, 47(1): 135-140. https://doi.org/10.1134/s0001437 00701016x]

5. Кайстренко В.М., Шевченко Г.В., Ивельская Т.Н. Проявления цунами Тохоку 11 марта 2011 г. на Тихоокеанском побережье России // Вопросы инженерной сейсмологии. 2011. Т. 38, № 1. С. 41–64. 6. Рабинович А.Б., Левянт А.С. Влияние сейшевых колебаний на формирование спектра длинных волн у побережья Южных Курил // Океанология. 1992. Т. 32, № 1. С. 29–38.

7. РД 52.10.842-2017 Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 9. Гидрометеорологические наблюдения на береговых станциях и постах. М.: ИТРК, 2017. 375 с.

8. Хузеева М.О. Повторяемость штормового волнения в прибрежной части Южной Курильской гряды по данным наблюдений береговых гидрометеорологических станций // *Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска*: сб. ст. Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 381–385.

9. Шевченко Г.В. О влиянии прилива на формирование опасных подъемов уровня на побережье Охотского моря и прилегающих районов при цунами и штормовых нагонах // Океанология. 2017. Т. 57, № 5. С. 690–701. doi:10.7868/S0030157417050033 [Shevchenko G.V. How the tide influences dangerous level rises on the coast of the Sea of Okhotsk and adjacent areas in cases of tsunami and storm surges. Oceanology, 2017, 57(5). С. 621–631. https://doi.org/10.1134/s0001437017050150]

10. Шевченко Г.В., Хузеева М.О., Ячменев В.Е., Шишкин А.А. Экстремальные штормы вблизи Курильских островов по данным визуальных и инструментальных измерений // *Метеорология и гидрология*. 2018. № 8. С. 100–106.

11. Ячменев В.Е., Хузеева М.О. Повторяемость штормового волнения на Южных Курильских островах по данным визуальных наблюдений и инструментальных измерений // Вестник ДВО РАН. 2017. № 1.

Сведения об авторах

ШЕВЧЕНКО Георгий Владимирович, доктор физико-математических наук, ведущий научный сотрудник – лаборатория океанографии, Сахалинский НИИ рыбного хозяйства и океанографии, Южно-Сахалинск, лаборатория цунами, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск; ХУЗЕЕВА Марина Олеговна, начальник отдела гидрологии моря, Сахалинское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Южно-Сахалинск; ЯЧМЕНЁВ Виталий Евгеньевич, инженер-исследователь, ШИШКИН Александр Алексеевич, научный сотрудник – лаборатория цунами, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск.

УДК 551.465

doi: 10.30730/2541-8912.2019.3.1.137-143

Анализ динамики лагунной аккумулятивной барьерной формы (о. Сахалин) на основе математического моделирования и карт деформаций рельефа за многолетний период

© 2019 В. В. Афанасьев*1, И. О. Леонтьев², А. В. Уба¹

¹ Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

² Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*E-mail: vvasand@mail.ru, igor.leontyev@gmail.com

Рассмотрены вопросы динамики барьерных аккумулятивных форм с берегозащитными сооружениями на верхней части берегового профиля. Задача решена на основе детальных морфолитодинамических наблюдений и математического моделирования динамики пересыпи лагуны Мерея зал. Анива на участ-ке расположения завода СПГ «Пригородное». Представлены результаты моделирования воздействий волн на береговой профиль. Отмечено, что расчеты потоков наносов на основе модели lont-2d, выполненные на участках, для которых возможны прямые морфолитодинамические измерения, имеют высокую степень достоверности.

Ключевые слова: Сахалин, пересыпь, вдольбереговой поток наносов, моделирование размыва берегов, берегозащита.

Analysis of the dynamics of the lagoon accumulative barrier form (Sakhalin Island) on the basis of mathematical modeling and relief strain maps for a long-term period

Victor V. Afanasiev*¹, Igor'O. Leont'yev², Aleksey V. Uba¹

¹Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia ²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia *E-mail: vvasand@mail.ru, igor.leontyev@gmail.com

The problems of the dynamics of barrier accumulative forms with coastal protection structures on the upper coastal profile have been considered. The problem has been solved on the basis of detailed morpholithodynamic observations and mathematical modeling of the coastal barrier forms dynamics of the Mereya lagoon of the Aniva bay at the location of the Prigorodnoye LNG plant. The results of modeling the effects of waves on the coastal profile are presented. It is noted that calculations of sediment flows based on the lont-2d model, performed in areas for which direct morphodynamic measurements are possible, have a high degree of confidence.

Keywords: Sakhalin, barrier spit, alongshore sediment flux, modeling of coastal erosion, coastal protection.

Введение

С 30–40-х годов прошлого века на Сахалине актуализировалась проблема защиты аккумулятивных берегов. Остатки японских бетонных и деревянных волноотбойных стенок, сохранившиеся на побережье, расположены главным образом на участках, где прак-

тически отсутствуют морфолитокомплексы средне- и позднеголоценовой прибрежноморской аккумуляции. В послевоенный период в систему берегозащиты добавились сооружения на берегах низких аллювиальноморских террас. Однако за почти столетнюю историю освоения побережья о. Сахалин

берегозащитные сооружения были построены только на одной аккумулятивной форме барьерного типа (пересыпь лагуны Мерея). С одной стороны, это связано с устойчивостью унаследованно развивающихся аккумулятивных форм барьерного типа [Сафьянов, 1996]. С другой – бесполезностью закрепления морского откоса каменной наброской и волноотбойными стенками в условиях размываемого прибрежного дна [Зенкович, 1987]. Тем не менее в последние годы остро встал вопрос защиты пересыпи лагун Пильтун и Чайво на северо-востоке Сахалина. В этой связи представляет научный и практический интерес анализ разрушения аккумулятивных берегов барьерного типа с закрепленной верхней частью берегового профиля.

Район исследования расположен в северной части зал. Анива, в вершине пологого изгиба берега между мысами Томари-Анива и Юноны (рис. 1).



Рис. 1. Обзорная схема района исследований.

Объектом исследования является барьерная форма, по сути пересыпь, между морем и низкой заболоченной поверхностью лагуны, которая называется озеро Мерея. Пересыпь перекрыта насыпными грунтами, по которым проложено полотно автодороги. Его превышение над уровнем моря составляет от 1.8 до 4 м (по Балтийской системе высот 1977 г.). Морская часть пересыпи испытывает размыв, и для защиты трассы последние двадцать лет производятся эпизодические подсыпки скального грунта. Периодическое затопление и разрушение насыпи автомобильной дороги связывают главным образом с недостаточной шириной пляжа. На рассматриваемом участке автодороги ранее располагались берегозащитные сооружения в виде бетонной и деревянной вертикальных волноотбойных стенок. В настоящее время стенки практически полностью разрушены (рис. 2).

Учитывая близость портовых сооружений завода СПГ и, как следствие, необходимость сохранения навигационных глубин, при берегозащитных мероприятиях были проведены исследования процессов и механизмов, определяющих современную динамику берега на данном участке. На основе математического моделирования прибрежной динамики был выполнен расчет вдольбереговых потоков наносов, рассмотрены деформации берегового профиля с 2004 по 2015 гг.



Рис. 2. Морская сторона пересыпи, закрепленная каменной наброской, с остатками деревянной волноотбойной стенки.

Геоморфологическая позиция nepeсыпи лагуны Мерея. В современном виде пересыпь была сформирована, вероятно, в последнюю фазу голоценового прибрежно-морского осадконакопления [Афанасьев, 1992]. В первые фазы средне-позднеголоценового осадконакопления при ингрессии морских вод в долину р. Мерея были сформированы лагунные террасы высотой до 3.5 м [Короткий и др., 1997]. Площадь лагуны-эстуария в этот период была существенно больше. Об этом свидетельствуют эстуарно-лагунные отложения мощностью около 10 м в 200 м к западу от современного прикорневого основания пересыпи и лагунные осадки мористее современного пляжа, вскрытой мощностью в несколько метров. Палеодолина р. Мерея прослеживается в донном рельефе до глубин более 30 м. Мощность эстуарно-лагунных отложений, заполнивших долину реки, по траверсу пересыпи увеличивается с 7 м в западной части пересыпи до 17-18 м в центральной части. В районе современного устья лагуны мощность этих отложений уменьшается до 5 м, и в 180 м далее к востоку они выклиниваются. При инженерных изысканиях на прилегающей к палеодолине акватории на глубинах 16.5-17 м, 13-14 и 8 м были установлены древние береговые линии, что свидетельствует о существенных перестройках лагуны и в раннем голоцене. Таким образом, подводный береговой склон в районе исследования сложен довольно легко размываемыми породами. При этом затопленные водораздельные поверхности выражены в подводном рельефе выходами коренных аргиллитов быковской свиты верхнемелового возраста.

Исходные данные

Батиметрической основой служат навигационная карта зал. Анива и данные промеров, выполненных при наших инженерногеоморфологических изысканиях для целей берегозащиты.

Волновые параметры определены путем вычислений полей частотно-направленных спектров морского волнения на базе полей

ветра, зафиксированных сетью береговых метеостанций в течение нескольких десятков лет. Использовались также данные, приведенные в ТЭО проекта «Сахалин-2» [Проект «Сахалин-2»..., 2002], скорректированные с учетом более поздних исследований. Здесь для основных волноопасных румбов (ЮЗ, Ю и ЮВ) приведены средние параметры волн на глубокой воде (высота \overline{H} и период *T*), соответствующие различным скоростям ветра (W), а также отражена суммарная годовая продолжительность $(t_{...})$ тех или иных волновых ситуаций (табл. 1). Углы подхода волн Θ соответствуют углам между направлением волн и линией север-юг. Очевидно, что волнения южных румбов значительно доминируют по продолжительности и силе. Характеристики экстремальных штормов отражает табл. 2.

Таблица 1. Средние параметры волн (высота \overline{H} и период \overline{T}) на глубокой воде и их годовая продолжительность (t_{x}) для основных направлений

Румб	<i>W</i> , м/с	<i>H</i> м	\overline{T} c	<i>t</i> , ч
	5	0.3	2.7	543
	8	0.7	3.8	210
ЮЗ	11	1.1	4.8	64.2
$\Theta = -45^{\circ}$	16	1.8	6.0	18.2
	20	2.5	6.9	5.1
	30	3.9	8.3	0.7
	5	0.3	2.7	596
	8	0.7	4.1	251
10	11	1.2	5.2	48.9
$\Theta = 0^{\circ}$	16	2.2	6.7	8.8
	20	2.9	7.6	1.5
	22	3.3	8.0	1.1
	26	3.9	8.7	0.7
	5	0.3	2.7	280
	8	0.7	3.9	105
ЮВ	11	1.2	5.0	34.3
$\Theta = 45^{\circ}$	16	2.0	6.4	18.2
	20	2.7	7.2	4.4
	22	3.0	7.5	1.5

Таблица 2. Параметры экстремальных штормов различной повторяемости

	Период повторяемости, лет				
Параметр	1	10	100		
\overline{H} , M	1.8	2.5	3.3		
\overline{T} , c	6.3	7.1	7.9		
Нагон, м	0.4	0.6	0.8		

Прилив в зал. Анива имеет суточный характер, высота его при расчетах принималась равной 1 м. Высота штормового нагона может достигать 0.8 м при периоде повторяемости 50–100 лет, что учитывалось при моделировании экстремальных штормов (табл. 2). Песок на дне и на пляже при расчетах рассматривался как крупнозернистый с характерным средним размером 0.7 мм.

Штормовые деформации профиля

Моделирование воздействий волн на береговой профиль проводилось на основе модели CROSS-Р [Леонтьев, 2014а; Леонтьев и др., 2015] при использовании параметров экстремальных штормов, охарактеризованных в табл. 2. Продолжительность штормов задавалась равной 12 ч. Полученные результаты представлены на рис. ЗА. Показан начальный профиль и профили, сформированные по окончании штормовых воздействий. Исходный профиль взят для участка берега с максимальным возвышением 3.5 м.

Как видим, при каждом шторме тело пересыпи размывается, и смытый материал выносится на подводный склон. Шторма с периодом повторяемости 1, 10 и 100 лет вызывают отступание бровки берега соответственно на 7, 15 и 22 м.

Известно, что в периоды длительного слабого волнения (зыби) донный материал

перемещается преимущественно к берегу, а размытый пляж может в определенной мере восстанавливаться. Чтобы выяснить применимость этого правила к рассматриваемому берегу, было проведено моделирование воздействия слабой зыби на береговой профиль, сформированный штормом с повторяемостью 1 раз в год (рис. 3Б). Параметры зыби следующие: средняя высота 0.4 м, период 8 с, длительность 7 сут.

Из рис. 3Б следует, что зыбь действительно транспортирует наносы с подводного склона на пляж, где откладывает их в форме берегового вала. Однако верхняя часть размытого склона, очевидно, не может быть восстановлена, так как зыбь ее не достигает (вследствие недостаточно высокого нагона и заплеска). При следующем шторме береговой вал будет быстро размыт, и верхняя часть склона снова окажется подверженной размыву. Таким образом, потери материала из тела пересыпи оказываются необратимыми.

Деформации профиля в условиях берегозащиты

В последнее время для защиты морского берега пересыпи применяется каменная наброска, рассматриваемая в модели как волногасящая защита откосного типа. В связи с этим было проведено моделирование штормовых воздействий на берег при наличии кре-



Рис. 3. Волновые воздействия на береговой профиль пересыпи лагуны Мерея: А – деформации профиля берега при штормах различной силы; Б – воздействие слабой продолжительной зыби на штормовой профиль; В – штормовые деформации профиля при наличии каменной наброски; Г – воздействие зыби на закрепленный откос.

пления склона. При расчетах предполагалось, что основание крепления расположено на возвышении пляжа +1 м и движение материала в пределах каменной наброски исключается. Результаты расчетов представлены на рис. 3В. Изменения в пределах пляжа оказываются незначительными. Наиболее заметный эффект – это небольшой размыв и углубление дна у основания крепления, которое составляет около 0.2 м для штормов 1/1 год и 1/10 лет и около 0.4 для шторма 1/100 лет. В результате размыва может происходить некоторое оползание материала крепления. Но в периоды слабой зыби основание крепления будет засыпаться материалом, поступающим к берегу. Об этом свидетельствуют результаты моделирования, показанные на рис. 3Г.

Потоки наносов

Расчеты основывались на модели LONT-2D [Леонтьев, 2014 а, б]. На рис. 4 показано распределение потоков наносов, созданных волнами различных направлений (Ю, ЮВ и ЮЗ), а также результирующий поток, представляющий алгебраическую сумму отдельных потоков. Поток на восток считается отрицательным, на запад – положительным.

ток, ЮВ волны – на запад, и соответствующие потоки в какой-то мере компенсируют друг друга. Таким образом, южные волнения обусловливают транспорт наносов от краев к вершине залива. И поскольку южные волны доминируют, то и результирующий транспорт имеет характер двух противоположных потоков, сходящихся в вершине залива. Очевидно, рассматриваемый участок оказывается в зоне конвергенции. В результате разгрузки потоков здесь должна иметь место аккумуляция материала.

ЮЗ волны продвигают наносы на вос-

В частности, благодаря западному потоку должен аккумулироваться материал, поступающий из устья р. Мерея.

Значения отдельных потоков изменяются в пределах ±20 тыс. м³/год, а амплитуда результирующего потока близка к 40 тыс. м³/год. Средний градиент потока, характеризующий объем аккумуляции на исследуемом участке, имеет порядок 10 м³/м⁻¹год⁻¹, т.е. 10 м³ на метр длины берега в год, что совсем немало. Однако к этим величинам следует подходить с осторожностью. Дело в том, что расчеты дают емкость потоков, т.е. объем, который волны могли бы перенести при наличии достаточного количества наносов на подводном склоне и пляже. Но в условиях рассматриваемого региона слой наносов не является сплошным: на значительной площади дна в береговой зоне присутствуют выходы коренного субстрата и россыпи валунов. Иначе говоря, имеется определенный дефицит материала, и реальные потоки могут быть значительно меньше расчетных.

Тем не менее действующие потоки наносов способствуют сохранению существующей пересыпи. Вместе с тем выдвижение берега в результате аккумуляции не наблюдается. Значит, аккумуляция нейтрализуется процессами



Рис. 4. Распределение потоков наносов вдоль побережья исследуемого участка.

противоположной направленности. Одним из таких процессов может быть повышение относительного уровня моря в результате тектонического погружения суши и глобального подъема уровня океана.

Верификация полученной информации проводилась на основе анализа трендовых тенденций береговой зоны. Переформирование подводного рельефа устанавливается на основе сравнения материалов промеров 2004 и 2015 гг. Данные в формате dwg были оцифрованы в системе DNG и переведены в ГИС. На основе оцифрованных данных была проведена триангуляция точек и построены цифровые равномерные сетки с дискретностью 1/70 угловой секунды. Затем было произведено небольшое сглаживание поверхности. Следующим этапом было вычитание поверхностей и создание результирующей разностной карты. Для построения карт использовалась программа QGIS 2.8.2 Wien. Все расчеты проводились в системе ESPG:3395.

Результирующая карта остаточной поверхности рельефа была сохранена в виде изображения (рис. 5).

Согласно полученным данным, мощность осадков увеличивается на 77 % площади подводного берегового склона. Соответственно площадь размыва составляет 23 %. Приходная часть бюджета наносов за рассмотренный интервал времени равна 315 375 м³, объем размыва 42 940 м³, результирующая приходная часть составляет +272 435 м³ за 11 лет, или 24 767 м³/год. Данное значение полностью соответствует расчетным значениям мощности потока наносов, поскольку причал разгрузки оборудования служит преградой для основного потока наносов в восточном направлении и наносы не выходят за пределы района исследования. Максимальное понижение поверхности подводного берегового склона в юго-восточной части изученного берегового склона составляет около 2 м, оно связано, вероятно, с дноуглублением 2005-2006 гг. для обеспечения навигационных глубин у причала отгрузки СПГ. Основной объем осадконакопления наблюдается в приурезовой зоне до 3-метровой изобаты. Минимальная мощность деятельного слоя здесь 2.5 м.

В заключение несколько слов о влиянии на динамику пересыпи изменений относительного уровня моря. К сожалению, достоверных данных о скорости изменения уровня моря в рассматриваемом районе нет. Для грубой оценки, вероятно, можно использовать значение w = 3 мм/год, немного превышающее среднее значение w для Мирового океана [Гидрометеорология..., 1998]. Далее для оценки соответствующего отступания берега воспользуемся правилом Брууна [Бруун, 1988]:

$$\frac{\partial x_0}{\partial t} = -\frac{w}{\overline{\beta}}, \quad \overline{\beta} = \frac{z_c + h_*}{l_X},$$

где $\partial x_0 / \partial t$ – скорость смещения берега, $\overline{\beta}$ – средний уклон дна активной части профиля длиной l_x , расположенной между глу-



Рис. 5. Карта деформаций берегового склона на основе сравнения материалов промеров 2004 и 2015 гг.

биной замыкания h_* и возвышением пляжа z_c . Глубина замыкания соответствует удвоенной значительной высоте волн, наблюдаемой не более 12 ч в год. Судя по имеющимся волновым данным, искомая высота волн близка к 4 м, и, следовательно, $h_* = 8$ м. Возвышение берега можно принять как среднее по пересыпи $z_c = 3$ м. Согласно данным промеров, $l_v = 550$ м.

В итоге оценка по приведенной формуле дает скорость отступания берега $\partial x_0 / \partial t = -0.15$ м/год. Очевидно, за десяток лет берег отступит всего на 1.5 м. Даже при удвоении величины w изменения будут малозаметными. Эффект повышения относительного уровня в данном случае будет заметен лишь в масштабе сотен лет. Таким образом, фактор подъема уровня едва ли оказывает существенное влияние на динамику пересыпи.

Выводы

Результаты моделирования дают основания полагать, что волногасящее крепление морского откоса пересыпи стабилизирует параметры берегового профиля и не изменяет параметры вдольбереговых перемещений наносов, так как располагается выше зоны наиболее активного переноса. Таким образом, крепление будет достаточно долговечным, а тело пересыпи стабильным.

При современной скорости повышения относительного уровня моря этот процесс не оказывает заметного влияния на динамику исследуемого берега и может проявиться лишь в масштабе столетий.

Расчеты потоков наносов на основе модели lont-2d, выполненные на участках, для которых возможны морфолитодинамические измерения, имеют высокую достоверность. Так, расчетная емкость потока наносов в районе пересыпи лагуны Мерея составляет около 20 тыс. м³/год. После строительства причального сооружения завода СПГ в 2005 г. с его западной стороны за 9 мес. сформировалась аккумулятивная форма заполнения входящего угла объемом около 22 тыс. м³. Сравнение материалов промеров 2004 и 2015 гг. показало, что приходная часть бюджета наносов с западной стороны причала за рассмотренный интервал времени составляет 315 375 м³, объем размыва 42 940 м³, результирующая приходная часть +272 435 м³ за 11 лет, или 24 767 м³/год.

Список литературы

1. Афанасьев В.В. Эволюция побережья дальневосточных морей в голоцене // Эволюция берегов в условиях поднятия уровня океана. М.: ИО РАН, 1992. С. 166–174.

2. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 9. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеоиздат, 1998. 370 с.

3. Зенкович В.П. Из зарубежного опыта морской берегозащиты // Природные основы берегозащиты. М.: Наука, 1987. С. 149–153.

4. Короткий А.М., Пушкарь В.С., Гребенникова Т.А. Морские террасы и четвертичная история шельфа Сахалина. Владивосток: Дальнаука, 1997. 195 с.

5. Леонтьев И.О. *Морфодинамические процессы в береговой зоне моря*. Saarbrücken, Deutschland: LAP LAMBERT Acad. Publ., 2014a. 251 с.

6. Леонтьев И.О. О расчете вдольберегового транспорта наносов // Океанология. 2014б. Т. 54, № 2. С. 226–232. https://doi.org/10.7868/s0030157414020130 [Leont'yev I.O. Calculation of longshore sediment transport. Oceanology, 2014, 54(2): 205-211. https://doi. org/10.1134/s0001437014020131]

7. Леонтьев И.О., Рябчук Д.В., Сергеев А.Ю. Моделирование штормовых деформаций песчаного берега (на примере восточной части Финского залива) // Океанология. 2015. Т. 55, № 1. С. 147–158. https:// doi.org/10.7868/s0030157414060069 [Leont'yev I.O., Ryabchuk D.V., Sergeev A.Y. Modeling of storm-induced deformations of a sandy coast (based on the example of the eastern Gulf of Finland). Oceanology, 2015, 55(1): 131–141. https://doi.org/10.1134/s000143701406006x]

Проект «Сахалин II». Этап 2. ТЭО. Т. 5, кн. 9,
ч. 2. Охрана окружающей среды. М.: ООО НПФ «Экоцентр МТЭА», 2002.

9. Сафьянов Г.А. *Геоморфология морских берегов*. М.: Изд-во МГУ, 1996. 400 с.

10. Bruun P. The Bruun rule of erosion by sealevel rise: a discussion on large-scale two- and threedimensional usages // J. of Coastal Researches. 1988. Vol. 4, N 4. P. 627–648.

Сведения об авторах

АФАНАСЬЕВ Виктор Викторович, кандидат географических наук, заведующий лабораторией, УБА Алексей Владимирович, младший научный сотрудник – лаборатория береговых геосистем, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск; ЛЕОНТЬЕВ Игорь Олегович, доктор географических наук, главный научный сотрудник – лаборатория динамики берегов и шельфа, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва. УДК 551.21

doi: 10.30730/2541-8912.2019.3.1.144-148

Активность вулкана Пик Сарычева (о. Матуа, Средние Курилы) в 2017–2018 гг.: по спутниковым и визуальным данным

© 2019 М. В. Чибисова, А. В. Дегтерев Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия *E-mail: m.chibisova@imgg.ru

Приводятся данные по активизации влк. Пик Сарычева на о. Матуа (Средние Курилы) в 2017–2018 гг. На основе спутниковых и визуальных наблюдений установлено, что в этот период на вулкане произошла очередная активизация, выраженная в серии слабых и умеренных парогазовых и пепловых выбросов. Высота подъема пепло-газовых колонн составляла 4–4.5 км, а максимальная дальность распространения эруптивных облаков достигала 255 км. В силу незначительной высоты выбросов и относительно невысокой концентрации пепла в эруптивных тучах эксплозивная деятельность вулкана не представляла угрозы для международных авиатрасс.

Ключевые слова: Курильские острова, вулкан Пик Сарычева, мониторинг вулканической активности, извержение, спутниковые данные.

The activity of Sarychev Peak volcano (Matua Island, Middle Kuriles) in 2017–2018: on the basis satellite and visual data

Marina V. Chibisova*, Artem V. Degterev

Institute of Marine Geology and Geophysics of the Far Eastern Branch of RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia *E-mail: m.chibisova@imgg.ru

This paper deals with the activation of the Sarychev Peak volcano on Matua Island (Middle Kuriles) in 2017–2018. It has been found on the basis of satellite and visual observations, that volcanic eruptions took place during this period in the form of series of weak and moderate gas and steam explosions. The height of the eruption columns was 4–4.5 km, and the maximum range of eruption clouds reached 255 km. Due to the insignificant height of emissions and the relatively low concentration of ash in eruption clouds, explosive activity of volcano did not produce a threat to international air routes.

Keywords: Kuril Islands, Sarychev Peak Volcano, monitoring of volcanic activity, eruption, satellite methods.

Введение

Действующий вулкан Пик Сарычева (абс. выс. 1446 м) занимает северо-западную часть о. Матуа, расположенного в центральной части Курильской островной дуги (рис. 1). Он относится к числу наиболее активных вулканов региона: в историческое время зафиксировано не менее 10 различных по силе и типу извержений вулкана [Горшков, 1967; Дегтерев, 2011; Мархинин, 1964; Rybin et al., 2011]. Крупное эксплозивно-эффузивное извержение вулкана в июне 2009 г., ставшее по своим параметрам (VEI = 4) одним из самых сильных на Курильских островах за минувшие 100 лет, в значительной мере угрожало безопасности авиаперевозок в северо-западной части Тихого океана [Рыбин и др., 2010;
Rybin et al., 2011]. Эруптивные тучи, по данным VAAC (Volcanic Ash Advisory Center, Токио), поднимались на высоту до 21 км, а шлейф вулканического пепла простирался в западном и северо-западном направлениях на 1.5 тыс. км, в восточном и юговосточном – более чем на 3 тыс. км. Из-за ассоциирующейся с вулканическим пеплом высокой опасности для авиации было изменено 65 авиамаршрутов, проходящих вдоль Курильских островов, 6 отклонены от курса, 2 борта вернулись в аэропорт отправления, совершено 12 незапланированных посадок для дозаправки [Rybin et al., 2011]. В этой связи любые новые данные, касающиеся активности вулкана, имеют большое значение.

В 2017–2018 гг. произошло несколько эпизодов активизации влк. Пик Сарычева, информация о которых представлена в настоящем сообщении. Основой для анализа служат данные дистанционного зондирования (спутниковые снимки NOAA (AVHRR/ POES), Terra и Aqua (MODIS) и Himawari-8), полученные из информационной системы «Дистанционный мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил» VolSatView [Ефремов и др., 2012; Гордеев и др., 2016] и результаты визуальных наблюдений (фотоматериалы и опросные данные очевидцев).

Краткие сведения о вулкане Пик Сарычева. О. Матуа расположен в центральной части Курильской островной дуги (рис. 1). Его северо-западная часть занята влк. Пик Сарычева, постройка которого включает плейстоценовый вулкан Матуа с вершинной кальдерой и собственно молодой действующий конус Пик Сарычева – типичный посткальдерный стратовулкан с вершинным кратером (рис. 2).

Пик Сарычева относится к числу наиболее активных вулканов Курильской островной дуги: его извержения зафиксированы в 1765 (±5), 1878–1879, 1923, 1928, 1930, 1946, 1954, 1960, 1976 и 2009 гг. [Андреев и др., 1978; Горшков, 1948, 1954, 1967; Дегтерев, 2011; Мархинин, 1964; Полонский, 1994; Сноу, 1992; Шилов, 1962; Rybin et al., 2011].

Вершинный кратер влк. Пик Сарычева, имеющий диаметр ~360 м и глубину ~100 м, характеризуется проявлением интенсивной сольфатарной деятельности. В ходе проведения экспедиционных работ на о. Матуа в 2017 г. дважды, 20 и 29 июня, были совершены восхождения на вершину вулкана для проведения визуальных наблюдений за современной парогазовой активностью кратера. Было установлено, что вулкан проявляет характерную для него интенсивную сольфатарную активность: в кратере наблюдается несколько мощных парогазовых выходов, которые локализованы преимущественно в пределах лавовой пробки, заполняющей дно кратера. При этом ее центральная часть имеет заметную усадку, которая маркируется концентрической трещиной, а по краям видна серия радиальных трещин. Каких-либо признаков, свидетельствующих о повышении эксплозивной активности, в июне 2017 г. обнаружено не было [Рыбин и др., 2017].



Рис. 1. Географическое положение о. Матуа с влк. Пик Сарычева.



Рис. 2. Влк. Пик Сарычева, вид с юго-востока (мыс Юрлова), июнь 2017 г.

Активность вулкана Пик Сарычева в 2017–2018 гг.

2017 г. После 9 лет покоя влк. Пик Сарычева возобновил активность: на спутниковых снимках Тегга (MODIS) за 21 октября 2017 г. на вулкане была диагностирована интенсивная (размер 1 пиксель, превышение температуры +22°) термальная аномалия, локализованная в области кратерной зоны. В последующие дни на протяжении месяца регулярно отмечались термальные аномалии разной интенсивности, а также периодически происходили слабые парогазовые выбросы с примесью пепла. С середины ноября

2017 г. вулкан перестал проявлять признаки какой-либо активности.

2018 г. Начиная с 7 мая 2018 г., по данным группы KVERT (http://www.kscnet.ru/ ivs/kvert/van/index.php?type=1), на вулкане периодически фиксировались термальные аномалии. Слабый пепловый выброс на вулкане был отмечен 11 августа 2018 г.

Слабые термальные аномалии и усиление активности на вулкане начали регистрироваться начиная со 2 сентября 2018 г. (рис. 3а). Первый сильный выброс на высоту 3–4 км над ур. м. произошел 12 сентября в 19:03 UTC (здесь и далее используется всемирное ко-



Рис. 3. Эксплозивная активность влк. Пик Сарычева (вид с юга) в 2018 г.: (а) 2 сентября в 19:51 UTC, (б) 17 сентября в 22:10 UTC. *Фото С.А. Татаренкова*



Рис. 4. Изменение расстояния пеплового облака от вулкана при эксплозивном событии 12 сентября 2018 г., в период с 19:10 до 21:00 UTC. При построении графика использованы данные ИС VolSatView.

ординированное время UTC) (http://www. kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?type=1). Эруптивное облако (по наблюдениям с 19:10 до 21:00 UTC), распространявшееся на юговосток, имело протяженность 121 км. Средняя скорость его перемещения составила 81 км/ч; площадь пеплового облака варьировала от 30 до 47 км².

Вулканические взрывы с подобными характеристиками происходили 13 сентября в 23:40 UTC; 14 сентября в 22:40 UTC. Максимальный по мощности из всех эксплозивных эпизодов произошел 17 сентября в 22:10 UTC (рис. 36). Наблюдался пепловый выброс на высоту 4.5 км над ур. м. (http://www.kscnet. ru/ivs/kvert/van/index.php?type=1). Пепловое облако перемещалось на восток-юго-восток на расстояние 255 км, средняя скорость его перемещения составила 50 км/ч (рис. 4), а максимальная площадь – 128 км².

После этого вулканическая активность начала ослабевать. Пепловые выбросы стали более умеренной силы, высотой до 2.5 км, 19 сентября в 02:10 UTC и 20 сентября в 20:40 UTC (рис. 5).

Последний пепловый выброс был отмечен 10 октября в 01:50 UTC. На спутниковых снимках Himawari-8 наблюдался пепловый выброс на высоту до 2.1 км над ур. м. (по данным Tokio VAAC). В последующее время никаких признаков активности на влк. Пик Сарычева не фиксировалось.

По сообщению военного метеоролога С.А. Татаренкова, находившегося на острове с 26 августа по 28 сентября 2018 г., активизация на влк. Пик Сарычева началась 2 сентября в 19:51 UTC (рис. 3а). Визуально пепловые выбросы отмечались 3, 12, 13, 17 сентября (по местному времени), что подтверждает наши спутниковые наблюдения. Весь период активизации отмечались слабые локальные землетрясения.

Выводы

1. В 2017–2018 гг., по данным спутниковых и визуальных наблюдений, на влк. Пик Сарычева наблюдалась очередная активизация, выраженная в серии слабых и умеренных парогазовых и пепловых выбросов. Высота подъема пепло-газовых колонн составляла

4–4.5 км, а максимальная дальность распространения эруптивных облаков – 255 км.

2. Эксплозивная активность влк. Пик Сарычева в 2017– 2018 гг. не представляла угрозы для международных авиатрасс.

3. Учитывая высокую активность вулкана и возможный катастрофический характер его извержений в будущем, необходи-



Рис. 5. Пепловое облако влк. Пик Сарычева на спутником снимке Himawari-8 по данным ИС VolSatView 19 сентября 2018 г. в 02:20 UTC.

мо создание комплексной системы наземного мониторинга вулканической активности на о. Матуа.

Авторы благодарят С.А. Татаренкова за предоставленные фотоматериалы и информацию о ходе извержения 2018 г.

Список литературы

1. Андреев В.Н., Шанцер А.Е., Хренов А.П. и др. Извержение вулкана Пик Сарычева в 1976 г. // Бюлл. вулканологических станций. 1978. № 55. С. 35–40.

2. Гордеев Е.И., Гирина О.А., Лупян Е.А., Сорокин А.А., Крамарева Л.С., Ефремов В.Ю., Кашницкий А.В., Уваров И.А., Бурцев М.А., Романова И.М., Мельников Д.В., Маневич А.Г., Королев С.П., Верхотуров А.Л. Информационная система VolSatView для решения задач мониторинга вулканической активности Камчатки и Курил // Вулканология и сейсмология. 2016. № 6. С. 62-77. doi:10.7868/ S0203030616060043 [Gordeev E.I., Girina O.A., Lupyan E.A., Sorokin A.A., Kramareva L.S., Efremov V.Y., Kashnitskii A.V., Uvarov I.A., Burtsev M.A., Romanova I.M., Mel'nikov D.V., Manevich A.G., Korolev S.P., Verkhoturov A.L. The VolSatView information system for monitoring the volcanic activity in Kamchatka and on the Kuril Islands. J. of Volcanology and Seismology, 2016, 10(6): 382-394. https://doi.org/10.1134/s074204631606004x]

3. Горшков Г.С. Вулкан Пик Сарычева // Бюлл. вулканологических станций. 1948. № 15. С. 3–7.

4. Горшков Г.С. Хронология извержений вулканов Курильской гряды // Труды Лаборатории вулканологии. 1954. Т. 106, № 8. С. 58–99.

5. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.

6. Дегтерев А.В. Пирокластические отложения извержения вулкана Пик Сарычева (о. Матуа) в июне 2009 г. // Вулканология и сейсмология. 2011. № 4. C. 60–68. [Degterev A.V. Pyroclastic deposits from Sarychev Peak, Matua Island discharged in June 2009. *J. of Volcanology and Seismology*, 2011, 5(4): 278-285. https://doi.org/10.1134/S0742046311040026].

7. Ефремов В.Ю., Гирина О.А., Крамарева Л.С., Лупян Е.А., Маневич А.Г., Мельников Д.В., Матвеев А.М., Прошин А.А., Сорокин А.А., Флитман Е.В. Создание информационного сервиса «Дистанционный мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил» = [Efremov V.Yu., Girina O.A., Kramareva L.S., Loupian E.A., Manevich A.G., Melnikov D.V., Matveev A.M., Proshin A.A., Sorokin A.A., Flitman E.V. Creating an information service "Remote monitoring of active volcanoes of Kamchatka and the Kuril Islands"] // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9, № 5. С. 155–170.

8. Мархинин Е.К. Вулкан Сарычева // Бюлл. вулканологических станций. 1964. № 35. С. 44–58.

9. Полонский А.С. Курилы // Краеведческий бюлл. 1994. № 3. С. 3–86.

10. Рыбин А.В., Чибисова М.В., Коротеев И.Г. Проблемы мониторинга вулканической активности на Курильских островах // *Вестник ДВО РАН*. 2010. № 3. С. 64–72.

11. Рыбин А.В., Дегтерев А.В., Дудченко И.П., Гурьянов В.Б., Романюк Ф.А., Климанцов И.М. Комплексные исследования на острове Матуа в 2017 году // *Геосистемы переходных зон.* 2017. № 4. С 21–29. https://doi.org/10.30730/2541-8912.2017.1.4.21-29

12. Сноу Г. Записки о Курильских островах // Краеведческий бюлл. 1992. № 1. С. 89–127.

13. Шилов В.Н. Извержение вулкана Пик Сарычева в 1960 году // *Труды СахКНИИ*. 1962. Вып. 12. С. 143–149.

14. Rybin A., Chibisova M., Webley P. et al. Satellite and ground observations of the June 2009 eruption of Sarychev Peak volcano, Matua Island, Central Kuriles // *Bulletin of Volcanology*. 2011. Vol. 73, N 9. P. 1377–1392. https://doi.org/10.1007/s00445-011-0481-0

Сведения об авторах

ЧИБИСОВА Марина Владимировна – научный сотрудник, ДЕГТЕРЕВ Артем Владимирович, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник – лаборатория вулканологии и вулканоопасности, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск.

Правила оформления и публикации рукописей в научном журнале «Геосистемы переходных зон»

E-mail: gtrz-journal@mail.ru, тел. (4242) 791517

Журнал публикует материалы по следующей тематике:

- взаимодействие гидросферы, атмосферы и твердой Земли, явления на границах сред;
- механизмы возникновения землетрясений, очаг, предвестники землетрясений, геориски;
- деформирование и разрушение геоматериалов, горных массивов, морских берегов;
- гидрогазодинамические явления в горных массивах и на границах сред;
- фундаментальные проблемы разработки месторождений углеводородов;
- цунами и другие опасные волновые процессы в океане, цунамиопасность;
- вулканизм и вулканоопасность, грязевой вулканизм, связанные с ним процессы;
- геоинформатика и информационные технологии в науках о Земле;
- геофизические эффекты и проявления современной геодинамики;
- взаимосвязь биологических и физических процессов в океане, вулканических и береговых зонах.

Тематические рубрики в журнале соответствуют утвержденной приказом Министерства образования и науки Российской Федерации (от 23.10.2017 г. № 1027) номенклатуре научных специальностей, по которым присваиваются ученые степени кандидата и доктора наук.

Список научных специальностей, которым должны соответствовать статьи, публикуемые в журнале «Геосистемы переходных зон»

Шифр	Наименование групп научных специальностей, наи- менование научной специальности	Наименование отраслей науки, по которым присуждается ученая степень
25.00.00	Науки о Земле	
25.00.01	Общая и региональная геология	Геолого-минералогические
25.00.03	Геотектоника и геодинамика	Геолого-минералогические, Физико-математи- ческие
25.00.04	Петрология, вулканология	Геолого-минералогические
25.00.10	Геофизика, геофизические методы поисков полез- ных ископаемых	Геолого-минералогические, Физико-математи- ческие
25.00.25	Геоморфология и эволюционная география	Географические
25.00.28	Океанология	Географические, Геолого-минералогические, Физико-математические
25.00.29	Физика атмосферы и гидросферы	Физико-математические
25.00.35	Геоинформатика	Геолого-минералогические, Физико-математи- ческие
25.00.36	Геоэкология	Геолого-минералогические, Географические
01.02.00	Механика	
01.02.04	Механика деформируемого твердого тела	Физико-математические

Материалы принимаются в течение года.

График выхода журнала: № 1 – март; № 2 – июнь; № 3 – сентябрь; № 4 – декабрь.

Журнал публикует оригинальные и обзорные научные статьи, краткие научные сообщения, письма с дискуссией по статьям, рецензии на научные издания, очерки по истории науки и об ученых, а также сообщения о конференциях, семинарах, экспедициях, об изданной научной литературе.

Научным статьям и сообщениям присваивается идентификатор CrossRef – DOI (Digital Object Identification).

Рукописи принимаются по адресу редакции журнала (электронная версия на CD или ином носителе) или по e-mail: gtrz-journal@mail.ru

К каждой статье прилагаются *Авторское соглашение* и скан-копия *Экспертного заключения* (по форме, принятой в организации автора) о возможности ее опубликования в открытой печати. Заказные и ценные письма и бандероли редакция не получает.

Все научные статьи подвергаются *одностороннему слепому рецензированию* (подробнее о порядке рецензирования см. на сайте журнала). В качестве рецензентов выступают известные специалисты по данному направлению, имеющие публикации по тематике статьи и необходимый уровень цитирования.

Редакция вправе аргументированно отказать автору в публикации до проведения рецензирования, на основании первичного скрининга (если материал не отвечает тематике журнала, не содержит предмета научного исследования, не соответствует этическим требованиям, дублирует опубликованные материалы, логически не выстроен, изложен неудобоваримым языком и т.п.), или на основании двух отрицательных рецензий.

Решение о публикации принимается редакционной коллегией в течение 2 месяцев со дня получения материалов. Рецензии хранятся в редакции в течение 3 лет.

Статью с рецензией и редакционными замечаниями высылают автору. Вся дальнейшая работа над статьей идет в редакционном файле, в котором автор дорабатывает текст. В ответном письме автор излагает суть своих исправлений и, в случае несогласия с рецензентом, аргументированные возражения.

Статью снова вычитывает редактор и согласовывает с автором правки, связанные с содержанием. Готовый к верстке файл отправляют автору на вычитку.

Работу включают в план номера. Содержание номера утверждает ответственный за номер и/или главный редактор, за которым остается право отклонить статью по серьезным на то основаниям (конфликт интересов, недостаточный уровень новизны исследования и т.п.). В случае принятия статьи к публикации автору сообщают, в каком номере она будет опубликована.

Авторы статей несут ответственность за содержание статей и факт их публикации, о чем подписывают авторское соглашение.

Редакция вправе изъять уже опубликованную статью, если выяснится, что в процессе ее публикации были нарушены чьи-либо права или общепринятые нормы научной этики. О факте изъятия статьи редакция сообщает ее автору, специалистам, давшим рекомендацию или рецензию, организации, где работа выполнялась, и в базу научного цитирования, в которой журнал индексируется.

Структура основного файла

Тематическая рубрика из приведенного выше списка специальностей.

Индекс УДК по таблицам Универсальной десятичной классификации, имеющимся в библиотеках, или с помощью интернет-ресурса http://teacode.com/online/udc/

Заглавие

Инициалы и фамилии авторов (отметить звездочкой автора для контактов и указать e-mail для переписки)

Полные названия учреждений (как они значатся в Уставе), к которым аффилированы авторы, и их местонахождение (город, страна)

Реферат (аннотация) объемом 150–250 слов. Излагает цели статьи, информирует о ее научной новизне и достигнутых результатах.

Ключевые слова (не более 10, допустимы словосочетания из двух слов). В оптимальном варианте должны давать представление о материалах, методах исследования, научной новизне.

Сведения о финансовой поддержке работы (с номерами грантов в скобках) и благодарности.

На английском языке представляются: заглавие, имя, инициал отчества и фамилия автора(ов), полные названия учреждений (как в Уставе) и их местонахождение, реферат и ключевые слова.

Текст статьи с иллюстрациями и таблицами в программе Word любой версии без использования макросов. Файл статьи с рисунками дублируется в pdf.

Список цитируемых источников.

Отдельными файлами прилагаются:

1) сведения о всех авторах: фамилия, имя, отчество, ученая степень, должность, лаборатория или отдел с полным и сокращенным названием (аббревиатурой) учреждения, ORCID (Open Researcher and Contributor ID) каждого автора, почтовый адрес, e-mail;

2) авторское соглашение (форму скачать на сайте журнала);

3) скан-копия экспертного заключения (по форме, принятой в организации автора) о возможности опубликования в открытой печати;

4) графические материалы.

Для доступного восприятия статьи рекомендуется придерживаться четкой структуры

Введение (*теоретические предпосылки*: обзор состояния вопроса; *постановка задачи* с упором на новизну, цель статьи должна быть четко сформулирована. Для научного знания важно понимать, почему была выполнена научная работа, как и кем проведена, а также **что** она добавляет к уже полученным знаниям); *материал (объект) и методы* исследования; *эксперимент* (исследование,

моделирование и т.п.), *результаты* исследования; их *обсуждение*; *выводы* и/или *заключение* (краткие итоги и дальнейшие направления исследования); *список литературы* (просьба учесть некорректность приведения собственных работ, т.е. самоцитирования, более 30 % от общего числа в списке). При необходимости возможны тематические подзаголовки, объединение некоторых разделов. *Важно*: выводы (заключение) должны четко коррелировать с формулировкой цели и задач работы и с содержанием аннотации.

Краткое сообщение должно содержать постановку задачи, экспериментальный материал, выводы, небольшой список литературы.

Основные требования к оформлению

Формат листа	A4
Поля	по 1,5 см со всех сторон
Шрифты	Times New Roman – для текста, Symbol – для греческих букв
Размер шрифта	12
Десятичный символ	точка, а не запятая
Межстрочный интервал	1,5
Выравнивание текста	по левому краю
Автоматическая расстановка переносов	нет
Абзацный отступ (красная строка)	1 см
Нумерация страниц	внизу страницы

В русском тексте все текстовые элементы, кроме аббревиатур и специальных символов, набираются *строчными* (не прописными!) буквами. Используются «кавычки», но не "кавычки". Буква «ё» везде заменяется на «е», кроме фамилий и особых случаев. Даты в тексте в форме «число.месяц.год» набиваются следующим образом: 26.12.1874, 02.05.1991.

Точка не ставится после: УДК, заглавия статьи, авторов, адресов, заголовков и подзаголовков, названий таблиц, размерностей (с – секунда, г – грамм, мин – минута, ч – час, сут – сутки (но мес. – месяц), млн – миллион, млрд и т.п.), в подстрочных индексах (Т_{пл} – температура плавления).

Пробелом отделяются инициалы от фамилии (*А.А. Иванов*); размерность от цифры: 100 кПа, 77 К, 50 %, 10 ‰, кроме градусов: 90° (но 20 °С); порядковые номера от любого обозначения: рис. 1, табл. 2; Т. 29 (в англ. Vol. 29); № 3 (в англ. N 3); знак широты и долготы в географических координатах: 56.5° N; 85.0° Е.

Между двумя цифрами ставится не дефис, а тире (одновременным нажатием Ctrl и тире на правой цифровой панели) без пробелов с обеих сторон, например: 1984–1991 гг.; 6–8 м.

Математические формулы, оформляемые отдельной строкой и содержащие знаки, отсутствующие в Times New Roman, должны набираться целиком в редакторе, совместимом с Microsoft Office.

Формулы и символы, которые можно внести в текст, не используя специальный редактор, набираются латиницей и/или через опцию Вставка – Символ.

Таблицы должны быть озаглавлены, в них не должно быть пустых ячеек. Прочерки обязательно поясняются в примечании.

Иллюстративные материалы размещаются по тексту статьи, а также представляются в виде отдельных файлов в той версии, в которой они создавались. Форматы: для фото, рисунков – jpg (300–600 dpi); для графиков, диаграмм, схем и т.п. – tiff, xls (Excel), cdr (CorelDraw) версий 12.0(2004) или X4(2008). Размеры рисунков, шрифтов надписей на них должны быть выбраны с учетом уменьшения их в соответствии с размерами полосы (17 × 24 см) и колонки (8 × 24). Надписи на осях начинаются с прописной буквы: Глубина, м. В подрисуночных подписях сначала идет общий заголовок к рисунку, а затем расшифровка частей и легенды. Литеры для обозначения частей рисунка ставятся в скобках: (а), (б) и т.д. Объем каждого графического файла – не более 10 Мб. Цветные рисунки принимаются в том случае, когда их нельзя без ущерба для смысла перевести в черно-белые. В тексте должны содержаться ссылки на все рисунки.

Величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям согласно Международной системе единиц СИ.

Список литературы помещается после основного текста статьи, он составляется в алфавитном, а в пределах работ одного автора в хронологическом по возрастанию порядке; вначале источники на русском, затем на иностранных. Авторы числом до 10 приводятся все. Курсивом выделяется при описании моноизданий название работы, а в аналитическом описании – название источника. Список нумеруется (см. пример ниже).

Библиографические описания составляются по ГОСТ Р 7.0.5–2008. Приводятся полное наименование книги или статьи, место издания, издательство, название журнала, год, том, номер, количественная характеристика источников (для книги – общее число страниц, для статьи или главы – страницы, на которых она помещена, например: С. 5–10). Тире между элементами описания не ставятся. Наименования иноязычных журналов приводятся в полной форме, для русскоязычных допустима общепринятая сокращенная форма. Если в описании есть ссылка на URL, ее необходимо проверить и указать дату обращения.

Просьба приводить описание статьи в оригинальной и переводной версии, если таковая имеется, и указывать идентификатор doi.

В тексте должны быть ссылки на все приведенные в списке источники.

Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках с указанием фамилии автора (или первого автора при трех и более соавторах), фамилий двух соавторов и года выпуска, например: [Петров, 2011; Левин, Носов, 2009], [Olami et al., 1992]. В одинаковых ссылках на разные работы одного года и в их описаниях в списке при обозначении года ставятся литеры: [Сим и др., 2016а].

Пример нумерованного списка литературы

Список литературы

- 1. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин / А.Г. Родников, Л.П. Забаринская, В.А. Рашидов, Н.А. Сергеева. М.: Науч. мир, 2014. 172 с.
- 2. Исакевич В.В., Исакевич Д.В., Грунская Л.В., Фирстов П.П. Сигнализатор изменений главных компонент: пат. RU 141416. № 2013147112; заявл. 22.10.2013; опубл. 10.06.2014, Бюл. № 16.
- 3. Рыбин А.В., Чибисова М.В., Смирнов С.З., Мартынов Ю.А., Дегтерев А.В. Петрохимические особенности вулканических комплексов кальдеры Медвежья (о. Итуруп, Курильские острова) // *Геосистемы переходных зон.* 2018. Т. 2, № 4. С. 377–385. http://doi.org/10.30730/2541-8912.2018.2.4.377-385
- Луканин О.А. Распределение хлора между расплавом и водно-хлоридной флюидной фазой в процессе дегазации гранитных магм. Сообщение I. Дегазация расплавов при снижении давления // Геохимия. 2015. № 9. С. 801–827. https://doi.org/10.7868/S0016752515090046 [Lukanin O.A. Chlorine partitioning between melt and aqueous chloride fluid during granite magma. Degassing I. Decompression-induced melt degassing. *Geochemistry International*, 2015, 53(9): 786–810. https://doi.org/10.1134/s0016702915090049]
- 5. Новейшая тектоника Северной Евразии: Объяснит. записка к карте новейшей тектоники Сев. Евразии м-ба 1:5 000 000 / под ред. А.Ф. Грачева. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.
- 6. *Особо охраняемые природные территории* / Мин-во лесного и охотничьего хозяйства Сахалинской обл. URL: http://les.sakhalin.gov.ru (дата обращения: 6.09.2018).
- 7. Сим Л.А., Богомолов Л.М., Брянцева Г.В. О возможной границе между Амурской и Охотской микроплитами на Сахалине // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы 4-й Тектонофиз. конф., 3–7 окт. 2016, Москва. М.: ИФЗ РАН, 2016. Т. 1. С. 256–263.
- 8. Уваров В.Н. Методы выделения электромагнитных сигналов литосферного происхождения // Вестник КРАУНЦ. Физ.-мат. науки. 2016. № 3(14). С. 91–97. https://doi.org/10.18454/2079-6641-2016-14-3-91-97
- Щербаков В.Д., Некрылов Н.А., Савостин Г.Г., Попов Д.В., Дирксен О.В. Состав расплавных включений в минералах тефр почвенно-пирокластического чехла острова Симушир // Вестник Москов. ун-та. Серия 4, Геология. 2017. № 6. С. 35–45. [Shcherbakov V.D., Nekrylov N.A., Savostin G.G., Popov D.V., Dirksen O.V. The composition of melt inclusions in phenocrysts in tephra of the Simushir Island, Central Kuriles. Moscow University Geology Bull., 2018, 73(1): 31–42. https://doi.org/10.3103/s014587521801009x]
- Beard J.S., Lofgren G.E. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites // J. of Petrology. 1991. Vol. 32(2). P. 365–401. https://doi.org/10.1093/petrology/32.2.365
- 11. Max M.D. (ed.) *Natural gas hydrate*. Dordrecht, Netherlands: Kluwer Acad. Publ., 2000. 410 p. (Oceanic and Permafrost Environments; vol. 5). https://doi.org/10.1007/978-94-011-4387-5
- Pletchov P.Y., Gerya T.V. Effect of H₂O on plagioclase-melt equilibrium // Experiment in Geosciences. 1998. Vol. 7, N 2. P. 7–9. URL: http://library.iem.ac.ru/exper/v7_2/khitar.html#pletchov (дата обращения: 1.11.2018).

Публикация статей бесплатна для авторов. По запросу авторов редакция после выхода журнала в свет высылает pdf-файл с опубликованной статьей. Печатные экземпляры издания можно приобрести в редакции или оформив подписку в Роспечати (индекс 80882). Подписавшиеся на журнал, сделав своевременно по электронной почте запрос в редакцию, получат бесплатно pdf-файл с электронной версией журнала в течение недели после подписания его в печать.

Дизайн обложки А.В. Леоненкова Компьютерная верстка А.А. Филимонкина Редактор Г.Ф. Низяева Корректор И.П. Кремнева Издающая организация: Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН 693022 Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1 Б. Подписано в печать . .2019 г. Формат 60х84/8. Печать цифровая. Усл. печ. л. 17,8. Уч.-изд. л. 16,2. Тираж 150. Заказ 7914. Цена свободная.