

УДК 551.21(265.53+265.54)

## ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ЭТАПЫ ВУЛКАНИЗМА И ГЕОДИНАМИКА ЯПОНСКОГО И ОХОТСКОГО МОРЕЙ

© 2020 г. Т. А. Емельянова<sup>а, \*</sup>, А. М. Петрищевский<sup>б</sup>, Л. А. Изосов<sup>а</sup>, Н. С. Ли<sup>а</sup>, А. А. Пугачев<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

<sup>б</sup>Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, Биробиджан, Россия

\*e-mail: emelyanova@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 13.09.2019 г.

После доработки 30.01.2020 г.

Принята к публикации 06.02.2020 г.

Приводится модель геологического развития Японского и Охотского морей, разработанная на основе изучения радиоизотопного возраста, минерального и изотопно-геохимического состава позднемезозойско-кайнозойских вулканических пород. 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, окраинно-морской в миоцене–плиоцене в Японском море (щелочно-базальтоидный) и островодужный (известково-щелочной) в плиоцене–плейстоцене в южной части Охотского моря. Установлены источники магмогенерации: литосферный субконтинентальный, астеносферный океанический, нижнемантийный плюм-океанический (ОІВ) и плюм-континентальный (САВ). Прослежена смена геодинамических режимов: от субдукционного в позднем мелу до режима трансформной окраины (скольжения плит), проявившегося в маастрихте–дате и продлившегося вплоть до плиоцена. Последний включал процессы деструкции и растяжения, максимальный окраинно-морской спрединг (конец раннего–начало среднего миоцена), постспрединговый нижнемантийный плюмовый апвеллинг (средний миоцен–плиоцен) и завершился в плиоцене–плейстоцене возобновлением субдукции Тихоокеанской плиты под Евразийский континент.

*Ключевые слова:* вулканизм, геохимия, субдукция, окраинно-морской спрединг, мантийные источники, литосфера, астеносфера, суперплюм

DOI: 10.31857/S0869590320050027

### ВВЕДЕНИЕ

Проблема происхождения окраинных морей зоны перехода континент–океан остается актуальной до настоящего времени. Накоплен большой материал по результатам геологических, геофизических и других исследований, в том числе и по вулканизму, который играет одну из главных ролей в установлении глубинных механизмов формирования морских котловин. За долгий период существования этой проблемы появилось множество точек зрения. И только развитие концепций плейттектоники и плюмтектоники во многом приблизило понимание наиболее полной картины формирования окраинных морей. В настоящее время установлено, что литосфера Земли разделена на семь крупных плит, которые перемещаются относительно друг друга по пластичному астеносферному слою вдоль дивергентных и конвергентных границ (Коваленко и др., 2009; Кузьмин и др., 2011 и др.). В пределах первых происходит расхождение плит (срединно-океанические хребты), в пределах вторых – их сближение, что в зоне перехода перио-

дически провоцирует процессы субдукции океанической плиты под континентальную и задуговой спрединг. Основным механизмом движения плит являются восходящие суперплюмы – Тихоокеанский и Африканский или их апофизы (вторичные плюмы).

С помощью современных методов и подходов к интерпретации полученных данных по радиоизотопному возрасту и изотопно-геохимическому составу вулканических пород были установлены особенности каждого из этапов вулканизма, проявленных в процессе развития Японского и Охотского морей с позднего мезозоя до плейстоцена (и голоцена).

### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для петролого-геохимических исследований использован обширный фактический материал, полученный в результате драгирования возвышенностей и вулканических построек Японского и Охотского морей в 22, 41 и 52 рейсах НИС “Ака-

демик Лаврентьев” в 1998, 2006 и 2010 гг. Дополнительному изучению подверглись также коллекционные образцы институтов ДВО РАН – ИМГиГ (г. Южно-Сахалинск) и ТОИ (г. Владивосток), отобранные со станций и полигонов драгирования в 22-х рейсах научно-исследовательских судов в 70–80-е годы (рис. 1а, 1б).

Изучение прозрачных шлифов проводилось с использованием поляризационного микроскопа. Химические анализы на петрогенные элементы производились методом “мокрой химии” в Центральной лаборатории ПГО (г. Владивосток); определение редких (в том числе редкоземельных) элементов проводилось методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP-MS Elan DRC II Perkin Elmer (США) в инновационно-аналитическом центре ИТиГ ДВО РАН (г. Хабаровск), на спектрометре Agilent 7500 (Agilent Technologies, США) в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). В этом же центре на микрозонде JXA-8100 производился анализ химического состава минералов разновозрастных вулканитов исследуемых регионов.

Радиоизотопный возраст вулканических пород был установлен К-Аг методом в ИГЕМ РАН (г. Москва). Определение содержания радиогенного аргона проводилось на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера  $^{38}\text{Ar}$ ; содержание калия измерялось методом плазменной спектрофотометрии на модернизированном спектрометре ФПА-01. Точность измерений контролировалась 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. %.

Исследования изотопов Nd и Sr проводились на масс-спектрометре TRITON в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии в ИГЕМ РАН и лаборатории аналитической химии ГЕОХИ РАН (г. Москва). Концентрации Rb, Sr, Sm, Nd определялись методом изотопного разбавления. Образцы вулканитов растирались до тонкой пудры, к ним добавлялись трассеры  $^{85}\text{Rb} + ^{84}\text{Sr}$  и  $^{149}\text{Sm} + ^{150}\text{Nd}$ , затем эта смесь разлагалась в  $\text{HF} + \text{HNO}_3$ . Выделение Rb, Sr и редкоземельных элементов проводилось методом ионообменной хроматографии на фторопластовых колонках с 3.5 мл смолы Dowel  $50 \times 8$ . В качестве элюента использовалась 2.2 Н HCl. Выделение Nd и Sm производилось на колонках Eichrom Ln. spcs со ступенчатым элюированием 0.15 Н, 0.30 Н и 0.70 Н HCl. Долговременная воспроизводимость изотопного анализа контролировалась по международным стандартам SRM-987 – для Sr и La и Jolla – для Nd. Модельный возраст (Т(DM2)) был рассчитан относительно мантийного резервуа-

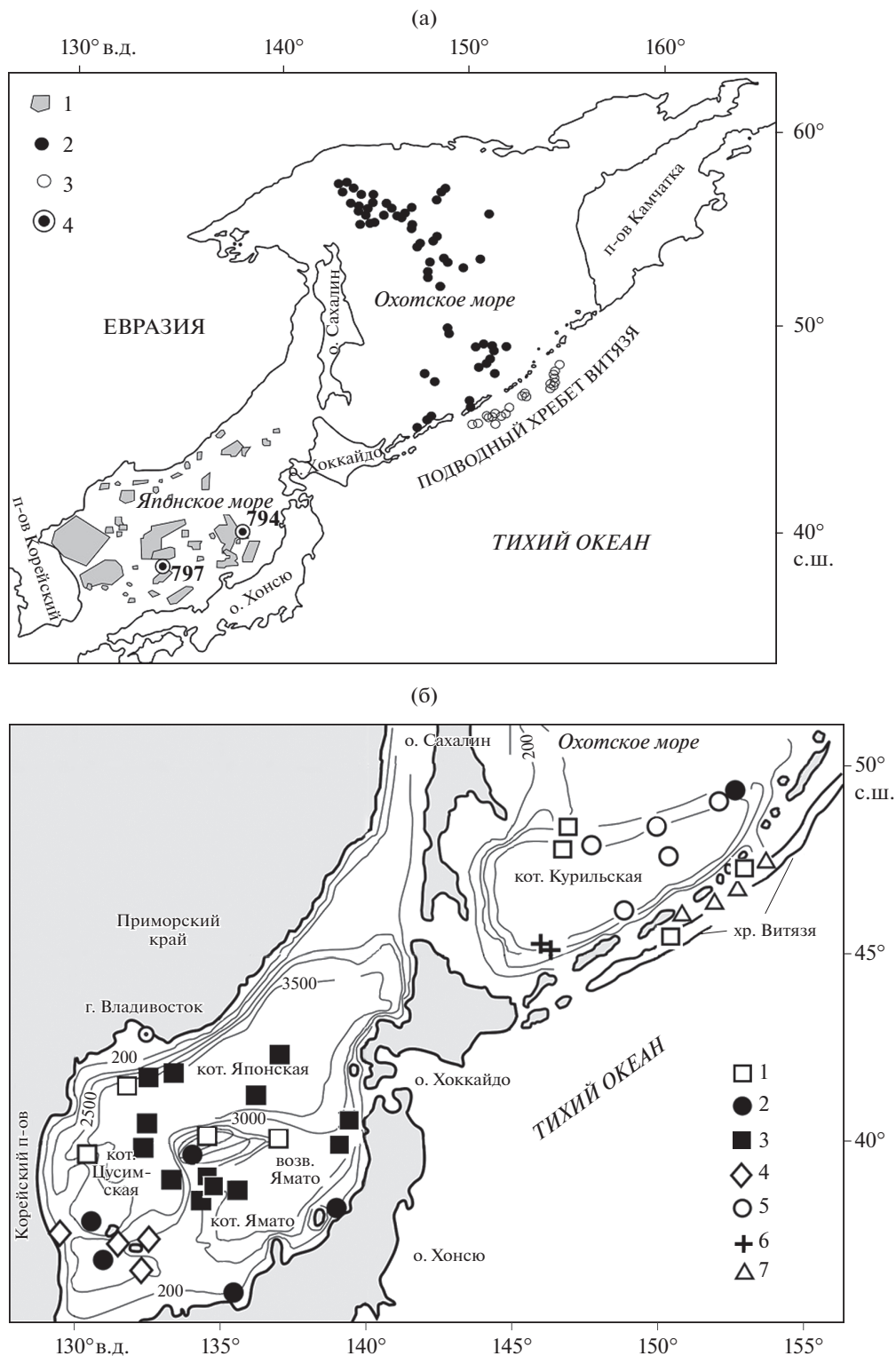
ра с современным составом  $\epsilon_{\text{Nd}} = +9$  и  $\text{Sm}/\text{Nd} = 0.350$ .

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБСУЖДЕНИЯ

Японское и Охотское моря характеризуются как общими, так и отличительными чертами геоморфологического строения, строения земной коры, состава фундамента, осадочного чехла, а также геохимической спецификой вулканизма. Площадь Японского моря составляет 1062 тыс. км<sup>2</sup> (Geology ..., 1996; Геология ..., 2006 и др.), более половины занимают глубоководные котловины – Ямато, Цусимская и Японская (глубиной до 3742 м), которые имеют природу задуговых бассейнов. Охотское море площадью 1603.2 тыс. км<sup>2</sup> (Атлас ..., 2004 и др.) представлено, главным образом, глубоким шельфом – раздробленной ступенью континентального склона. Шельф включает пять крупных возвышенностей и котловины – Дерюгина, Тинро и Курильскую. Последняя (глубиной до 3374 м) как задуговой бассейн сопоставима с котловинами Японского моря.

В Японском море преобладает субконтинентальный и субокеанический тип земной коры, в Охотском море – континентальный и субконтинентальный. На северо-востоке Японской (Центральной) котловины и юго-западе Курильской котловины кора соответствует новообразованной океанической (Карп, 2002; Тектоническое ..., 2006; Кулинич и др., 2007 и др.). Повышенный тепловой поток в Японском и Охотском морях приурочен к участкам редуцированной континентальной или новообразованной океанической коры и свидетельствует о современной тектономагматической активности (Тектоническое ..., 2006).

Фундаментом Японского моря служит архейско-протерозойский гнейсово-мигматитовый комплекс калиевой специализации, а также среднепротерозойско-мезозойские гранитоиды и среднепалеозойско-мезозойские осадочные породы (Берсенов и др., 1987; Geology ..., 1996; Геология ..., 2006 и др.). Фундамент Охотского моря слагают гнейсы и кристаллические сланцы докембрийских массивов Северного Приохотья (СП), а также мезозойские гранитоидные и осадочные породы (Тектоническое ..., 2006 и др.). В процессе развития Японского моря наблюдалась многократная смена субаэральных и морских обстановок, и лишь в среднем миоцене произошло полное погружение структуры под уровень моря. В позднем мезозое – раннем кайнозое большая часть Охотского моря представляла собой сушу, в позднем олигоцене – миоцене под уровень моря погрузились участки по периферии акватории, а в плиоцене – плейстоцене – вся центральная область.



**Рис. 1.** (а) Карта-схема Японского и Охотского морей: 1 – полигоны (Берсенеv и др., 1987) и 2, 3 – станции драгирования вулканических пород (Емельянова, 2006; Емельянова и др., 2012); 4 – скважины глубоководного бурения по (Геология ..., 2006). (б) Карта-схема котловин с местами выходов позднекайнозойских вулканических пород (Емельянова, Леликов, 2013): позднеолигоцен-раннемиоценовых андезитовидов (1) и щелочных вулканокластитов (2); среднемиоцен-плиоценовых окраинно-морских (3) и плиоцен-голоценовых щелочных (4) базальтоидов; плиоцен-плейстоценовых вулканитов Курильской котловины (5), хребта Гидрографов (6) и хребта Витязя (7).

В Японском и Охотском морях установлены две крупные фазы тектономагматической активизации — позднемезозойская—раннекайнозойская и позднекайнозойская. Первая фаза проявлена в основном в Охотском море, вторая — в Японском море и на юге Охотского.

#### *Позднемезозойско-раннекайнозойский вулканизм*

В Охотском море он представлен нижеперечисленными комплексами (Emel'yanova et al., 2006; Емельянова, Леликов, 2010, 2016 и др.). *Раннемеловой базальт-андезитовый комплекс* (130–96 млн лет) образует ряд базальты—андезидациты, преобладают амфибол-клинопироксен-плагиоклазовые андезибазальты и андезиты; *позднемеловой дацит-риолитовый комплекс* (93.4–69.0 млн лет) представлен амфибол-двупироксен-плагиоклазовыми андезитами и андезидацитами, реже дацитами, риолитами и их туфами; *эоценовый комплекс* (51.0–37.2 млн лет) формирует ряд базальты—риолиты, преобладают амфибол-двупироксен-плагиоклазовые андезибазальты и андезиты. В Японском море установлен *позднемеловой игнимбритовый комплекс* (95.9–71.8 млн лет), представленный андезитами, дацитами, риолитами и их туфами (Берснев и др., 1987; Емельянова, Леликов, 2010, 2016 и др.).

В большинстве своем вулканы выше указанных комплексов относятся к высокоглиноземистым высококальциевым образованиям известково-щелочной серии активных континентальных окраин (АМСВ) (Емельянова, Леликов, 2016; Emel'yanova et al., 2006 и др.). На многокомпонентных диаграммах редких и распределения редкоземельных элементов (REE), нормированных к хондритовому стандарту по (Thompson, 1982) и по (Anders, Grevesse, 1989) соответственно, в спектрах наблюдаются максимумы по крупноионным литофильным элементам (LILE) и минимумы по большинству высокозарядных элементов (HFSE), в том числе Ta-Nb отрицательная аномалия, характерная для пород надсубдукционных обстановок. Легкие редкоземельные элементы (LREE) преобладают над тяжелыми (HREE), что подтверждается повышенными значениями  $(La/Sm)_N$  и  $(La/Yb)_N$  отношений (Емельянова, Леликов, 2016).

Источником магмогенерации для позднемезозойско-раннекайнозойских вулканизов Охотского и Японского морей служила субконтинентальная литосферная мантия ( $La/Nb > 2-4$ ), представленная шпинелевыми перидотитами (рис. 2а). Роль граната в мантийном резервуаре позднемеловых вулканизов была незначительна, что подтверждается недостаточно высокими значениями отношений  $(La/Yb)_N$  5.26–11.56 и  $(Gd/Yb)_N$  1.11–2.98. Лишь в эоценовых андезитоидах эти показатели повышены:  $(Gd/Yb)_N$  до 3.53 и  $(La/Yb)_N$  до 7.32–14.57, что указывает на наличие граната в источ-

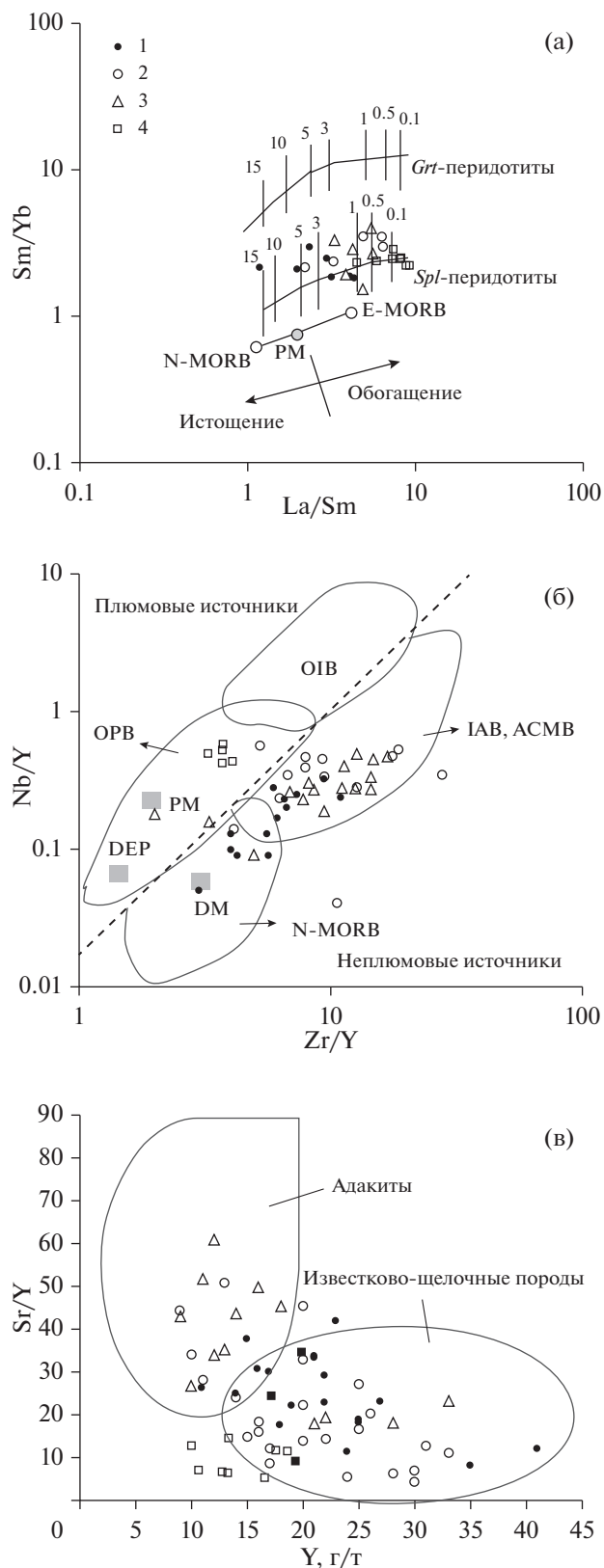
нике. На диаграмме  $(Zr/Y)-(Nb/Y)$  большинство позднемезозойско-раннекайнозойских вулканизов располагается в области неплюмовых источников — АСМВ, IAB (рис. 2б). Степень частичного плавления источника описываемых пород находится на низком уровне (0.1–5%), что может указывать на изначальное обогащение магматических расплавов по сравнению с базальтовыми магмами срединно-океанических хребтов — N-MORB (Емельянова, Леликов, 2016). В позднем мелу в условиях субдукции обогащенность источника была обусловлена метасоматическими преобразованиями мантийного клина водными флюидами, отделившимися от субдуктирующей океанической плиты (слэба) при дегидратации осадочного слоя. Роль флюидов определяется значениями отношений Nb/Ta и Zr/Hf. Для хондрита они составляют Nb/Ta = 17.6 и Zr/Hf = 35–37 (Kent, Elliot, 2002). При плавлении в открытой системе и наличии флюидов температура фракционирования Ta в расплаве в два раза ниже, чем Nb (Чевычелов и др., 2005). Это обуславливает значительные вариации Nb/Ta в породах геодинамических обстановок АМСВ и IAB. В закрытом источнике Ta и Nb переходят в расплав при одинаковой температуре, значения Nb/Ta варьируют в узком диапазоне (15–19) (Kamber, Collerson, 2000). Позднемезозойско-раннекайнозойские вулканизы описываемых морей характеризуются более низкими значениями Nb/Ta по сравнению с хондритовыми и повышением значений Nb/Ta от толеитовых к известково-щелочным разностям (Емельянова, Леликов, 2016). Эти свойства указывают на метасоматоз надсубдукционного клина водными флюидами, которые обогащены LREE и LILE: K, Rb, Sr, Ba и др. и обеднены HREE и HFSE: Ta, Nb, Zr, Hf и Ti, что типично для пород надсубдукционных обстановок. Большинство этих свойств обладают и описываемые вулканизы, которые все же отличаются от островодужных образований более низким содержанием CaO и более высоким — K<sub>2</sub>O. В Охотском море наблюдается обогащенность пород Ti и Zr, а в Японском море — обедненность Sr, в то время как для островодужных магм характерны прямо противоположные концентрации этих элементов.

Среди позднемезозойско-раннекайнозойских пород выделяются эоценовые вулканизы Охотского моря с адакитоподобными свойствами (Емельянова, Леликов, 2016), близкими таковым в типичных адакитах по (Defant, Drummond, 1993). Эти породы с SiO<sub>2</sub> 56.48–65.68 мас. % обладают повышенной концентрацией Sr (до 800 г/т), низкой — Y (9.45–14.0 г/т) и повышенными значениями Sr/Y 50–61 (в типичных адакитах ≥40). На диаграмме Y—(Sr/Y) большинство точек их состава располагается в поле адакитов (рис. 2в). Им также свойственны высокие содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 15.32–18.19 мас. % и MgO 3.96–4.28 мас. %, повы-

шенные 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 адakitах 8–16), а показатели Nb/La (0.24–0.3) аналогичны адакитовым.

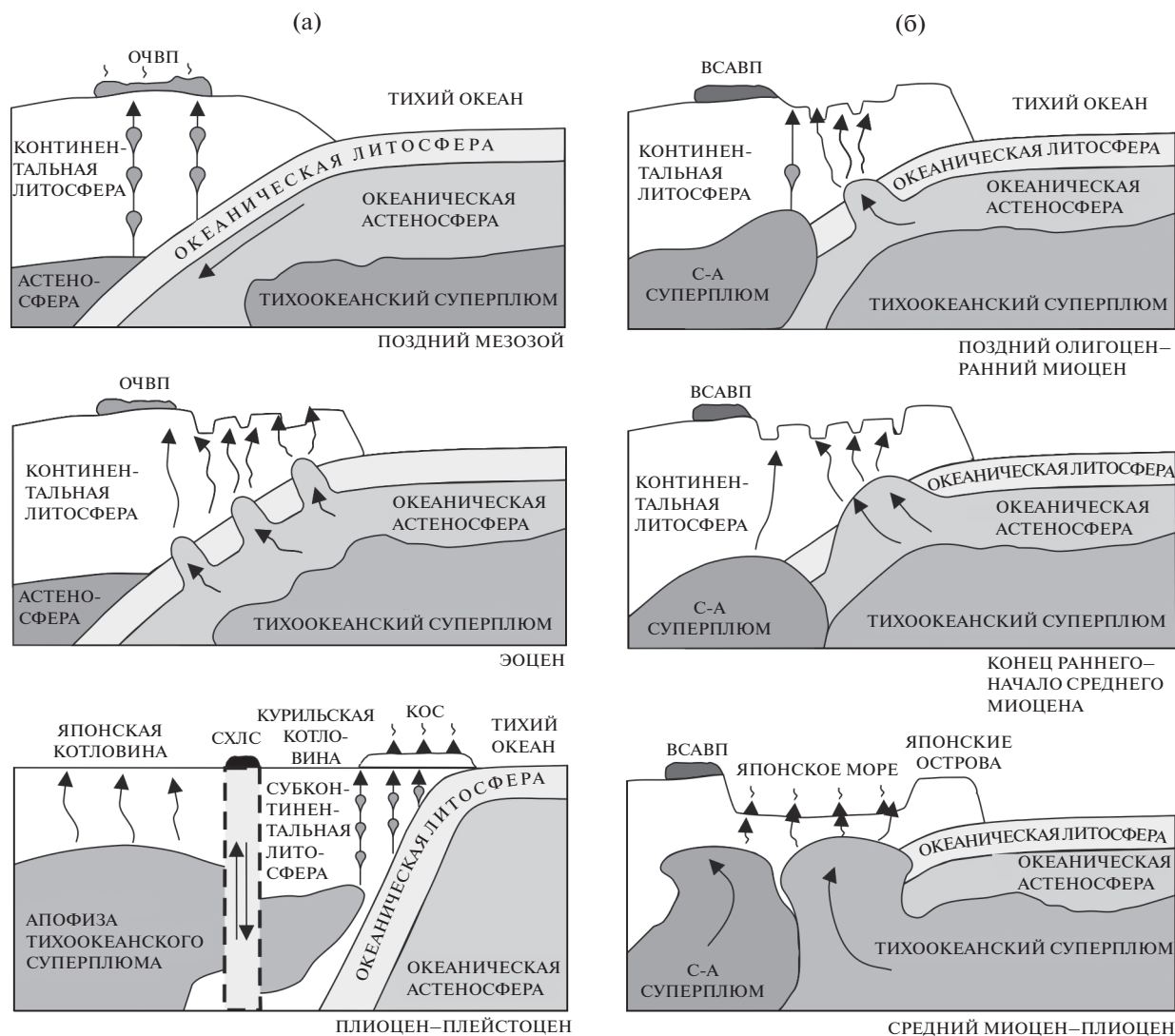
Адакиты установлены также в пределах Восточного Приморья, п-ва Камчатка, на северо-востоке Китая, на о-ве Хонсю в Японии (Симаненко и др., 2006; Авдейко и др., 2011; Колосков и др., 2014; Емельянова, Леликов, 2016 и др.). Адакитовый вулканизм является индикатором режима трансформной окраины, который в маастрихте–дате сменил поздне меловой субдукционный режим и был спровоцирован коллизией Индийской плиты с Евразийским континентом (Мартынов, Ханчук, 2013 и др.). В результате субдукционная пластина была разрушена, и через субдукционные “окна” в субконтинентальную литосферу стала проникать астеносферная мантия океана.

Для подъема астеносферы необходимо дополнительное тепло, поскольку на северо-западе Тихого океана литосфера древняя (93 млн лет) и достаточно мощная (Авдейко и др., 2011). Тепло обеспечивалось подъемом и распространением в сторону континента Тихоокеанского суперплюма, как показано на рис. 3а (поздний мезозой и эоцен). Движение астеносферной мантии океана в сторону Охотоморского региона, а затем подъем ее апофизы в центральной его части подтверждается геофизическими данными. На западе Тихого океана изолинии магнитуд ориентированы в северо-западном направлении, что соответствует СВ- или ЮЗ-вектору тектонических напряжений. Положение осей линейных зон повышенной сейсмичности на западной границе Тихоокеанской плиты также характеризуется направленным смещением под Охотоморскую плиту (Петрищевский, 2016). В Охотоморской области распределение магнитуд имеет изометричный характер, указывающий на наличие структуры центрального типа. Реологическая модель и 3D-модель распределения температуры до глубины 200 км подтвердили существование такой структуры под Охотским морем (Петрищевский, 2016; Петрищевский, Ва-



**Рис. 2.** Диаграммы  $(Sm/Yb)-(La/Sm)$  (а) (Школьник и др., 2009);  $(Zr/Y)-(Nb/Y)$  (б) (Condie, 2003);  $Y-(Sr/Y)$  (в) (Defant, Drummond, 1993) для поздне мезозойско-раннекайнозойских вулканитов Охотского моря.

1 – раннемеловых, 2 – поздне меловых, 3 – эоценовых и 4 – поздне меловых Японского моря. На диаграмме (а) вертикальные линии – степень частичного плавления источника; на диаграммах (а) и (б) геодинамические обстановки: OIB – океанических островов; IAB, ACMB – островных дуг и активных континентальных окраин; N-MORB – срединно-океанических хребтов; OPB – океанических плато; мантийные источники: PM – примитивная мантия, DM – деплетированная мантия, DEP – глубинная деплетированная мантия.



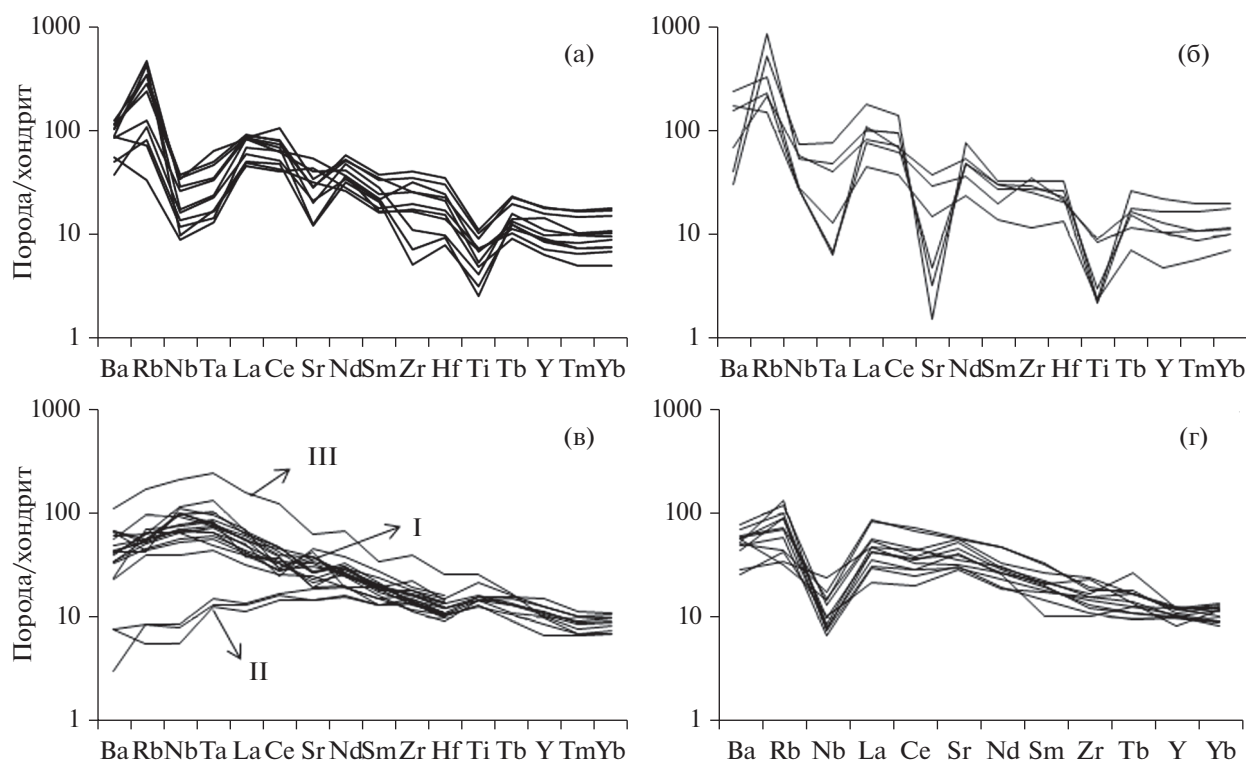
**Рис. 3.** Позднемезозойско-кайнозойские этапы эволюции Охотского (а) и Японского (б) морей. ОЧВП и ВСАВП – Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэ-Алинский вулканические пояса соответственно, СХЛС – Сахалинско-Хоккайдская линейная и КОС – Курильская островная системы; С-А – Северо-Азиатский суперплюм.

сильева, 2017). Возникновение ее связано с подъемом мантийного плюма, голова которого имеет грибовидную форму, а центральный ствол простирается в мантию ниже глубины 200 км. Изотерма 1200°C, отождествляемая с подошвой литосферы, в центре плюма располагается на глубине 70 км.

*Позднекайнозойский вулканизм*

Этапы этой фазы тектономагматической активности наиболее информативны в плане выявления геодинамики Японского и Охотского морей. Места обнаружения позднекайнозойских вулканитов указаны на рис. 1б. В Японском море данные породы образуют несколько нижеописанных

комплексов (Берсенеv и др., 1987; Емельянова, Леликов, 2010, 2013, 2014 и др.). *Позднеолигоцен-раннемиоценовые комплексы* известково-щелочных андезитоидов и щелочных вулканокластитов сформировались почти одновременно в интервалах 27.0–19.7 и 26.0–15.4 млн лет соответственно. Андезитоиды представлены в основном оливин-клинопироксен-плаггиоклазовыми андезибазальтами и двупироксен-плаггиоклазовыми андезитами, вулканокластиты – спекшимися туфами и игнибритами трахириолитов и трахиандезитов (Леликов, Терехов, 1982; Берсенеv и др., 1987; Емельянова, Леликов, 2010 и др.). *Среднемиоцен-плиоценовый комплекс* (14.7–4.5 млн лет) представлен преимущественно оливин-плаггиоклазовыми и плаггио-



**Рис. 4.** Многокомпонентные диаграммы редких элементов для позднекайнозойских вулканитов Японского моря: позднеолигоцен-раннемиоценовых андезитоидов (а) и вулканокластитов (б); миоцен-плиоценовых базальтоидов (в): I – среднемиоцен-плиоценовых окраинно-морских (ОИВ) и II – деплетированных N-MORB скв. 794, III – плиоцен-голоценовых щелочных базальтоидов; плиоцен-плейстоценовых вулканитов Курильской котловины (г).

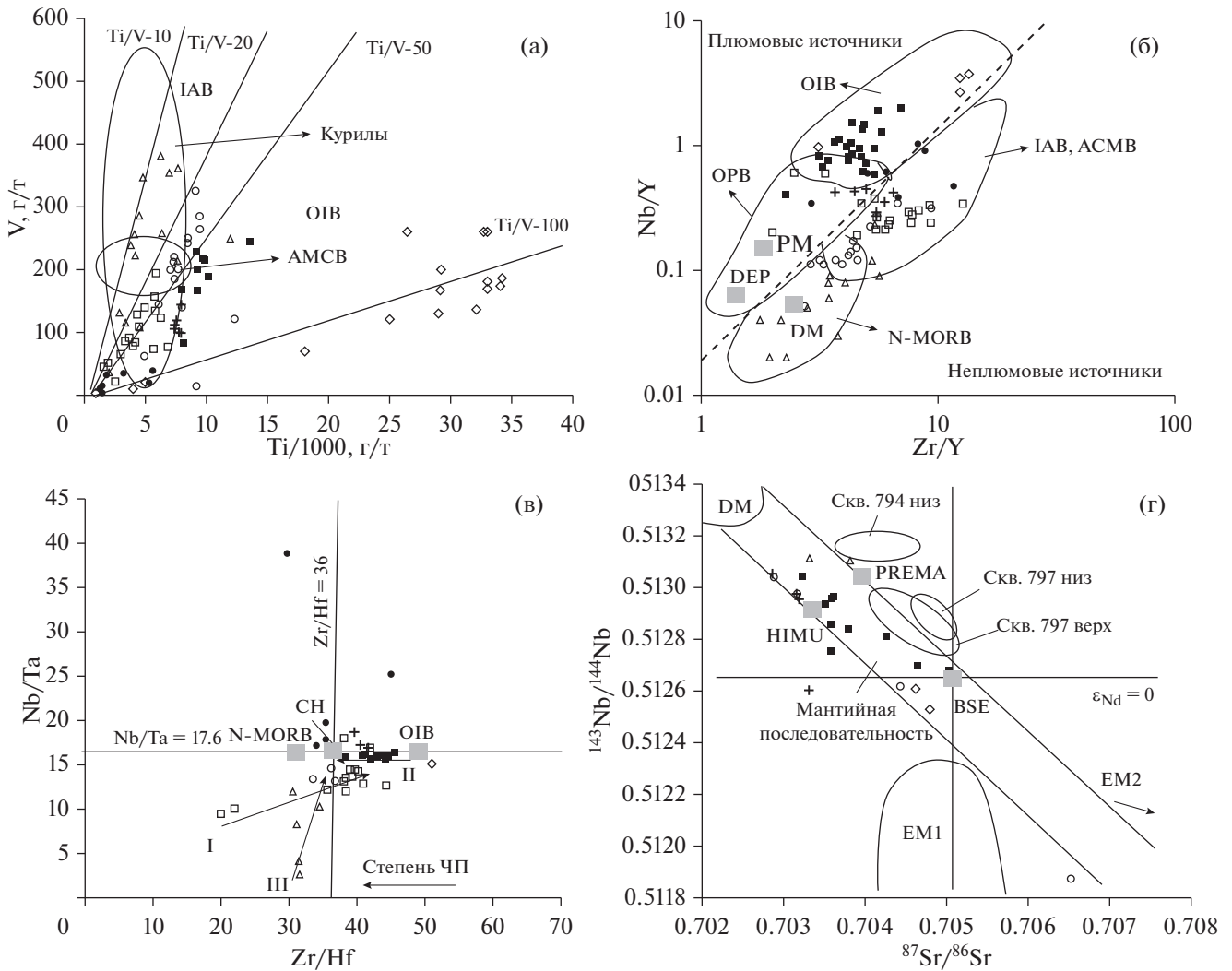
клавовыми окраинно-морскими базальтоидами (Берсенов и др., 1987; Емельянова, Леликов, 2010, 2013, 2014 и др.). Первые состоят из плагиоклаза, оливина, шпинели и вулканического стекла, вторые – в основном из плагиоклаза и вулканического стекла, иногда присутствуют оливин, хромистый клинопироксен и хромшпинелиды. *Плиоцен-голоценовый комплекс* щелочных базальтоидов (3.4–2.3 млн лет) развит на юго-западе Японского моря и представлен рядом пикробазальты–щелочные трахиты. В трахибазальтах присутствует нефелин, в трахитах – санидин.

Позднекайнозойские вулканиты в Охотском море представлены, главным образом, *плиоцен-плейстоценовым комплексом* (4.1–0.932 млн лет), развитым по периферии Курильской котловины и в пределах подводного хребта Витязя (рис. 16). Породы формируют ряд базальты–андезидациты, преобладают амфибол-двупироксен-плагиоклазовые андезибазальты и андезиты (Emel'yanova et al., 2006; Емельянова, Леликов, 2010, 2013, 2014). Однако на юго-западе котловины в пределах хребта Гидрографов установлены более щелочные разновидности – трахиандезибазальты и трахиандезиты (рис. 16).

Позднеолигоцен-раннемиоценовые известково-щелочные андезитоиды Японского моря с

SiO<sub>2</sub> 50.48–68.32 мас. % характеризуются повышенными содержаниями (мас. %): суммы щелочей (3.51–6.55), K<sub>2</sub>O (до 2.66), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Rb и Ba, пониженными (г/т) – Ti, Hf и Y и низкими – элементами группы Fe. На многокомпонентной диаграмме тренд нормированных концентраций редких элементов для андезитоидов обнаруживает Ta-Nb отрицательную аномалию и знакопеременные Sr- и Zr-аномалии (рис. 4а). Тренд распределения редкоземельных элементов демонстрирует преобладание LREE над HREE. Значения (La/Sm)<sub>N</sub> и (La/Yb)<sub>N</sub> повышены и составляют 2.39–3.83 и 5.08–10.13 соответственно. На дискриминантной диаграмме Ti–V фигуративные точки андезитоидов располагаются в области АМСВ (рис. 5а).

Позднеолигоцен-раннемиоценовые щелочные вулканокластиты Японского моря по кремнекислотности относятся к средним или кислым разновидностям пород (мас. %) и характеризуются повышенной суммарной щелочностью (6.62–11.50) и калиестью (K<sub>2</sub>O 3.78–7.04), а также пониженными содержаниями CaO, TiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и низкими – элементами группы Fe (г/т) – Cr, Ni, Co и V. Концентрации Rb, Ba и Zr повышены, а Sr – понижена, особенно в трахириолитовых разновидностях пород. Многокомпонентные диаграммы редких элементов



**Рис. 5.** Диаграммы Ti–V (a) (Shervais, 1982), (Zr/Y)–(Nb/Y) (б) (Condie, 2003), (Zr/Hf)–(Nb/Ta) (в) (Munker et al., 2004),  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})-(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$  (г) для позднекайнозойских вулканитов.

Источники: DM – деплетированная мантия, PREMA – преобладающая мантия, HIMU – обогащенная U мантия, BSE – валовый состав Земли, CH – состав хондрита, ЧП – степень частичного плавления источника. Остальные условные обозначения на рис. 16.

(рис. 4б) и распределения REE демонстрируют отрицательные Sr-, Ti-, Ta-Nb-, Y- и Eu-аномалии. Легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми. Значения  $(\text{La}/\text{Sm})_N$  и  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  составляют 2.27–4.06 и 4.61–9.79 соответственно.

В позднем олигоцене–раннем миоцене в Японском море источником магмогенерации служила субконтинентальная литосферная мантия, что подтверждается значениями La/Nb (2–4) в андезитовых и вулканокластических трахитовых породах. При этом последние, характеризуясь более высокими концентрациями Zr и Nb и более низкой – Y, по сравнению с андезитоидами, на диаграмме (Zr/Y)–(Nb/Y) тяготеют к области OIB, что подтверждает наличие в них

внутриплитных (WPB) “меток” (рис. 5б). Андезитоиды на этой диаграмме попадают в область AMCB, тем самым подчеркивая свой известково-щелочной состав. Обогащение известково-щелочных (андезитовых) и кислых щелочных магматических расплавов осуществлялось под воздействием разных процессов. В случае андезитоидов причиной обогащения стал метасоматоз надсубдукционного мантийного клина водными флюидами. К позднему олигоцену–раннему миоцену субдукционная плита уже была разрушена деструктивными процессами режима трансформной окраины (Акинин, Миллер, 2011; Мартынов, Ханчук, 2013 и др.) и представляла собой разрозненные фрагменты (рис. 3б, поздний олигоцен–ранний миоцен). Однако на обогащенные известково-щелочных расплавов флюидами



в центральной части Японского моря указывают Nb/Ta и Zr/Hf отношения. Их значения ниже хондритовых и варьируют от толеитовых к известково-щелочным разностям — от 9.38 до 17.88 и от 20.06 до 44.45 соответственно (рис. 5в), что характерно для обстановок АМСВ и IAB по (Kent, Elliot, 2002; Munker et al., 2004 и др.).

Обладая более высокими величинами отношений Nb/Ta по сравнению с хондритовыми, вулканокластические трахитоидные породы юго-западной части Японского моря на диаграмме (Zr/Hf)–(Nb/Ta) занимают область выше линии Nb/Ta = 17.6 (рис. 5в). Некоторые образцы располагаются вблизи линии Nb/Ta = 17.6 и характеризуются почти одинаковыми значениями Nb/Ta 17–19, свойственными породам, генезис которых связан с континентальным внутриплитным источником (Kamber, Collerson, 2000). Характер распределения редких элементов также вполне сопоставим с таковым в породах щелочно-риолитовой и щелочно-трахитовой формаций континентального плюмового вулканизма по (Лазаренков, 2010). Присутствие WPB в позднеолигоцен-раннемиоценовых вулканокластических породах (наряду с известково-щелочными) является одним из первых доказательств в пользу наличия закрытого (плюмового) резервуара под южной частью Японского моря. Этим резервуаром, вероятнее всего, являлась апофиза Северо-Азиатского суперплюма, расположенного к западу от Японского моря (рис. 3б, поздний олигоцен–ранний миоцен). Подъем и плавление этой апофизы в плиоцен–голоцене приведет к вспышке щелочно-базальтоидного вулканизма с наиболее ярко проявленными WPB чертами (см. плиоцен-голоценовые щелочные базальтоиды юго-запада Японского моря).

Конец раннего миоцена в Японском море ознаменовался проявлением базальтового вулканизма, продукты которого обнаружены в скважине 794 в котловине Ямато (Poucllet, Bellon, 1992; Филатова, 2004) (рис. 1а). Это самые деплетированные вулканические породы, известные на данный момент в Японском море, которые характеризуются одинаковым набором (и концентрацией) редких элементов с толеитовыми базальтами срединно-океанических хребтов — N-MORB (рис. 4в–I). На диаграмме ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )–( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ) их фигуративные точки образуют ореол вблизи деплетированного источника — DM (рис. 5г). Формирование данных пород происходило в период максимального окраинно-морского спрединга в конце раннего–начале среднего миоцена около 15 млн лет (рис. 3б, конец раннего–начало среднего миоцена).

В постспрединговый период в среднем миоцене–плиоцене в котловинах Японского моря проявлена мощная вспышка вулканизма, продуктами которого стали OM базальтоиды. Они являются производными обогащенного (плюмового) источ-

ника, о чем свидетельствует их изотопно-геохимический состав. Базальтовые разности характеризуются (мас. %): повышенной суммой щелочей 4.34–6.83 и  $\text{K}_2\text{O}$  до 2.40, умеренно повышенными содержаниями  $\text{Al}_2\text{O}_3$  13–17 и  $\text{CaO}$  8.42–11.87 и повышенными —  $\text{TiO}_2$  1.60–2.47,  $\Sigma\text{Fe}$  6.81–8.10 и  $\text{MgO}$  4.82–8.10. В них также отмечаются высокие концентрации (г/т): Zr 150–220, Nb 25–56, Ta 1.15–2.67, Cr 190–470, Ni 42–100 и V 190–300, средние или повышенные — Rb 20–76, Sr 300–540 и Ba 160–480. На многокомпонентных диаграммах редких элементов и распределения REE наблюдаются положительные Ta-Nb-, Ti- и Zr- и отрицательные Sr- и Eu-аномалии (рис. 4в–II). Спектр REE резко фракционирован с преобладанием LREE относительно HREE. Значения  $(\text{La}/\text{Sm})_N$  и  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  высокие и составляют 1.90–3.69 и 4.53–7.34 соответственно, а Nb/Yb отношения достигают 22.52. Кислые дифференциаты оливиновых базальтов обладают высокой суммарной щелочностью (7.75–8.56 мас. %) и калиестью ( $\text{K}_2\text{O}$  2.91–4.67 мас. %). В трахитах эти показатели повышаются до 10.71 и 5.47 мас. % соответственно (Берсенева и др., 1987). Концентрации Zr составляют 260–440, достигая в трахитах 510 г/т. Количество  $\text{MgO}$  (мас. %) и элементов группы Fe (г/т) в трахитах по сравнению с базальтами понижаются:  $\text{MgO}$  до 2.11, Sr до 30–32, Ni до 3–14, V до 10–69, а суммарное железо ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) повышается от базальтов к ферробазальтам от 7.65 до 10.45 мас. %. Накопление Fe характерно для феннеровского типа дифференциации толеитовой серии океанов. Химические свойства OM базальтоидов близки таковым в щелочно-базальтоидных вулканиках океанических островов (OIB). Это подтверждается дискриминантной диаграммой Ti–V (рис. 5а), на которой данные породы располагаются в области OIB. Значения Ti/V находятся в пределах 50–100.

Среднемиоцен-плиоценовые окраинно-морские базальтоиды являются производными шпинелевых и гранатовых перидотитов (Емельянова, Леликов, 2013, 2014). На диаграмме (Zr/Y)–(Nb/Y) их фигуративные точки располагаются в поле плюмовых источников, образуя ореол в области OIB (рис. 5б). На OIB природу данных пород указывают Ta-Nb максимум (рис. 4в–II), низкие значения Zr/Nb (4.24–9.47), Y/Nb (0.54–1.74) и LILE/HFSE, повышенные — Nb/Yb (6.12–14.3) и  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  (до 7.35), а также высокие значения Zr/Y (4.32–6.96) и Nb/Y (до 1.99) отношений. Значения La/Nb весьма низкие (0.62–0.88), а Ce/Y колеблются от 1.12 до 2.42. Диаграмма (Zr/Hf)–(Nb/Ta) демонстрирует обратную корреляцию между Nb/Ta и Zr/Hf от щелочных к толеитовым разностям (рис. 5в). Показатели Zr/Hf понижаются с уменьшением щелочности от 45.71 до 38.55, значения Nb/Ta близки к хондритовым и составляют 15.71–

16.26, что соответствует породам геодинамической обстановки OIB по (Kamber, Collerson, 2000).

На диаграмме ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )–( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ) (рис. 5г) точки значений изотопных отношений окраинно-морских базальтоидов располагаются в области, которую ряд исследователей относит к OIB (Tatsumi, 2005; Колосков и др., 2014 и др.). Значения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  составляют 0.5128–0.5130 и 0.7032–0.7035 соответственно. Сравнительный анализ показал различие в составе изотопов Nd и Sr в окраинно-морских базальтоидах и в вулканидах скважин 794 и 797. Наиболее близкими по этим параметрам к окраинно-морским базальтоидам оказались вулканиды скважины 797. Как было сказано выше, к самым деплетированным породам относится часть толеитов нижнего комплекса скважины 794, тяготеющих к деплетированному источнику – DM (рис. 5г).

Описанные химические свойства окраинно-морских базальтоидов позволяют отнести их к производным OIB-типа постспредингового плюмового вулканизма. Генезис этих пород был связан с плавлением апофизы Тихоокеанского суперплюма, максимально поднявшейся к поверхности в районе Японской котловины (Емельянова, Леликов, 2013, 2014) (рис. 3б, средний миоцен–плиоцен). Плавление плюмового источника осуществлялось по типу адиабатического: выплавленная жидкость покидала плавящуюся систему, давление снижалось и процесс плавления возобновлялся (Богаиков и др., 2010). Низкая степень частичного плавления источника (0.1–0.5%) обеспечила обогащенность магматических расплавов легкоплавкими ( $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ) и некогерентными элементами, такими как LILE (Cs, Rb, Sr, Ba и др.), LREE и HFSE (Nb, Ta, Zr, Ti, Hf и др.). С повышением степени частичного плавления происходило насыщение расплавов и когерентными элементами (Cr, Ni, V, Co и др.), которые в большинстве своем все же оставались в рестице. Возможно, в будущем его плавление приведет к формированию в Японском море толеитового основания, аналогичного таковому под океаническими островами. Однако это лишь одна из точек зрения о более раннем генезисе щелочных магм континентов и океанов и “прирастании” толеитового базиса снизу. Согласно другой модели, основанной на первичности толеитовых магм (Keller et al., 2000 и др.), “базальтовым” основанием в Японском море можно считать наиболее деплетированные вулканиды скважины 794 максимального окраинно-морского спрединга. В этом случае слабые известково-щелочные “метки”, характерные для них, отражают специфику вулканизма активной континентальной окраины, которая сочетает в себе черты вулканизма разных геодинамических режимов, в том числе и надсубдукционного.

В плиоцен–голоцене на юго-западе Японского моря была проявлена вспышка щелочно-базальтоидного вулканизма (Берсенева и др., 1987; Емельянова, Леликов, 2010, 2013, 2014 и др.). Продуктами его стали щелочные базальтоиды с  $\text{SiO}_2$  42.39–60.11 мас. %, представленные, главным образом, пикробазальтами, щелочными базальтами и трахитами. Породы обладают высокой суммарной щелочностью (мас. %): в пикробазальтах 3.53–3.94, в щелочных базальтах 6.32–8.64 и трахитах 11.48–12.70; содержание  $\text{K}_2\text{O}$  высокое и составляет (мас. %): в пикробазальтах 1.20–1.69, в щелочных базальтах 2.91–4.80 и в трахитах 6.14–6.60. В сумме щелочей часто  $\text{K}_2\text{O}$  преобладает над  $\text{Na}_2\text{O}$ . Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в пикробазальтах и щелочных базальтах понижено, а в трахитах повышено до 19.03–19.20 мас. %. Породам свойственны высокие концентрации  $\text{TiO}_2$  (1.80–3.30 мас. %), CaO, MgO и  $\Sigma\text{Fe}$ , которые понижаются в трахитовых разностях. В целом породы относятся к высококалийным образованиям щелочной вулканической серии. Им свойственны (г/т): повышенные концентрации Rb, Ba и Sr и высокие Zr 160–360 (в трахитах до 400–660), Nb 32.5–82.8 и Ta до 4.89. На многокомпонентной диаграмме (рис. 4в–III) в спектре редких элементов наблюдаются положительные Ta-Nb-, Zr- и Ti-аномалии, а в спектре распределения REE – преобладание LREE над HREE. Значения  $(\text{La}/\text{Sm})_N$  и  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  высокие и составляют 2.99–5.05 и 22.47–28.80 соответственно. Концентрации LILE, LREE и HFSE в породах вполне сопоставимы с таковыми в щелочных базальтах щелочно-базальтоидной формации континентального плюмового вулканизма по (Лазаренков, 2010; Hess, 1989 и др.). На диаграмме Ti–V щелочные базальтоиды располагаются в области высоких значений Ti/V (>100), превышающих таковые в вулканидах OIB (рис. 5а).

Сравнительный анализ среднемиоцен–плиоценовых окраинно-морских базальтоидов OIB-типа Японского моря и плиоцен–голоценовых щелочных базальтоидов его юго-западной части показал значительные различия в геохимической специфике тех и других пород. Щелочные базальтоиды обладают более высокими значениями отношений:  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  27.86–28.80,  $(\text{La}/\text{Sm})_N$  до 4.56,  $\text{Sm}/\text{Yb}$  1.57–5.50,  $\text{Ce}/\text{Y}$  5.47–6.25,  $\text{Ba}/\text{Y}$  25.21–38.58,  $\text{Zr}/\text{Y}$  12.39–13.58 и  $\text{Nb}/\text{Y}$  1.96–3.73 и более низкими –  $\text{Lu}/\text{Hf}$  до 0.04,  $\text{Zr}/\text{Nb}$  и  $\text{Y}/\text{Nb}$ . Они также характеризуются более низкими значениями  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (0.5125–0.5126) и более высокими –  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.704–0.7047) (рис. 5г). Концентрации элементов группы Fe (Cr, Ni и V) в щелочных базальтоидах и вполне сопоставимы с таковыми в плюмовых континентальных и океанических щелочных базальтах по (Hess, 1989) (г/т): Cr – 160 и 318, Ni – 85 и 110, V – 250 и 290 соответственно.

В то же время по вышеописанным изотопно-геохимическим параметрам щелочные базальтоиды юго-запада Японского моря близки базальтоидам бассейна Сунляо, расположенного к западу от Японского моря (Сахно, 2008). Этот бассейн представляет собой депрессионную структуру, возникшую в позднем кайнозое под влиянием Северо-Азиатского суперплюма (Хомич, Борискина, 2011). Его границы совпадают с установленной в этой области Центрально-Азиатской внутриплитной провинцией (Кузьмин и др., 2011 и др.).

Отличительные черты окраинно-морских и щелочных базальтоидов указывают на разный состав источников и еще раз подчеркивают разные условия их формирования. Хотя те и другие породы имеют внутриплитную (WPB) природу, которая подразумевает участие в магмогенерации выплавок из нижнемантийного плюма, судя по всему, речь идет о двух плюмах различной природы. Согласно большинству геохимических характеристик, установленных для плюмовых вулканитов континентов и океанов (Hess, 1989; Condie, 2003; Tatsumi, 2005; Лазаренков, 2010 и др.), окраинно-морские базальтоиды относятся к плюм-океаническим, а щелочные базальтоиды — к плюм-континентальным вулканическим образованиям и являются производными апофиз Тихоокеанского и Северо-Азиатского суперплюмов соответственно. Наличие “следов” двух разных суперплюмов в пределах Японского моря наводит на мысль об их столкновении, которое привело к разрыву литосферы и формированию морских впадин (рис. 3б, средний миоцен—плиоцен) (Емельянова, Леликов, 2013, 2014, 2016). К этому выводу также подводит и то обстоятельство, что возраст Тихого океана совпадает с возрастом Тихоокеанского суперплюма (150 млн лет) (Кузьмин и др., 2011). В течение всего этого времени данный суперплюм беспрепятственно “двигал” Евразийский континент к западу. Остановить это “движение” могло лишь столкновение с аналогичной по мощности субстанцией, какой является Северо-Азиатский суперплюм.

Однако, согласно другим данным, Северо-Азиатский суперплюм не является структурой первого порядка, а представляет собой одно из звеньев цепочки плюмов, расположенных в зоне трансформного сдвига по линии Танлу—Охотско-Чукотский пояс (Хомич, Петришевский, 2004; Петришевский, Юшманов, 2011 и др.). Возможно, что все они являются апофизами Африканского суперплюма (Кузьмин и др., 2011), по изотопно-геохимической специфике резко отличающегося от Тихоокеанского. В этом случае не исключено, что вся уникальная Западно-Тихоокеанская зона перехода континент—океан сформировалась в результате коллизии двух суперплюмов — Африканского и Тихоокеанского.

На этом эволюция Японского моря, возможно, заканчивается, но на юге Охотского моря в плиоцен—плейстоцене при формировании Курильской котловины установлен другой известково-щелочной тип вулканизма в отличие от плиоцен-голоценового щелочного вулканизма юго-запада Японского моря. Большинство плиоцен-плейстоценовых вулканитов Курильской котловины (Emel'yanova et al., 2006; Емельянова, Леликов, 2010, 2013, 2014 и др.) характеризуются умеренной или повышенной суммарной щелочностью и калиевостью, повышенными содержаниями  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$ , а также Rb, Sr и Ba, умеренно-низкими — Zr и Y и низкими — Nb (2.2–3.50 г/т). На многокомпонентной диаграмме редких элементов в спектре этих пород проявлены отрицательные Nb-, Zr- и Ti-аномалии и положительная — Sr (рис. 4г), что характерно для островодужных пород (IAB). В спектр REE наблюдается преобладание LREE над HREE; значения  $(La/Sm)_N$  составляют 1.65–2.22,  $(La/Yb)_N$  — 3.62–7.04. На дискриминантной диаграмме Ti–V (рис. 5а) точки составов данных пород располагаются в островодужной области в интервале значений Ti/V 20–50.

Трахитоидные породы хребта Гидрографов (рис. 1б) отличаются от большинства вулканитов Курильской котловины более высокой суммарной щелочностью (до 6.79 мас. %) и калиевостью ( $K_2O$  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 редких элементов в их спектре наблюдается Ta-Nb минимум. Однако они обладают более высокими значениями отношений Nb/Yb (4.50–4.90),  $(La/Sm)_N$  1.94–2.51 и  $(La/Yb)_N$  4.56–7.70. Величина отношения Ti/V (50–100) трахитоидных пород Курильской котловины близка таковой в окраинно-морских базальтоидах Японского моря, на диаграмме Ti–V образуют с ними единый ореол (рис. 5а).

Источником магмогенерации для курильских вулканитов служила субконтинентальная литосферная мантия ( $La/Nb > 2–4$ ), представленная шпинелевыми перидотитами. Исключением являются трахитоиды хребта Гидрографов, тяготеющие к тренду проявления гранатовых перидотитов на диаграммах  $(Sm/Yb)–(La/Sm)$  и  $(La/Sm)–(Lu/Hf)$ . Степень частичного плавления в плиоцен-плейстоценовых вулканитах понижается от 10–15% в толеитовых разностях до 0.5–2% в субщелочных (и трахитоидных). От толеитовых к субщелочным породам повышаются значения  $La/Sm$ ,  $Sm/Yb$  и  $(La/Yb)_N$ . Последние достигают максимума в породах хребта Гидрографов (10.36–11.2), показатели же  $Lu/Hf$  в них, напротив, минимальны и составляют 0.07–0.23. В целом вулканиты Курильской котловины относятся к образованиям неплюмовых источников. На диаграмме  $(Zr/Y)–(Nb/Y)$  их точ-

ки располагаются в поле IAB и ACMB (рис. 5б). Известково-щелочным и субщелочным разностям свойственны повышенные значения  $Zr/Y$  3.20–6.80 и  $Nb/Y$  0.11–0.42, а толеитовым – пониженные до 1.79–5.65 и до 0.02–0.12 соответственно.

Плиоцен-плейстоценовые вулканы Курильской котловины сформировались в надсубдукционном режиме, на что указывают Sr максимум и Ta-Nb, Zr и Ti минимумы, на многокомпонентной диаграмме редких элементов (рис. 4г). На диаграмме Nb/Ta–Zr/Hf они демонстрируют незначительное повышение значений Zr/Hf (30.66–34.62) и существенные колебания показателей Nb/Ta (8.37–14.67) от толеитовых к субщелочным разностям (рис. 5в), что также типично для пород надсубдукционных обстановок. Изотопный состав в курильских вулканах иллюстрирует диаграмма ( $^{87}Sr/^{86}Sr$ )–( $^{143}Nd/^{144}Nd$ ) (рис. 5г). В андезибазальтах и андезитах значения отношений  $^{143}Nd/^{144}Nd$  колеблются от 0.5118 до 0.5130, а  $^{87}Sr/^{86}Sr$  – от 0.7028 до 0.7065. Большинство пород располагается между источниками DM и PREMA, и их местоположение совпадает с ореолами аналогичных по кремнекислотности вулканитов Курильской дуги и хребта Витязя (Емельянова и др., 2012). Все вышеперечисленные химические свойства вулканитов Курильской котловины указывают на метасоматоз мантийного клина водными флюидами (субдукционным компонентом). Это является доказательством в пользу возобновления субдукции Тихоокеанской плиты под Евразийский континент в плиоцене–плейстоцене (рис. 3а, плиоцен–плейстоцен) и окончательному формированию задуговых бассейнов Японского и Охотского морей.

Трахитоидные породы хребта Гидрографов по концентрации многих петрогенных и редких элементов проявляют химические черты, близкие таковым в окраинно-морских базальтоидах Японского моря. С последними они образуют единые ореолы на многих диаграммах (рис. 5а–5г), характеризуются близкими значениями отношений  $Zr/Nb$ ,  $Y/Nb$ ,  $(La/Yb)_N$ ,  $Ba/La$ ,  $Ba/Y$ ,  $Zr/Hf$ ,  $Ce/Y$ , а также  $^{143}Nd/^{144}Nd$  (0.5126) и  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (0.7033) и незначительно отличаясь –  $Nb/Ta$ ,  $La/Nb$  и  $Nb/Y$ . Сходство химических свойств тех и других пород позволяет предположить, что апофиза Тихоокеанского суперплюма, ставшая основным мантийным резервуаром для окраинно-морских базальтоидов OIB-типа в котловинах Японского моря, могла простираться в сторону Курильской котловины и оказывать влияние на магмогенезис в юго-западной ее части, где и происходило формирование трахитоидных пород (рис. 3а, плиоцен–плейстоцен). Подобное проникновение вполне вероятно, так как разделяющая эти котловины Сахалинско-Хоккайдская линеаментная система (СХЛС) представляет собой зону, тектонически ослабленную

процессами деструкции. И хотя, простираясь от Ломоносовых гор на севере до Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг на юге и являясь самостоятельной развивающейся структурой (Лихт, 1998), СХЛС способна лишь нарушить целостность апофизы либо сдвинуть ее северо-восточную часть в горизонтальном или вертикальном направлении. Если принять такой сценарий геодинамических событий, то вполне вероятно, что котловины Японского моря и Курильская в Охотском море были сформированы под воздействием одного механизма как единая Японо-Курильская впадина.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Многолетние исследования изотопно-геохимических особенностей вулканических пород каждого из этапов вулканизма Японского и Охотского морей позволили проследить его эволюцию от окраинно-континентального поясового в позднем мелу и трансформно-окраинного в раннем кайнозое до окраинно-морского в миоцене–плиоцене и островодужного в плиоцене–плейстоцене. Были выявлены также источники магмогенерации – литосферный субконтинентальный, астеносферный океанический, нижнемантийный (плюм-океанический и плюм-континентальный) и прослежена смена геодинамических режимов.

Одним из главных механизмов, лежащих в основе развития Японского и Охотского морей, является подъем и распространение в сторону континента Тихоокеанского суперплюма. Это стало первопричиной движения и субдукции океанической литосферной плиты под Евразийский континент в позднем мелу. Столкновение его апофизы с апофизой Северо-Азиатского суперплюма привело к окраинно-морскому спредингу и образованию морских котловин Японского моря и Курильской котловины в Охотском и формированию океанической коры (типа OIB). 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 котловин Японского моря в Курильскую котловину, возможно, послужило причиной формирования этих котловин как единой задугово-спрединговой структуры. Режим трансформной окраины, вызванный коллизией Индийской плиты с Евразией, способствовал более “легкому” астеносферному и глубинному нижнемантийному (плюмовому) апвеллингу через характерные для этого режима зоны деструкции и растяжения. Возобновление субдукции Тихоокеанской плиты под континент в плиоцене–плейстоцене привело к окончательному формированию котловин Японского и Охот-

ского морей и островных дуг в том виде, который характерен для них в настоящее время.

Памяти Евгения Петровича Леликова, доктора геолого-минералогических наук, профессора посвящается.

*Источники финансирования.* Работа выполнена в рамках темы АААА-А17-117030110033-0 Государственного задания ТОИ ДВО РАН при финансовой поддержке гранта “Дальний Восток” (проект № 18-1-008).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Кувикас О.В.* Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: обзор и анализ геодинамических условий образования // Вест. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 1. Вып. 17. С. 45–60.
- Акинин В.В., Миллер Э.Л.* Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.
- Атлас: Геология и полезные ископаемые шельфов России* // Под ред. М.Н. Алексеева. М.: Научный мир, 2004.
- Берсенева И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др.* Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
- Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В.* Магматизм, тектоника, геодинамика Земли: Связь во времени и в пространстве. М.: Наука, 2010. 606 с.
- Геология и основные типы горных пород дна Японского моря // Ред. Е.П. Леликов, И.Б. Цой, Н.Г. Ващенко и др. Владивосток: Дальнаука, 2006. 93 с.
- Емельянова Т.А., Леликов Е.П.* Роль вулканизма в формировании Японского, Охотского и Филиппинского окраинных морей // Петрология. 2010. Т. 18. № 6. С. 73–94.
- Емельянова Т.А., Леликов Е.П.* Вулканизм как индикатор глубинного механизма формирования Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 2. С. 63–72.
- 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.
- Емельянова Т.А., Леликов Е.П.* Геохимия и петрогенез позднемезозойско-раннекайнозойских вулканидов Охотского и Японского окраинных морей // Геохимия. 2016. № 6. С. 522–535.
- Емельянова Т.А., Костицын Ю.А., Леликов Е.П.* Геохимия вулканидов подводного хребта Витязя на тихоокеанском склоне Курильской островной дуги // Геохимия. 2012. № 3. С. 316–332.
- 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.
- 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.
- Колосков А.В., Гонтовая Л.И., Попруженко С.В.* Верхняя мантия Камчатки в изотопно-геохимических и геофизических аномалиях. Роль астеносферного диапиризма // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 3. С. 3–13.
- 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.
- 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.
- Лазаренков В.Г.* Щелочные плюмы континентов и океанов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1240–1248.
- Леликов Е.П., Терехов Е.П.* Щелочные вулканиды дна Японского моря // Тихоокеанская геология. 1982. № 2. С. 71–77.
- 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.
- Мартынов Ю.А., Ханчук А.И.* Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 13. № 1. С. 1–16.
- Петрищевский А.М.* Реологическая и геотермическая характеристики Охотоморского плюма // Изв. Томского политехнического ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2016. Т. 327. № 2. С. 65–76.
- Петрищевский А.М., Васильева М.А.* Нетрадиционные методы исследования реологических состояний тектонических сред в земной коре и верхней мантии западно-тихоокеанских континентальных окраин // Вест. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 4. Вып. 36. С. 39–55.
- Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П.* Реология и металлогения Мая-Селемджинского плюма // Докл. АН. 2011. Т. 440. № 2. С. 207–212.
- Сахно В.Г.* Новейший и современный вулканизм юга Дальнего Востока (позднеплейстоцен-голоценовый этап). Владивосток: Дальнаука, 2008. 128 с.
- Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г.* Геохимия вулканидов трансформных окраин (на примере Алчанского бассейна, Северо-Западное Приморье) // Геохимия. 2006. № 12. С. 1–15.
- Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря // Отв. ред. К.Ф. Сергеев. М.: Наука, 2006. 130 с.
- Филатова Н.И.* Закономерности динамики окраинноморского магматизма (Корейско-Японский регион) // Литосфера. 2004. № 3. С. 33–56.
- Хомич В.Г., Борискина Н.Г.* Северо-Азиатский суперплюм и платиноносность юго-востока России // Докл. АН. 2011. Т. 436. № 3. С. 356–359.

- Хомич В.Г., Петрищевский А.М. Протомагматические очаги золотоносных систем Приамурья // Вулканология и сейсмология. 2004. № 1. С. 25–38.
- 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 редкометальных гранитах // Петрология. 2005. Т. 13. № 4. С. 339–357.
- Школьник С.И., Резников Л.З., Беличенко В.Г., Бараш И.Г. Геохимия, вопросы петрогенезиса и геодинамическая типизация метавулканитов Тенкунского террейна (Байкало-Хубсугульский регион) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 9. С. 1013–1024.
- Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and Solar // *Geochem. Cosmochim. Acta.* 1989. V. 53. P. 197–214.
- 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.
- Defant M.J., Drummond M.S. Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc // *Geology.* 1993. V. 21. P. 547–550.
- Emel'yanova T.A., Lelikov E.P., S'edin V.T. Geochemical features of the Okhotsk Sea Cenozoic volcanism // *J. Geomarine Lett.* 2006. V. 26. № 5. P. 275–286.
- Geology and geophysics of the Japan Sea // Eds. N. Isezaki, I.I. Bersenev, K. Tamaki. Tokyo: Terra Scient. Publ. Company (TERRAPUB), 1996. 487 p.
- Hess P.C. *Origins of igneous rocks.* London: Harvard University Press, 1989. 336 p.
- Kamber B.S., Collerson K.D. Role of 'hidden' deeply subducted slabs in mantle depletion // *Chemical Geology.* 2000. V. 166. P. 241–254.
- Keller R.A., Fisk M.R., White W.M. Isotopic evidence for Late Cretaceous plume-ridge interaction at the Hawaiian Hotspot // *Nature.* 2000. V. 405. P. 673–676.
- Kent A.J., Elliott T.R. Melt inclusion from Marianas arc lavas: implications for the composition and formation of island arc magmas // *Chemical Geology.* 2002. V. 183. P. 263–286.
- Munker C., Worner G., Yogodzinsky G., Churikova T. Behaviour of high field strength elements in subduction zone: constraints from Kamchatka – Aleutian arc lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 224. P. 275–293.
- Poucllet A., Bellon H. Geochemistry and isotopic composition of the volcanic rocks from the Yamato Basin: Hole 794D, Sea from Japan // Eds. K. Tamaki, K. Suyehiro, J. Allan et al. *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.* 1992. V. 127/128. № 2. P. 779–789.
- Shervais I.W. Ti–V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 59. № 1. P. 101–118.
- Tatsumi Y. The subduction factory: How it operates in the evolving Earth // *GSA Today.* 2005. V. 15. № 7. P. 4–10.
- Thompson R.N. Dispatches from Tertiary volcanic province // *Scott. J. Geol.* 1982. V. 18. P. 49–107.

## Late Mesozoic-Cenozoic Stages of Volcanism and Geodynamics of the Sea of Japan and Okhotsk

T. A. Emelyanova<sup>1</sup>, A. M. Petrishchevsky<sup>2</sup>, L. A. Izosov<sup>1</sup>, N. S. Lee<sup>1</sup>, and A. A. Pugachev<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*

<sup>2</sup>*Institute of a complex analysis of regional problems, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Birobidzhan, Russia*

The article contains the model of geological development of the Japan and Okhotsk seas. This model is based on research of radioisotope age, mineral and isotope-geochemical composition of the Late Mesozoic-Cenozoic volcanic rocks. These researches allowed determine the type of the each from the volcanism stages. There were the Late Cretaceous continental-marginal belt volcanism type, the Eocene transform-marginal (adakite) type in the Okhotsk Sea, the Miocene-Pliocene oceanic-marginal type in the Japan Sea, and the Pliocene-Pleistocene Island Arc type in the southern part of the Okhotsk-sea region. These researches allowed determine the magmatic sources, namely the Lithosphere subcontinental, Asthenosphere oceanic, Low Mantle plume-continental (CAB) and plume-oceanic (OIB) sources. A change of the geodynamic regimes were traced from the Late Cretaceous subduction regime to the Maastrichtian – Pliocene transform-marginal regime. The transform-marginal regime included destruction processes, maximum oceanic-marginal spreading (end of the Early Miocene – beginning of the Middle Miocene), the post-spreading Low Mantle plume upwelling (the Middle Miocene – Pliocene). This regime was completed by resumption of the Pliocene – Pleistocene subduction of the Pacific Plate under the Eurasian continent.

**Keywords:** volcanism, geochemistry, subduction, sea-marginal spreading, mantle sources, Lithosphere, Asthenosphere, superplume