

ЭВОЛЮЦИЯ ГАЗОВЫДЕЛЕНИЙ В ОХОТСКОМ МОРЕ КАК СЛЕДСТВИЕ МЕЛ-КАЙНОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В ОХОТОМОРСКОМ РЕГИОНЕ

А.И. Обжиров, Т.А. Емельянова, Ю.А. Телегин, Р.Б. Шакиров

ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, ул. Балтийская 43, г. Владивосток, 690041; e-mail: obzhirov@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 15 мая 2019 г.

В статье приводится модель геологического развития Охотского моря, разработанная на основе изучения радиоизотопного возраста, минерального и изотопно-геохимического состава позднемезозойско-кайнозойских вулканических пород. Рассматривается возможная взаимосвязь газогеохимических проявлений в виде потоков газа с аномальными концентрациями метана и формирования газогидратов с вулканическими процессами в Охотском море, зонами разломов, различными геологическими структурами фундамента и осадочных отложений, а также с оползнями и эпизодами землетрясений. В результате исследований был выявлен характер каждого из этапов вулканизма: окраинно-континентальный поясовый (известково-щелочной) в позднем мелу, трансформно-окраинный (адакитовый) в эоцене в Охотском море и островодужный в плиоцене–плейстоцене в южной части Охотоморского региона. Установлены источники магмогенерации: литосферный субконтинентальный, астеносферный океанический, плюм-океанический (ОИВ). Прослежена смена геодинамических режимов – от субдукционного в позднем мелу до режима трансформной окраины, который проявился в маастрихте–дате, продлился вплоть до плиоцена и завершился в плиоцене–плейстоцене возобновлением субдукции Тихоокеанской плиты под Евразийский континент. Он включил в себя процессы деструкции субдукционной пластины, литосферный и астеносферный диапиризм и нижнемантийный плюмовый апвеллинг. В периоды геодинамической, сейсмо-тектонической и вулканической активности совместно с подъемом различных субстратов верхней и нижней мантии по зонам разломов из недр к поверхности мигрировал газ. В его составе присутствовали CO_2 , CH_4 , H_2 , He, N_2 , O_2 и водяной перегретый пар (H_2O). При этом газ играет важную динамическую и физико-химическую роль в геологическом процессе развития Охотоморского региона. На современном этапе газовые потоки из недр к поверхности проявляются в виде выходов пузырей газа из донных отложений в воду и из воды в атмосферу. В районе выходов газа формируются поля с аномальными концентрациями углеводородов, углекислого газа, водорода, гелия, в донных осадках формируются газогидраты и ассоциации аутигенных минералов и различных геохимических элементов.

Ключевые слова: вулканизм, потоки газа, газогидраты, субдукция, мантийные источники, астеносфера, Тихоокеанский суперплюм, Охотское море.

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на то, что вопрос о происхождении окраинных морей зоны перехода континент–океан остается открытым до настоящего времени, на этом пути накоплен большой материал по результатам геологических, газогеохимических, геофизических и других исследований. Вулканизм является, возможно, наиболее информативным в плане выявления глубинной геодинамики, природы мантийных источников в ходе эволюции морских котловин и установленных в их пределах проявлений углеводородов, газогидратов и других минеральных ассоциаций [21, 22].

Развитие концепций плиттектоники и плюмтектоники во многом приблизило понимание наиболее полной картины формирования окраинных морей, что неразрывно связано с пониманием индикаторной роли вулканизма при поисках указанных газо- и рудопоявлений. В этой связи необходимо начать с того, что литосфера Земли разделена на семь крупных плит, которые перемещаются относительно друг друга по пластичному астеносферному слою вдоль дивергентных и конвергентных границ [16 и др.]. В пределах первых происходит расхождение плит (срединно-океанические хребты), в пределах вторых – их сближение, что в зоне

перехода провоцирует субдукцию океанической плиты под континентальную и задуговой спрединг. Основным механизмом движения плит являются восходящие суперплюмы – Тихоокеанский и Африканский, или их апофизы – вторичные плюмы [11, 13 и др.]. На границах плит формируются тектонические напряжения, активизируются сейсмические, вулканические, тектонические процессы и формируются флюидо-газовые потоки из мантии в породы коры и осадочные отложения [10]. При наличии в газе углеводородов формируется восстановительная физико-химическая среда, влияющая на формирование определенных аутигенных минералов и закономерное распределение геохимических элементов.

С помощью современных методов и подходов к интерпретации полученных данных по вулканизму были установлены особенности каждого из этапов тектономагматической активизации с позднего мезозоя до плейстоцена в процессе развития Охотского моря и их взаимосвязь с флюидо-газовыми потоками.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучение вулканических пород проводилось по образцам, поднятым со склонов подводных возвышенностей в Охотском море (рис. 1). Драгирование проводилось Тихоокеанским океанологическим институтом (г. Владивосток) и Институтом морской геологии и геофизики ДВО РАН (г. Южно-Сахалинск). Места драгирования определялись с помощью эхолота «ЭЛАК» и спутниковой системы «ШХУНА», в последние годы использовались спутниковые приемники GPS – Garmin GPA 120 и Garmin GPA 128.

Лабораторные исследования заключались в петрографическом изучении и определении петрогенных элементов методом «мокрой химии» в Центральной лаборатории ППГО (г. Владивосток), аналитик И.Н. Якушева. Определение состава редких элементов проводилось методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP-MS Elan DRC II Perkin Elmer (США) в инновационно-аналитическом центре в ИТиГ ДВО РАН (г. Хабаровск); пробоподготовка В.Е. Зазулина, аналитик Д.С. Штарев; а также на спектрометре Agilent 7500 с (Agilent Technologies, США) в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток); аналитик В.И. Киселев.

Радиоизотопный возраст вулкаников определялся К-Аг методом в ИГЕМ РАН (г. Москва, аналитики М.М. Аракелянц, А.В. Лебедев). Содержания радиогенного аргона измеряли на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трасера ^{38}Ar ; содержание калия – методом пламенной спектрофотометрии на спектрометре ФПА-01. Точность контролировали

систематическими измерениями содержания $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ в стандартных образцах «биотит-70А», мусковит «Р-207» и мусковит «Вегн-4М», а также измерением изотопного состава воздушного аргона. При расчете возраста использованы константы: $\lambda_{\text{K}} = 0.581 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $\lambda_{\text{b}} = 4.962 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $^{40}\text{K} = 0.01167$ (ат. %).

Газовая составляющая изучалась в воде и донных осадках Охотского моря. Вода отбиралась батометрами Нискина, закрепленными в системе «Розетт», с датчиками температуры, солености и других гидрологических измерений (СТД). Керн донных осадков отбирался гравитационной трубкой. Газ из воды и осадков извлекался методом дегазации на дегазационной установке. Газ анализировался на газовом хроматографе Кристалл 900. Определялись CH_4 , гомологи метана ($\text{C}_2\text{--C}_4$), CO_2 , N_2 , O_2 , H_2 , He.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Площадь Охотского моря составляет 1603.2 тыс. км² [3 и др.]. Большая его часть, вплоть до Курильской котловины, представлена глубоким шельфом, раздробленной ступенью континентального склона. Шельф включает пять крупных возвышенностей и котловины: Дерюгина, Тинро и Курильскую с максимальной глубиной до 3374 м (рис. 1).

В данном море преобладает континентальный и субконтинентальный тип земной коры, в Курильской котловине – субокеанический, а в южной ее части кора соответствует новообразованной океанической [14 и др.]. Повышенный тепловой поток (до 346–354 мВт/м²) приурочен к участкам редуцированной континентальной, субокеанической и новообразованной океанической коры и свидетельствует о современной тектономагматической активности региона. Фундамент Охотского моря слагают гнейсы и кристаллические сланцы докембрийских массивов Северного Приохотья и мезозойские гранитоидные и осадочные породы [15, 16, 27 и др.]. В позднем мезозое–раннем кайнозое большая часть моря представляла собой сушу, в позднем олигоцене–миоцене под уровень моря погрузились участки по периферии акватории, а в плиоцене–плейстоцене вся центральная область.

В Охотском море установлены раннемеловой, позднемеловой, эоценовый и плиоцен-плейстоценовый вулканические комплексы, встречаются единичные образцы вулкаников позднеолигоценного возраста. Раннемеловой комплекс (130–106 млн лет) образует ряд базальты–андезидациты, преобладают амфибол-клинопироксен-плагиоклазовые андезибазальты и андезиты; позднемеловой комплекс (96–69 млн лет) представлен амфибол-двупироксен-плагиоклазовыми андезитами и андезидацитами, а также дацитами, риолитами и их ту-

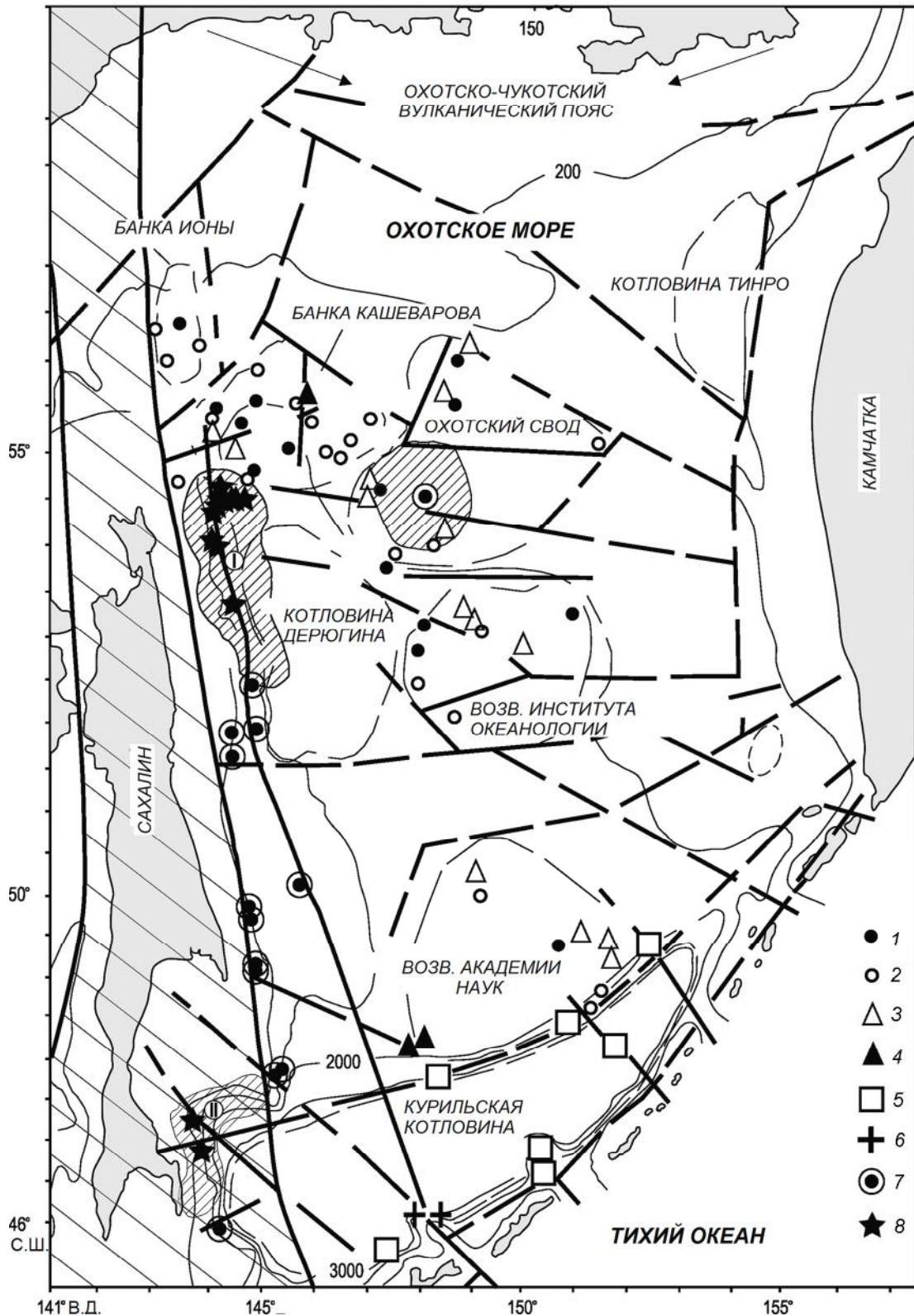


Рис. 1. Морфоструктурная схема Охотского моря.

Станции дражирования вулканических пород: 1 – раннемеловых, 2 – позднемеловых, 3 – эоценовых, 4 – позднеолигоценовых, 5 – плиоцен-плейстоценовых, 6 – плиоцен-плейстоценовых трахитоидов юга Курильской впадины, 7 – газовые потоки, 8 – газогидраты. Аномальные газогеохимические поля обозначены мелкой штриховкой; Сахалин-Хоккайдская линейная система (СХЛС) обозначена крупной штриховкой.

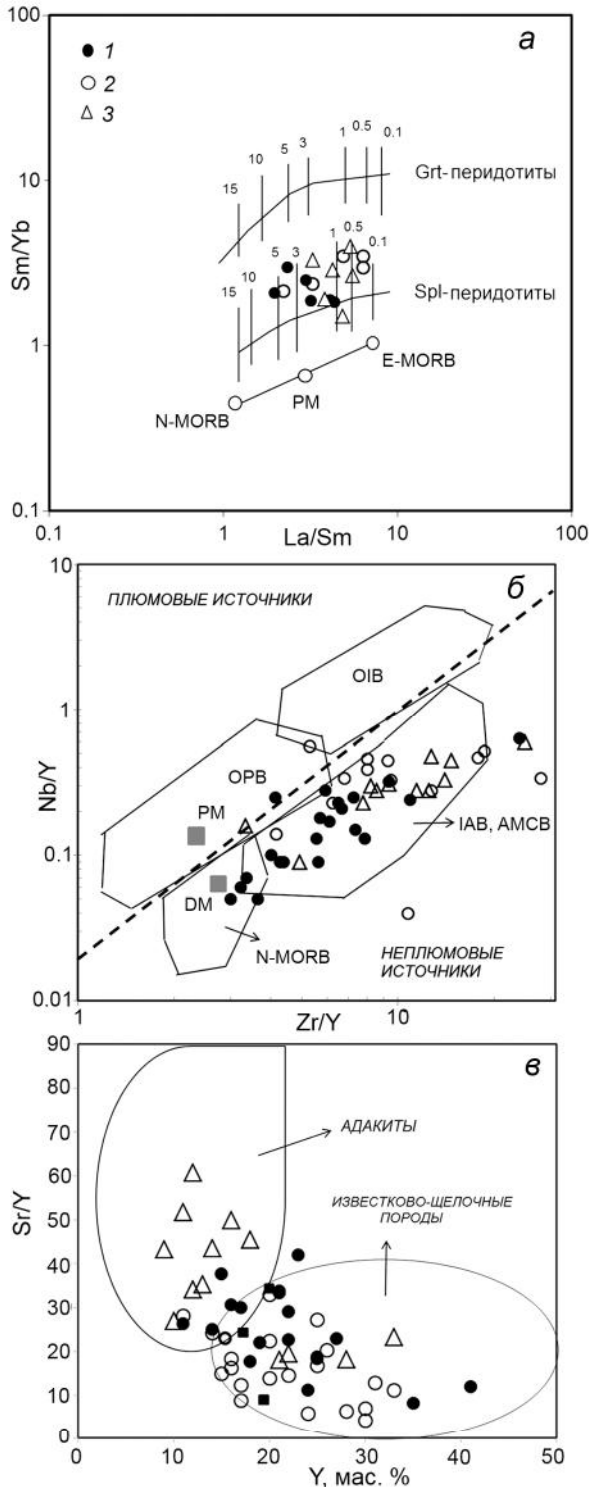


Рис. 2. Диаграммы (Sm/Yb–(La/Sm) (а); (Zr/Y)–(Nb/Y) диаграмма (б) [31]; Y–(Sr/Y) (в) [32] для вулканических пород Охотского моря.

Источники: PM – примитивная мантия, DM – деплетированная мантия. Базальты: N-MORB – срединно-океанических хребтов, OIB – океанических островов, OPB – океанических плато, IAB, АСМВ – вулканических дуг и активных континентальных окраин. На диаграмме (а) цифрами обозначена степень частичного плавления источника (%). Условные обозначения вулканических пород на рис. 1.

фами; эоценовый комплекс (51–37 млн лет) формирует ряд базальты–риолиты, преобладают амфибол-двупироксен-плаггиоклазовые андезибазальты и андезиты. [5, 8, 33 и др.]. Вулканиды этих трех комплексов относятся к высокоглиноземистым высококалийевым образованиям известково-щелочной серии активных континентальных окраин (АМСВ). Раннемеловые и позднемеловые вулканиды Охотского моря характеризуются близкими химическими чертами с одновозрастными раннемеловыми (105–96 млн лет) и позднемеловыми (93–76 млн лет) [2] вулканическими комплексами Охотско-Чукотского вулканического пояса (рис. 1), что обосновано в публикации [33].

Интерпретация геохимических данных проведена по химическим анализам, опубликованным в работах [5–7, 26, 33]. На многокомпонентных диаграммах редких и распределения редкоземельных элементов (REE), нормированных к хондритовому стандарту по [40], меловые комплексы Охотского моря демонстрируют максимумы по крупноионным литофильным элементам (LILE) и минимумы по большинству высокозарядных элементов (HFSE). Все они обладают Ta-Nb отрицательной аномалией, характерной для пород надсубдукционных обстановок. Легкие редкоземельные элементы (LREE) преобладают над тяжелыми (HREE), что подтверждается повышенными значениями (La/Sm)_N и (La/Yb)_N отношений [8]. Источником магмогенерации для этих пород служила субконтинентальная литосферная мантия (La/Nb > 2–4), представленная шпинелевыми перидотитами (рис. 2, а, б, в).

Роль граната в мантийном резервуаре меловых вулканидов была незначительна, что подтверждается недостаточно высокими значениями (La/Yb)_N 5.26–11.56 и (Gd/Yb)_N 1.11–2.98. Лишь в эоценовых андезиитоидах эти показатели повышены: (Gd/Yb)_N до 3.53 и (La/Yb)_N до 7.32–14.57, что указывает на наличие граната в плавящемся мантийном резервуаре. На диаграмме (Zr/Y)–(Nb/Y) большинство описываемых вулканидов располагается в области неплюмовых источников, а именно в области активных континентальных окраин – АСМВ и островных дуг – IAB (рис. 2, б). Степень частичного плавления (ЧП) в породах находится на низком уровне (до 5 %), что может указывать на изначальное обогащение магматических расплавов по сравнению с базальтовыми магмами срединно-океанических хребтов – N-MORB [8].

Обогащенность источника была обусловлена метасоматическими преобразованиями мантийного клина на водными флюидами, отделившимися от субдуктирующей океанической плиты (слэба) при дегидратации осадочной толщи. Роль флюидов определяется значениями Nb/Ta и Zr/Hf. Для хондрита они составляют Nb/Ta = 17.6 и Zr/Hf = 35–37. В открытой плавящейся

системе при наличии флюидов температура фракционирования Ta в расплав в два раза ниже, чем Nb [29]. Это обуславливает значительные вариации Nb/Ta в породах геодинамических обстановок АМСВ и IAB. В то время как в закрытом источнике Ta и Nb переходят в расплав при одинаковой температуре, значения Nb/Ta варьируют в узком диапазоне (15–19) [34]. Ранне- и позднемеловые вулканы Охотского моря характеризуются более низкими значениями Nb/Ta по сравнению с хондритовыми и повышением значений Nb/Ta от толеитовых к известково-щелочным разновидностям [8]. Таким образом, метасоматоз шпинелевых перидотитов надсубдукционного мантийного клина осуществлялся водными флюидами, которые обогащены LREE и LILE: K, Rb, Sr, Ba и др., и обеднены HREE и HFSE: Ta, Nb, Zr, Hf и Ti [19 и др.]

Эоценовые вулканы Охотского моря характеризуются адакитоподобными свойствами [11], близкими таковым в типичных адакитах [32]. Эти породы с SiO₂ 56.48–65.68 мас. % обладают повышенными концентрациями Sr (до 800 г/т), низкими – Y (9.45–14.0 г/т) и повышенными значениями Sr/Y 50–61 (в типичных адакитах ≥ 40). На диаграмме Y–(Sr/Y) большинство их точек располагается в поле адакитов (рис. 2, в). Эоценовым андезитоидам также свойственны высокие содержания (мас. %): Al₂O₃ (15.32–18.19) и MgO (3.96–4.28), повышенные относительно известково-щелочных пород концентрации Ni (51–95 г/т) и Cr (94–130 г/т). Значения (La/Yb)_N составляют 7.32–14.57 (в адакитах 8–16), а показатели Nb/La (0.24–0.3) аналогичны адакитовым.

Адакиты эоценового и миоценового возраста установлены также в пределах Восточного Приморья, на северо-востоке Китая, на о-ве Хонсю в Японии, на юге Камчатки [12, 25 и др.]. Адакитовый вулканизм является индикатором режима трансформной окраины, который в маастрихте–дате сменил позднемеловой субдукционный режим и был спровоцирован коллизией Индийской плиты с Евразийским континентом [20 и др.]. В результате субдукционная пластина была разрушена, и через субдукционные «окна» («slab windows») в субконтинентальную литосферу стала проникать астеносферная мантия океана. Смешение андезитовых известково-щелочных расплавов с базальтовыми (астеносферными) и привело к вспышкам адакитового вулканизма. Но для подъема астеносферы необходимо дополнительное тепло, поскольку на северо-западе Тихого океана литосфера древняя (93 млн лет) и достаточно мощная [1]. Тепло обеспечивалось распространением в сторону континента Тихоокеанского суперплюма, что, в конечном счете, привело к возникновению на окраине континента «горячих точек» плюмового вул-

канизма, в том числе и в Японском море, о чем будет сказано ниже.

Позднеолигоценовые вулканы встречаются на банке Кашеварова и на северо-западном склоне Курильской котловины (рис. 1). На банке Кашеварова они представлены андезитами (25 млн лет), а в Курильской котловине – трахиандезитами с возрастом предположительно около 27 млн лет [26]. Первые характеризуются отсутствием Ta-Nb минимума, в связи с чем близки высокониобиевым андезитовым лавам [1 и др.]. Этот этап вулканизма пришел на смену эоценовому адакитовому вулканизму, и это является признаком более высокого уровня апвеллинга океанической астеносферы в субконтинентальную литосферу в позднем олигоцене [1]. Позднеолигоценовые трахиандезиты Курильской котловины по основным химическим параметрам относятся к высококалийным образованиям субщелочной вулканической серии.

Плиоцен-плейстоценовый вулканический комплекс Охотского моря (4.1–0.932 млн лет) развит по периферии Курильской котловины (рис. 1) и представлен рядом базальты – андезидациты, преобладают амфибол-двупироксен-плагиоклазовые андезибазальты и андезиты [5–7, 9, 33]. Однако на юге котловины установлены более щелочные разновидности – трахиандезибазальты и трахиандезиты (рис. 1, крестики).

В большинстве своем плиоцен-плейстоценовые вулканы с SiO₂ 48.05–64.16 мас. % характеризуются (мас. %): повышенными содержаниями суммы щелочей (3.73–5.16), K₂O (0.93–2.19), Al₂O₃, а также Rb, Sr и Ba, средними – Zr и Y и низкими – Nb (2.2–3.50 г/т). На многокомпонентной диаграмме редких элементов они образуют отрицательные Nb, Zr и Ti и положительную Sr аномалии (рис. 3, а), что характерно для пород надсубдукционных обстановок – IAB. Это подтверждается значениями Ti/V (20–50) и расположением данных пород на дискриминантной диаграмме Ti–V (рис. 4, а). Состав REE указывает на преобладание LREE над HREE; значения (La/Sm)_N составляют 1.65–2.22, (La/Yb)_N – 3.62–7.04. На диаграмме (Zr/Y)–(Nb/Y) данные породы располагаются в области IAB, АМСВ (рис. 4, б). В целом плиоцен-плейстоценовые вулканы демонстрируют незначительное повышение значений Zr/Hf (30.66–34.62) и существенные колебания показателей Nb/Ta (8.37–14.67) от толеитовых к субщелочным разновидностям (рис. 4, в), что также типично для пород надсубдукционных обстановок. Все вышеперечисленные химические свойства вулканитов Курильской котловины указывают на метасоматоз мантийного клина водными флюидами (субдукционным компонентом). А это является доказательством непрерывности субдукционного процесса океанической плиты под континент, который начался в раннем

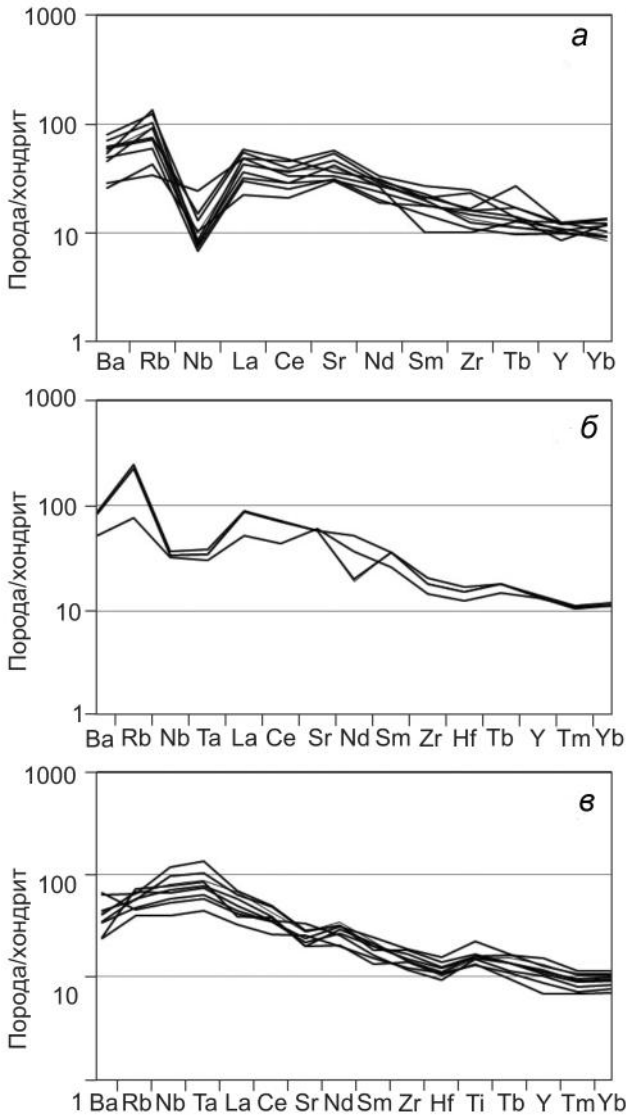


Рис. 3. Многокомпонентные диаграммы редких элементов для плиоцен-плейстоценовых андезитов (*a*), трахитоидов (*б*) Курильской котловины и среднемиоцен-плиоценовых окраинноморских базальтоидов (*в*) Японского моря. Нормирование по хондриту [40].

мелу, а зоны субдукции с каждым последующим импульсом смещались в сторону океана [1].

Трахитоидные породы Курильской котловины (рис. 1, крестики) отличаются от большинства вулканитов Курильской котловины более высокой щелочностью (до 6.79 мас. %) и калиестью (до 3.11 мас. %), более высокими концентрациями Rb, Sr, Ba, Zr (98.53–141.91 г/т) и Nb (11.22–12.78 г/т). На многокомпонентной диаграмме они образуют Ta-Nb минимум (рис. 3, б), но обладают более высокими значениями Nb/Yb (4.50–4.90), большей насыщенностью LREE относительно HREE и более высокими

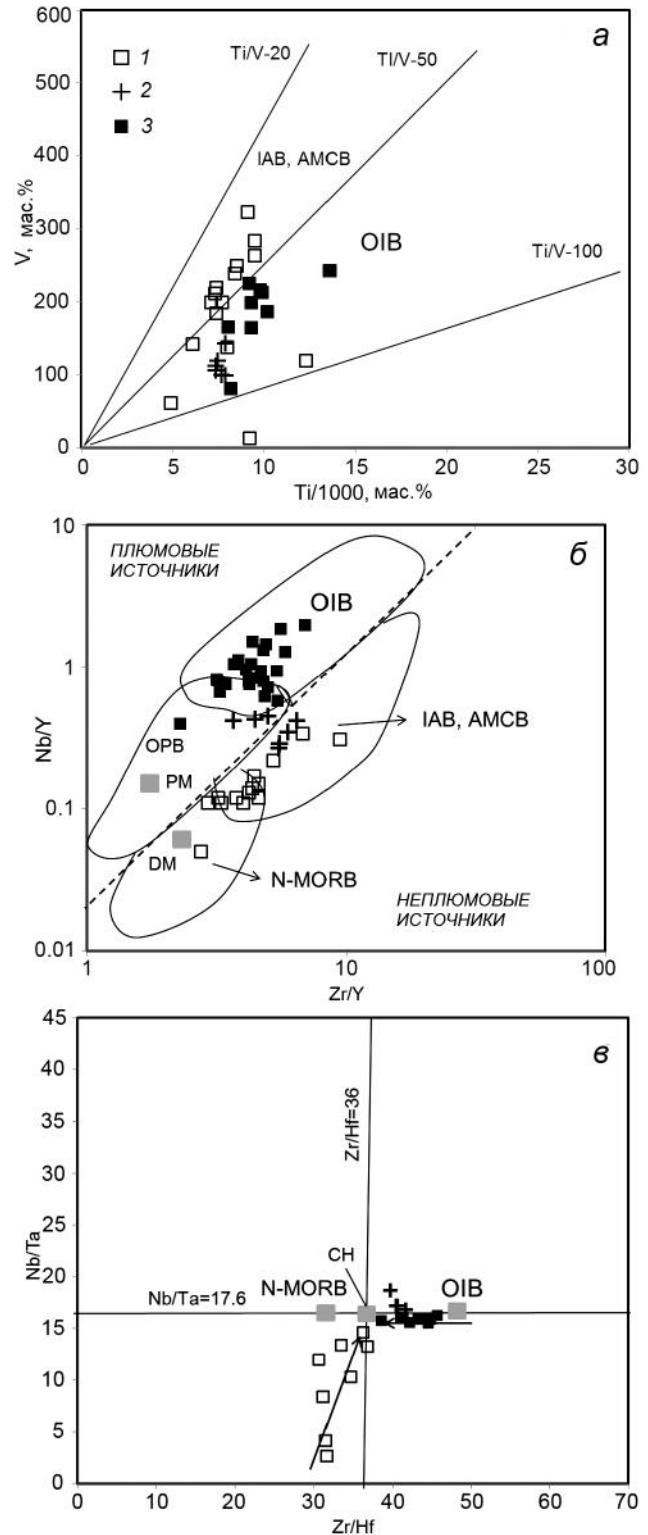


Рис. 4. Диаграммы Ti–V (*a*) [39]; (Zr/Y)–(Nb/Y) (*б*) [31]; (Zr/Hf)–(Nb/Ta) (*в*) [36] для плиоцен-плейстоценовых андезитов (1), трахитоидов (2) Курильской котловины и среднемиоцен-плиоценовых окраинноморских базальтоидов (3) Японского моря. CH – состав хондрита. Источники см. на рис. 2.

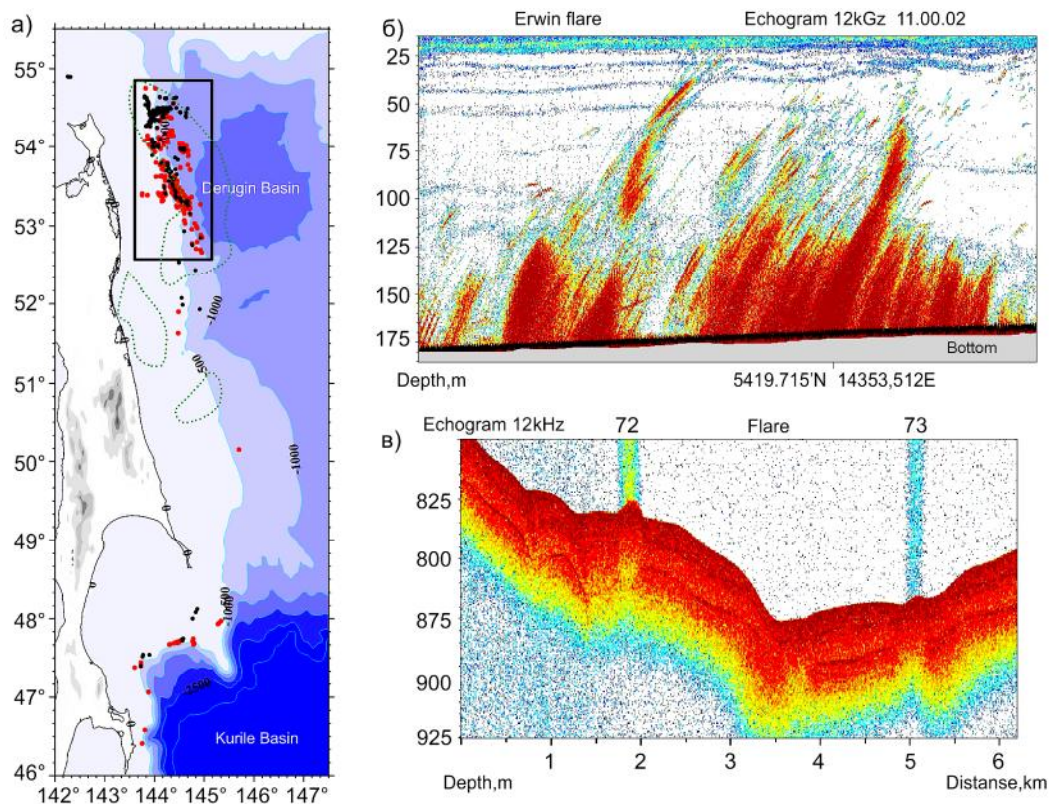


Рис. 5. Поток газа с высоким содержанием метана.

a – Схема потоков пузырей газа на Сахалинском шельфе и склоне Охотского моря (прямоугольником обозначено поле максимальных выходов газогидратов); *б*, *в* – потоки газа.

значениями $(La/Sm)_N$ 1.94–2.51 и $(La/Yb)_N$ 4.56–7.70 по сравнению с остальными вулканитами Курильской котловины. Трахитоиды проявляют близкие химические черты со среднемиоцен-плиоценовыми окраинноморскими базальтоидами повышенной щелочности глубоководных котловин соседнего Японского моря. Последние характеризуются Ta-Nb положительной аномалией (рис. 3, *в*), что сближает их с вулканическими породами океанических островов (ОИВ). На многих диаграммах трахитоидные породы Курильской котловины образуют единые ореолы с окраинноморскими базальтоидами Японского моря в области ОИВ (рис. 4, *а*, *б*, *в*), характеризующаясь близкими значениями отношений Zr/Nb , Y/Nb , $(La/Yb)_N$, Va/La , Va/Y , Zr/Hf , Ce/Y и незначительно отличаясь показателями Nb/Ta , La/Nb и Nb/Y . Сходство химических свойств тех и других пород позволяет предположить, что апофиза Тихоокеанского суперплюма, ставшая основным мантийным резервуаром для окраинноморских базальтоидов в котловинах Японского моря, могла простираться в сторону Курильской котловины и оказывать влияние на магмогенезис в южной ее части, где и происходило формирование трахитоидных пород.

Результаты газогеохимических исследований

Изучение распределения природных газов в воде и донных осадках выполнялось в районе исследования вулканических проявлений в Охотском море. Газогеохимические исследования в Охотском море проводились в международных и российских экспедициях с 1984 г. [35]. Первый поток пузырей газа из донных отложений в воду был обнаружен на глубине моря 700 м на склоне впадины Дерюгина [23]. В дальнейшем количество обнаруженных потоков газа с высоким содержанием метана увеличивалось [30] и к 2018 г. их количество достигло 500 (рис. 5). В районе потоков газа в воде и донных осадках создаются поля с аномальными концентрациями метана (рис. 6) и высоким содержанием углекислого газа, водорода и гелия (рис. 7). В районе аномальных полей метана при высоком давлении и низкой температуре в донных осадках Охотского моря [37] формируются газогидраты (рис. 8).

Один из примеров взаимосвязи газовых и вулканических активизаций отмечен в статье [10]. В ней представлена тектоническая структура Носаппу, которая пересекает вулканические образования в районе

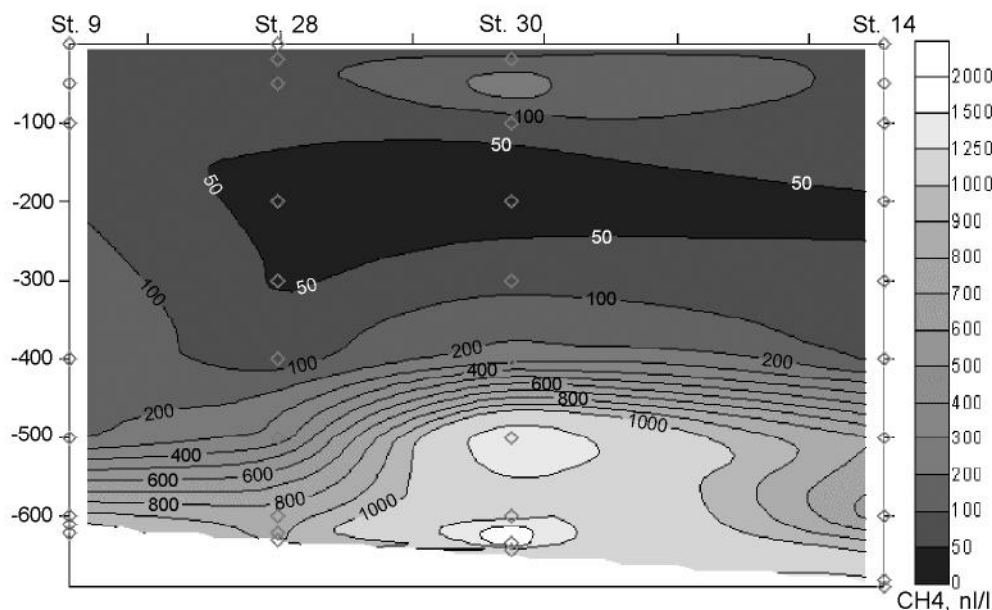


Рис. 6. Аномальное поле метана в придонной воде на профиле станций в районе потока газа.

Курильских островов и сопряжена с аномальными полями природных газов. В данном случае газовая составляющая способствует расширению зон разломов, растворяется в вулканическом расплаве, что приводит к увеличению его подвижности, активности и выходу на поверхность.

Интересное и важное наблюдение было получено в заливе Плэнти, Новая Зеландия [38]. На острове White (Белый), расположенном в заливе Плэнти, из жерла вулкана происходит выброс газов. В газе присутствует в основном CO_2 (около 90 %) с примесью H_2 (около 4 %). Температура газа достигает 700 °С. Частично по трещинам газ выделяется в виде пузырьков из окружающих остров донных отложений в воду. Состав этих потоков газа меняется, в газе до 10 % появляется метан, следы тяжелых углеводородов, увеличивается количество водорода и остается базовое количество CO_2 . То есть, вулканический газ взаимодействует со средой, и изменяется его состав. Таким образом, вулканическая деятельность и газовая составляющая находятся в постоянной взаимосвязи в глобальном и региональном масштабах.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В рамках концепций плейттектоники и плюмтектоники и на основе обобщенных данных по результатам исследований разновозрастных этапов вулканизма была прослежена смена геодинамических режимов с позднего мезозоя до плейстоцена в процессе геологического развития Охотского моря.

В меловой период область моря представляла собой окраину континента, в пределах которой формировался Охотско-Чукотский вулканический пояс –

ОЧВП. Ранние этапы его формирования совпадают с субдукцией океанической плиты Изаанаги, а последующие – с субдукцией Тихоокеанской плиты под Евразийский континент [1]. Всего наблюдается несколько пиков вулканизма ОЧВП с возрастными 105, 100, 96, 92–93, 87, 82 и 77 млн лет. Основные объемы вулканических проявлений приходится на поздний мел (87–82 млн лет) (рис. 9, поздний мел). Меловые вулканы ОЧВП и Охотского моря относятся к производным субконтинентальной литосферной мантии – шпинелевых перидотитов надсубдукционного мантийного клина, метасоматически преобразованного водными флюидами, насыщенными газом [24], в том числе CH_4 и CO_2 (рис. 10). В конце мела в маастрихте–дате субдукционный режим сменяется на режим трансформной окраины или скольжения плит [1, 18], что привело к разрушению субдукционной пластины и проникновению в литосферу горячей астеносферной мантии океана. В Охотском море это выразилось в проявлении адакитового вулканизма в эоцене (рис. 9, эоцен) так же, как и вдоль всей зоны перехода [1, 8, 12, 25 и др.].

Тектономагматические события в Охотском море неразрывно связаны с таковыми в соседнем Японском море. Раскрытие котловины Японского моря приходится, главным образом, на миоцен. Максимальный разрыв субдукционной пластины в конце раннего–начале среднего миоцена [28] и проникновение в субконтинентальную литосферу больших объемов астеносферной мантии океана значительно повысило роль толеитовой составляющей в магмогенезисе. Последующий за этим постспрединговый среднемиоцен–плиоценовый этап вулканизма ОИВ типа был вызван максимальным подъемом к поверхности апо-

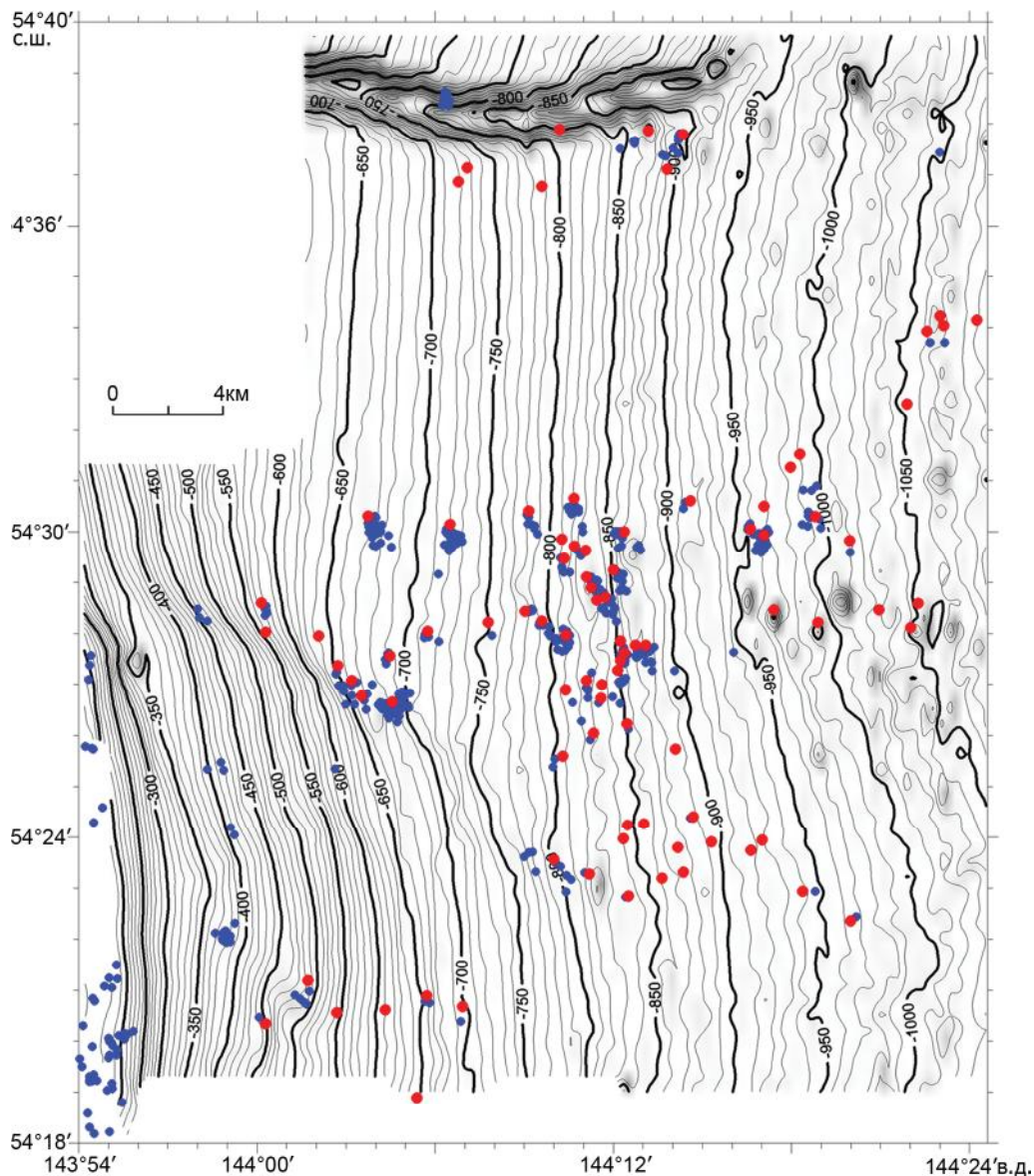


Рис. 7. Распределение потоков газа с аномальным содержанием метана, углекислого газа и присутствием водорода и гелия (красные и синие точки указывают место проявлений потоков газа, обнаруженные в различные годы).

физы Тихоокеанского суперплюма [6, 7], продуктами которого стали окраинноморские базальтоиды повышенной щелочности. Плавление плюмового источника осуществлялось по типу адиабатического: выплавленная жидкость покидала плавящуюся систему, давление падало, и процесс плавления возобновлялся [4]. Низкая степень частичного плавления (0.1–0.5 %) обеспечила обогащенность магматических расплавов легкоплавкими (K_2O , Na_2O) и некогерентными элементами, такими как LILE (Cs, Rb, Sr, Ba и др.), LREE и HFSE (Nb, Ta, Zr, Ti, Hf и др.).

Плиоцен-плейстоценовые вулканы Курильской котловины относятся к известково-щелочной се-

рии активных континентальных окраин и островных дуг. Деплетированность по HREE и HFSE указывают на то, что источником данных пород служила субконтинентальная литосферная мантия (шпинелевые перидотиты), а обогащенность по LREE и LILE – на его метасоматоз водными флюидами. Эти и другие свойства данных пород являются доказательством в пользу субдукции Тихоокеанской плиты под Евразийский континент в плиоцен–плейстоцене, зона которой сместилась к океану по сравнению с позднемиоценовой (рис. 9, плиоцен–плейстоцен). К этому времени приурочено окончательное формирование Охотского моря в том виде, который характерен для него в настоящее время.

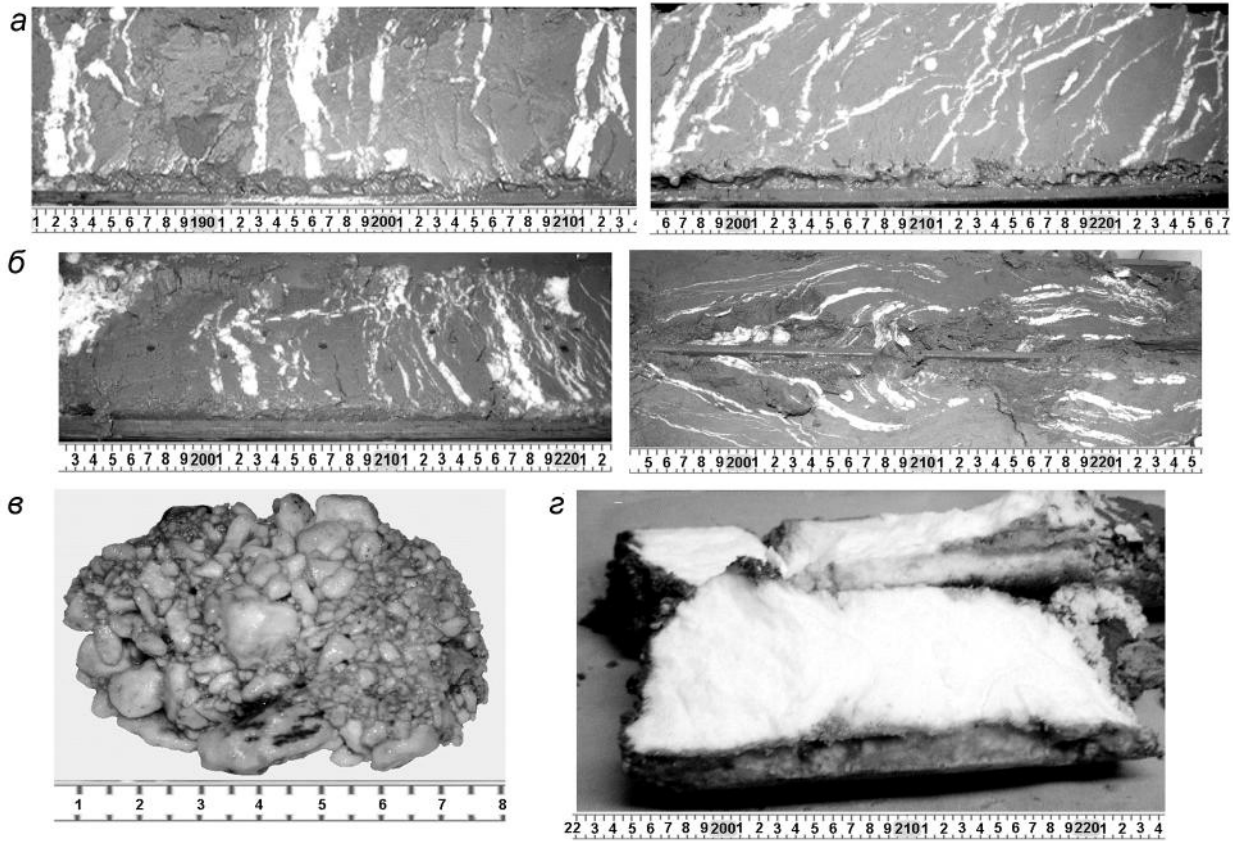
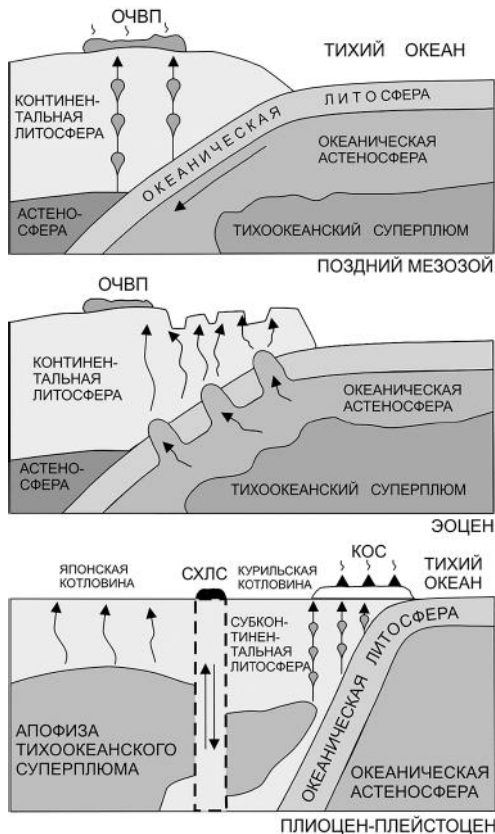


Рис. 8. Газогидраты в донных осадках Охотского моря.

а, б – различные морфоструктуры слоев газогидратов (белое), *в* – конгломерат из фрагментов газогидратов, *г* – самый мощный слой газогидрата, толщина 35 см.



Однако близкие химические черты трахитоидных вулканитов южной части Курильской котловины и окраинноморских базальтоидов (ОИВ-типа) Японского моря могут указывать на распространение апофизы Тихоокеанского суперплюма под южную часть котловины (рис. 9, плиоцен–плейстоцен). Подобное проникновение вполне вероятно, так как разделяющая Японскую и Курильскую котловины Сахалинско-Хоккайдская линейно-амонтная система (СХЛС) представляет собой тектонически ослабленную зону [17]. Через нее расплавленный субстрат апофизы просачивался в виде лентообразных инъекций и оказывал влияние на магмогенезис в южной части Курильской котловины.

Рис. 9. Схема эволюции геодинамических режимов в Охотском море в позднем мезозое–кайнозое на основе изотопно-геохимического состава вулканических пород. ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканический пояс, СХЛС – Сахалинско-Хоккайдская линейно-амонтная система, КОС – Курильская островная система.

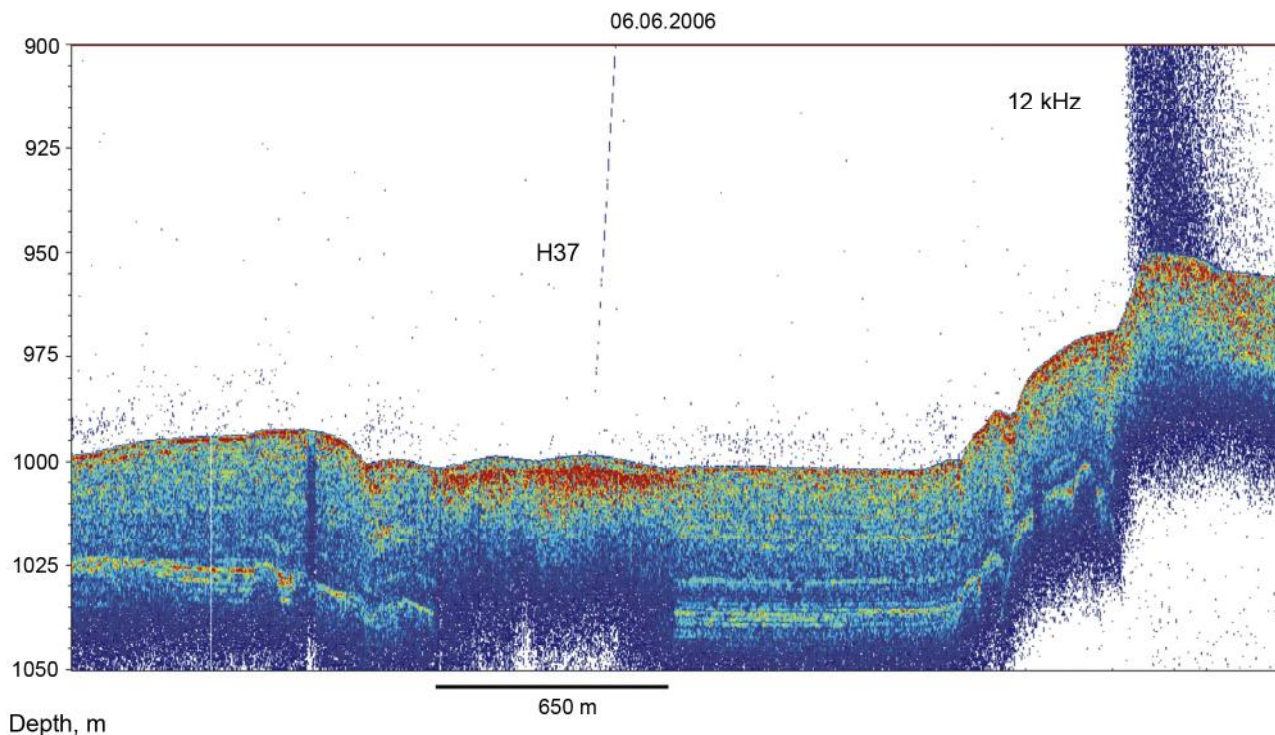


Рис. 10. Гидроакустический профиль с закрытым и открытым потоками газа из недр Земли в донные осадки и в воду в Охотском море. Глубина моря 1000 – 950 м.

Субдукционные процессы, активная вулканическая и сейсмическая деятельность в Охотоморском регионе вызвала многочисленные выходы пузырей газа с высокими концентрациями метана, углекислого газа, водорода и гелия. Пути миграции газа проходят по зонам разломов, которые пронизывают земную кору и достигают литосферной и астеносферной мантии (см. геодинамическая модель Охотоморского региона с потоками газа [24]). При этом потоки газа из пород коры и мантии пронизывают донные осадки, нарушая их слои, создавая в осадках вертикальные каналы (*chimney*). Некоторые каналы уже перекрыты газогидратами и (или) корками карбонатов, но появляются новые каналы, так как поток газа идет постоянно из глубин Земли к поверхности (рис. 10) в донные осадки, в воду и в атмосферу.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Многолетние исследования изотопно-геохимических особенностей каждого из этапов вулканизма Охотского моря позволили проследить его эволюцию от окраинно-континентального поясового в раннем и позднем мелу и трансформно-окраинного в эоцене до островодужного в плиоцене–плейстоцене. Были выявлены также источники магмогенерации – литосферный субконтинентальный, астеносферный океани-

ческий и, в той или иной степени, нижнемантийный (плюм-океанический) в южной части Курильской котловины, а также прослежена смена геодинамических режимов.

Один из главных механизмов, лежащих в основе развития Охотского моря, как и сопряженного с ним Японского моря, является Тихоокеанский суперплюм. Подъем и распространение этого суперплюма стало первопричиной движения и субдукции океанической литосферной плиты под Евразийский континент. Плавление его апофизы в районе Японского моря и южной части Курильской котловины привело к вспышке окраинноморского вулканизма ОИВ типа и формированию новообразованной океанической коры. Распространение Тихоокеанского суперплюма способствовало разогреву и плавлению мощной океанической литосферы северо-запада Тихого океана, что спровоцировало на окраине континента вспышки адакитового вулканизма. А проникновение его апофизы из котловины Японского моря в Курильскую котловину, возможно, послужило причиной формирования этих котловин как единой задугово-спрединговой структуры. Режим трансформной окраины и долгоживущая Сахалино-Хоккайдская линейная система, проходящая через всю западную область Охотского моря и северо-восточную часть Японского

моря, способствовали более «легкому» астеносферному и глубинному нижнемантийному (плюмовому) апвеллингу через характерные для этого режима зоны деструкции и растяжения. Непрерывный характер субдукции Тихоокеанской плиты под континент, скорее всего, связан с тенденцией Тихоокеанского суперплюма к разрастанию за счет поступления новых порций расплавленного вещества в дивергентной зоне срединно-океанического хребта. Этот процесс активизирует сейсмическую, вулканическую, газогеохимическую активности, в результате которых формируются потоки газа с аномальными концентрациями метана, углекислого газа, водорода, гелия из недр Земли к поверхности, в донные осадки, в воду и атмосферу.

Работа проводилась по программе Фундаментальных научных исследований ТОИ ДВО РАН темы № 0271-2019-0006 (№ гос. регистрации АААА-А17-117030110035-4) и темы FWMM-2019-0006.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Кувикас О.В. Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: обзор и анализ геодинамических условий образования // *Вестн. КРАУНЦ*. 2011. Вып. 17, № 1. С. 45–60.
2. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // *Петрология*. 2011. Т. 19, № 3. С. 249–290.
3. Атлас: Геология и полезные ископаемые шельфов России / Под ред. М.Н. Алексеева. М.: Науч. мир, 2004.
4. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли: Связь во времени и в пространстве. М.: Наука, 2010. 606 с.
5. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Роль вулканизма в формировании Японского, Охотского и Филиппинского окраинных морей // *Петрология*. 2010. Т. 18, № 6. С. 73–94.
6. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Вулканизм как индикатор глубинного механизма формирования Японского и Охотского морей // *Тихоокеан. геология*. 2013. Т. 32, № 2. С. 63–72.
7. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Вулканизм и происхождение Японского и Охотского морей как результат влияния Тихоокеанского суперплюма // *Докл. АН*. 2014. Т. 456, № 2. С. 181–183.
8. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Геохимия и петрогенезис позднемезозойско-раннекайнозойских вулканитов Охотского и Японского окраинных морей // *Геохимия*. 2016. № 6. С. 522–535.
9. Карп Б.Я. Строение земной коры дна Японского моря по сейсмическим данным моря // *Геология и полезные ископаемые шельфов России* / Под. ред. М.Н. Алексеева. М.: ГЕОС, 2002. С. 352–354.
10. Касаткин С.А., Обжиров А.И. Флюидоконтролирующее значение разломной зоны Носаппу и условия формирования потоков метана и залежей газогидратов (Охотоморский регион) // *Тихоокеан. геология*. 2018. Т. 37, № 1. С. 61–66
11. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А. Закономерности пространственного распределения «горячих точек» в мантии современной Земли // *Докл. АН*. 2009. Т. 427, № 5. С. 654–658.
12. Колосков А.В., Гонтовая Л.И., Попруженко С.В. Верхняя мантия Камчатки в изотопно-геохимических и геофизических аномалиях. Роль астеносферного диапиризма // *Тихоокеан. геология*. 2014. Т. 33, № 3. С. 3–13.
13. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Абсолютные палеогеографические реконструкции Сибирского континента в фанерозое: к проблеме оценки времени существования суперплюмов // *Докл. АН*. 2011. Т. 437, № 1. С. 68–73.
14. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Николаев С.М., Колпащикова Т.Н. Рельеф поверхности Мохо и типы земной коры в северо-западной части Японского моря по гравиметрическим данным // *Дальневосточные моря России: в 4-х кн.* / Гл. ред. В.А. Акуличев. М.: Наука, 2007. Кн. 3. С. 48–53.
15. Леликов Е.П. *Метаморфические комплексы окраинных морей Тихого океана*. Владивосток: ДВО АН СССР, 1992. С. 93–115.
16. Леликов Е.П., Маляренко А.Н. Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1994. С. 150–156.
17. Лихт Ф.Р. Транзитные линейные морфоструктуры в геоморфологическом пространстве ТПП (на примере Япономорского линеамента) // *Закономерности строения и эволюция геосферы: Тез. докл. IV Междунар. науч. симпоз. (г. Хабаровск, 23–28 сентября 1998 г.)*. Хабаровск: ДВО РАН, 1998. С. 28–31.
18. Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Симаненко В.П., Мартынов А.Ю. Маастрихт-датская андезитовая серия Восточного Сихотэ-Алиня: минералогия, геохимия и вопросы петрогенеза // *Петрология*. 2007. Т. 15, № 3. С. 282–303.
19. Мартынов Ю.А. Основы магматической геохимии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 228 с.
20. Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // *Петрология*. 2013. Т. 13, № 1. С. 1–16.
21. Мониторинг метана в Охотском море / А.И. Обжиров и др.; Отв. ред. А.И. Обжиров, А.Н. Салюк, О.Ф. Верещагина. Владивосток: Дальнаука, 2002. 250 с.
22. Обжиров А.И., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. Эффект звукорассеивания придонной воды в красевых частях Охотского моря // *Тихоокеан. геология*. 1989. № 2. С. 119–121.
23. Обжиров А.И. Газогеохимические поля придонного слоя морей и океанов. М.: Наука, 1993. 139 с.
24. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б., Рашидов В.А., Сергеева Н.А., Филатова Н.И. Геотраверс региона Оотского моря // *Вестн. КРАУНЦ. Серия Науки о Земле*. 2005. № 5. С. 45–58.
25. Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г. Геохимия вулканитов трансформных окраин (на примере Алчанского бассейна, Северо-Западное Приморье) // *Геохимия*. 2006. № 12. С. 1–15.
26. Тарарин И.А. Геологическое строение и модель формирования Курильской глубоководной впадины Охотского моря // *Тихоокеанский рудный пояс: Материалы новых исследований*. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 308–321.
27. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря / О.В. Веселов, Е.В. Грецкая, А.Я. Ильев и др. М.: Наука, 2006. 130 с.
28. Филатова Н.И. Закономерности динамики окраинноморского

- магматизма (Корейско-Японский регион) // Литосфера. 2004. № 3. С. 33–56.
29. Чевычелов В.Ю., Зарайский Г.П., Борисовский С.Е., Борков Д.А. Влияние состава расплава и температуры на распределение Та, Nb, Мп и F между гранитным (щелочным) расплавом и фторсодержащим водным флюидом: фракционирование Та, Nb и условия рудообразования в редкометалльных гранитах // Петрология. 2005. Т. 13, № 4. С. 339–357.
 30. Baranov B.V., Jin Y.K., Shoji H. et al. Gas hydrate system of the Sakhalin Slope: Geophysical approach // Scientific Report of the Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2007. KOPRI, 2008. 116 p.
 31. Condie K.C. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. V. 4, Iss. 1. P. 1–18.
 32. Defant M.J., Drummond M.S. Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc // Geol. 1993. V. 21. P. 547–550. DOI:10.1130/0091-7613(1993)021<0547:MSHPEO>2.3.CO;2
 33. Emel'yanova T.A., Lelikov E.P., S'edin V.T. Geochemical features of the Okhotsk Sea Cenozoic volcanism // J. Geo-marine Lett. 2006. V. 26, N 5. P. 275–286. DOI: 10.1007/s00367-006-0036-0
 34. Kamber B.S., Collerson K.D. Role of 'hidden' deeply subducted slabs in mantle depletion // Chem. Geol. 2000. V. 166. P. 241–254. DOI: 10.1016/S0009-2541(99)00218-1
 35. Minami H., Tatsumi K., Hachikubo A., Yamashita S., Sakagami H., Takahashi N., Shoji H., Jin Y.K., Obzhairov A., Nikolaeva N., Derkachev A. Possible variation in methane flux caused by gas hydrate formation on the northeastern continental slope off Sakhalin Island, Russia // Geo-Marine Lett. 2012. V. 32, N 5. P. 525–534. DOI: 10.1007/s00367-012-0287-x
 36. Munker C., Worner G., Yogodzinsky G., Churikova T. Behaviour of high field strength elements in subduction zone: constraints from Kamchatka – Aleution arc lavas // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 224. P. 275–293. DOI: 10.1016/j.epsl.2004.05.030
 37. Obzhairov A., Shakirov R., Salyuk A., Suess E., Biebow N., Salomatin A.. Relations between methane venting, geological structure and seismo-tectonics in the Sea of Okhotsk // Geo-Marine Lett. 2004. V. 24, N 3. P. 135–139. DOI: 10.1007/s00367-004-0175-0
 38. Propp L.N., Obzhairov A.I., Propp M.V. Gas anomalies and hydrochemical anomalies in bottom water in an area of volcanic activity (Bay of Plenty, New Zealand) // Oceanology. 1992. V. 32, N 4. P. 463–468. DOI: 10.1594/PANGAEA.759281
 39. Shervais I.W. Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth. Planet. Sci. Lett. 1982. V. 59, N 1. P. 101–118. DOI: 0012-821 X/82/0000-0000/\$02.75
 40. Thompson R.N. Dispatches from Tertiary volcanic province // Scot. J. Geol. 1982. V. 18. P. 49–107.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

после доработки 29.06. 2019 г.

принята к печати 13.11.2019 г.

A.I. Obzhairov, T.A. Emelyanova, Yu. A. Telegin, R.B. Shakirov

Gas flows in the Sea of Okhotsk as a result of active Cretaceous-Cenozoic tectonomagmatic activity in the Sea of Okhotsk region

The paper presents a model of geological evolution of the Sea of Okhotsk which is based on the studies made of the radioisotope age, mineral and isotope-geochemical composition of the Late Mesozoic-Cenozoic volcanic rocks. A probable interaction between volcanic processes in the Sea of Okhotsk and gas geochemical manifestations of the gas flows with anomalous concentrations of methane, gas hydrate and formation of different geological structures of the rock basement and sedimentary deposits of the Sea of Okhotsk with the fault zones, pork marks, landslides and episodes of earthquakes is discussed. As a result of the studies made, the nature of each volcanic stage has been determined. These are the Late Cretaceous continental-marginal belt stage (alkali-calcic), the Eocene transform-marginal (adakite) stage, and the Pliocene-Pleistocene island arc stage in the southern part of the Sea of the Okhotsk region. Sources of magma generation have been recognized, namely, the lithosphere subcontinental, asthenosphere oceanic, and plume-oceanic (OIB). The change in the geodynamic regimes was traced from the Late Cretaceous subduction regime to the Maastrichtian–Danian transform-marginal which continued as far as Pliocene and was completed by the resumption of the Pliocene – Pleistocene subduction of the Pacific Plate under the Eurasian continent. It included the processes of destruction of the subduction plate, lithosphere and asthenosphere diapirism, and lower mantle plume upwelling. In the periods of geodynamic, seismo-tectonic and volcanic activity together with the raising of different volcanic substrates from the upper and lower mantle gas migrated along the fault zones from depth to the surface. The gas contained CO₂, CH₄, H₂, He, N₂, O₂ and superheated steam. Gas played an important dynamic and physico-chemical role in the development of the Sea of Okhotsk. At the present stage, gas flows from the depths to the surface manifest themselves like gas bubble from the bottom sediments into water and some part of the gas penetrates to atmosphere. In the areas with gas fluxes, fields including anomalous concentrations of hydrocarbon, gas-hydrate, carbon-dioxide gas, carbon, and helium result in the formation of gas hydrate and associations of authigenic minerals and various geochemical elements.

Key words: volcanism, fluxes of gas, gas hydrate, subduction, sources of mantle, asthenosphere, Pacific superplume, Sea of Okhotsk.