

VI МЕЖДУНАРОДНАЯ НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ

«ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ПРИРОДНЫЕ КАТАСТРОФЫ»

г. Южно-Сахалинск, Сахалинская область

12–16 октября 2026 г.



На конференции будут обсуждаться учеными и специалистами, аспирантами и студентами актуальные научные проблемы, которые волнуют ученых не только Дальневосточного региона России. Среди них природные катастрофы, методы оценки их опасности и риска, а также современные технологии геофизического мониторинга в сейсмоактивных и цунамиопасных регионах.

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ И СЕКЦИИ КОНФЕРЕНЦИИ:

Исследования Земли: ответ на вызовы природных и техногенных катастроф

Секция посвящена вопросам:

- Геологическое строение земной коры и структур различного масштаба,
- Этапы и стадии развития земной коры и верхней мантии,
- Вещественный состав геологических сред и объектов,
- Поиск и прогнозирование месторождений полезных ископаемых.

Динамика моря и вопросы изменения климата

Секция посвящена вопросам:

- Потоки вещества и энергии в гидросфере,
- Генерация цунами и цунамиопасность,
- Моделирование и прогноз морских опасных явлений,
- Геолого-геоморфологические аспекты освоения морских побережий.

Живые системы и геологическая среда

Секция посвящена вопросам:

- Влияние природных и антропогенных факторов на живые организмы и экосистемы,
- Адаптивные стратегии живых организмов,
- Биологическое разнообразие и инвазии,
- Анализ состояния экосистем по данным аэрокосмических исследований.

Шаг в науку: технологии и практика

Секция посвящена вопросам:

- Инженерные проекты и прототипы для мониторинга природных процессов,
- Цифровые методы анализа геофизических и геозоологических данных,
- Моделирование природных опасностей и их последствий,
- Междисциплинарные студенческие исследования.

К началу работы конференции будут изданы тезисы докладов в авторской редакции. Объем тезисов не должен превышать одну страницу машинописного текста. Избранные доклады по решению Организационного комитета будут опубликованы в журнале ИМГиГ ДВО РАН «Геосистемы переходных зон» (БС-2, входит в Перечень ВАК).

УСЛОВИЯ УЧАСТИЯ И ПРАКТИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ ВЗНОС Оплата производится при регистрации.

Для участников конференции **5000 РУБ.** Для аспирантов и молодых учёных до 35 лет **3500 РУБ.**

В оргвзнос входит • организационный набор участника конференции • организация кофе-брейков в дни работы конференции •

ПРОЖИВАНИЕ, ПРОЕЗД И ПРОГРАММА

Проживание: Рекомендуемые гостиницы г. Южно-Сахалинск (вблизи маршрутов общественного транспорта): Lenina Hotel, Монерон, Лотос, Панорама, Командор, Юбилейная. **Проезд:** До Института морской геологии и геофизики можно добраться автобусами 10, 62, 71, 21. Остановка — «Институт морской геологии и геофизики».

Программа будет разослана участникам вместе с третьим циркуляром, а также размещена на сайте конференции.

Для участников конференции предусмотрено проведение экскурсий: посещение Ботанического сада; геологические экскурсии: Взморье или останец Лягушка; малая жемчужина Сахалина: Невельск – Холмск.

ПРЕДСЕДАТЕЛЬ:

Долгих Григорий Иванович, академик РАН, профессор, ТОИ ДВО РАН

СОПРЕДСЕДАТЕЛИ:

Аленьков Вячеслав Владимирович, заместитель председателя Правительства Сахалинской области

Зайцев Андрей Иванович, д.ф.-м.н., член-корреспондент РАН, директор СКБ САМИ ДВО РАН

Огнев Алексей Вячеславович, д.ф.-м.н., ректор СахГУ

Ковалев Дмитрий Петрович, д.ф.-м.н., и. о. директора ИМГиГ ДВО РАН

УЧЕНЫЙ СЕКРЕТАРЬ:

Андреева Марина Юрьевна, к.ф.-м.н., с.н.с. ИМГиГ ДВО РАН

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ:

Прытков А.С., к.ф.-м.н., в.н.с., зам. директора ИМГиГ ДВО РАН

Верхотуров А.А., к.т.н., ученый секретарь ИМГиГ ДВО РАН

Коцуконь С.Н., операционный директор ПИШ СахГУ

Костылев Д.В., к.т.н., директор СФ ФИЦ ЕГС РАН

Кордюков А.В., к.б.н., директор СФ БСИ ДВО РАН

Деттерев А.В., к.г.-м.н., зав. лабораторией ИМГиГ ДВО РАН

Копанина А.В., к.б.н., зав. лабораторией ИМГиГ ДВО РАН

Борисов А.С., к.т.н., рук. лаборатории ИМГиГ ДВО РАН

Закупин А.С., к.ф.-м.н., в.н.с. ИМГиГ ДВО РАН

Ковтунович П.Ю., вед. инженер ИМГиГ ДВО РАН

АДРЕС ОРГКОМИТЕТА:

Россия, 693022, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, д. 1 Б
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
Телефон/факс: 8 (4242) 79-15-17

Web-страница конференции:

<https://imggconf.ru>

E-mail: info@imggconf.ru

ПАРТНЁРЫ И ОРГАНИЗАТОРЫ

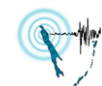
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН



Дальневосточное отделение РАН



СФ ФИЦ ЕГС РАН



ФГБОУ ВО «СахГУ»



СКБ САМИ ДВО РАН



СахалинТех



Правительство Сахалинской области

**ОСНОВНЫЕ ДАТЫ:**

до 1 августа – подача регистрационной формы.

до 1 сентября – подача тезисов.

МЕСТО ПРОВЕДЕНИЯ:

Заседание секций

г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б.

© Автор, 2026 г.
Контент доступен по лицензии Creative Commons Attribution
License 4.0 International (CC BY 4.0)



© The Author, 2026.
Content is available under Creative Commons Attribution
License 4.0 International (CC BY 4.0)

УДК 551.311.8

<https://doi.org/10.30730/gtr.2026.10.2.127-157>
<https://www.elibrary.ru/jqceii>

К разработке генетической классификации грязевого вулканизма: аналитический обзор

Е. А. Глазырин

*АО «Южное научно-производственное объединение по морским геологоразведочным работам»,
Геленджик, Россия*

Резюме. Для оценки и прогноза грязевулканической опасности, а также для изучения гео- и флюидодинамики осадочного разреза существенно важна генетическая характеристика грязевого вулканизма. С выявлением новых районов развития грязевого вулканизма мы получаем все больше данных о его гетерогенности, различных генетических особенностях. В настоящем обзоре на основе анализа значительного числа публикаций сделана попытка выделения и систематизации его генетических типов. Выделены классический, гигантских подводных оползней, газогидратный, серпентинитовый, дегляциальный, абиссальный и внутриплитных рифтогенных структур генетические типы. Приводится их характеристика и отличительные особенности. Классический тип грязевого вулканизма наиболее распространен и изучен. Его отличает наибольшее разнообразие морфологии и размеров грязевулканических построек, структурно-тектонического контроля, геодинамической позиции. В нем отмечены три эволюционных этапа – начальный, основной и заключительный, с выделением, соответственно, трех эволюционных типов. Начальный характеризуется неглубокими очагами флюидогенерации и отвечает периоду погружения бассейна седиментации с генерацией биогенного метана. Ему могут предшествовать и сопутствовать интенсивные разгрузки флюидов (метана и/или воды) с формированием покмарков. Основной этап наиболее длительный, соответствует погружению флюидогенерирующих толщ в зону катагенеза с генерацией термогенного метана и воды при иллитизации смектитов. Заключительный эволюционный этап развития классического грязевого вулканизма есть этап отмирания грязевулканической системы в результате ее воздымания и денудации, истощения ресурса генерации термогенного метана. Классический грязевой вулканизм можно дополнительно разделить по вкладу глубинных флюидных потоков, вплоть до мантийных, присутствию газогидратов и участию геотермальных флюидов. Газогидратный генетический тип может иметь разновидности по механизму генерации флюидной фазы. Серпентинитовый тип наиболее индивидуален по своим признакам. Проявлен в надсубдукционных зонах как результат прорыва флюидов, образующихся при дегидратации, декарбонизации и метаморфических реакциях, из субдущирующей плиты в условиях высокого давления и низкой температуры. Дегляциальный, абиссальный и внутриплитных рифтогенных структур типы грязевого вулканизма наименее изучены и требуют верификации. Тип внутриплитных рифтогенных структур по результатам его изучения, возможно, будет отнесен к геотермальным системам в осадочных толщах. Наряду с выделяемыми генетическими типами грязевого вулканизма возможны его полигенные проявления. Предлагаемые подходы к генетической классификации могут подвергнуться критике, но это необходимо для стимулирования исследований в этом направлении.

Ключевые слова: грязевой вулканизм, грязевые вулканы, генетическая классификация, седиментационные бассейны, выходы газа, газогидраты

Towards the development of a genetic classification of mud volcanism: An analytical review

Evgeniy A. Glazyrin

Southern Scientific and Production Association for Marine Geological Explorations JSC, Gelendzhik, Russia

Abstract. Genetic characteristic of mud volcanism is essential for assessing and predicting mud volcanic hazard, as well as for studying the geo- and fluid dynamics of sedimentary sections. With the regular discovery of new areas of mud volcanism, more and more data is emerging on its heterogeneity and various genetic characteristics. This paper

attempts to identify and systematically organize its genetic types, based on an analysis of numerous publications. Following genetic types of mud volcanism were identified: classical, giant submarine landslide, gas hydrate, serpentinite, deglacial, abyssal, and intraplate rift structures. Their characteristics and distinctive features are presented. The classical type of mud volcanism is the most widespread and studied. It exhibits the greatest diversity in the morphology and size of mud volcanic edifices, as well as structural and tectonic controls and geodynamic position. Three evolutionary stages of mud volcanism – initial, main, and final – were distinguished, with three evolutionary types identified, respectively. The initial stage features small fluid-generation foci and corresponds to the stage of sedimentary basin subsidence, with biogenic methane generation. It may be preceded and accompanied by the intense discharge of fluids (methane and/or water), leading to the formation of pockmarks. The main stage is the longest and corresponds to the subsidence of fluid-generating strata into a catagenesis zone, with thermogenic methane generation and smectite illitization. The final evolutionary stage of classical mud volcanism marks the demise of the mud volcanic system as a result of its uplift and denudation, as well as the exhaustion of thermogenic methane generation. Classical mud volcanism can be further classified by the contribution of deep fluid flows, including those from the mantle, as well as the presence of gas hydrates, and the participation of geothermal fluids. Within the gas hydrate genetic type, varieties can be distinguished based on the mechanism of fluid phase generation. The serpentinite type is the most distinctive in its characteristics. It occurs in suprasubduction zones as a result of the breakthrough of fluids generated during dehydration, decarbonization, and metamorphic reactions from a subducting plate under high pressure and low temperature. Deglacial, abyssal, and intraplate rift structures are the least studied types of mud volcanism and require further study and verification. The intraplate rift structure type might be classified as a geothermal system in sedimentary strata based on further research. Along with the identified genetic types of mud volcanism, its polygenic manifestations are also possible. The proposed genetic classification may be subject to criticism, but it is a necessary step that will spur research into this area.

Keywords: mud volcanism, mud volcanoes, genetic classification, sedimentary basin, gas emission, gas hydrates

Благодарности

Автор выражает глубокую благодарность и признательность уважаемым рецензентам за полезный критический анализ рукописи, конструктивные рекомендации и замечания.

Acknowledgements

The author expresses gratitude to the respected Reviewers for the helpful critical analysis of the manuscript and the constructive suggestions and comments.

Для цитирования: Глазырин Е.А. К разработке генетической классификации грязевого вулканизма: аналитический обзор. *Геосистемы переходных зон*, 2026, т. 10, № 2, с. 127–157. <https://doi.org/10.30730/gtr.z.2026.10.2.127-157>; <https://www.elibrary.ru/jqceii>

For citation: Glazyrin E.A. Towards the development of a genetic classification of mud volcanism: An analytical review. *Geosistemy perehodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2026, vol. 10, No. 2, p. 127–157. (In Russ.). <https://doi.org/10.30730/gtr.z.2026.10.2.127-157>; <https://www.elibrary.ru/jqceii>

Введение

Грязевой вулканизм (ГВ) широко распространен (рис. 1). Он служит одним из отражений динамики нелитифицированного осадочного разреза, его физико-механических и физико-химических преобразований. Последняя по времени наиболее полная обобщенная характеристика ГВ представлена в [1]. Грязевой вулканизм известен давно, но резкий скачок в его исследовании и выявлении все новых районов развития связан с морскими исследованиями.

Согласно общепринятой терминологии*, грязевой вулкан – центр извержения сопочной брекчии, образующейся и излившейся на поверхность в результате действия аномально высокого флюидного давления. Из грязевулканического канала выделяются газ (главным образом метан, тяжелые гомологи метана, в меньшей степени CO_2 , N_2 , H_2S), вода (иногда с пленками нефти) и грязевулканическая брекчия. Грязевулканическая (сопочная) брекчия сложена глинистой матрицей, образованной за счет дезинтеграции пород прорываемого разреза, и содержит захваченные обломки скальных и полускальных пород.

* Геологический словарь. В 3 т. Изд. 3-е, перераб. и доп. Т. 1. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010, с. 300–301.

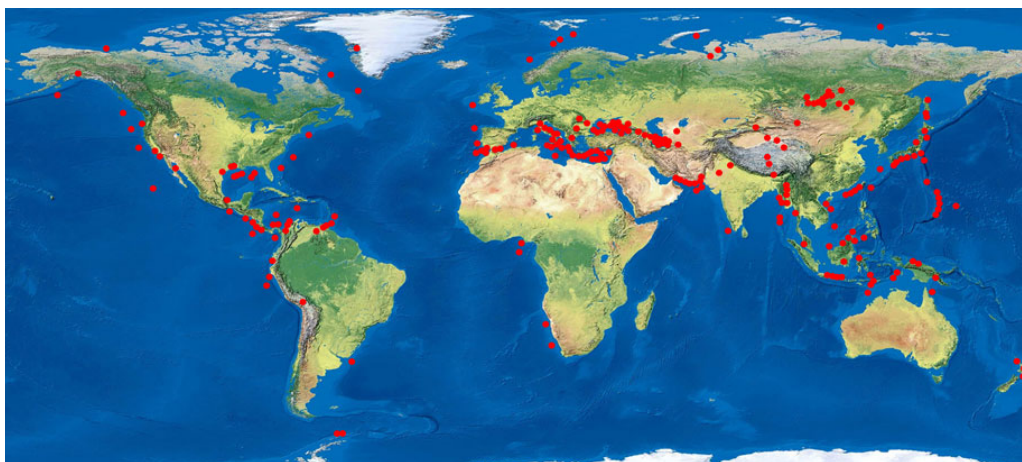


Рис. 1. Выявленные участки современного развития грязевого вулканизма (красные точки). Составлено на основе данных из публикаций, цитируемых в статье.

Fig. 1. Identified areas of modern development of mud volcanism (red dots). Compiled based on the data from publications cited in the article.

Грязевой вулкан служит частью и поверхностным проявлением грязевулканической системы, объединяющей (снизу вверх): питающую зону (корни), выводящий (подводящий по отношению к грязевулканической постройке) канал с грязевулканическими камерами (очагами) и геоморфологически выраженную грязевулканическую постройку, которая, как правило, описывается как грязевой вулкан в узком смысле термина (например, морфология грязевого вулкана, размеры грязевого вулкана и т.п.). В широком смысле термин «грязевой вулкан» охватывает всю грязевулканическую систему. В разрезе может присутствовать несколько погребенных грязевулканических построек друг над другом в виде «рождественской елки» [2].

Основной движущей силой ГВ является сочетание гравитационной неустойчивости глинистых пород и накопления в них, коллекторах или трещинах избыточного давления флюидов [1]. Прорыв избыточного давления инициируется использованием любых неоднородностей геологического разреза, как физико-механических, так и структурных.

Грязевой вулкан выражен в рельефе преимущественно в виде положительной постройки центрального типа. Постройка обычно имеет конусную форму различной степени уплощенности в зависимости от текучести/вязкости грязевулканического материала. Крупные грязевые вулканы могут представ-

лять собой сложные структуры с многочисленными жерлами и конусами, в то время как грязевые вулканы меньшего размера могут иметь только одно жерло [3]. Реже встречаются постройки типа «пирога» – низкие плосковершинные с крутыми стенками, образованные текучими продуктами извержений; структуры обрушения (кальдерные просадки или компенсационные впадины); диатремы; линейные постройки трещинного типа. Положительные структуры могут быть осложнены кальдерными ограничениями. В пределах постройки выделяется жерло (одно или несколько), могут присутствовать паразитические (боковые) постройки и второстепенные выводящие структуры – грифоны, сальзы и бассейны. Структуры обрушения формируются за счет периодического опорожнения и обрушения грязевулканической камеры. В результате грязевулканическая постройка с ее ближайшим окружением может трансформироваться в компенсационную впадину. На завершающем этапе своей активности, за счет компенсационного проседания структуры и запечатывания центрального выводящего канала, грязевулканическая деятельность может проявляться уже в виде небольших грязевых вулканов, грифонов и сальз преимущественно по периферии сформированной компенсационной впадины (пример на рис. 2), используя кальдерные разломы в качестве выводящих каналов.

Диатремы, как морфологическая производная взрывного типа извержений, описываются во многих публикациях, например в [1, 4–6]. В частности, К.М. Brown [5] показал, что диатремы могут образовываться в результате выбросов газа и/или воды в объектах, тесно связанных с грязевыми диапирами. Он предположил, что диапиры (или части диапиров) могут трансформироваться в диатремы. Однако он также отметил, что, хотя диатремы указывают на сфокусированный выброс флюида, они не обязательно могут быть связаны с грязевыми диапирами [5].

А. Judd и М. Novland [3] на основе собственных исследований и публикаций [5, 7] описали своеобразный тип извержений под термином «осадочные диатремы». По своим характеристикам эти диатремы занимают промежуточное положение между покмарками (оспины, воронки, кратеры) и грязевыми вулканами. Ключевой особенностью осадочных диатрем является то, что они образуются в результате взрывного прорыва флюида (вода и/или газ), который увлекает некоторое количество осадка, унося его вверх по трубчатому каналу [5].

Родственными грязевому вулканизму проявлениями служат покмарки, возникающие на морском дне при прорыве газов и/или воды [3]. От грязевых вулканов они отличаются отсутствием в продуктах прорыва породной составляющей грязевулканических построек. Тем не менее, в работах [8–10] приведены примеры переходных разновидностей между покмарками и грязевыми вулканами или эволюции покмарков в грязевые вулканы.

Не все природные проявления излияний грязи относят к грязевым вулканам. К ним не относятся так называемые грязевые котлы поствулканической деятельности (геотермальные или фумарольные «грязевые вулканы»), газовые выходы, напоминающие грязевой бассейн, и поверхностные грязевые проявления в результате выброса разжиженных подпочвенных грунтов при землетрясении или внезапных экзогенных событиях [1], таких как, например, резкое повышение уровня грунтовых вод, выжимание подпочвенного грунта оползневыми процессами (рис. 3).

Некоторые извержения, внешне напоминающие грязевулканические, также не следует рассматривать как ГВ, так как они в значитель-

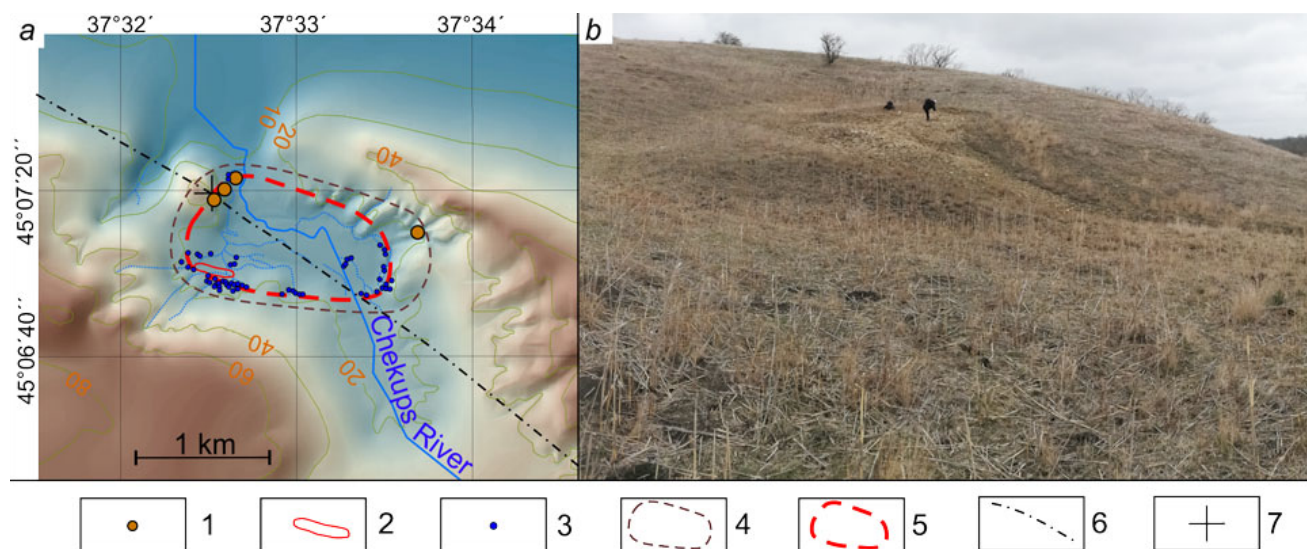


Рис. 2. Усть-Чекупское грязевулканическое поле (Краснодарский край): а – в рельефе местности; б – небольшой грязевой вулкан в левом борту долины р. Чекупс (фото автора). 1 – проявления грязевулканической деятельности; 2 – газовые источники; 3 – выходы подземных вод и сальзоподобные блюдца; 4 – граница Усть-Чекупского грязевулканического поля; 5 – компенсационная впадина; 6 – ось Джигинской антиклинали; 7 – замок Усть-Чекупской брахиантиклинали.

Fig. 2. Ust-Chekup mud volcanic field (Krasnodar Krai): a, in the terrain; b, a small mud volcano on the left side of the Chekups River valley (photo by the author). 1, manifestations of mud volcanic activity; 2, gas springs; 3, groundwater outlets and salsa-like saucers; 4, boundary of the Ust-Chekup mud volcanic field; 5, compensation depression; 6, axis of the Dzhiginskaya anticline; 7, lock of the Ust-Chekupskaya brachyanticline.

ной степени управляются и контролируются другими факторами. К таковым относят гибридные геотермальные системы, где магматические или гидротермальные богатые CO_2 и паром флюиды, связанные с магматическими интрузиями и высокотемпературными геотермальными флюидами, пересекают богатые органическими веществами и CH_4 осадочные породы, образуя на поверхности смесь газа и грязи различного происхождения. Эти гибридные системы предложено [1] объединять под названием «геотермальные системы, связанные с осадочными породами». В некоторых осадочных бассейнах могут встречаться системы горячих сухих горных пород или газообразные системы, богатые CO_2 . В геотермальных системах с высокой концентрацией CO_2 (как правило, $>90\%$), образующегося в результате термометаморфизма карбонатов или дегазации магмы и мантии, присутствует также переменное количество CH_4 , которое обычно выше, чем в чистых вулканических геотермальных флюидах. Метан геотермальных систем в осадочных породах обычно термогенный, из глубинных материнских пород и резервуаров, залегающих над богатой CO_2 геотермальной циркуляционной системой. Примерами геотермальных систем, связанных с осадочными породами,

могут служить геотермальное поле Солтон-Си в Калифорнии, рифтовая зона бассейна Гуаймас в Тихом океане, грязевое извержение LUSI в Индонезии, извержения в центральной Яве, газовой системе Тибр-Дельта недалеко от Рима и районах с крупными магматическими интрузиями, таких как Северо-Восточная Атлантика, Южная Африка и Австралия [1]. К проявлениям фреатического извержения в результате резкого повышения температуры водосодержащих пород при внедрении магмы в верхние горизонты земной коры отнесен известный Патомский кратер [11], ранее описываемый как грязевулканический (газолитокластитовый) [12].

Первоначально ГВ длительное время изучался в пределах суши. Последующие геологические исследования морского дна показали широкое распространение подводного ГВ, значительно превышающее его наземные ареалы. С вовлечением в обследование новых участков морского дна число выявленных грязевых вулканов неуклонно возрастает. Если на суше грязевых вулканов насчитывается около 1000 [13], то на морском дне их количество оценивается в $\sim 100\,000$ [14]. В связи с этим и все расширяющимся инженерно-хозяйственным освоением морского дна внимание к ГВ неуклонно

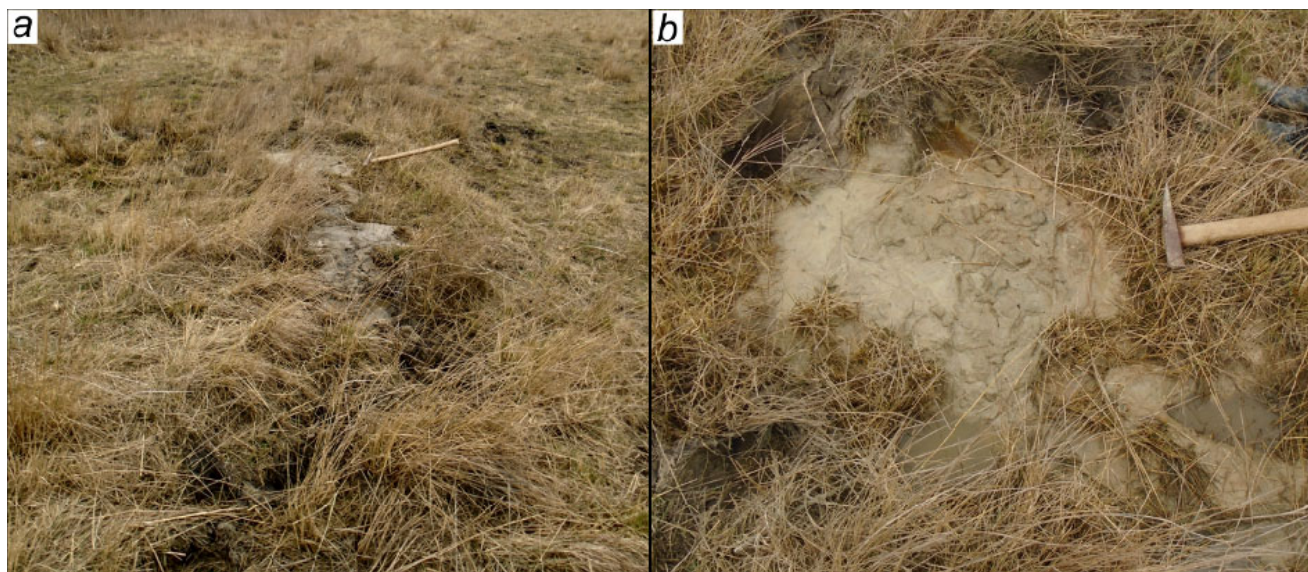


Рис. 3. Поверхностные грязевые проявления (Краснодарский край): а – выжимание обводненного подпочвенного грунта вдоль оползневой трещины выпирания; б – выжимание обводненного подпочвенного грунта в виде грифона. *Фото автора.*

Fig. 3. Surface mud manifestations (Krasnodar Krai): a, squeezing out of waterlogged subsoil along a landslide crack; b, squeezing out of waterlogged subsoil in the form of a gryphon. *Photo by the author.*

возрастает – не только как к распространенному геологическому явлению, но и как опасному геологическому процессу, а также важному экологическому фактору, в том числе поставщику парниковых газов.

На первом этапе своего изучения ГВ исследовался в пределах нефтегазоносных регионов, например Керченско-Таманского, юго-западного Туркменистана и Азербайджанского, как характерный поисковый признак. В результате ГВ генетически связывался с глиняным диапиризмом и нефтегазоносностью [15]. Так или иначе утвердилась парагенетическая связь ГВ с формированием углеводородных систем [1, 16, 17]. Это наложило отпечаток на развитие взглядов на его генезис.

Второй (морской) этап изучения связан с развитием подводных геолого-геофизических исследований. Оказалось, что подводный ГВ распространен гораздо шире и он разнообразнее, чем наземный.

По существу, наземный ГВ соответствует завершающему этапу эволюции ГВ. Если подводный ГВ формируется в осадочном бассейне на этапе накопления и погружения мощных преимущественно глинистых толщ, то наземный ГВ отражает уже этап воздымания этих толщ на фронте роста орогенного сооружения, с постепенным отмиранием по мере воздымания и денудации грязевулканической системы.

Исходным материалом для данного обзора и предлагаемой классификации послужил анализ обширной опубликованной литературы по грязевому вулканизму, насчитывающей сотни публикаций, основные из которых приведены в списке литературы к статье. Использованы также результаты государственного мониторинга состояния недр и геологического картирования масштаба 1: 200 000 Азовского, Черного и Каспийского морей; инженерных изысканий в районе развития ГВ, проводимых АО «ЮЖМОРГЕОЛОГИЯ» с участием автора [18–22]. Применялись различные методы морских исследований (сейсмоакустическое профилирование, гидролокация бокового обзора, эхолотирование, гидрогазогеохимическое профилирование, опробование грунтовыми труб-

ками и дночерпателями, лабораторный анализ грунтов на геохимические индикаторы ГВ, оперативное обследование последствий извержений); геологическое обследование наземных проявлений ГВ.

К настоящему времени, особенно с развитием морских геолого-геофизических исследований, накоплен большой объем данных по ГВ, свидетельствующих о его разнообразии и гетерогенности. Вместе с тем в публикациях, как правило, по умолчанию подразумевается один генетический тип ГВ – классический. Лишь в малом числе работ обосновываются и зачастую лишь кратко описываются другие генетические типы, без четкого выделения их отличительных признаков и критериев. Отсутствие разработанных генетических моделей ГВ составляет проблему при определении перспектив и направлений его изучения, выработке принципов и методов оценки и прогноза грязевулканической опасности. Автор считал своей задачей вычлениить возможные генетические типы грязевого вулканизма, дать их относительно краткую характеристику на основе анализа собственных и литературных данных с целью активизировать дальнейшую разработку генетической классификации ГВ.

Предлагаемая генетическая типизация открыта для конструктивной критики, будет в дальнейшем корректироваться, дополняться и детализироваться по мере получения новых данных.

Генетические типы грязевого вулканизма

В классическом и исторически сложившемся понимании грязевой вулканизм парагенетически связывается с зонами нефтегазогенерации. Но по мере выявления все новых грязевых вулканов, особенно подводных, появляются иные взгляды на их генезис.

Авторы [23] отмечают, что грязевые вулканы не являются однородными объектами; их движущие силы, активность, материалы и морфология могут значительно различаться. Описаны [24] грязевые вулканы, которые

выбрасывают только бактериальный метан, в основном выделяют CO_2 или N_2 . Они встречаются в районах с тонким осадочным чехлом (~2 км) и в районах недавней магматической активности и могут быть не связаны с нефтегенерирующими системами. В статье [25] на основе анализа волновой картины сейсмических материалов по характеру глубинных проявлений выделено несколько типов грязевых вулканов в Черном море.

Существующие классификации ГВ касаются морфологии грязевулканических построек [1, 26, 27], вертикальной архитектуры грязевулканической системы [2], характера извержений [1, 28], состава флюидной фазы (газов и воды) [29–35], структурно-тектонического контроля.

По степени активности грязевые вулканы делят на активные, спящие, потухшие и погребенные (ископаемые по [1]) [36]. Среди подводных вулканов выделяют также слепые [37], которые представляют собой начальную стадию их образования. Для них также предложен [6] термин «грязевые диапиры». У слепых вулканов каналы движения грязевулканического материала не достигают дна и затухают в прорываемой осадочной толще.

Попытки же разработки генетической классификации ГВ единичны. Примером может служить монография Н.О. Назарова [38], где по генетическим признакам грязевые вулканы подразделены на пять групп: 1) связанные с газонефтяными месторождениями; 2) связанные с деятельностью и областью развития магматических вулканов; 3) грязевые сопки, возникающие в результате сейсмоструктурных явлений; 4) грязевые сопки обвального происхождения; 5) грязевые сопки болотного происхождения. Исследования и выводы Н.О. Назарова основаны на изучении лишь наземных грязевых вулканов. К настоящему времени типы 2, 3 и 4-й уже не относят к грязевым вулканам [1], появились публикации по другим регионам, подводным грязевым вулканам с выделением других генетических типов ГВ.

Анализ имеющихся в распоряжении автора материалов позволяет наметить несколько генетических типов ГВ.

Классический тип грязевого вулканизма

Это наиболее распространенный и изученный генетический тип ГВ, который известен на примере Керченско-Таманской грязевулканической области, Туркмении и Азербайджана, Средиземного моря, Кадисского залива и других регионов. Его характеристика дана в ряде обобщающих публикаций [1, 6, 27, 34, 39–42].

Классический тип ГВ генетически связывают с элизионными системами [26, 41], для него характерен парагенез с бассейнами нефтегазогенерации [1, 4, 15, 27, 40].

Что касается размеров вулканов классического типа, то в поперечнике они варьируют от нескольких метров до нескольких километров, чаще всего от 1 до 2 км. Наиболее крупные грязевулканические постройки характерны для подводных вулканов, в поперечнике они достигают 12,4 км. Самые маленькие наземные вулканы, с активным воздыманием и денудацией геологического разреза, отражают этап завершения грязевулканического процесса. Примером могут служить вулканы Mascognano (15 м в поперечнике), Canalina (30 м) и Sassuno (30 м) в Апеннинах [43], вулканы размером до 20 м завершающего этапа развития Усть-Чекупского грязевулканического поля [22], вулкан Семигорский (40 м) на северо-западном погружении неотектонического поднятия Большого Кавказа и др.

В плане форма построек вулканов классического типа преимущественно субэллиптическая, до овальной, т.е. соответствует центральному типу вулканов. Соотношение максимального и минимального поперечника построек достигает значения 5,85 и соответствует значительно более редким вулканам трещинного морфологического типа.

Относительная высота грязевулканических построек (по выборке из более 1000 вулканов), как правило, не превышает 150 м (среднее значение 120 м), редко достигает 600 м. Присутствуют и отрицательные постройки с глубиной провала до 60 м (Menes Caldera), а также так называемые компенсационные впадины (вдавленные синклинали по [34]),

образованные за счет кальдерного обрушения при опорожнении грязевулканической камеры.

Основными причинами возникновения грязевого вулканизма классического типа признаются высокие скорости седиментации с накоплением мощных глинистых нелитифицированных и недоуплотненных толщ, боковое тектоническое сжатие. Это активные и пассивные окраины с современными мощными конусами выноса и аванделтами крупных рек, зоны сжатия аккреционных комплексов, надвиговые пояса, передовые, межгорные и периклинальные прогибы альпийских орогенных структур, задуговые бассейны, зоны погружения некомпенсированных осадочных бассейнов, совпадающие с активными границами плит [1, 6, 23, 27, 40–42, 44]. В этих толщах реликтовая вода удерживается, не имея возможности к эвакуации. По мере продолжения захоронения и литостатического давления вышележащих толщ формируется аномально высокое пластовое и поровое давление за счет генерации метана и его гомологов от разложения захороненного органического вещества и воды за счет минеральных преобразований.

Имея парагенетическую связь с мощными нефтегазогенерирующими толщами, данный генетический тип ГВ обладает характерными геохимическими особенностями – аномально высокими содержаниями в грязевулканической брекчии нефтепродуктов (до 16 274 мг/кг), вплоть до видимого присутствия нефти; фенолов (до 2.11 мг/кг); полиароматических углеводородов (до 5847 мкг/кг суммы бенз(а)пирена, флуорантена и хризена), а также ртути (до 0.31 мг/кг), кадмия, мышьяка [21], бора [45, 46]; в сопочных водах йода, брома, бора, мышьяка, лития и других элементов [6, 30, 31, 46, 47].

Выводящие каналы грязевых вулканов, по геофизическим данным, имеют столбообразную или же наклонную форму, поперечные размеры их достигают 3.5 км и прослеживаются на глубину до 10 км и ниже. Они содержат грязевулканические камеры на различных глубинах, преимущественно в верхней части разреза. Камеры рассматриваются как участки дробления вмещающих пород, заполненные флюидизированной (газо-, водонасыщенной)

глинистой массой. Питающие каналы грязевых вулканов проникают до 15 км в глубину, а у некоторых – до 25 км [4, 48–52].

Наличие грязевых камер фиксируется уже на глубине 50–100 м [1, 52]. При этом даже рядом расположенные грязевые вулканы могут иметь различные по глубине положения грязевулканические камеры [53].

Для классического ГВ выделяют три основных источника вод, которые могут смешиваться в процессе миграции грязевулканического материала к поверхности [36]: (1) морская или пресная поровая вода, захваченная в процессе быстрого захоронения донных осадков; (2) дегидратационная вода, вытесняемая в процессе диа- и катагенеза, преимущественно за счет иллитизации смектитов, обезвоживания опала; (3) метеорные воды. Может участвовать примесь воды от разложения газогидратов и вулканического происхождения. Основным типом вод является второй [26, 31, 47, 54]. Генерация этих вод начинается при температурах около 45 °С и почти завершается при 160 °С, как правило, на глубинах от ~1 до 5 км [31, 55].

Опубликованные данные по вариациям состава и изотопии газовой фазы ГВ классического типа дают основание для его дополнительной классификации.

Газовая фаза классического типа ГВ представлена типичным богатым углеводородами природным газом нефтегазоносных осадочных бассейнов. Основной объем газовой фазы занимает преимущественно метан (часто более 80 %), за ним следуют углекислый газ, азот, гомологи метана (от этана до бутана) и следовые количества гелия. По происхождению газ может быть термогенным, образующимся в зоне катагенеза при температурах, как правило, до 240 °С, или/и микробным, образующимся при более низкой температуре в более молодых или менее мощных отложениях в зоне диагенеза [1].

Концентрации CO₂ или N₂ в некоторых вулканах могут быть выше, чем концентрация CH₄. Это может быть результатом смешивания с геотермальными газами (особенно когда осадочный бассейн сопряжен с вулканизмом или зонами с высоким тепловым потоком)

или метабазита исходных пород. Данные разновидности классического ГВ могут быть контрвергентны так называемым «геотермальным системам, связанным с осадочными породами» по [1].

Богатые азотом газы выделяются на заключительном этапе их генерации, после прекращения образования CH_4 [1]. Большие количества N_2 также могут образовываться в результате метаморфизма глинистых, содержащих аммоний осадочных пород и магматических источников [1, 56]. На основе изучения состава газа и изотопии метана 143 наземных грязевых вулканов выявлено, что по меньшей мере 76 % из них выделяют термогенный газ, 4 % – биогенный, в остальных случаях газ имеет смешанный характер [57]. В некоторых вулканах присутствует заметная доля гелия с частично мантийной изотопией, отражающей региональные особенности проницаемости литосферы [46, 58].

Исходя из различного генетического состава газов, можно выделить минимум три эволюционных типа (этапов развития) классического ГВ с переходными разновидностями между ними (со смешанным составом газа).

Первый эволюционный тип отвечает начальному этапу проявления (зарождения) ГВ в подводных условиях, соответствуя этапу погружения бассейна седиментации. Данный тип связан с генерацией преимущественно биогенного метана в зоне диагенеза, его мобилизацией под флюидоупорами, достижением аномального флюидного давления и начальными выбросами. Как отмечено, например, для зал. Кадис [9, 59] и египетского шельфа [10, 60] по данным сейсмической 3Д-визуализации и моделирования, ему могут предшествовать и сопутствовать интенсивные разгрузки флюидов (метана и/или воды) с формированием покмарков, провалов, впадин и слепых долин. Диаметр покмарков для данного этапа достигает 3000 м (в среднем 800 м) [9]. Первоначально мобилизованный объем осадка транспортируется на поверхность, образуя холмы внутри покмарков [60]. Образование покмарков за счет интенсивного выброса преимущественно газовой-водной смеси рассматривается как первичная фаза ГВ [10].

В Керченско-Таманской грязевулканической области начальному развитию ГВ (мэотис – понт) соответствует появление в морских глинах раннесарматского возраста воронкообразных тел метановой разгрузки с поперечным размером в первые метры. Они имеют донный характер развития и сопровождаются вспышкой биоценоза. Сложены дезинтегрированными, брекчированными донными отложениями, сцементированными метаногенным кальцитом. Нижние границы «воронки» имеют постепенные контакты с вмещающими глинами [61].

Первому эволюционному типу, возможно, отвечают выделенные в дельте Миссисипи, Адриатическом море, Персидском заливе и Норвежском море «неглубокие» подводные грязевые вулканы и диапиры [3]. В отличие от типичных грязевых вулканов с вертикально протяженной питающей и выводящей структурой, «неглубокие» грязевые вулканы берут начало близко от поверхности морского дна. Они имеют несколько метров или десятков метров в диаметре и несколько метров в высоту.

В дельте Миссисипи их образование связывается с отложением водонасыщенных мелкозернистых отложений со значительным количеством органического вещества, за счет которого вероятен метаногенез. Последующее отложение грунтов и их нагрузка не позволяют уже погребенным мелкозернистым отложениям уплотняться за счет захороненной воды. Вода и газ задерживаются в них, поэтому происходит инверсия плотности и начинается миграция флюида, грязевой диапиризм и ГВ.

М. Hovland и Р. Curzi [62] описали проявления «неглубокого» ГВ в центральной части Адриатического моря, постройки которого составляют около 2–3 м в высоту и от 20 до 40 м в поперечнике. Они берут начало из отложений мощностью не более 10 м. В нижележащем грунтовом разрезе отсутствуют признаки флюидоподводящих газовых труб и разломов. По предложенной ими модели метан, получаемый из богатых органикой отложений, накапливается в близповерхностном разрезе под непроницаемым слоем глины в подошве самой верхней пачки отложений, снижая объемную плотность грунтов и придавая им гравитационную

неустойчивость. В результате локальная пластическая деформация и диапиризм, прорывы поровых жидкостей и газа образуют грязевулканические диапиры и постройки.

К первому эволюционному типу, вероятно, принадлежат и упомянутые выше грязевые сопки болотного происхождения в классификации Н.О. Назарова [38].

Молодые грязевые вулканы на континентальном склоне моря Бофорта, по данным [63], также имеют признаки формирования за счет преимущественно биогенного метана. Вода флюидной фазы представлена смесью морской воды, арктических метеорных вод и воды, образовавшейся в результате дегидратации глины на глубине 750 м. Отсутствие более высоких углеводородных газов и нефти заставляет предположить, что источник метана, вытесняющего осадок, также находится на меньшей глубине, чем окно для термогенной генерации углеводородов. Грязевулканические постройки в виде плоского «пирога» сложены жидкой грязью, диаметр их 600–1100 м, высота до 30 м.

Второй эволюционный тип связан с погружением мощных нефтегазоматеринских отложений в зону катагенеза с генерацией термогенного метана, а также выделением воды в результате иллитизации смектитов, дегидратации опала. Этот эволюционный тип классического ГВ наиболее распространен. Он отвечает основному и наиболее длительному этапу проявления ГВ.

Третий эволюционный тип характерен для заключительного этапа ГВ – воздымания и денудации грязевулканической системы. Для данного типа характерно высокое содержание азота, выделяющегося на заключительном этапе генерации газа с истощением ресурса термогенного образования CH_4 . Для заключительного этапа характерно также формирование компенсационных впадин за счет кальдерного обрушения истощенных грязевулканических камер (см. рис. 2).

Данный эволюционный ряд подтверждают сейсморазведочные данные [64], указывающие на проявление покмарков на первом этапе и компенсационных впадин на заключительном.

Первый эволюционный тип может не получить дальнейшего развития, если не продол-

жится накопление мощной осадочной толщи (некомпенсированное прогибание) с погружением ее в зону катагенеза.

Выделяемые эволюционные типы могут быть характерны и для других генетических типов ГВ, но для их выделения и характеристики недостаточно данных.

В качестве дополнительного классификационного разделения классического ГВ может служить вклад в его формирование глубинных флюидных потоков, присутствие газогидратов, гидротермальных флюидов.

Высказывались мнения об участии глубинных флюидов, вплоть до мантийных, как триггере формирования классического типа ГВ. Основанием для этого служило присутствие таких флюидов и характерных минеральных включений в продуктах грязевулканической деятельности [51, 58, 65, 66], а также геофизические данные [16, 51]. Так, на сейсморазведочных разрезах в пределах Черного моря в качестве источников генерации «флюидных потоков» у грязевых вулканов, помимо преобразования захороненного органического вещества (нефтегазогенерации) в осадочном чехле, указываются глубинные и коровые источники. Основная часть таких потоков приурочена к системе основных структурообразующих глубинных разломов [16]. Глубинный флюид (коровый, мантийный) в модели классического ГВ рассматривается как провоцирующий, но не обязательный, фактор, облегчающий разуплотнение глинистого разреза, вовлечение его в диапиризм и формирование грязевулканических камер [66].

Наиболее явно вклад глубинного флюида может быть замечен на заключительном этапе ГВ (в третьем эволюционном типе), когда заканчивается выработка термогенных газов, маскирующих его вклад. Примером служит грязевой вулкан Homorod [56, 58] в Румынии с содержанием в газовой фазе до 1.4 % гелия. Такое высокое содержание гелия и отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ указывают на вклад гелия, полученного из мантии. Вклад мантийных газов у вулкана Homorod оценивается авторами до 10 %. В его газовой фазе содержится >90 % азота, что обычно связано с конечным этапом газобразования после прекращения образования

метана [1]. Последнее косвенно подтверждает правомочность выделения эволюционных типов классического ГВ.

С подводными грязевыми вулканами классического типа часто ассоциируют скопления газогидратов. Образование этих скоплений связано с фильтрацией метана через термобарическую зону стабильности внутри грязевого вулкана [23, 67, 68]. Такой подтип классического типа грязевых вулканов представляет самостоятельный интерес, так как грязевулканический тип газогидратных скоплений рассматривается как перспективный для добычи метана, а также как опасный геологический объект, способный давать залповый выброс метана при нарушении стабильности газогидратов.

Грязевулканические скопления газогидратов могут иметь линзовидную или кольцевую форму. Кольцевая форма свойственна вулканам с активной газо-флюидной разгрузкой, препятствующей гидратообразованию за счет повышенной температуры в жерловой части. Линзовидная форма характерна для уснувших и потухших вулканов, где продолжается слабая дегазация метана. Внешняя граница развития газогидратов фиксируется на расстоянии 750 м от центра вулканов и определяется интенсивностью эманации газа [69, 70]. Грязевулканические скопления газогидратов склонны к разложению во время активизации ГВ [71], производя дополнительный вклад в извержение. В этом отношении классический тип ГВ с газогидратными залежами конвергентен рассматриваемому ниже газогидратному типу.

Можно выделить также подтип классического ГВ с опосредованным участием гидротермального флюида или геотермальной системы. Такие грязевые вулканы описываются в зонах с активным вулканизмом, высоким геотермальным градиентом и близостью крупных магматических тел. В составе флюидной фазы таких грязевых вулканов присутствует гидротермальная вода, связанная с магматическим очагом, или термально нагретая диа-, катагенетическая. Но основная флюидная фаза и генетические особенности соответствуют все же классическому ГВ. Так, отмечена [32] тенденция увеличения температур флюидогенера-

ции в сторону горного сооружения Большого Кавказа у грязевых вулканов Азербайджана. Для грязевых вулканов о. Сахалин и его шельфа предполагается связь с глубинным магматизмом в связи с аномальным прогревом и термодеструкцией рассеянного органического вещества [72].

Геотермальный подтип классического ГВ конвергентен грязевым проявлениям так называемых геотермальных систем в осадочных породах по [1], не относимых к ГВ. Нередко их трудно отличить друг от друга. Примером служит дискуссия о широко известном грязевом извержении LUSI в Индонезии на о. Ява [1, 73–75].

Также проблемным вопросом остается отнесение некоторых грязевых вулканов о. Сицилия к ГВ или геотермальной системе. Часть из них находится в непосредственной близости к вулкану Этна, с которым коррелирует их активность, а растворенные в воде газы в основном имеют магматическое происхождение. В частности, наиболее распространен углекислый газ с относительной долей в 80–90 % [76].

На современном этапе изученности выделяют различные структурно-тектонические типы классических грязевых вулканов. Вначале на основе изучения наземных вулканов классический тип структурно-генетически связывался с глиняными диапирами [6, 15]. В дальнейшем, уже при изучении подводных вулканов, было высказано мнение [25], что связь грязевых вулканов с глиняным диапризмом представляет собой частный случай. По мере изучения подводных вулканов выявилась их связь и с другими тектоническими структурами, которые обеспечивают пути выхода находящихся под давлением газов и воды с разжижением и захватом вмещающих пород [2, 77]. В частности, указывается связь ГВ с глиняными диапирами различной глубины заложения [77], с соляными диапирами [42, 78], тектоническими нарушениями [77, 79], в том числе тектоническими срывами (детachment-ми), надвигами [77, 80–83] и мегаолистостромами [83], растущими складками пропации надвиговых разломов [84, 85], с авандельтовыми системами пассивных окраин [1, 42, 81, 86].

Грязевой вулканизм гигантских подводных оползней

Основанием для выделения данного генетического типа ГВ послужило открытие [87] грязевых вулканов, связанных с погребенным плейстоценовым мегаоползнем в юго-западной части Баренцева моря. Гигантское оползневое событие мобилизовало $>11\,000\text{ км}^3$ ледникового материала, который был переотложен на площади $66\,000\text{ км}^2$.

Согласно предложенной модели [87], эти грязевые вулканы генетически связаны с накоплением избыточного давления (в том числе, возможно, вследствие разложения газогидратов) в подошве мегаоползня, где концентрируются наиболее грубозернистые отложения, играющие роль коллекторов. Наклонная геометрия подошвы мегаоползня и вышележащих отложений способствует латеральной миграции и накоплению избыточного флюидного давления в их тыловой зоне. Этот процесс при прорыве может обеспечить вертикальную миграцию флюидизированного, богатого газом ила к морскому дну с формированием грязевулканических построек (рис. 4).

Грязевые вулканы данного типа имеют неглубокую корневую систему, определяемую подошвой декливиальных отложений. Для них характерна плоская морфология типа «пирог» и округлая до эллипсовидной форма в плане,

образованная выдавливанием грязи низкой вязкости, легко растекающейся по морскому дну. Размеры вулканов в поперечнике составляют $0.2\text{--}0.9\text{ км}$, высота $2\text{--}13\text{ м}$. Выводящие каналы диаметром до 1 км идут от погребенной верхней границы тела оползня, расположенной на глубине $200\text{--}250\text{ м}$ от морского дна. Геохимический и изотопный состав метана соответствуют микробному газу [87].

Другим примером ГВ гигантских подводных оползней служит грязевой вулкан Хаакон Мосби (Hakon Mosby) в Норвежском море, связываемый с гигантским позднеплейстоценовым подводным оползнем Bjornoyrenna [68]. Этот вулкан также имеет круглую плоскую грязевулканическую постройку типа «пирог» диаметром 1.4 км и высотой 15 м , сложенную текучим тонкозернистым шламом с небольшой долей ($10\text{--}15\%$) песка.

В связи с широким распространением гигантских оползневых отложений вдоль палеоледниковых континентальных окраин, открытие грязевых вулканов данного типа требует переоценки потенциала ГВ в арктическом регионе [87].

К ГВ гигантских подводных оползней, но другой морфологии и механизма может быть отнесено скопление крупных (от 100 до 700 м в диаметре) кратеров в глубоководном районе близ Нигерии, описанных в [7, 88]. Пространственное распределение кратеров контролирует

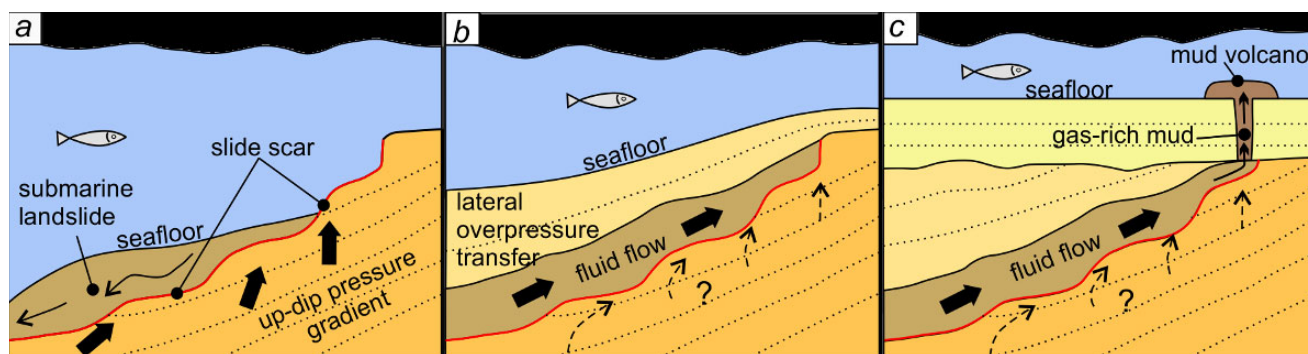


Рис. 4. Концептуальная модель образования грязевого вулканизма гигантских подводных оползней (по [87] с изменениями): а – гигантские оползни вдоль континентального склона (для простоты показан только один, связанный с грязевым вулканизмом) с образованием градиента давления; б – седиментационная нагрузка и уплотнение с повышением флюидного давления и его латеральным перетоком; в – прорыв флюидного давления с образованием грязевого вулкана.

Fig. 4. Conceptual model of formation of mud volcanism of giant submarine landslides based on [85] with modifications: a, giant landslides along the continental slope (for simplicity, only one associated with mud volcanism is shown) with formation of a pressure gradient; b, sedimentation load and compaction with increase of fluid pressure and its lateral flow; c, breakthrough of fluid pressure with formation of a mud volcano.

ется периметром крупного оползня, содержащего в своем основании и каналах флюидной миграции коллекторы и проницаемые зоны – песчано-алевритовые грунты, разрывы сплошности и зеркала скольжения. Глубина кратеров в большинстве своем составляет от 15 до 25 м, максимальная – около 30 м. Вертикальные подводящие трубчатые каналы шириной 50–150 м прослеживаются на глубину от 1000 до 1300 м ниже морского дна в интерпретируемые песчаные коллекторские зоны подошвы оползня. Они содержат обломки отложений или горных пород, захваченных с глубины.

По своим параметрам и механизму образования структуры описанных флюидных прорывов близ Нигерии соответствуют выделяемым К.М. Brown [5] так называемым «осадочным диатремам», занимающим промежуточное положение между покмарками (оспины, кратеры) и грязевыми вулканами. Согласно модели [7], образование «осадочных диатрем» в подводном оползне близ Нигерии происходило по схеме: создаваемое высокое флюидное давление в пласте-коллекторе вызывало гидроразрывы от пласта до морского дна, где высокоскоростной поток газа формировал трубы, конусы и кратеры на морском дне. После выброса заполненная обломками грязевая

суспензия оседала обратно в трубу и закупоривала выводящий канал. Эта закупорка препятствует образованию новых труб в том же месте и объясняет большое количество трубчатых каналов с кратерами («осадочных диатрем»).

Газогидратный (байкальский) тип грязевого вулканизма

Выделен [89] под термином «байкальский» в противопоставление классическому на основе изучения ГВ оз. Байкал. Исходя из генетической связи байкальских грязевых вулканов с разложением газогидратов [89–92], данный тип ГВ можно назвать газогидратным. Несколько ранее связь ГВ с газогидратной системой обосновали U. Tinivella и M. Giustiniani [23].

Согласно предложенной модели [89–92], а также [23], газогидратный тип ГВ генетически связывается с диссоциацией подводных газогидратов метана под действием восходящей миграции теплых флюидов по тектоническим разломам (рис. 5 а). Разложение газогидратов в свою очередь вызывает разжижение вмещающих глинистых отложений и образование небольших грязевых камер с избыточным давлением. Сброс избыточного давления с вытеснением разжиженных отложений приводит к формированию грязевого вулкана на дне.

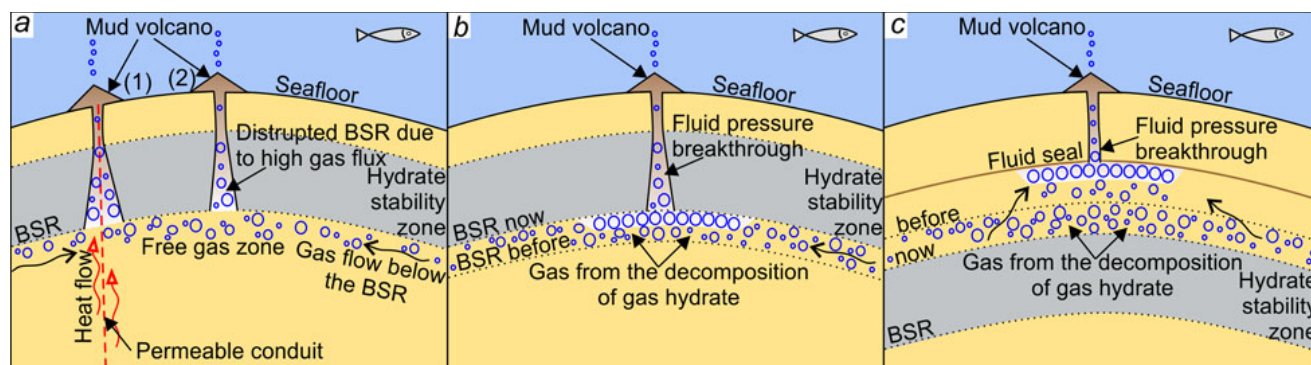


Рис. 5. Концептуальные модели образования грязевого вулканизма газогидратного генетического типа (пояснения в тексте): а – трехфазный прорыв за счет диссоциации газогидратов метана под действием сфокусированного потока теплых флюидов по проницаемым каналам (1) по [23, 89–92] или за счет накопления под сводом зоны стабильности газогидратов мигрирующего газа (2) по [23]; б и с – трехфазный прорыв за счет накопленного высокого флюидного давления от разложения газогидратов при повышении нижней границы зоны стабильности газогидратов (б) и понижении верхней границы зоны стабильности газогидратов (с).

Fig. 5. Conceptual models of formation of mud volcanism of gas hydrate genetic type (explained in the text): a, three-phase breakthrough due to dissociation of methane gas hydrates under the influence of focused flow of warm fluids through permeable channels (1) according to [23, 87–90] or due to accumulation of migrating gas within the gas hydrate stability zone (2) according to [23]; b, three-phase breakthrough due to accumulated high fluid pressure from the decomposition of gas hydrates with an increase in the lower boundary of the gas hydrate stability zone; c, three-phase breakthrough due to accumulated high fluid pressure from decomposition of gas hydrates with a decrease in the upper boundary of the gas hydrate stability zone.

По модели U. Tinivella и M. Giustiniani [23], избыточное флюидное давление с последующим его прорывом образуется за счет накопления под сводовой частью газогидратной залежи мигрирующего газа (рис. 5 а).

Особенностью газогидратного типа ГВ служат неглубокие корни, определяемые термодинамическими условиями образования газогидратов метана (на оз. Байкал корни таких вулканов прослежены до глубины 400 м ниже дна [90, 92]), отсутствие литифицированных пород среди обломков грязевой брекчии, умеренно повышенный тепловой поток. Вулканы этого типа отличаются менее интенсивным характером извержений, чем вулканы классического типа, так как накопленного избыточного давления вследствие неглубокого заложения недостаточно для запуска мощных взрывных извержений. В них отсутствуют такие типичные для классического типа ГВ особенности, как радиальные грязевые потоки, четко очерченная кальдера вокруг кратера, структуры формы «рождественская елка» в подводящем канале. Для грязевулканических отложений нехарактерны химические компоненты нефтяного ряда, свойственные классическому типу [93].

Вулканические постройки состоят из одиночной возвышенности с невыраженным или плохо выраженным кратером либо представлены группой небольших возвышенностей-холмов [92]. Форма грязевых вулканов газогидратного типа оз. Байкал (по 26 вулканам из [89, 94]) преимущественно округлая, овальная до вытянутой, со средним поперечным размером от 0.43 до 3.85 км, в среднем 1.2 км. Высота от 10 до 220 м, в среднем 63 м.

Предложенная модель применима и для многих других осадочных бассейнов [89]. Например, в Черном море РТ-условия допускают существование гидратов метана начиная с глубин моря около 600–650 м [69, 70]. С увеличением глубины моря мощность зоны гидратообразования растет и достигает 350–500 м в глубоководной части в зонах с низким тепловым потоком (25–30 мВт/м²). При

увеличении теплового потока до 60 мВт/м² и более она сокращается до десятков метров. На вероятность присутствия в Черном море ГВ газогидратного типа указывает и анализ сейсмических данных [95].

Возможно, к этому генетическому типу ГВ относятся слабо изученные так называемые «холмы просачивания», описанные [96] на норвежском шельфе. Не исключена также и их принадлежность к первому эволюционному типу классического ГВ. Морфологически эти структуры больше похожи на небольшие морские холмы (выступающие грязевые диапиры) высотой до 10–15 м и шириной до 300 м с метаногенными карбонатными литификатами, окруженные осадочным проседанием. Под положительной формой находятся трубообразные газо-флюидные структуры шириной 150–500 м. Они обычно проникают в BSR (bottom simulating reflection)* и расширенные отражатели, которые соответствуют скоплениям свободного газа.

Развитие газогидратного типа ГВ возможно по двум другим моделям – за счет накопления и прорыва высокого флюидного давления (по аналогии с [8]), образующегося от разложения газогидратов метана при вертикальной миграции верхней или нижней границы их термодинамического существования (рис. 5 б, с). Возможна также комбинация этих двух моделей с моделью [89–92] воздействия восходящей миграции теплых флюидов по тектоническим разломам.

В первом случае ГВ будет генерироваться высоким флюидным давлением, образующимся под зоной развития газогидратов за счет их разложения при продвижении вверх по разрезу зоны стабильности газогидратов (рис. 5 б). В этом случае корни грязевых вулканов будут наиболее глубокими, а извержения будут носить более интенсивный и взрывной характер за счет большей мощности экранирующей зоны стабильности газогидратов, перекрывающей грязевулканический очаг, и, соответственно, достижения большего аномального флюидного

* Имитация отражения дна на сейсморазведочных разрезах, рассматриваемая как фазовая граница между стабильными газовыми гидратами и свободным газом ниже.

давления, необходимого для преодоления литостатической нагрузки и прорыва флюидоупора. Наиболее подвержены прорыву флюидного давления сводовые залежи газогидратов за счет их аккумулирующего потенциала. Данный сценарий (повышение нижней границы стабильности газогидратов) возможен, например, при повышении уровня моря, тектоническом проседании, изменении температуры, увеличении мощности вышележащего осадочного слоя за счет интенсивной седиментации или поступления декливиального материала.

Во втором случае (рис. 5 с) ГВ также генерируется за счет разложения газогидратов, но при миграции верхней границы их существования вниз по разрезу. В этом случае корни грязевых вулканов будут наименее глубокими, а извержения будут носить более спокойный характер в связи с малой мощностью перекрывающего слоя грязевулканического очага и, соответственно, меньшим аномальным флюидным давлением, необходимым для преодоления литостатической нагрузки. Накоплению аномального флюидного давления и ГВ по данному сценарию будет способствовать наличие флюидоупора выше зоны разложения газогидратов. Миграция вниз верхней границы стабильности газогидратов возможна, например, при понижении уровня моря, уменьшении мощности вышележащего осадочного слоя за счет его эрозии или оползневой эвакуации, тектонического воздымания, изменения температуры. Однако данный механизм более характерен для формирования метановых сипов, покмарков [3, 9] с возможным их преобразованием в грязевые вулканы [8].

Согласно другой модели, миграция метана по зонам надвигов во фронтальные складки пропагации, выраженные в рельефе дна как антиклинальные хребты [83], или в антиформно выраженные термодинамические барьеры [24] приводит к возникновению в них газогидратной покрывки, которая может удерживать дополнительный метан. Это способствует развитию под антиформно выраженными газогидратными покрывками высокого давления порового флюида, приводящего при их прорыве к ГВ [24, 85].

Разложение газогидратов во время четвертичных ледниково-межледниковых циклов рассматривается как возможный источник флюидов в грязевом вулканизме Средиземного моря и зал. Кадис [42]. Разложение газогидратов может приводить и к образованию покмарков (оспины, кратеры) [9].

Газогидратному ГВ, как указывалось выше, может быть конвергентен классический тип в случае формирования в пределах построек последнего газогидратных залежей за счет фильтрации метана и их последующего интенсивного разложения при увеличении потока теплого флюида в результате активизации вулкана. Газогидратные залежи известны во многих глубоководных грязевых вулканах классического типа, как наиболее благоприятные обстановки для гидратообразования.

Серпентинитовый грязевой вулканизм

Серпентинитовый ГВ охарактеризован в ряде публикаций, например в [97–100]. Он резко отличен от всех других. Выделен в глубоководных Марианской и Идзу-Бонинской надсубдукционных зонах как результат прорыва богатых H_2O и метаном флюидов, образующихся при дегидратации, декарбонизации и метаморфических реакциях из субдуцирующей плиты в условиях высокого давления и низкой температуры [97–100]. Сдвиговые разломы, связанные с растяжением вдоль простирания, и вертикальная тектоника, связанная с субдукцией, обеспечивают пути для подъема флюидов, образующихся из плиты, и тектонических брекчий как из зоны субдукции, так и из литосферы перекрывающей плиты (рис. 6).

Грязевые вулканы серпентинитового генетического типа отличаются на порядок большими размерами, чем у других типов, с зонами флюидогенерации глубиной от ~15 до 20 км, реже до 50 км. На основе данных [98, 101] по 20 вулканам, их поперечные размеры колеблются от 11 до 42 км, в среднем около 20 км, высота построек от 300 до 2364 м. Постройки субизометричные, конусовидные, с грязевыми потоками, достигающими в длину 70 км. Вулканы располагаются на глубинах

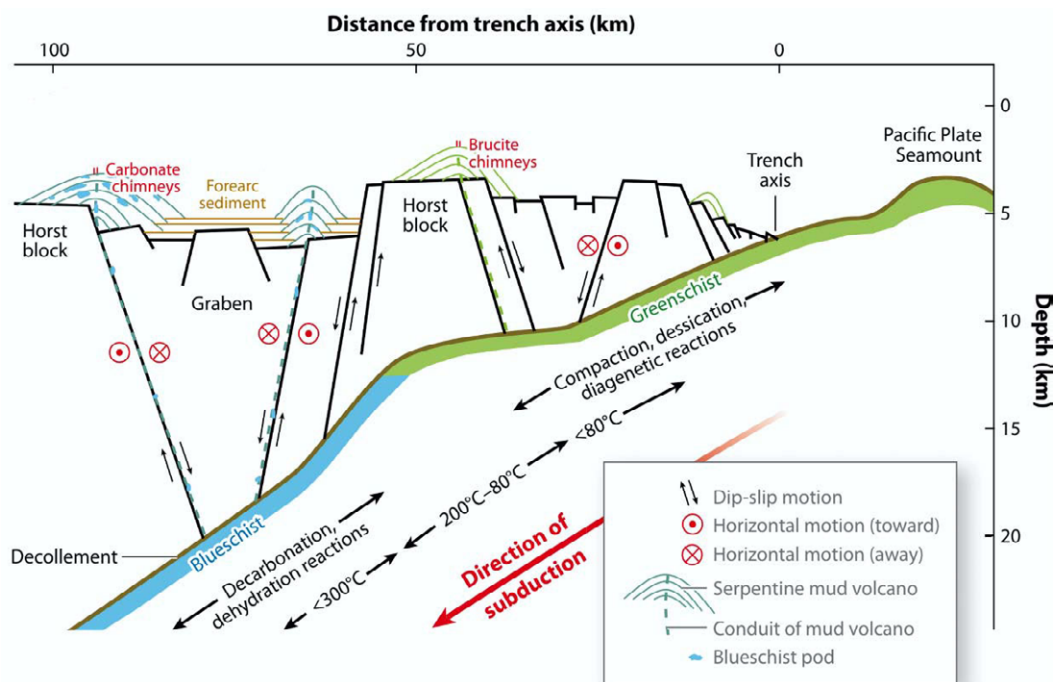


Рис. 6. Схематический поперечный разрез Марианской системы, показывающий различные типы ассоциаций серпентинитовых грязевых вулканов с разломами в клине преддуговой зоны (из [98] с упрощениями).

Fig. 6. Schematic cross-section of the Mariana system showing different types of associations of serpentinite mud volcano with faults in the fore-arc wedge (from [96] with simplifications).

моря в 3–7 км, занимая пространственное положение между океаническим желобом и вулканической дугой.

Грязевулканическая брекчия состоит из плохо отсортированной серпентинитовой брекчии, обломки в которой достигают метра в поперечнике. Они представлены в основном в различной степени серпентинизированными мантийными перидотитами (преимущественно гарцбургитами, реже дунитами). В подчиненном количестве встречаются обломки метаморфических пород голубосланцевой и зеленосланцевой фации метаморфизма (глаукофановые, кроссит-мусковит-хлоритовые, хлоритовые, мусковитовые, амфиболовые сланцы), базальты океанических островов, обычные базальты срединно-океанических хребтов, гемипелагические кремни [98, 99].

Дегляциальный грязевой вулканизм

Описан в районах деградации вечной мерзлоты, как на суше, в термокарстовых озерах [8, 100], так и на шельфе полярных морей [103].

Генетически образование дегляциального ГВ связывается со взрывным прорывом флюидов (преимущественно газов), скопившихся под слоем многолетней мерзлоты как в результате ее деградации, так и вследствие повышения порового давления газов, в том числе при разложении мерзлотных газогидратов метана [8, 102, 104]. Вечномерзлые грунты выступают в качестве эффективного флюидоупора, однако в результате их деградации при потеплении климата (дегляциации) они уже могут не удерживать аномальное давление флюидов. Ярким примером такого прорыва флюидов служит Бованенковский кратер.

Согласно модели [102, 105], на первой стадии происходит формирование газонасыщенных полостей в массивах подземного льда. Очаги дегазации, видимо, имеют связь с субвертикальной миграцией глубинного газа по проницаемым разломам и/или диссоциацией газогидратов в процессе дегляциации. При этом под газодинамическим воздействием аномально высоких и сверхлитостатических давлений формируются бугры пучения. Вторая стадия эруптивная, характеризуется разруше-

нием бугров пучения мощными импульсными выбросами газа с образованием кратеров («осадочных диатрем», покмарков, оспин) диаметром в десятки и сотни метров. На суше кратеры преобразуются в термокарстовые озера. На третьей стадии в пределах сформированных отрицательных структур за счет газо-флюидной разгрузки образуются грязевулканические постройки.

С отступлением арктического ледяного щита около 15–12 тыс. лет до н.э. и разложением за счет этого газогидратных залежей связывают образование многочисленных покмарков (кратеров) диаметром 0.05–1 км и глубиной до 35 м на дне арктических [106–108] и антарктических [109] морей. Внутри кратеров установлены округлые и удлиненные до неправильной формы холмы, интерпретируемые как грязевулканические (?) постройки [108].

Размер зафиксированных [102] грязевулканических построек на дне термокарстовых озер достигает нескольких сотен метров. Форма их округлая и эллиптическая с центральной впадиной – кратером (кальдерой) эллиптической формы размером в десятки метров. Нередко они обнаруживают связь с дизъюнктивными нарушениями.

Вероятно, к данному типу относятся и грязевулканические структуры, обнаруженные [103] в западной части Карского моря на площади структуры «Университетская». Это круглые постройки диаметром до 400 м и высотой до 30 м. В центре может прослеживаться жерло диаметром около 30 м, валики выброшенной сопочной массы и излившиеся потоки «грязи». В отличие от классических грязевых вулканов с глубокими корнями, у изученных здесь на геофизических разрезах не прослеживаются подводящие флюидные каналы. Высказано предположение, что их возникновению предшествует формирование домов. На месте домов со временем, по мере роста давления в структуре, могут возникнуть в зависимости от состава флюида небольшие грязевые сопки или покмарки [103].

Результаты исследований грязевулканических построек на дне термокарстовых озер п-ова Ямал с учетом ряда ранее открытых грязевых вулканов на суше Аляски, Гренландии

и Исландии, а также на дне морей Бофорта, Норвежского и Карского позволяют говорить о широком распространении дегляциального грязевого вулканизма в Циркумарктическом мегарегионе [8].

Абиссальный грязевой вулканизм

Слабо изученный тип ГВ, выделяемый на основе единичных публикаций. При более детальном изучении его генетическая природа будет уточнена и детализирована. Проявляется он в пределах абиссальных океанских равнин на глубинах более 4 км с океаническим типом коры и с относительно маломощным (<1 км) осадочным чехлом, т.е. вне геологических условий образования классического ГВ. Осадочный разрез представлен преимущественно известняками, вулканогенно-осадочными и вулканокластическими породами, глубоко-водными глинами, а также эффузивными породами. В настоящее время сообщения о грязевых вулканах в подобных условиях редки, но, учитывая, что площадь абиссальных равнин исследована весьма слабо, ГВ данного типа может быть широко распространен.

Абиссальный ГВ выделен на основе грязевых вулканов, описанных [110] в абиссальной зоне (глубины около 4500 м) восточной части Атлантического океана близ зал. Кадис за пределами областей быстрого накопления осадков и нефтегазогенерации. Грязевые вулканы данного типа в форме конусов, обычно <100 м в диаметре, выстроены по простиранию трансформных разломов. Грязевулканические отложения обычно состоят из оливково-серых грязевых брекчий с обломками аргиллитов размером от миллиметра до сантиметра и сильно обогащены H_2S и метаном.

Положение грязевых вулканов вдоль разлома совпадает с сейсмически активной зоной с землетрясениями магнитудой $M \leq 6$, зарождающимися в верхней мантии на глубине от 40 до 60 км. Сейсмогенные трансформные (сдвиговые) разломы обеспечивают пути для глубинных флюидов из океанической коры, но механизм, управляющий потоком флюидов, остается неясным. Геохимические данные (Cl, B, Sr, $^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{18}O$, δD) показывают, что

флюиды зарождаются в океанической коре, возраст которой превышает 140 млн лет. Поднимаясь на поверхность, эти флюиды получают сильные геохимические сигналы от перекристаллизации верхнеюрских пелагических известняков (обогащение стронцием) и в гораздо меньшей степени от дегидратации глинистых минералов более молодых и маломощных терригенных отложений [110].

Заслуживает внимания тот факт, что описанные трансформные разломы продолжают в зал. Кадис, где широко развит классический тип ГВ. При этом в грязевых вулканах классического типа в зал. Кадис флюиды, по данным [54, 110], несут геохимический сигнал и из систем разломов, глубоко врезающихся в подстилающий фундамент. Наличие во флюидах грязевых вулканов Кадисского залива геохимического сигнала из трансформных разломов подтверждает участие в формировании классического ГВ глубинных флюидов и возможности на этой основе дополнительной его генетической классификации.

Вероятно, к абиссальному ГВ принадлежат и выявленные [111] четыре грязевых вулкана в абиссальной зоне Магеллановых гор (Восточно-Марианская котловина Тихого океана) на глубинах моря около 6 км. По геофизическим данным, поперечные размеры грязевулканических построек составляют 1.3–3.5 км, высота 35–130 м.

Грязевой вулканизм внутриплитных рифтогенных структур

Описан [112] на юге Восточной Сибири с выделением Южно-Сибирской грязевулканической области, где проявлен преимущественно в пределах мезозойских и кайнозойских рифтогенных впадин Прибайкалья и Забайкалья, в том числе в Байкальской рифтогенной зоне.

Согласно [112], ГВ внутриплитных рифтогенных структур обусловлен флюиодинамическими процессами плюмовой природы, которые сопровождали формирование рифтов. Современные процессы данного ГВ наиболее интенсивно проявляются в периоды сильных землетрясений, с образованием многочислен-

ных мелких грифонно-сальзовых конусовидных построек в пределах грязевулканических компенсационных впадин. Каналы грязевых вулканов проникают глубоко в фундамент, в том числе докембрийский. Глубина их очагов оценивается в 3.5–15 км. Очаги приурочены к зонам разрывных тектонических нарушений среди древних кристаллических образований. Продукты грязевулканических извержений представлены в основном литокомплексами псаммо-псефитовой размерности, с обилием грифонных песков. Они образуют мелкие конусы, валообразные поднятия, округлые и овалоподобные массивы грифонных песков высотой до 200 м, площадью до 400 км² и более, занимают до 75 % территории Тункинской, Баргузинской, Чарской впадин. В более древней (K₁) Ундино-Даинской впадине разрез сопочных литокомплексов венчают гейзеритовые купола.

Температуры в очаговых зонах грязевых вулканов внутриплитных рифтогенных структур оцениваются в 150–600 °С. Газовые компоненты флюидов в основном представлены CH₄, N₂, CO₂ и H₂ с различными соотношениями между ними. По преобладанию того или иного газа они подразделяется на несколько типов: метановый, азотный, углекислый, метано-азотный, азотно-углекислый, водородно-азотный, углекисло-водородный. Водный компонент представлен преимущественно термальными водами с изменчивыми физико-химическими и термодинамическими показателями, обусловленными гетерогенизацией (вскипанием) восходящих гидротермальных растворов, их разбавлением поверхностными и атмосферными водами [112].

Исходя из описания [1], данный генетический тип трудно отнести к собственно ГВ, так как он имеет признаки грязевых проявлений геотермальных систем.

Полигенные грязевые вулканы

Наряду с грязевыми вулканами выделенных генетических типов возможны полигенные грязевые вулканы. Примером полигенности может служить вулкан Borealis, описанный [113] в арктической зоне Атлантики. Согласно

модели авторов, образование грязевого вулкана Borealis соответствует комбинации дегляциального и газогидратного генетических типов. Дегляциальный механизм рассматривается как начальный триггер. При отступлении последнего ледникового щита произошла дестабилизация метановых гидратов за счет повышения температуры и снижения давления. Внезапная диссоциация этих газогидратов высвободила большое количество метана, что спровоцировало образование покмарков на морском дне (первый эволюционный тип). Сформированные метаногенные карбонатные литификаты образовали пластовые флюидные барьеры, которые периодически препятствуют восходящей миграции углеводородов, позволяя газу накапливаться под ними и заставляя газ искать альтернативные пути к морскому дну. Это отклонение потока флюидов способствовало образованию четырех наблюдаемых кратеров в результате взрывных событий. Система каналов грязевого вулкана Borealis связана с более глубокими и теплыми слоями, из которых флюиды мигрируют к поверхности. В дополнение к модели дегляциации авторами предложен сценарий газогидратного типа ГВ подобно тому, что предложен для оз. Байкал [89, 91], – периодический подъем теплых флюидов, разложение под их действием газогидратов на меньшей глубине, прорыв образованных от разложения газогидратов флюидов с множеством поверхностных извержений.

Комбинации дегляциальной и газогидратной модели с быстрым разложением газогидратов и выбросами метана при отступлении ледникового щита около 15–12 тыс. лет до н.э. соответствует образованию покмарков (кратеров) диаметром 0.05–1 км и глубиной до 35 м с холмами внутри кратеров на морском дне Арктики [106, 108] и Антарктики [109].

Заключение

Грязевой вулканизм – широко распространенное геологическое явление, особенно на морском дне с мощным нелитифицированным преимущественно глинистым разрезом. Для решения проблем оценки и прогноза гря-

зевулканической опасности, а также изучения гео- и флюидодинамики осадочного разреза существенно важна разработка генетических моделей грязевого вулканизма. В обзоре на основе анализа значительного числа публикаций предпринята попытка выделения и систематизации генетических типов грязевого вулканизма, определения их отличительных признаков. Выделены следующие генетические типы ГВ: классический, гигантских подводных оползней, газогидратный, серпентинитовый, дегляциальный, абиссальный, внутриплитных рифтогенных структур.

Наиболее распространен и изучен классический ГВ. Он обладает наибольшим разнообразием морфологии и размеров грязевулканических построек, структурно-тектонического контроля, геодинамической позиции. В нем можно выделить три этапа развития – начальный, основной и заключительный, соответствующие определенным эволюционным типам.

Первый эволюционный тип обладает неглубокими корнями и отвечает начальному периоду погружения бассейна седиментации с генерацией биогенного метана. Ему могут предшествовать и сопутствовать интенсивные разгрузки флюидов (метана и/или воды) с формированием покмарков. Второй, основной этап эволюции наиболее длительный, соответствует погружению флюидогенерирующих толщ в зону катагенеза с генерацией термогенного метана и воды при иллитизации смектитов. Третий эволюционный тип классического грязевого вулканизма отвечает его завершению в результате воздымания и денудации грязевулканической системы, истощения ресурса генерации термогенного метана.

Классический ГВ дополнительно может быть классифицирован по вкладу в его формирование глубинных флюидных потоков, вплоть до мантийных, присутствию газогидратов и участию гидротермальных или геотермальных флюидов. Может быть конвергентен так называемым геотермальным системам в осадочных толщах.

В газогидратном генетическом типе ГВ могут быть выделены разновидности по механизму генерации высокого флюидного давления: от разложения газогидратов метана под

действием сфокусированного потока теплых флюидов по проницаемым каналам; за счет мигрирующего газа под сводом зоны стабильности газогидратов; от разложения газогидратов при повышении нижней границы зоны их стабильности; под флюидоупором от разложения газогидратов при понижении верхней границы зоны их стабильности.

С газогидратным генетическим типом ГВ конвергентен классический при формировании в пределах построек последнего газогидратных залежей за счет фильтрации метана и их последующего интенсивного разложения при дестабилизации.

Серпентинитовый тип ГВ формируется в надсубдукционных зонах как результат прорыва флюидов, образующихся при дегидратации, декarbonизации и метаморфических реакциях из субдуцирующей плиты в условиях высокого давления и низкой температуры.

Дегляциальный, абиссальный и внутриплитных рифтогенных структур типы ГВ наименее изучены и требуют дополнительных исследований, верификации. Тип внутриплитных рифтогенных структур по результатам его изучения, возможно, будет отнесен к геотермальным системам в осадочных толщах.

Наряду с выделяемыми генетическими типами ГВ возможны его полигенные проявления.

Автор не считает выделенные им генетические типы грязевого вулканизма завершённой классификацией. Он надеется, что данная работа послужит стимулом для дальнейших исследований в этом направлении.

Список литературы

- Mazzini A., Etiope G. Mud volcanism: an updated review. *Earth-Science Reviews*. 2017,168:81–112. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.001>
- Somoza L., Medialdea T., Leon R., Ercilla G., Vazquez J.T., Farran M.I., Hernandez-Molina J., Gonzalez J., Juan C., Fernandez-Puga M.C. Structure of mud volcano systems and pockmarks in the region of the Ceuta Contourite Depositional System (Western Alborán Sea). *Marine Geology*. 2012,332-334:4–26. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2012.06.002>
- Judd A., Hovland M. *Seabed fluid flow: the impact on geology, biology and the marine environment*. Cambridge University Press, 2009, 492 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535918>
- Юсубов Н.П., Гулиев И.С. *Грязевой вулканизм и углеводородные системы Южно-Каспийской впадины (по новейшим данным геофизических и геохимических исследований)*. Баку: Элм, 2022, 168 с.
- Brown K.M. The nature and hydrogeologic significance of mud diapirs and diatremes for accretionary systems. *Journal of Geophysical Research*. 1990,95:8969–8982. <https://doi.org/10.1029/jb095ib06p08969>
- Kopf A.J. Significance of mud volcanism. *Reviews of Geophysics*. 2002,40(2):52. doi:10.1029/2000RG000093
- Loseth H., Wensaas L., Arntsen B., Hanken N.-M., Basire C., Graue K. 1000 m long gas blow-out pipes. *Marine and Petroleum Geology*. 2011,28:1047–1060. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.10.001>
- Богоявленский В.И. Новые данные о грязевом вулканизме в Арктике на полуострове Ямал. *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле*. 2023,512(1):92–99. <https://doi.org/10.31857/S2686739723601084>
- Leon R., Somoza L., Medialdea T., Maestro A., Diaz-del-Rio V., Fernandez-Puga M.C. Classification of sea-floor features associated with methane seeps along the Gulf of Cadiz continental margin. *Deep-Sea Research*. 2006,53(11-13):1464–1481. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2006.04.009>
- Pryce E., Kirkham C., Cartwright J. Crater formation during the onset of mud volcanism. *Geology*. 2023,51(3):252–256. <https://doi.org/10.1130/G50713.1>
- Антипин В.С., Покровский Б.Г., Федоров А.М. Патомский кратер – результат фреатического взрыва: геологические и изотопно-геохимические свидетельства. *Литология и полезные ископаемые*. 2015,6:538–548. <https://doi.org/10.7868/S0024497X15060026>
- Исаев В.П., Исаев П.В., Развозжаева Э.А. Патомский газолитокластический вулкан. *Геология нефти и газа*. 2012,3:77–83. EDN: OZEOVB
- Judd A. Gas emissions from mud volcanoes. Significance to global climate change. In: Martinelli G., Panahi B. (eds) *Mud volcanoes, geodynamics and seismicity: NATO Science Series, Series IV: Earth and Environmental Series*. Dordrecht: Springer, 2005, 51, p. 147–157. <https://doi.org/10.1007/1-4020-3204-8>
- Milkov A.V. Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates. *Marine Geology*. 2000,167(1-2):29–42. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00022-0](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00022-0)
- Губкин И.М., Федоров С.Ф. *Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с генезисом нефтяных месторождений Крымско-Кавказской геологической провинции*. М.: Изд-во АН СССР, 1938, 44 с.
- Глумов И.Ф., Гулев В.Л., Карнаухов С.М., Сенин Б.В. *Региональная геология и перспективы нефтегазоносности Черноморской глубоководной*

- впадины и прилегающих шельфовых зон. Ч. 2. М.: Недра, 2014, 181 с.
17. Гулиев И.С., Юсубов Н.П., Гусейнова Ш.М. О механизме образования грязевых вулканов в Южно-Каспийской впадине по данным 2D- и 3D-сейсморазведки. *Физика Земли*. 2020,5:131–138. <https://doi.org/10.31857/S0002333720050026>
18. Глазырин Е.А. Основные результаты изучения подводного грязевого вулканизма Керченско-Таманского региона. В кн.: *Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа*. М.: ИИЕТ РАН, 2017, т. 7, ч. 2: 39–48.
19. Глазырин Е.А. К прогнозированию извержений грязевых вулканов и оценке опасности грязевулканической деятельности на Керченско-Таманском шельфе. В кн.: *Закономерности формирования и воздействия морских, атмосферных опасных явлений и катастроф на прибрежную зону РФ в условиях глобальных климатических и индустриальных вызовов («Опасные явления»): материалы Междунар. науч. конф., г. Ростов-на Дону, 13–23 июня, 2019*. Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2019, с. 37–39.
20. Глазырин Е.А. Государственный мониторинг состояния недр прибрежно-шельфовой зоны Азовского, Черного и Каспийского морей – основные итоги и перспективы развития. В кн.: *Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа*. М.: ИИЕТ РАН, 2020, т. 10, ч. 2, с. 325–332.
21. Глазырин Е.А., Карпенко А.Н., Карпенко Г.Е., Лещенко Д.П., Марфин А.А., Прокопцев Г.Н., Сильченко А.Ю. *Информационный бюллетень о состоянии недр прибрежно-шельфовых зон Азовского, Черного и Каспийского морей в 2023 г.* М.: Науч. библиотека, 2024, 112 с. <https://doi.org/10.36871/978-5-907823-32-7>
22. Глазырин Е.А., Глазырина Н.В. Усть-Чекупское грязевулканическое поле Керченско-Таманской грязевулканической области. В кн.: *Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа*. М.: ИИЕТ РАН, 2025, т. 15, с. 260–265.
23. Tinivella U., Giustiniani M. An overview of mud volcanoes associated to gas hydrate system. In: Nemeth K. (ed.) *Updates in volcanology – New advances in understanding volcanic systems*. 2012, p. 225–267. <http://dx.doi.org/10.5772/51270>
24. Milkov A.V. Global distribution of mud volcanoes and their significance in petroleum exploration as a source of methane in the atmosphere and hydrosphere and as a geohazard. In: Martinelli G., Panahi B. (eds) *Mud volcanoes, geodynamics and seismicity: NATO Science Series, Series IV: Earth and Environmental Series*, vol. 51. Dordrecht: Springer, 2005, p. 29–34. https://doi.org/10.1007/1-4020-3204-8_3
25. Исмагилов А.Ф., Козлов В.Н., Терехов А.А., Хортов А.В. Глиняный диапиризм и грязевой вулканизм при формировании локальных структур в российской части Черного моря. *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*. 2006,2:4–10. EDN: HSNKKL
26. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: распространение и генезис. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2012,4(30):5–27. EDN: PJWOIL
27. Dimitrov L.I. Mud volcanoes – the most important pathway for degassing deeply buried sediments. *Earth-Science Reviews*. 2002,59:49–76. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00069-7](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00069-7)
28. Калинин М.К. Грязевые вулканы, причины их возникновения, развития и затухания. *Труды ВНИГНИ*. 1964,40:30–54.
29. Киквадзе О.Е., Лаврушин В.Ю., Покровский Б.Г., Поляк Б.Г. Изотопный и химический состав грязевулканических газов Таманского полуострова и проблемы их генезиса. *Литология и полезные ископаемые*. 2014,6:525–538. <https://doi.org/10.7868/S0024497X14060068>
30. Куришко В.А., Месяц И.А., Тердовидов А.С. Гидрогеология грязевого вулканизма Керченского полуострова. *Геологический журнал*. 1968,28(1):49–59.
31. Лаврушин В.Ю., Айдаркожина А.С., Сокол Э.В., Челноков Г.А., Петров О.Л. Грязевулканические флюиды Керченско-Таманской области: геохимические реконструкции и региональные тренды. Сообщение 1. Геохимические особенности и генезис грязевулканических вод. *Литология и полезные ископаемые*. 2021,6:485–512. <https://doi.org/10.31857/S0024497X21060045>
32. Лаврушин В.Ю., Гулиев И.С., Киквадзе О.Е., Алиев Ад.А., Покровский Б.Г., Поляк Б.Г. Воды грязевых вулканов Азербайджана: изотопно-химические особенности и условия формирования. *Литология и полезные ископаемые*. 2015,1:3–29. <https://doi.org/10.7868/S0024497X15010036>
33. Лаврушин В.Ю., Киквадзе О.Е., Покровский Б.Г., Алиев Ад.А., Поляк Б.Г. Воды грязевых вулканов Кавказского региона: геохимические особенности и условия формирования. *Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН*. 2011,57:217–221. EDN: PXNDYV
34. Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.К., Науменко П.И., Кутний В.А. *Грязевые вулканы Керченско-Таманской области*: атлас. Киев: Наукова думка, 1986, 152 с.
35. Milkov A.V., Sassen R., Apanasovich T.V., Dadashev F.G. Global gas flux from mud volcanoes: a significant source of fossil methane in the atmosphere and the ocean. *Geophysical Research Letters*. 2003,30(2):1037. <https://doi.org/10.1029/2002GL016358>
36. Mazzini A., Svensen H., Planke S., Guliyev I., Akhmanov G.G., Fallik T., Bank D. When mud

- volcanoes sleep: Insight from seep geochemistry at the Dashgil mud volcano, Azerbaijan. *Marine and Petroleum Geology*. 2009,26:1704–1715. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.11.003>
37. Шнюков Е.Ф., Коболев В.П. Слепые грязевые вулканы Черного моря. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2020,16(2):49–65. <https://doi.org/10.15407/gpimo2020.02.049>
 38. Назаров Н.О. Назаров Н.О. *Грязевые вулканы Кеймир-Чикишлярского района юго-западного Туркменистана*. Ашхабад: АН ТССР, 1957, 117 с.
 39. Aliyev Ad.A., Guliyev I.S., Dadashov F.H., Rahmanov R.R. *Atlas of world mud volcanoes*. Baku: Naf-ta-Press, 2015, 321 p.
 40. Лимонов А.Ф. Грязевые вулканы. *Соросовский образовательный журнал*. 2004,8(1):63–69.
 41. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Сообщение 1. Грязевулканические провинции и морфология грязевых вулканов. *Литология и полезные ископаемые*. 2002,3:227–241.
 42. Mascle J., Mary F., Praeg D., Brosolo L., Camera L., Ceramicola S., Dupré S. Distribution and geological control of mud volcanoes and other fluid/free gas seepage features in the Mediterranean Sea and nearby Gulf of Cadiz. *Geo-Marine Letters*. 2014,34(2–3):89–110. <https://doi.org/10.1007/s00367-014-0356-4>
 43. Bonini M. Mud volcanoes: Indicators of stress orientation and tectonic controls. *Earth-Science Reviews*. 2012,115:121–152. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earsci-rev.2012.09.002>
 44. Feyzullayev A.A. Mud volcanoes in the South Caspian basin: Nature and estimated depth of its products. *Natural Science*. 2012,4(7):445–453. <http://dx.doi.org/10.4236/ns.2012.47060>
 45. Huseynov D.A., Guliyev I.S. Mud volcanic natural phenomena in the South Caspian Basin: geology, fluid dynamics and environmental impact. *Environmental Geology*. 2004,46:1012–1023. <https://doi.org/10.1007/s00254-004-1088-y>
 46. Kopf A., Deyhle A., Lavrushin V.Y., Polyak B.G., Gieskes J.M., Buachidze G.I., Wallmann K., Eisenhauer A. Isotopic evidence (He, B, C) for deep fluid and mud mobilization from mud volcanoes in the Caucasus continental collision zone. *International Journal of Earth Sciences*. 2003,92:407–425. <https://doi.org/10.1007/s00531-003-0326-y>
 47. Vanneste H., Kelly-Gerrey B.A., Connelly D.P., James R.H., Haeckel M., Fisher R.E., Heeschen K., Mills R.A. Spatial variation in fluid flow and geochemical fluxes across the sediment–seawater interface at the Carlos Ribeiro mud volcano (Gulf of Cadiz). *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2011,75:1124–1144. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.11.017>
 48. Ершов В.В., Собисевич А.Л., Пузич И.Н. Глубинное строение грязевых вулканов Тамани по данным натурных исследований и математического моделирования. *Геофизические исследования*. 2015,16(2):69–76. EDN: TVTUBJ
 49. Собисевич А.Л., Горбатилов А.В., Овсяченко А.Н. Глубинное строение грязевого вулкана горы Карабетова. *Доклады Академии наук*. 2008,422(4):542–546.
 50. Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Тверитинова Т.Ю. О грязевом вулканизме в позднеальпийском складчатом сооружении Северо-Западного Кавказа (на примере изучения глубинного строения грязевого вулкана Шуго). *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2014,2(36):80–93.
 51. Шнюков Е.Ф., Алиев Ад.А., Рахманов Р.Р. Грязевой вулканизм Средиземного, Черного и Каспийского морей: специфика развития и проявления. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2017,2(48):5–25. EDN: ZJSTKD
 52. Шнюков Е.Ф., Нетребская Е.Я. О глубинном строении эруптивного канала грязевых вулканов. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2016,4(46):54–66. EDN: XSBZAR
 53. Stadnitskaia A., Blinova V., Ivanov M.K., Baas M., Hopmans E., van Weering T.C.E., Sinninghe Damste J.S. Lipid biomarkers in sediments of mud volcanoes from the Sorokin Trough, NE Black Sea: Probable source strata for the erupted material. *Organic Geochemistry*. 2007,38(1):67–83. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2006.08.012>
 54. Hensen C., Nuzzo M., Hornibrook E., Pinheiro L.M., Bock B., Magalhaes V.H., Bruckmann W. Sources of mud volcano fluids in the Gulf of Cadiz – indications for hydrothermal imprint. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2007,71(5):1232–1248. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.11.022>
 55. Лаврушин В.Ю., Kopf A., Deyhle A., Степанец М.И. Изотопы бора и формирование грязевулканических флюидов Тамани (Россия) и Кахетии (Грузия). *Литология и полезные ископаемые*. 2003,2:147–182. EDN: ONUADJ
 56. Etiope G., Baciuc C.L., Schoell M. Extreme methane deuterium, nitrogen and helium enrichment in natural gas from the Homorod seep (Romania). *Chemical Geology*. 2011,280(1–2):89–96. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.10.019>
 57. Etiope G., Feyzullayev A., Baciuc C.L. Terrestrial methane seeps and mud volcanoes: A global perspective of gas origin. *Marine and Petroleum Geology*. 2009,26(3):333–344. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.03.001>
 58. Baciuc C., Caracausi A., Etiope G., Italiano F. Mud volcanoes and methane seeps in Romania: main features and gas flux. *Annals of Geophysics*. 2007,50(4):501–511. <https://doi.org/10.4401/ag-4435>

59. Leon R., Somoza L., Medialdea T., Hernandez-Molina F.J., Vazquez J.T., Diaz-del-Rio V., Gonzalez F.J. Pockmarks, collapses and blind valleys in the Gulf of Cádiz. *Geo-Marine Letters*. 2010,30(3-4):231–247. <https://doi.org/10.1007/s00367-009-0169-z>
60. Cartwright J., Kirkham C., Espinoza D.N., James D., Hodgson N. The evolution of depletion zones beneath mud volcanoes. *Marine and Petroleum Geology*. 2023,155(7):106351. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2023.106351>
61. Глазырин Е.А., Глазырина Н.В. Неоген-четвертичные карбонатные постройки и образования подводных газо-флюидных разгрузок Азово-Таманского региона. В кн.: *Геология рифов: Материалы Всерос. литологического совещ., 15–17 июня 2015 г., Сыктывкар*. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2015, с. 32–33. EDN: XRASDX
62. Hovland M., Curzi P. Gas seepage and assumed mud diapirism in the Italian Central Adriatic Sea. *Marine and Petroleum Geology*. 1989,6(2):161–169. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(89\)90019-6](https://doi.org/10.1016/0264-8172(89)90019-6)
63. Paull C.K., Dallimore S.R., Caress D.W., Gwiazda R., Melling H., Riedel M., Jin Y.K., Hong J.K., Kim Y.-G., et al. Active mud volcanoes on the continental slope of the Canadian Beaufort Sea. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2015,16(9):3160–3181. <https://doi.org/10.1002/2015GC005928>
64. Jiangxin C., Haibin S., Yongxian G., Shengxiong Y., Luis M.P., Yang B., Boran L., Minghui G. Morphologies, classification and genesis of pockmarks, mud volcanoes and associated fluid escape features in the northern Zhongjiannan basin, South China Sea. *Deep Sea Research. Pt II: Topical Studies in Oceanography*. 2015,122:106–117. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2015.11.007>
65. Шнюков Е.Ф., Иванченко В.В., Пермяков В.В. Акцессорная минерализация сопочной брекчии грязевых вулканов Черного моря. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2014,1(35):45–68. EDN: SJTLHP
66. Шнюков Е.Ф., Нетребская Е.Я. Глубинное геологическое строение грязевых вулканов Черного моря. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2014,2(36):66–79. EDN: SJTLTX
67. Гинсбург Г.Д., Кремлев А.Н., Григорьев М.Н., Ларкин Г.В., Павленкин А.Д., Салтыкова Н.А. Фильтрогенные газовые гидраты в Черном море (21-й рейс НИС «Евпатория»). *Геология и геофизика*. 1990,31(3):10–20.
68. Milkov A.V., Vogt P.R., Crane K., Lein A.Y., Sassen R., Cherkashev G.A. Geological, geochemical, and microbial processes at the hydrate-bearing Håkon Mosby mud volcano: a review. *Chemical Geology*. 2004,205(3-4):347–366. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.12.030>
69. Шнюков Е.Ф., Коболев В.П. Грязевулканические залежи газогидратов метана в Черном море. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2018,1(51):5–34. EDN: XOOQEP
70. Shnyukov Y., Koboлев V., Yanko V. Mud-volcanic deposits of methane gas hydrates in the Black Sea. In: *Gas Hydrate Technologies: Global Trends, Challenges and Horizons – 2020*: E3S Web of Conferences. 2021,230(7):01005. <https://doi.org/10.1051/e3s-conf/202123001005>
71. Loher M., Pape T., Marcon Y., Römer M., Wintersteller P., Praeg D., Torres M., Sahling H., Bohrmann G. Mud extrusion and ring-fault gas seepage – upward branching fluid discharge at a deep-sea mud volcano. *Scientific Reports*. 2018,8(1):6275. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-24689-1>
72. Шакиров Р.Б., Сырбу Н.С., Обжиров А.И. Изотопно-газеохимические особенности распределения метана и углекислого газа на о. Сахалин и прилегающем шельфе Охотского моря. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2012,2(20):100–113. EDN: PWRAPZ
73. Ершов В.В. Грязевые вулканы на планете Земля. О книге «Атлас грязевых вулканов мира». *Геосистемы переходных зон*. 2018,2(4):419–421. <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2018.2.4.419-421>
74. Istadi B.P., Wibowo H.T., Sunardi E., Hadi S., Sawolo N. Mud volcano and its evolution. In: I.A. Dar (ed.). *Earth Sciences*. Publ.: InTechOpen, 2012, p. 375–434. <https://doi.org/10.5772/24944>
75. Mazzini A., Svensen H., Akhmanov G.G., Aloisi G., Planke S., Malthé-Sørensen A., Istadi B. Triggering and dynamic evolution of the LUSI mud volcano, Indonesia. *Earth and Planetary Science Letters*. 2007,261(3-4):375–388. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.07.001>
76. Imposa S., Grassi S., De Guidi G., Battaglia F., Lanna G., Scudero S. 3D subsoil model of the San Biagio ‘Salinelle’ mud volcanoes (Belpasso, Sicily) derived from geophysical surveys. *Surveys in Geophysics*. 2016,37(4):1117–1138. <https://doi.org/10.1007/s10712-016-9380-4>
77. Medialdea T., Somoza L., Pinheiro L.M., Fernandez-Puga M.C., Vazquez J.T., Leon R., Ivanov M.K., Magalhaes V., Diaz-del-Rio V., Vegas R. Tectonics and mud volcano development in the Gulf of Cadiz. *Marine Geology*. 2009,261(1):48–63. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.10.007>
78. Huguen C., Foucher J.P., Mascle J., Ondréas H., Thouement M., Gontharet S., Stadnitskaia A., Pierre C., Bayon G., et al. Menes caldera, a highly active site of brine seepage in the Eastern Mediterranean Sea: In situ observations from the NAUTINIL expedition (2003). *Marine Geology*. 2009,261(1-4):138–152. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2009.02.005>

79. Robertson A.H.F., Kopf A. Tectonic setting and processes of mud volcanism on the Mediterranean Ridge accretionary complex: evidence from Leg 160. In: Robertson A.H.F. et al. (eds.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1998,160:665–680.
80. Юдин В.В. Грязевой вулканизм в Горном Крыму. *Доклады Академии наук*. 1995,341(3):395–398.
81. Huguen C., Mascle J., Woodside J., Zitter T., Foucher J.P. Mud volcanoes and mud domes of the Central Mediterranean Ridge: near-bottom and in situ observations. *Deep-Sea Research. Part I*. 2005,52:1911–1931. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2005.05.006>
82. Kioka A., Ashi J., Sakaguchi A., Sato T., Muraoka S., Yamaguchi A., Hamamoto H., Wang K., Tokuyama H. Possible mechanism of mud volcanism at the prism-backstop contact in the western Mediterranean Ridge accretionary complex. *Marine Geology*. 2015,363:52–64. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2015.01.014>
83. Somoza L., Diaz-del-Rio V., Leon R., Ivanov M., Fernandez-Puga M.C., Gardner J.M., Hernandez-Molina F.J., Pinheiro L.M., Rodero J., et al. Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cadiz mud volcano area: acoustic imagery, multibeam and ultra-high resolution seismic data. *Marine Geology*. 2003,195(1-4):153–176. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00686-2](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00686-2)
84. Шельтинг С.К., Шейков А.А., Прокопцева С.В. О механизмах формирования складчатости и грязевого вулканизма в прогибе Сорокина. *ПРОНЕФТЬ. Профессионально о нефти*. 2023,8(3):62–72. <https://doi.org/10.51890/2587-7399-2023-8-3-62-72>
85. Reed D.L., Silver E.A., Tagudin J.E., Shipley T.H., Vrolijk P. Relations between mud volcanoes, thrust deformation, slope sedimentation, and gas hydrate, offshore north Panama. *Marine and Petroleum Geology*. 1990,7(1):44–54. doi:10.1016/0264-8172(90)90055-1
86. Ben-Avraham Z., Reshef M., Smith G. Seismic signature of gas hydrate and mud volcanoes of the South African continental margin. In: Martinelli G., Panahi B. (eds.) *Mud volcanoes, geodynamics and seismicity: NATO Science Series, Series IV: Earth and Environmental Series*. Dordrecht: Springer, 2005, 51, p.17–27.
87. Argentino C., Mattingdal R., Eidvin T., Ohm S.E., Panier G. A constellation of mud volcanoes originated from a buried Arctic mega-slide, Southwestern Barents Sea. *Scientific Reports*. 2025,15(1):15161. <https://doi.org/10.1038/s41598-025-99578-5>
88. Riboulot V., Cattaneo A., Sultan N., Garziglia S., Ker S., Imbert P., Voisset M. Sea-level change and free gas occurrence influencing a submarine landslide and pockmark formation and distribution in deepwater Nigeria. *Earth and Planetary Science Letters*. 2013,375:78–91. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.013>
89. Khlystov O.M., Poort J., Mazzini A., Akhmanov G.G., Minami H., Hachikubo A., Khabuev A.V., Kazakov A.V., De Batist M., et al. Shallow-rooted mud volcanism in Lake Baikal. *Marine and Petroleum Geology*. 2019,102:580–589. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.01.005>
90. Беляева А.А., Ахманов Г.Г., Корост С.Р., Хлыстов О.М. Состав и строение грязевулканических отложений грязевого вулкана Большой (озеро Байкал). В кн.: *Морские исследования и образование: (MARESEDU-2017): Труды VI Междунар. науч.-практ. конф., Москва, 2017*. Тверь: ПолиПРЕСС, 2017, с. 292–293. EDN: YPCYYK
91. Batist M.De, Rensbergen P.V., Vanneste M., Poort J., Klerkx J., Golmshtok A.Y., Kremlev A.N., Khlystov O.M., Krinitsky P. Active hydrate destabilization in Lake Baikal, Siberia? *Terra Nova*. 2002,14(6):436–442. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2002.00449.x>
92. Rensbergen P.V., Batist M.De, Klerkx J., Hus R., Poort J., Vanneste M., Granin N., Khlystov O., Krinitsky P. Sublacustrine mud volcanoes and methane seeps caused by dissociation of gas hydrates in Lake Baikal. *Geology*. 2002,30:631–634. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0631:SMVAMS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0631:SMVAMS>2.0.CO;2)
93. Богданов А.А., Видищева О.Н., Рязанцева К.Ю., Немченко Н.В., Ахманов Г.Г., Соловьева М.А. Результаты исследования углеводородных газов и органического вещества в донных отложениях грязевого вулкана «МГУ» в экспедиции Class@Baikal-2022. В кн.: *Морские исследования и образование (MARESEDU-2022): Труды XI Междунар. науч.-практ. конф., Москва, 2022*. Тверь: ПолиПРЕСС, 2022, с. 171–174. EDN: CDZFDW
94. Пятилова А.М., Ахманов Г.Г., Соловьева М.А., Хлыстов О.М. Грязевые вулканы озера Байкал (по материалам Class@Baikal). В кн.: *Морские исследования и образование (MARESEDU-2022): Труды XI Междунар. науч.-практ. конф., Москва, 2022*. Тверь: ПолиПРЕСС, 2022, с. 41–44. EDN: AGPFWQ
95. Xing Ju., Spiess V. Shallow gas transport and reservoirs in the vicinity of deeply rooted mud volcanoes in the central Black Sea. *Marine Geology*. 2015,369:67–78. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.08.005>
96. Ivanov M., Mazzini A., Blinova V., Kozlova E., Laberg J.-S., Matveeva T., Taviani M., Kaskov N. Seep mounds on the Southern Vøring Plateau (offshore Norway). *Marine and Petroleum Geology*. 2010,27(6):1235–1261. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.11.009>
97. Fryer P., Wheat C.G., Mottl M.J. Mariana blueschist mud volcanism: implications for conditions within the subduction zone. *Geology*. 1999,27(2):103–106. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0103:MBMVIF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0103:MBMVIF>2.3.CO;2)

98. Fryer P. Serpentinite mud volcanism: Observations, processes, and implications. *Annual Review of Marine Science*. 2012,4(1):345–373. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120710-100922>
99. Savov I.P., Ryan J.G., D'Antonio M., Fryer P. Shallow slab fluid release across and along the Mariana arc-basin system: insights from geochemistry of serpentinized peridotites from the Mariana fore arc. *Journal of Geophysical Research*. 2007,112(B9):B09205. <https://doi.org/10.1029/2006JB004749>
100. Wheat C.G., Fryer P., Fisher A.T., Hulme S., Janasch H., Mottl M.J., Becker K. Borehole observations of fluid flow from South Chamorro Seamount, an active serpentinite mud volcano in the Mariana forearc. *Earth and Planetary Science Letters*. 2008,267(3):401–409. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.057>
101. Napoli S., Spatola D., Casalbore D., Lombardo L., Tanyas H., Chiocci F.L. Comprehensive global inventory of submarine mud volcanoes. *Scientific Data*. 2025,12(1):382. <https://doi.org/10.1038/s41597-025-04726-1>
102. Богоявленский В.И., Богоявленский И.В., Кишанков А.В. Геофизические методы обеспечения технологического суверенитета и национальной безопасности России в Арктике. *Вестник РАН*. 2024,94(10):896–914. (In Russ.). <https://doi.org/10.31857/S0869587324100055>; <https://elibrary.ru/ervsfe>
103. Миронюк С.Г., Коллюбакин А.А., Голенок О.А., Росляков А.Г., Терехина Я.Е., Токарев М.Ю. Грязе-вулканические структуры (вулканоиды) Карского моря: морфологические особенности и строение. В кн.: *Геология морей и океанов: Материалы XXII Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии*, М.: ИО РАН, 2019, т. 5, с. 192–196. <https://doi.org/10.29006/978-5-9901449-9-6.ICMG-2019-5>
104. Богоявленский В.И. Фундаментальные аспекты генезиса катастрофических выбросов газа и образования гигантских кратеров в Арктике. *Арктика: экология и экономика*. 2021,11(1):51–66. <https://doi.org/10.25283/2223-4594-2021-1-51-66>
105. Богоявленский В.И., Богоявленский И.В., Кишанков А.В., Казанин А.Г. Новая информация о субаквальной мерзлоте, газогидратах и взрывной дегазации Земли на шельфе и суше Арктики. В кн.: *Геология морей и океанов: Материалы XXVI Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии*. М.: ИО РАН, 2025, т. 1, с. 47–51. <https://doi.org/10.29006/978-5-6051054-7-3>
106. Andreassen K., Hubbard A., Winsborrow M., Patton H., Vadakkepuliambatta S., Plaza-Faverola A., Gudlaugsson E., Serov P., Deryabin A., et al. Massive blow-out craters formed by hydrate-controlled methane expulsion from the Arctic seafloor. *Science*. 2017,356(6341):948–953. <https://doi.org/10.1126/science.aal4500>
107. Solheim A., Elverhoi A. Gas-related sea floor craters in the Barents Sea. *Geo-Marine Letters*. 1993,13(4):235–243. <https://doi.org/10.1007/bf01207753>
108. Waage M., Serov P., Andreassen K., Waghorn K.A., Bünz S. Geological controls of giant crater development on the Arctic seafloor. *Scientific Reports*. 2020,10(1):8450. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-65018-9>
109. Somoza L., Leon R., Medialdea T., Perez L.F., Gonzalez F.J., Maldonado A. Seafloor mounds, craters and depressions linked to seismic chimneys breaching fossilized diagenetic bottom simulating reflectors in the central and southern Scotia Sea, Antarctica. *Global and Planetary Change*. 2014,123:359–373. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.08.004>
110. Hensen C., Scholz F., Nuzzo M., Valadares V., Gràcia E., Terrinha P., Liebetrau V., Kaul N., Silva S., et al. Strike-slip faults mediate the rise of crustal-derived fluids and mud volcanism in the deep sea. *Geology*. 2015,43(4):339–342. <https://doi.org/10.1130/G36359.1>
111. Ломтев В.Л., Ильев А.Я., Гуринов М.Г. Новые данные о строении Магеллановых гор (Восточно-Марианская котловина, ЮЗ Пацифика). *Литосфера*. 2007,6:125–136. EDN: JVYRNZ
112. Татаринев А.В., Ялович Л.И., Канакин С.В. Особенности формирования и минеральные ассоциации литокомплексов грязевых вулканов на юге Восточной Сибири. *Вулканология и сейсмология*. 2016,4:34–49. <https://doi.org/10.7868/S0203030616030056>
113. Panieri G., Argentino C., Savini A., Ferré B., Hemmateenejad F., Eilertsen M.H., Mattingsdal R., Ramalho S.P., Eidvin T., et al. Sanctuary for vulnerable Arctic species at the Borealis Mud Volcano. *Nature Communications*. 2025,16(1):1–11. <https://doi.org/10.1038/s41467-024-55712-x>

References

1. Mazzini A., Etiope G. Mud volcanism: an updated review. *Earth-Science Reviews*. 2017,168:81–112. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.001>
2. Somoza L., Medialdea T., Leon R., Ercilla G., Vazquez J.T., Farran M.I., Hernandez-Molina J., Gonzalez J., Juan C., Fernandez-Puga M.C. Structure of mud volcano systems and pockmarks in the region of the Ceuta Contourite Depositional System (Western Alborán Sea). *Marine Geology*. 2012,332-334:4–26. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2012.06.002>
3. Judd A., Hovland M. *Seabed fluid flow: the impact on geology, biology and the marine environment*. Cambridge University Press, 2009, 492 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535918>

4. Yusubov N.P., Guliyev I.S. [*Mud volcanism and hydrocarbon systems of the South Caspian Basin (based on the latest data from geophysical and geochemical studies)*]. Baku: Elm, 2022, 168 p. (In Russ.).
5. Brown K.M. The nature and hydrogeologic significance of mud diapirs and diatremes for accretionary systems. *Journal of Geophysical Research*. 1990,95:8969–8982. <https://doi.org/10.1029/jb095ib06p08969>
6. Kopf A.J. Significance of mud volcanism. *Reviews of Geophysics*. 2002,40(2):52. doi:10.1029/2000RG000093
7. Loseth H., Wensaas L., Arntsen B., Hanken N.-M., Basire C., Graue K. 1000 m long gas blow-out pipes. *Marine and Petroleum Geology*. 2011,28:1047–1060. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.10.001>
8. Bogoyavlensky V.I. New data on mud volcanism in the Arctic on the Yamal peninsula. *Doklady Earth Sciences*. 2023,512:847–853. <https://doi.org/10.1134/S1028334X23601116>
9. Leon R., Somoza L., Medialdea T., Maestro A., Diazdel-Rio V., Fernandez-Puga M.C. Classification of sea-floor features associated with methane seeps along the Gulf of Cadiz continental margin. *Deep-Sea Research*. 2006,53(11-13):1464–1481. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.04.009>
10. Pryce E., Kirkham C., Cartwright J. Crater formation during the onset of mud volcanism. *Geology*. 2023,51(3):252–256. <https://doi.org/10.1130/G50713.1>
11. Antipin V.S., Fedorov A.M., Pokrovsky B.G. Formation of the Patom crater by phreatic explosion: geological and isotope-geochemical evidence. *Lithology and Mineral Resources*. 2015,50(6):478–487. <https://doi.org/10.1134/S0024490215060024>
12. Isayev V.P., Isayev P.V., Rasvoszhaeva E.A. [Patomsky gaslithoclastite volcano]. *Oil and Gas Geology*. 2012,3:77–83. (In Russ.). <https://www.elibrary.ru/ozeovb>
13. Judd A. Gas emissions from mud volcanoes. Significance to global climate change. In: Martinelli G., Panahi B. (eds) *Mud volcanoes, geodynamics and seismicity: NATO Science Series, Series IV: Earth and Environmental Series*. Dordrecht: Springer, 2005, 51, p. 147–157. <https://doi.org/10.1007/1-4020-3204-8>
14. Milkov A.V. Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates. *Marine Geology*. 2000,167(1-2):29–42. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00022-0](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00022-0)
15. Gubkin I.M., Fedorov S.F. [*Mud volcanoes of the Soviet Union and their connection with the genesis of oil fields of the Crimean-Caucasian geological province*]. Moscow: Publ. of the USSR Academy of Sciences, 1938, 44 p. (In Russ.).
16. Glumov I.F., Gulev V.L., Karnaukhov S.M., Senin B.V. [*Regional geology and oil and gas potential of the Black Sea deep-sea basin and adjacent shelf zones*]. Pt. 2. Moscow: Nedra, 2014, 181 p. (In Russ.).
17. Guliev I.S., Yusubov N.P., Guseynova S.M. On the formation mechanism of mud volcanoes in the South Caspian basin according to 2D and 3D seismic data. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 2020,56(5):721–727. <https://doi.org/10.1134/S106935132005002X>
18. Glazyrin E.A. [Main results of the study of underwater mud volcanism of the Kerch-Taman region]. In: *Modern problems of geology, geophysics and geoecology of the North Caucasus*. Moscow: IIET RAN, 2017, vol. 7, pt. 2: 39–48. (In Russ.).
19. Glazyrin E.A. [On forecasting mud volcano eruptions and assessing the hazard of mud volcanic activity on the Kerch-Taman shelf]. In: [*Patterns of formation and impact of marine and atmospheric hazardous phenomena and disasters on the coastal zone of the Russian Federation in the context of global climatic and industrial challenges ("Hazardous Phenomena")*]: Proceedings of the International Scientific Conf., Rostov-on-Don, June 13–23, 2019]. Rostov-on-Don: Publ. of the Southern Scientific Center of RAS, 2019, p. 37–39 (In Russ.).
20. Glazyrin E.A. [State monitoring of the subsoil condition of the coastal-shelf zone of the Azov, Black and Caspian seas – main results and development prospects]. In: *Modern problems of geology, geophysics and geoecology of the North Caucasus*. Moscow: IIET RAN, 2020, vol. 10, pt. 2: 325–332. (In Russ.).
21. Glazyrin E.A., Karpenko A.N., Karpenko G.E., Leshchenko D.P., Marfin A.A., Prokoptsev G.N., Silchenko A.Y. [*Information bulletin on the state of the subsoil of the coastal-shelf zones of the Azov, Black and Caspian seas in 2023*]. Moscow: Nauchnaya biblioteka [Scientific library], 2024, 122 p. (In Russ.).
22. Glazyrin E.A., Glazyrina N.V. [Ust-Chekupskoe mud volcanic field of the Kerch-Taman mud volcanic region]. In: *Modern problems of geology, geophysics and geoecology of the North Caucasus*. Moscow: IIET RAS, 2025, vol. 15: 260–265. (In Russ.).
23. Tinivella U., Giustiniani M. An overview of mud volcanoes associated to gas hydrate system. In: Nemeth K. (ed.) *Updates in volcanology – New advances in understanding volcanic systems*. 2012, p. 225–267. <http://dx.doi.org/10.5772/51270>
24. Milkov A.V. Global distribution of mud volcanoes and their significance in petroleum exploration as a source of methane in the atmosphere and hydrosphere and as a geohazard. In: Martinelli G., Panahi B. (eds) *Mud volcanoes, geodynamics and seismicity: NATO Science Series, Series IV: Earth and Environmental Series*. Dordrecht: Springer, 2005, 51, p. 29–34. https://doi.org/10.1007/1-4020-3204-8_3
25. Ismagilov A.F., Kozlov V.N., Terekhov A.A., Khortov A.V. [Clay diapirism and mud volcanism in the formation of local structures in the Russian part of the Black

- Sea]. *Geology, Geophysics and Development of Oil and Gas Fields*. 2006,2:4–10. (In Russ.). <https://www.elibrary.ru/hsnkk1>
26. Kholodov V.N. [Mud volcanoes: distribution and genesis]. *Geology and Mineral Resources of the World Ocean*. 2012,4(30):5–27. (In Russ.). <https://www.elibrary.ru/pjwoil>
27. Dimitrov L.I. Mud volcanoes – the most important pathway for degassing deeply buried sediments. *Earth-Science Reviews*. 2002,59:49–76. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00069-7](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00069-7)
28. Kalinko M.K. [Mud volcanoes, causes of their occurrence, development and attenuation]. *Trudy VNIGNI [Proceedings of the All-Russian Research Geological Oil Institute]*. 1964,40:30–54. (In Russ.).
29. Kikvadze O.E., Lavrushin V.Yu., Pokrovskii B.G., Polyak B.G. Isotope and chemical composition of gases from mud volcanoes in the Taman Peninsula and problem of their genesis. *Lithology and Mineral Resources*. 2014,49:491–504. <https://doi.org/10.1134/S0024490214060066>
30. Kurishko V.A., Mesyats I.A., Terdovidov A.S. [Hydrogeology of mud volcanism of the Kerch Peninsula]. *Geological Journal*. 1968,28(1):49–59. (In Russ.).
31. Lavrushin V.Yu., Aydarkozhina A.S., Chelnokov G.A., Petrov O.L., Sokol E.V. Mud volcanic fluids of the Kerch–Taman region: geochemical reconstructions and regional trends. Communication 1: Geochemical features and genesis of mud-volcanic waters. *Lithology and Mineral Resources*. 2021,56:461–486. <https://doi.org/10.1134/S0024490221060043>
32. Lavrushin V.Yu., Kikvadze O.E., Pokrovsky B.G., Polyak B.G., Guliev I.S., Aliev A.A. Waters from mud volcanoes of Azerbaijan: isotopic-geochemical properties and generation environments. *Lithology and Mineral Resources*. 2015,50:1–25. <https://doi.org/10.1134/S0024490215010034>
33. Lavrushin V.Yu., Kikvadze O.E., Pokrovsky B.G., Aliev Ad.A., Polyak B.G. [Waters of mud volcanoes of the Caucasus region: geochemical features and formation conditions]. *Transactions of the Institute of Geology of the Dagestan Scientific Center of the Russian Academy of Sciences*. 2011,57:217–221. (In Russ.). <https://www.elibrary.ru/pxndyv>
34. Shnyukov E.F., Sobolevsky Y.V., Gnatenko G.K., Naumenko P.I., Kutniy V.A. [Mud volcanoes of the Kerch–Taman region]: Atlas. Kyiv: Naukova Dumka, 1986, 152 p. (In Russ.).
35. Milkov A.V., Sassen R., Apanasovich T.V., Dadashov F.G. Global gas flux from mud volcanoes: a significant source of fossil methane in the atmosphere and the ocean. *Geophysical Research Letters*. 2003,30(2):1037. <https://doi.org/10.1029/2002GL016358>
36. Mazzini A., Svensen H., Planke S., Guliyev I., Akhmanov G.G., Fallik T., Bank D. When mud volcanoes sleep: Insight from seep geochemistry at the Dashgil mud volcano, Azerbaijan. *Marine and Petroleum Geology*. 2009,26:1704–1715. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.11.003>
37. Shnyukov E.F., Kobolev V.P. Blind mud volcanoes of the Black Sea. *Geology and Mineral Resources of the World Ocean*. 2020,16(2):49–65. (In Russ.). <https://doi.org/10.15407/gpimo2020.02.049>
38. Nazarov N.O. [Mud volcanoes of the Keymir-Chikishlyar region of southwestern Turkmenistan]. Ashgabat: Academy of Sciences of the Turkmen SSR, 1957, 117 p.
39. Aliyev Ad.A., Guliyev I.S., Dadashov F.H., Rahmanov R.R. *Atlas of world mud volcanoes*. Baku: Naf-ta-Press, 2015, 321 p.
40. Limonov A.F. Mud volcanoes. *Soros Educational Journal*. 2004,8(1):63–69. (In Russ.).
41. Kholodov V.N. Mud volcanoes, their distribution regularities and genesis. Communication 1. Mud volcanic provinces and morphology of mud volcanoes. *Lithology and Mineral Resources*. 2002,37:197–209. <https://doi.org/10.1023/A:1015425612749>
42. Mascle J., Mary F., Praeg D., Brosolo L., Camera L., Ceramicola S., Dupré S. Distribution and geological control of mud volcanoes and other fluid/free gas seepage features in the Mediterranean Sea and nearby Gulf of Cadiz. *Geo-Marine Letters*. 2014,34(2–3):89–110. <https://doi.org/10.1007/s00367-014-0356-4>
43. Bonini M. Mud volcanoes: Indicators of stress orientation and tectonic controls. *Earth-Science Reviews*. 2012,115:121–152. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earsci-rev.2012.09.002>
44. Feyzullayev A.A. Mud volcanoes in the South Caspian basin: Nature and estimated depth of its products. *Natural Science*. 2012,4(7):445–453. <http://dx.doi.org/10.4236/ns.2012.47060>
45. Huseynov D.A., Guliyev I.S. Mud volcanic natural phenomena in the South Caspian Basin: geology, fluid dynamics and environmental impact. *Environmental Geology*. 2004,46:1012–1023. <https://doi.org/10.1007/s00254-004-1088-y>
46. Kopf A., Deyhle A., Lavrushin V.Y., Polyak B.G., Gieskes J.M., Buachidze G.I., Wallmann K., Eisenhauer A. Isotopic evidence (He, B, C) for deep fluid and mud mobilization from mud volcanoes in the Caucasus continental collision zone. *International Journal of Earth Sciences*. 2003,92:407–425. <https://doi.org/10.1007/s00531-003-0326-y>
47. Vanneste H., Kelly-Gerreyn B.A., Connelly D.P., James R.H., Haeckel M., Fisher R.E., Heeschen K., Mills R.A. Spatial variation in fluid flow and geochemi-

- cal fluxes across the sediment–seawater interface at the Carlos Ribeiro mud volcano (Gulf of Cadiz). *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2011,75:1124–1144. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.11.017>
48. Ershov V.V., Sobisevich A.L., Puzich I.N. [Deep structure of Taman mud volcanoes based on field studies and mathematical modeling]. *Geophysical Research*. 2015,16(2):69–76. (In Russ.). <https://www.elibrary.ru/tvtubj>
49. Sobissevitch A.L., Gorbatikov A.V., Ovsuchenko A.N. Deep structure of the Mt. Karabetov mud volcano. *Doklady Earth Sciences*. 2008,422:1181–1185. <https://doi.org/10.1134/S1028334X08070428>
50. Sobisevich A.L., Sobisevich L.E., Tveritinova T.Y. On mud volcanism in the late Alpine folded edifice of the Northwestern Caucasus (based on an example of the study of the deep structure of the Shugo mud volcano). *Geology and Mineral Resources of the World Ocean*. 2014,2(36):80–93. (In Russ.).
51. Shnyukov E.F., Aliev Ad.A., Rakhmanov R.R. Mud volcanism of the Mediterranean, Black and Caspian seas: specifics of development and manifestations. *Geology and Mineral Resources of the World Ocean*. 2017,2(48):5–25. (In Russ.). <https://www.elibrary.ru/zjstkd>
52. Shnyukov E.F., Netrebskaya E.Y. [On the deep structure of the eruptive vent of mud volcanoes]. *Geology and Mineral Resources of the World Ocean*. 2016,4(46):54–66. (In Russ.). <https://www.elibrary.ru/xsbzar>
53. Stadnitskaia A., Blinova V., Ivanov M.K., Baas M., Hopmans E., van Weering T.C.E., Sinninghe Damste J.S. Lipid biomarkers in sediments of mud volcanoes from the Sorokin Trough, NE Black Sea: Probable source strata for the erupted material. *Organic Geochemistry*. 2007,38(1):67–83. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2006.08.012>
54. Hensen C., Nuzzo M., Hornibrook E., Pinheiro L.M., Bock B., Magalhaes V.H., Bruckmann W. Sources of mud volcano fluids in the Gulf of Cadiz – indications for hydrothermal imprint. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2007,71(5):1232–1248. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.11.022>
55. Lavrushin V.Yu., Kopf A., Deyhle A., Stepanets M.I. Formation of mud-volcanic fluids in Timan (Russia) and Kakhetia (Georgia): evidence from boron isotopes. *Lithology and Mineral Resources*. 2003,38:120–153. <https://doi.org/10.1023/a:1023452025440>
56. Etiope G., Baciuc C.L., Schoell M. Extreme methane deuterium, nitrogen and helium enrichment in natural gas from the Homorod seep (Romania). *Chemical Geology*. 2011,280(1–2):89–96. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.10.019>
57. Etiope G., Feyzullayev A., Baciuc C.L. Terrestrial methane seeps and mud volcanoes: A global perspective of gas origin. *Marine and Petroleum Geology*. 2009,26(3):333–344. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.03.001>
58. Baciuc C., Caracausi A., Etiope G., Italiano F. Mud volcanoes and methane seeps in Romania: main features and gas flux. *Annals of Geophysics*. 2007,50(4):501–511. <https://doi.org/10.4401/ag-4435>
59. Leon R., Somoza L., Medialdea T., Hernandez-Molina F.J., Vazquez J.T., Diaz-del-Rio V., Gonzalez F.J. Pockmarks, collapses and blind valleys in the Gulf of Cádiz. *Geo-Marine Letters*. 2010,30(3–4):231–247. <https://doi.org/10.1007/s00367-009-0169-z>
60. Cartwright J., Kirkham C., Espinoza D.N., James D., Hodgson N. The evolution of depletion zones beneath mud volcanoes. *Marine and Petroleum Geology*. 2023,155(7):106351. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2023.106351>
61. Glazyrin E.A., Glazyrina N.V. [Neogene-Quaternary carbonate structures and formations of underwater gas-fluid discharges of the Azov-Taman region]. In: *Geology of reefs: Proceedings of All-Russian lithological meeting, June 15–17, 2015, Syktyvkar*. Syktyvkar: IG Komi SC UB RAS, 2015, p. 32–33. (In Russ.). <https://www.elibrary.ru/xrsadx>
62. Hovland M., Curzi P. Gas seepage and assumed mud diapirism in the Italian Central Adriatic Sea. *Marine and Petroleum Geology*. 1989,6(2):161–169. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(89\)90019-6](https://doi.org/10.1016/0264-8172(89)90019-6)
63. Paull C.K., Dallimore S.R., Caress D.W., Gwiazda R., Melling H., Riedel M., Jin Y.K., Hong J.K., Kim Y.-G., et al. Active mud volcanoes on the continental slope of the Canadian Beaufort Sea. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2015,16(9):3160–3181. <https://doi.org/10.1002/2015GC005928>
64. Jiangxin C., Haibin S., Yongxian G., Shengxiong Y., Luis M.P., Yang B., Boran L., Minghui G. Morphologies, classification and genesis of pockmarks, mud volcanoes and associated fluid escape features in the northern Zhongjiannan basin, South China Sea. *Deep Sea Research. Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2015,122:106–117. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2015.11.007>
65. Shnyukov E.F., Ivanchenko V.V., Permyakov V.V. [Accessory mineralization of mud breccia of the Black Sea mud volcanoes. *Geology and Mineral Resources of the World Ocean*]. 2014,1(35):45–68. (In Russ.). <https://www.elibrary.ru/sjtlhp>
66. Shnyukov E.F., Netrebskaya E.Y. [Deep geological structure of mud volcanoes of the Black Sea]. *Geology and Mineral Resources of the World Ocean*. 2014,2(36):66–79. (In Russ.). <https://www.elibrary.ru/sjtltx>
67. Ginsburg G.D., Kremlev A.N., Grigoriev M.N., Larkin G.V., Pavlenkin A.D., Saltykova N.A. [Fil-

- trogenic gas hydrates in the Black Sea (21st voyage of the R/V Eupatoria)]. *Geology and Geophysics*. 1990,31(3):10–20. (In Russ.).
68. Milkov A.V., Vogt P.R., Crane K., Lein A.Y., Sassen R., Cherkashev G.A. Geological, geochemical, and microbial processes at the hydrate-bearing Håkon Mosby mud volcano: a review. *Chemical Geology*. 2004,205(3–4):347–366. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.12.030>
69. Shnyukov E.F., Kobolev V.P. [Mud volcanic deposits of methane gas hydrates in the Black Sea]. *Geology and Mineral Resources of the World Ocean*. 2018,1(51):5–34. (In Russ.). <https://www.elibrary.ru/xooqep>
70. Shnyukov Y., Kobolev V., Yanko V. Mud-volcanic deposits of methane gas hydrates in the Black Sea. In: *Gas Hydrate Technologies: Global Trends, Challenges and Horizons – 2020*: E3S Web of Conferences. 2021,230(7):01005. <https://doi.org/10.1051/e3s-conf/202123001005>
71. Lohrer M., Pape T., Marcon Y., Römer M., Wintersteller P., Praeg D., Torres M., Sahling H., Bohrmann G. Mud extrusion and ring-fault gas seepage – upward branching fluid discharge at a deep-sea mud volcano. *Scientific Reports*. 2018,8(1):6275. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-24689-1>
72. Shakirov R.B., Syrбу N.S., Obzhirov A.I. Isotope-gas-geochemical features of methane and carbon dioxide distribution on Sakhalin Island and the adjacent shelf of the Sea of Okhotsk. *Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle = Bull. of KRAESC. Earth Sciences*. 2012,2(20):100–113. (In Russ.). <https://www.elibrary.ru/pwrpaz>
73. Ershov V.V. Mud volcanoes on the planet Earth: review of monograph «Atlas of the world mud volcanoes». *Geosistemy perhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*. 2018,2(4):419–421. (In Russ.). <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2018.2.4.419-421>
74. Istadi B.P., Wibowo H.T., Sunardi E., Hadi S., Sawolo N. Mud volcano and its evolution. In: I.A. Dar (ed.). *Earth Sciences*. Publ.: InTechOpen, 2012, p. 375–434. <https://doi.org/10.5772/24944>
75. Mazzini A., Svensen H., Akhmanov G.G., Aloisi G., Planke S., Malthé-Sørensen A., Istadi B. Triggering and dynamic evolution of the LUSI mud volcano, Indonesia. *Earth and Planetary Science Letters*. 2007,261(3–4):375–388. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.07.001>
76. Imposa S., Grassi S., De Guidi G., Battaglia F., Lannaia G., Scudero S. 3D subsoil model of the San Biagio ‘Salinelle’ mud volcanoes (Belpasso, Sicily) derived from geophysical surveys. *Surveys in Geophysics*. 2016,37(4):1117–1138. <https://doi.org/10.1007/s10712-016-9380-4>
77. Medialdea T., Somoza L., Pinheiro L.M., Fernandez-Puga M.C., Vazquez J.T., Lean R., Ivanov M.K., Magalhaes V., Diaz-del-Rio V., Vegas R. Tectonics and mud volcano development in the Gulf of Cadiz. *Marine Geology*. 2009,261(1):48–63. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.10.007>
78. Huguen C., Foucher J.P., Mascle J., Ondréas H., Thouement M., Gontharet S., Stadnitskaia A., Pierre C., Bayon G., et al. Menes caldera, a highly active site of brine seepage in the Eastern Mediterranean Sea: In situ observations from the NAUTINIL expedition (2003). *Marine Geology*. 2009,261(1–4):138–152. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2009.02.005>
79. Robertson A.H.F., Kopf A. Tectonic setting and processes of mud volcanism on the Mediterranean Ridge accretionary complex: evidence from Leg 160. In: Robertson A.H.F. et al. (eds.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1998,160:665–680.
80. Yudin V.V. Mud volcanism in the Crimea Mountains. *Doklady: Reports of the Academy of Sciences*. 1995,341(3):395–398. (In Russ.).
81. Huguen C., Mascle J., Woodside J., Zitter T., Foucher J.P. Mud volcanoes and mud domes of the Central Mediterranean Ridge: near-bottom and in situ observations. *Deep-Sea Research. Part I*. 2005,52:1911–1931. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2005.05.006>
82. Kioka A., Ashi J., Sakaguchi A., Sato T., Muraoka S., Yamaguchi A., Hamamoto H., Wang K., Tokuyama H. Possible mechanism of mud volcanism at the prism-backstop contact in the western Mediterranean Ridge accretionary complex. *Marine Geology*. 2015,363:52–64. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2015.01.014>
83. Somoza L., Diaz-del-Rio V., Leon R., Ivanov M., Fernandez-Puga M.C., Gardner J.M., Hernandez-Molina F.J., Pinheiro L.M., Rodero J., et al. Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cadiz mud volcano area: acoustic imagery, multibeam and ultra-high resolution seismic data. *Marine Geology*. 2003,195(1–4):153–176. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00686-2](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00686-2)
84. Shelting S.K., Sheikov A.A., Prokoptseva S.V. [On the mechanisms of folding and mud volcanism formation in the Sorokin Trough]. *PRONEFT*. 2023,8(3):62–72 (In Russ.). <https://doi.org/10.51890/2587-7399-2023-8-3-62-72>
85. Reed D.L., Silver E.A., Tagudin J.E., Shipley T. H., Vrolijk P. Relations between mud volcanoes, thrust deformation, slope sedimentation, and gas hydrate, offshore north Panama. *Marine and Petroleum Geology*. 1990,7(1):44–54. doi:10.1016/0264-8172(90)90055-1
86. Ben-Avraham Z., Reshef M., Smith G. Seismic signature of gas hydrate and mud volcanoes of the South African continental margin. In: Martinelli G., Panahi B. (eds.) *Mud volcanoes, geodynamics and seismicity: NATO Science Series, Series IV: Earth and Environmental Series*. Dordrecht: Springer, 2005, 51, p.17–27.
87. Argentino C., Mattingsdal R., Eidvin T., Ohm S.E., Panier G. A constellation of mud volcanoes originated

- from a buried Arctic mega-slide, Southwestern Barents Sea. *Scientific Reports*. 2025,15(1):15161. <https://doi.org/10.1038/s41598-025-99578-5>
88. Riboulot V., Cattaneo A., Sultan N., Garziglia S., Ker S., Imbert P., Voisset M. Sea-level change and free gas occurrence influencing a submarine landslide and pockmark formation and distribution in deepwater Nigeria. *Earth and Planetary Science Letters*. 2013,375:78–91. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.013>
 89. Khlystov O.M., Poort J., Mazzini A., Akhmanov G.G., Minami H., Hachikubo A., Khabuev A.V., Kazakov A.V., De Batist M., et al. Shallow-rooted mud volcanism in Lake Baikal. *Marine and Petroleum Geology*. 2019,102:580–589. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.01.005>
 90. Belyaeva A.A., Akhmanov G.G., Korost S.R., Khlystov O.M. [Composition and structure of mud volcanic deposits of the Bolshoy mud volcano (Lake Baikal)]. In: *Marine Research and Education: (MARESEDU-2017): Proceedings of the VI International Scientific and Practical Conference, Moscow, 2017*. Tver: PoliPRESS, 2017, p. 292–293. (In Russ.). <https://www.elibrary.ru/ypcyyk>
 91. Batist M.De, Rensbergen P.V., Vanneste M., Poort J., Klerkx J., Golmshtok A.Y., Kremlev A.N., Khlystov O.M., Krinitsky P. Active hydrate destabilization in Lake Baikal, Siberia? *Terra Nova*. 2002,14(6):436–442. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2002.00449.x>
 92. Rensbergen P.V., Batist M.De, Klerkx J., Hus R., Poort J., Vanneste M., Granin N., Khlystov O., Krinitsky P. Sublacustrine mud volcanoes and methane seeps caused by dissociation of gas hydrates in Lake Baikal. *Geology*. 2002,30:631–634. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0631:SMVAMS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0631:SMVAMS>2.0.CO;2)
 93. Bogdanov A.A., Vidishcheva O.N., Ryazantseva K.Yu., Nemchenko N.V., Akhmanov G.G., Solovieva M.A. [Results of the study of hydrocarbon gases and organic matter in the bottom sediments of the MSU mud volcano during the Class@Baikal-2022 expedition]. In: *Морские исследования и образование (MARESEDU-2022): Труды XI Междунар. науч.-практ. конф., Москва, 2022*. Tver: PoliPRESS, 2022, p. 171–174. (In Russ.). <https://www.elibrary.ru/cdzfdw>
 94. Pyatilova A.M., Akhmanov G.G., Solovieva M.A., Khlystov O.M. [Mud volcanoes of Lake Baikal (based on Class@Baikal materials)]. In: *Marine Research and Education (MARESEDU-2022): Proceedings of the XI International Scientific and Practical Conference, Moscow, 2022*. Tver: PoliPRESS, 2022, p. 41–44. (In Russ.). <https://www.elibrary.ru/agpfwq>
 95. Xing Ju., Spiess V. Shallow gas transport and reservoirs in the vicinity of deeply rooted mud volcanoes in the central Black Sea. *Marine Geology*. 2015,369:67–78. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.08.005>
 96. Ivanov M., Mazzini A., Blinova V., Kozlova E., Laberg J.-S., Matveeva T., Taviani M., Kaskov N. Seep mounds on the Southern Vøring Plateau (off-shore Norway). *Marine and Petroleum Geology*. 2010,27(6):1235–1261. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.11.009>
 97. Fryer P., Wheat C.G., Mottl M.J. Mariana blueschist mud volcanism: implications for conditions within the subduction zone. *Geology*. 1999,27(2):103–106. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0103:MBMVIF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0103:MBMVIF>2.3.CO;2)
 98. Fryer P. Serpentinite mud volcanism: Observations, processes, and implications. *Annual Review of Marine Science*. 2012,4(1):345–373. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120710-100922>
 99. Savov I.P., Ryan J.G., D'Antonio M., Fryer P. Shallow slab fluid release across and along the Mariana arc-basin system: insights from geochemistry of serpentinized peridotites from the Mariana fore arc. *Journal of Geophysical Research*. 2007,112(B9):B09205. <https://doi.org/10.1029/2006JB004749>
 100. Wheat C.G., Fryer P., Fisher A.T., Hulme S., Janasch H., Mottl M.J., Becker K. Borehole observations of fluid flow from South Chamorro Seamount, an active serpentinite mud volcano in the Mariana forearc. *Earth and Planetary Science Letters*. 2008,267(3):401–409. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.057>
 101. Napoli S., Spatola D., Casalbore D., Lombardo L., Tanyas H., Chiocci F.L. Comprehensive global inventory of submarine mud volcanoes. *Scientific Data*. 2025,12(1):382. <https://doi.org/10.1038/s41597-025-04726-1>
 102. Bogoyavlensky V.I., Bogoyavlensky I.V., Kishankov A.V. Geophysical methods of ensuring technological sovereignty and national security of Russia in the Arctic. *Herald of the Russian Academy of Sciences*. 2024,94(10):32–46. doi:10.31857/S0869587324100055; <https://elibrary.ru/ervsfe>
 103. Mironyuk S.G., Kolyubakin A.A., Golenok O.A., Roslyakov A.G., Terekhova Ya.E., Tokarev M.Y. [Mud volcanic structures (volcanoids) of the Kara Sea: morphological features and structure]. In: *Geology of seas and oceans: Proceedings of XXII International Conference on marine geology*. Moscow: IO RAS, 2019, 5, p. 192–196. (In Russ.). <https://doi.org/10.29006/978-5-9901449-9-6.ICMG-2019-5>
 104. Bogoyavlensky V.I. Fundamental aspects of the catastrophic gas blowout genesis and the formation of giant craters in the Arctic. *Arctic: Ecology and Economy*. 2021,11(1):51–66. (In Russ.). <https://doi.org/10.25283/2223-4594-2021-1-51-66>
 105. Bogoyavlensky V.I., Bogoyavlensky I.V., Kishankov A.V., Kazanin A.G. New information on subaqueous permafrost, gas hydrates and explosive degassing of the Earth on shelf and on land of the Arctic. In: *Ge-*

- ology of seas and oceans: *Proceedings of XXVI International Conference on marine geology*. Moscow: IO RAS, 2025, 1, p. 47–51. (In Russ.). <https://doi.org/10.29006/978-5-6051054-7-3>
106. Andreassen K., Hubbard A., Winsborrow M., Patton H., Vadakkepuliambatta S., Plaza-Faverola A., Gudlaugsson E., Serov P., Deryabin A., et al. Massive blow-out craters formed by hydrate-controlled methane expulsion from the Arctic seafloor. *Science*. 2017,356(6341):948–953. <https://doi.org/10.1126/science.aal4500>
 107. Solheim A., Elverhoi A. Gas-related sea floor craters in the Barents Sea. *Geo-Marine Letters*. 1993,13(4):235–243. <https://doi.org/10.1007/bf01207753>
 108. Waage M., Serov P., Andreassen K., Waghorn K.A., Bünz S. Geological controls of giant crater development on the Arctic seafloor. *Scientific Reports*. 2020,10(1):8450. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-65018-9>
 109. Somoza L., Leon R., Medialdea T., Perez L.F., Gonzalez F.J., Maldonado A. Seafloor mounds, craters and depressions linked to seismic chimneys breaching fossilized diagenetic bottom simulating reflectors in the central and southern Scotia Sea, Antarctica. *Global and Planetary Change*. 2014,123:359–373. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.08.004>
 110. Hensen C., Scholz F., Nuzzo M., Valadares V., Gràcia E., Terrinha P., Liebetrau V., Kaul N., Silva S., et al. Strike-slip faults mediate the rise of crustal-derived fluids and mud volcanism in the deep sea. *Geology*. 2015,43(4):339–342. <https://doi.org/10.1130/G36359.1>
 111. Lomtev V.L., Il'ev A.Ya., Gurinov M.G. New data about Magellan Seamounts structure (East Mariana Basin, SW Pacific). *Lithosphere*. 2007,6:125–136. (In Russ.). <https://www.elibrary.ru/jvyrnz>
 112. Tatarinov A.V., Yalovik L.I., Kanakin S.V. The generation and mineral associations of rock assemblages at mud volcanoes: Southeastern Siberia. *Journal of Volcanology and Seismology*. 2016,10(4):248–262. <https://doi.org/10.1134/S0742046316030052>
 113. Panieri G., Argentino C., Savini A., Ferré B., Hemmateenejad F., Eilertsen M.H., Mattingsdal R., Ramalho S.P., Eidvin T., et al. Sanctuary for vulnerable Arctic species at the Borealis Mud Volcano. *Nature Communications*. 2025,16(1):1–11. <https://doi.org/10.1038/s41467-024-55712-x>

Об авторе

Глазырин Евгений Анатольевич, кандидат геолого-минералогических наук, главный геолог экспедиции по комплексным инженерно-геологическим изысканиям «Инжгео» АО «Южное научно-производственное объединение по морским геологоразведочным работам» (АО «ЮЖМОРГЕОЛОГИЯ»), г. Геленджик, Россия, eaglazyrin@mail.ru. <https://orcid.org/0009-0005-9980-1493>

Поступила 06.03.2026

Принята к публикации 11.05.2026

About the Author

Glazyrin, Evgeny A., Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Chief Geologist of the Inzhgeo Expedition for Integrated Engineering and Geological Surveys, a subsidiary of the Southern Scientific and Production Association for Marine Geological Explorations JSC (JSC YUZHMOREGEOLOGIYA), Gelendzhik, Russia, eaglazyrin@mail.ru. <https://orcid.org/0009-0005-9980-1493>

Received 6 March 2026

Accepted 11 May 2026