

ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ СЕВЕРНОГО ПРИОХОТЬЯ

© 2022 г. В. В. Акинин^a, *, В. Н. Смирнов^a, П. И. Федоров^b, **,
Г. О. Ползуненков^a, Д. И. Алексеев^c

^aСеверо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан, Россия

^bГеологический институт РАН, Москва, Россия

^cВсероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: akinin@neisri.ru

**e-mail: pi_fedorov@mail.ru

Поступила в редакцию 03.06.2021 г.

После доработки 10.06.2021 г.

Принята к публикации 28.06.2021 г.

В прибрежной северо-западной части Охотского моря обнажаются локальные вулканические ареалы, сложенные оливин-двутироксеновыми андезитами и андезибазальтами кытыймского вулканического комплекса, с возрастом около 48 ± 2 млн лет (U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ag методы). Возраст извержений синхронизируется с донными осадками Охотского моря и может отражать локальные стадии растяжения на континентальной окраине Северо-Востока Азии. Данные по геохимии лав позволяют относить их к высокомагнезиальным, известково-щелочным, умеренно-калиевым вулканическим сериям с хорошо проявленными отрицательными аномалиями Nb, Ta и Ti, положительными Sr и Pb. Изотопный состав пород ($\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = 2.4-5.5$; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.703415-0.704175$), а также относительно молодые кембрийские Nd-модельные возрасты палеогеновых вулканических пород указывают на обедненный радиогенными изотопами мантийный источник (предположительно, фрагменты мелового слэба под комплексами Удско-Мургальской энсиматической островной дуги), позднее испытавший флюидный метасоматоз и обогащение примесными некогерентными элементами. Вариации изотопов, а также главных и примесных элементов в лавах связаны с процессами декомпрессионной фракционной кристаллизации, без признаков существенной контаминации коровыми материалами.

Ключевые слова: Северное Приохотье, палеоген, вулканизм, Sr-Nd изотопные данные, источники вулканических пород

DOI: 10.31857/S0869590322010034

ВВЕДЕНИЕ

В северо-западном секторе Тихоокеанского кольца, на континентальной окраине Северо-Востока Азии, выделяется серия крупных периокеанических и окраинно-континентальных дуг и поясов надсубдукционной и рифтогенной природы (Белый, 1977; Филатова, 1988; Федоров, 2006; Akinin et al., 2020). Несмотря на то, что пояса могут частично перекрываться, каждый расположен в относительно самостоятельных ареалах континентального обрамления, с тенденцией снижения возраста поясов в сторону Тихого океана (Геологическая ..., 1980). Особенno выразительна миграция магматических поясов на временном отрезке начиная с раннего мела, после того как на континентальной окраине был сформирован сальба по кампан крупнейший надсубдукционный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс – ОЧВП (Акинин, Миллер, 2011). К востоку от него рас-

пространены более молодые палеогеновые и неоген-четвертичные вулканические пояса и ареалы (в районе п-ва Тайгонос, в Корякском нагорье и на Камчатке), которые также локально перекрывают более ранние накопления ОЧВП. При отсутствии надежных изотопно-геохронологических определений возраста и современных данных по геохимии лав, актуальным вопросом остается надежное разделение разновозрастных вулканических пород из разных поясов в зонах интерференции. В частности, в восточной части Северного Приохотья (на побережье Гижигинской губы Охотского моря и чуть далее к северо-западу, вглубь континента) широко распространены базальтовые и андезибазальтовые покровы палеогенового возраста, которые одними геологами включались в состав ОЧВП, а другими – в состав более молодых поясов, геодинамическая природа их остается дискуссионной (например, Филатова, 2015;

Акинин, Миллер, 2011; Полин, 2019; Akinin et al., 2020). В частности, если для альб-нижнекампанийкого этапа (106–80 млн лет) в Северном Приохотье реконструируется надсубдукционный геодинамический режим, то 76–78 млн лет назад фиксируются условия локального растяжения и проявления базальтов со смешанными геохимическим характеристиками, отражающими, по-видимому, завершение фронтальной субдукции и переход к обстановке скольжения или косой конвергенции Тихоокеанской плиты с окраинно-континентальной (Akinin et al., 2014). После этого в регионе наступил амагматический этап длительностью около 20 млн лет, возобновление магматической деятельности реконструируется только в позднем палеоцене около 58–56 млн лет назад. Примечательно, что среди драгированных в Охотском море магматических пород выделяется кроме прочих и эоценовый дифференцированный комплекс (51.0–37.2 млн лет) с преобладающими амфибол-двутироксен-плагиоклазовыми андезибазальтами и андезитами (Емельянова и др., 2020). Значительно южнее, на континентальной окраине Азии (Приморье), на начало палеогена реконструируется смена геодинамической обстановки субдукции на трансформное скольжение (Ханчук и др., 1997; Ханчук, Иванов, 1999; Grebennikov et al., 2016). С учетом этих данных, по-видимому, следует обсуждать и магматизм Северного Приохотья.

Из-за неточной геохронологической и геохимической изученности многочисленных вулканогенных полей палеогенового возраста Северного Приохотья все они при составлении листа Геологической карты масштаба 1 : 1000000 были обозначены как кытыймская свита, что сильно исказило и запутало картину палеогенового вулканизма в Гижигинско-Тайгоносском районе. В работе (Смирнов и др., 2018) было высказано предположение, что в Северо-Восточном Приохотье распространены по-крайней мере два различных вулканогенных комплекса. Это кытыймская свита (36–42 млн лет), в которой, по данным геологических съемок масштаба 1 : 200000, большое место занимают вулканические породы нормальной щелочности, образующие ряд базальт–андезибазальт, а также трахибазальты, трахиандезиты и трахиандезибазальты, и второй комплекс – слабоизученные толщи вулканитов с преобладанием андезибазальтов и андезитов палеоценового возраста (54–65 млн лет). Наши исследования эти выводы не подтверждают.

В настоящей статье представлены первые надежные оценки возраста кытыймской свиты, полученные U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и K-Ar методами, проводится сравнительная геохимическая и изотопно-геохимическая характеристика андезитов и андезибазальтов с близкими по возрасту известково-щелочными и щелочными вулканитами, обнаженными на континентальной окраине Северного Приохотья и

Камчатки, обсуждается петрогенезис, состав источников магм и их геодинамические условия проявления.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Геологические наблюдения и отбор образцов был проведен в 2016 г. Петрография пород изучалась с использованием поляризационного микроскопа Olympus BX-51. В двух шлифах был исследован состав минералов на рентгеновском микронализаторе Camebax (СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан) в стандартных условиях (напряжение 15 кВ, сила тока 20 нА) с использованием как синтетических, так и единых природных стандартов. Для учета эффекта матрицы использовалась ZAF коррекция. Погрешности определения концентраций элементов составляли меньше 5%.

Рентгенофлюоресцентный анализ горных пород на главные и примесные элементы выполнен в ЦКП СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан) на спектрометрах SRM-25 и VRA-30 с использованием стандартных процедур, при этом погрешность определения по главным элементам не превышала 0.4% для SiO_2 и 0.2% для остальных оксидов, для примесных элементов (Rb, Sr, Zr) – не превышала 5–6%. ICP-MS анализ пород на примесные элементы выполнен в центре коллективного пользования ИТиГ ДВО РАН (г. Хабаровск) и в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов РАН (АСИЦ ИПТМ РАН, Черноголовка, МО), повторяющиеся измерения стандартов BHVO-1, AGV-1, BIR-1, СГД-1А показали погрешности не более 5–10%. Изотопные отношения Rb, Sr, Sm и Nd измерялись в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на термоионизационном масс-спектрометре TRITON (Thermo) в двуххленточном варианте расположения лент в статическом многоколлекторном режиме. Повторяющиеся измерения международных стандартов NIST 987 и JNd-1 показали среднюю точность анализов 0.002% (2 σ) для изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и 0.005% (2 σ) для отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

U-Pb датирование цирконов выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II (вторично-ионная масс-спектрометрия с высоким пространственным разрешением) в ЦИИ ВСЕГЕИ с использованием стандартных процедур (Williams, 1998). $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасты скорректированы на ^{207}Pb с допущением, что небольшая дискордантность цирконов является следствием простого смешения обычновенного и радиогенного Pb. Используя измеренное отношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для контроля концентрации обычновенного свинца возраст индивидуальных кристаллов рассчитывался, экстраполируя точки на конкордию Тера–Вассербург вдоль

хорды, соединяющей модельный состав обычного Pb и приближенное значение возраста индивидуальных зерен. В этом случае независимая оценка возраста из $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ отношения теряет смысл, и возраст определяется исключительно из отношения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Этот метод достаточно надежен для результатов анализа, которые близки к конкордии. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасты индивидуальных кристаллов одного образца объединяются в выборку, которая исследовалась с использованием стандартных статистических процедур. Воспроизводимость SHRIMP анализа для изотопного отношения $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ составляет порядка 1%. Как показывает сравнительное исследование стандартов TEMOA1, TEMORA2, R33 методом ID-TIMS и SHRIMP, точность $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ датировок с помощью ионного микрозонда SHRIMP не лучше 1–1.5% (Black et al., 2004). Учитывая это, погрешность средневзвешенного значения возраста для фанерозоя, как правило, достигает от 1 до 3 млн лет.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические исследования проведены в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) методом ступенчатого прогрева по методике, опубликованной в (Травин и др., 2009). Навески образцов совместно с мусковитом MCA-11 (K/Ar возраст 313 млн лет) и биотитом LP-6 (128.1 млн лет), которые использовались в качестве мониторов, заворачивали в алюминиевую фольгу, помещали в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивали. Затем пробы облучали в кадмированном канале реактора ВВР-К типа в Научно-исследовательском институте ядерной физики (г. Томск). Градиент нейтронного потока не превышал 0.5% в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводили в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Изотопный состав аргона измеряли на масс-спектрометре МИ-1201В. Ошибки измерений соответствуют интервалу $\pm 2\sigma$. Для коррекции на изотопы ^{36}Ar , ^{37}Ar , ^{40}Ar , полученные при облучении Ca, Cl, K, использовали следующие коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca} = 0.00073 \pm 0.000026$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca} = 0.00032 \pm 0.000021$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})\text{K} = 0.0641 \pm 0.0001$. Особое внимание уделялось контролю фактора изотопной дискриминации с помощью измерения порции очищенного атмосферного аргона. Среднее значение отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ на период измерений составило 296.5 ± 0.5 . Методика изотопных U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ оценок основана для традиционных, принятых специалистами в мировой литературе, подходах (например, Baksi, 2006). Для надежности $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования традиционно принимаются следующие критерии: 1) хорошо выраженное плато не менее чем из трех ступеней (горизонтальный спектр возрастов) с более чем 50% выделившегося кумулятивного ^{39}Ar (СКВО <1); 2) сходимость возрастов

плато и изохроны с учетом погрешностей; 3) изохроны пересекают близкое к 295.5 значение отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$. Расчет и построение графиков для U-Pb и Ar-Ar датирования выполнен в программе Isoplot 3.75 (Ludwig, 2012).

ГЕОЛОГИЯ И ВОЗРАСТ

Вулканические породы палеогенового возраста в Северном Приохотье образуют более 20 отдельных ареалов, имеющих размеры до 50×10 км. Подавляющая часть их сосредоточена в полосе протяженностью 270 км при ширине до 40 км в междуречье Наяхан–Парень (рис. 1). Указанные ареалы расположены в пределах и по периферии Гижигинской кайнозойской впадины и в меньшей мере на других участках Гижигинско-Тайгоносского района. Их пространственное положение отчетливо контролируется крупными разломами северо-восточного простирания. Достаточно крупный Гармандинский вулканический ареал протягивается на 34 км от р. Наяхан на северо-восток до р. Инач (ГА на рис. 1, врезка), сложен потоками оливин-пироксеновых андезибазальтов и андезитов общей мощностью более 100 м (Смирнов и др., 2018).

В 2016 г. нами были исследованы небольшие выходы вулканических палеогеновых пород, обнаженных на побережье Гижигинской губы, на северо-западе и северо-востоке полуострова Тайгонос, названные нами Гижигинским ареалом (ГИ на рис. 1, врезка). В 7 км к юго-востоку от пос. Эвенск, в так называемом “японском каньоне”, обнажается серия пологозалегающих потоков андезибазальтов (т. 2 на рис. 1, врезка), рассекаемых дайкой спессартитов (т. 1 на рис. 1, врезка), которые перекрываются рыхлыми осадками авековской свиты олигоцена. В 12 км к юго-востоку от пос. Эвенск, в береговых обрывах (т. 9 на рис. 1, врезка) массивные и агломератовые лавы ортопироксеновых андезитов и их туфы несогласно залегают на меловых вулканогенно-осадочных породах угрюминской и тайночинской толщ, перекрываются угленосной молассой из олигоценовых галечников, песчаников и алевролитов колымакской и авековской свит. На восточном берегу Гижигинской губы кайнозойские вулканиты изучены в нескольких пунктах (тт. 14, 82, 83 на рис. 1, врезка) и представлены фрагментами потоков и некков, сложенных двупироксеновыми андезитами.

Стратотип кытыймской свиты палеогенового возраста был выделен В.А. Смоличем в 1949 г. на северо-востоке полуострова Тайгонос, в бассейне р. Кытыйма (Кечичма). В дальнейшем при выполнении геологического картирования масштаба 1 : 200000 эта свита была установлена в западной части полуострова Тайгонос и в верхнем течении р. Черная. В ее составе описаны базальты, трахибазальты, андезибазальты и трахиандезибазальты, в меньшей степени андезиты, трахианде-

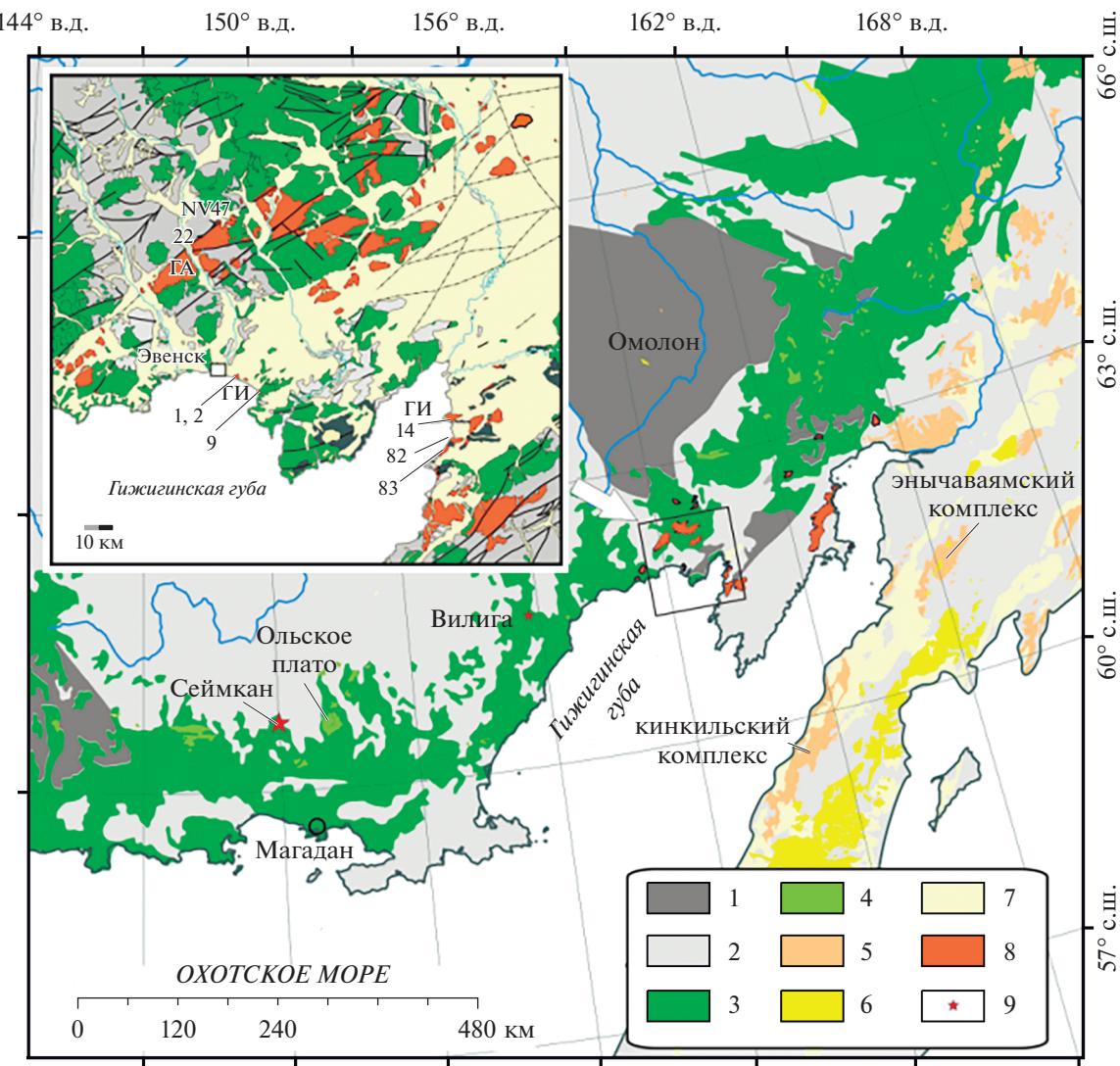


Рис. 1. Схема размещения меловых и кайнозойских вулканических пород в северо-восточном обрамлении Охотского моря.

1 – кратонные терре́йны с докембрийским фундаментом; 2 – мезозоиды, преимущественно триасовые, юрские и меловые осадочные комплексы; 3 – надсубдукционный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП), альб-кампан; 4 – финальные стадии базальт-андезибазальтового вулканизма ОЧВП, кампан; 5 – Западно-Камчатский вулканический пояс, эоцен; 6 – Центрально-Камчатский вулканический пояс, неоген; 7 – неоген-четвертичные впадины; 8 – кытыймская вулканическая свита, нижний эоцен; 9 – локальные проявления внутриплитного кайнозойского щелочно-базальтового вулканизма.

На врезке показаны местоположения и номера точек исследованных образцов (табл. 1–5). Буквенные обозначения изученных ареалов кытыймского вулканизма: ГА – Гармандинский; ГИ – Гижигинский.

зиты и дациты. В нижней и средней частях свиты залегают линзы слабо диагенезированных песчаников, глин, суглинков, лигнитов, конгломератов и гравелитов. Мощность свиты до 800 м. Терригенные прослои содержат растительные остатки, которые позволили определить геологический (фитостратиграфический) возраст свиты. Изотопные определения (K-Ag метод) возраста базальтов показали интервал 36–45 млн лет (Геологическая карта СССР, 1977; Государственная геологическая карта, 1989). Согласно Региональной страти-

графической схеме палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России (Гриненко и др., 1998), возраст свиты принят как нижний–средний эоцен.

Возраст вулканитов Гармандинского ареала (т. 22 на рис. 1, врезка), на основании данных спорово-пыльцевого анализа (Политов, 1981), был определен как палеогеновый. В работе (Смирнов и др., 2018) для четырех образцов андезибазальтов из этого ареала были опубликованы K-Ag датировки от 54 до 65 млн лет, дакита – 52 млн лет (от дакита до

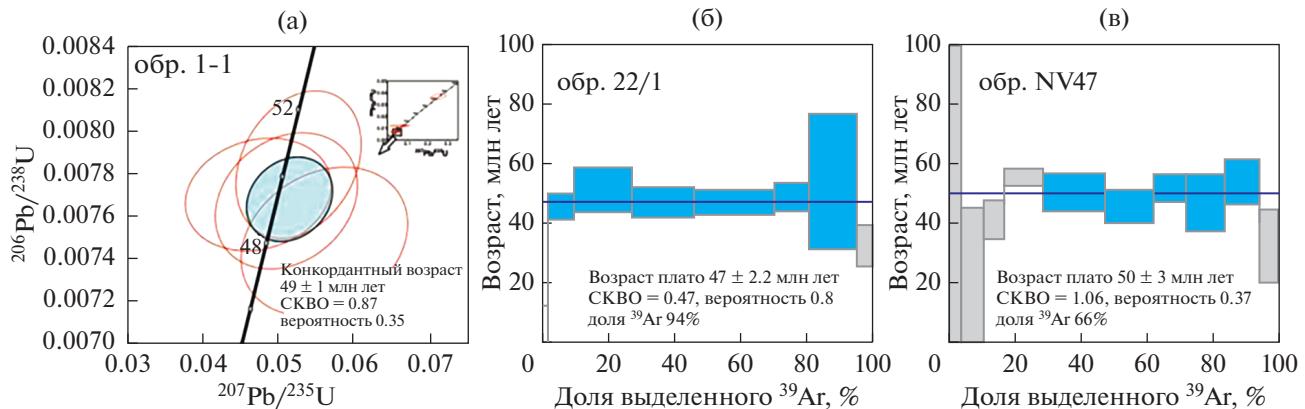


Рис. 2. Результаты U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования вулканических пород кытыймской свиты: (а) – диаграмма с конкордий для цирконов из трахиандезита (обр. 1-1, гижигинский ареал); (б, в) – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные спектры для основной массы андезибазальтов гармандинского ареала. Эллипсы (рис. 2а) и прямоугольники (рис. 2б, 2в) соответствуют замерам изотопных отношений с погрешностями определений на уровне $\pm 2\sigma$.

начала раннего эоцена). Однако эти датировки вызывают сомнение, так как были сделаны по валу пород, без предварительного удаления фенокристов оливина и пироксенов, которые могут содержать унаследованный радиогененный аргон, приводящий к удревнению дат.

Наши новые определения возраста пород кытыймской свиты тремя методами позволяют устанавливать его как нижнеэоценовый (рис. 2, табл. 1–3). Получен возраст цирконов (U-Pb метод, SHRIMP-II) из дайки трахиандезита (обр. 1-1), которая рассекает андезибазальты и, таким образом, позволяет ограничить верхний возрастной предел свиты. В четырех кристаллах из восьми средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст составил 49 ± 1 млн лет (CKBO = 0.87), который мы принимаем как близкий возрасту кристаллизации (рис. 2а). Возрастные оценки для остальных четырех кристаллов были исключены из расчета среднего из-за высокой вероятности дискордантности (на основании анализа нескорректированных на обычновенный ^{206}Pb изотопных отношений) либо очевидного древнего унаследованного характера кристаллов (табл. 1). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование андезибазальтов из Гармандинского ареала (т. 22 и т. NV47 на рис. 1, врезка) показало достаточно надежную нижнеэоценовую оценку возраста. Для обр. 22/1 возраст по плато оценивается в $\sim 48 \pm 2$ млн лет (CKBO = 0.47, 94% выделенного ^{39}Ar по 6 ступеням, рис. 2б, табл. 2), возраст по изохроне показал сходящееся с этой датой значение 48 ± 4 млн лет (CKBO = 0.6, Initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 278 \pm 6$). Для обр. NV47 возраст по плато составил 50 ± 3 млн лет (CKBO = 1.06, 66% выделенного ^{39}Ar по 5 ступеням, рис. 2в, табл. 2). K-Ar датирование основной массы свежих андезитов и андезибазальтов из береговых обнажений Гижигинской

бухты показало сходные значения возраста около 47–48 млн лет (табл. 3), совпадающие, с учетом погрешности, с U-Pb датировкой по циркону и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировками.

Таким образом, по нашим данным, возраст вулканических пород кытыймской свиты в изученных ареалах оценивается как нижнеэоценовый.

ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ ПОРОД

Вулканические образования, слагающие покровы на северном побережье Гижигинской губы (в гижигинском ареале, рис. 1, врезка) и в бассейне р. Б. Гарманда (в Гармандинском ареале), сложены в основном оливин-двутироксеновыми андезибазальтами и двутироксеновыми андезитами, которые переслаиваются в разрезах и могут быть отнесены к единому этапу извержений. Андезибазальты – порфировые породы с интерсертальной, реже микродиабазовой основной массой (рис. 3). Вкрапленники в исследованном обр. 2 представлены, главным образом, высокомагнезиальным оливином (0.91–0.8 в ядрах, 0.77–0.74 в кайме) ($\text{Mg}^{\#} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$, мол. %), реже ортопироксеном. В фенокристах оливина постоянно отмечаются микровключения Cr -шпинелида ($\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}) = 0.60–0.57$). Основная масса породы сложена лейстами плагиоклаза ($\text{An}_{60–44}$), клинопироксена ($\text{En}_{50–44} \text{Wo}_{44–37} \text{Fs}_{9–13}$), реликтами девитрифицированного вулканического стекла и Fe-Ti оксидами. Андезиты отличаются двутироксеновым парагенезисом фенокристов, особенно характерны ортопироксеновые ($\text{En}_{82 \pm 1} \text{Wo}_{3 \pm 0.4} \text{Fs}_{15 \pm 1.7}$) разности (рис. 3). Вкрапленники клинопироксена по составу относятся к феррогеденбергиту ($\text{En}_{48 \pm 2} \text{Wo}_{41 \pm 1} \text{Fs}_{10 \pm 2}$). Основная масса породы гиалопилитовая, реже интерсертальная, образована

Таблица 1. Результаты U-Pb датирования циркона (SHRIMP) из спессартита кытымской свиты (обр. 1-1, координаты: 61.899 с.ш., 159.338 в.д.)

Номер точки	$^{206}\text{Pb}_\text{c}$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	Возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	Етг corr
4.1	2.19	200	115	0.59	1.2	44.1 ± 1.0	145.7	2.2	0.04	29	0.0380	29	0.00686	2.2	.074
5.1	0.00	104	59	0.59	0.666	48.1 ± 0.9	133.7	1.9	0.0543	7.7	0.0560	8	0.00748	1.9	.237
3.2	0.00	168	78	0.48	1.11	49.3 ± 0.8	130.3	1.7	0.0482	7.3	0.0510	7.5	0.00767	1.7	.229
3.1	0.63	703	621	0.91	4.68	49.5 ± 0.7	129.8	1.4	0.0445	8.2	0.0473	8.3	0.0077	1.4	.165
3.3	0.00	235	116	0.51	1.58	50.3 ± 0.9	127.6	1.8	0.0486	6.2	0.0526	6.4	0.00784	1.8	.274
1.1	0.57	415	128	0.32	4.26	76.1 ± 1.0	84.2	1.4	0.0479	6.9	0.0784	7	0.01188	1.4	.195
6.1	2.34	76	35	0.47	0.808	77.3 ± 1.9	82.8	2.5	0.037	32	0.0610	32	0.01207	2.5	.076
2.1	0.00	63	33	0.55	1.97	232.0 ± 6.4	27.29	2.8	0.0496	5.8	0.2510	6.4	0.0366	2.8	.437

Примечание. Жирным шрифтом выделены результаты, относящиеся к кристаллам стадии магматической кристаллизации (автокристы), остальные – ксеногенные и унаследованные кристаллы. Координаты отбора образцов в таблицах приведены в градусах в виде десятичной дроби (по данным GPS).

Таблица 2. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования андезибазальтов кытымской свиты (гармандинский ареал)

$T, ^\circ\text{C}$	^{40}Ar (STP)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	\pm	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	\pm	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	\pm	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	\pm	Ca/K	$^{39}\text{Ar}, \%$	Возраст, млн лет	\pm	$^{40}\text{Ar}^*, \%$
---------------------	---------------------------	---------------------------------	-------	---------------------------------	-------	---------------------------------	-------	---------------------------------	-------	------	----------------------	------------------	-------	------------------------

Обр. 22/1; координаты: 62.191 с.ш., 159.121 в.д.

500	59.7	100.574	0.421	0.0645	0.0054	0.1162	0.0647	0.3385	0.0037	0.418	1.3	4.15	7.91	0.5
600	44.1	12.136	0.027	0.0178	0.0007	0.1326	0.0112	0.0204	0.0020	0.477	9.6	45.69	4.41	50.4
700	75.5	9.889	0.038	0.0143	0.0007	0.1491	0.0086	0.0102	0.0036	0.537	27.0	51.23	7.79	69.5
800	70.3	8.480	0.027	0.0143	0.0004	0.2019	0.0086	0.0073	0.0024	0.727	45.8	47.23	5.25	74.6
900	89.2	8.307	0.019	0.0135	0.0007	0.3849	0.0187	0.0068	0.0020	1.385	70.2	46.95	4.35	75.7
1000	46.9	10.092	0.025	0.0141	0.0013	0.4387	0.0168	0.0120	0.0022	1.579	80.8	48.9	4.9	64.9
1120	82.8	12.907	0.564	0.0114	0.0016	0.2273	0.0174	0.0190	0.0107	0.818	95.4	54.4	23.2	56.6
1250	29.0	14.324	0.050	0.0189	0.0022	0.2345	0.0206	0.0339	0.0033	0.844	100.0	32.3	7.3	30.1

Обр. NV47; координаты: 62.2406 с.ш., 159.2769 в.д.

600	20.9	7.649	0.090	0.0160	0.0020	0.1954	0.0304	0.0170	0.0043	0.704	10.2	23.15	11.12	34.4
700	23.6	8.713	0.040	0.0110	0.0007	0.0625	0.0244	0.0136	0.0013	0.225	16.7	41.06	3.31	53.8
800	35.8	7.439	0.004	0.0097	0.0011	0.1275	0.0211	0.0035	0.0005	0.459	28.2	55.83	1.40	86.1
900	53.8	6.763	0.009	0.0120	0.0006	0.3353	0.0121	0.0033	0.0013	1.207	47.2	50.58	3.30	85.7
1000	42.6	6.840	0.008	0.0123	0.0007	0.3911	0.0152	0.0054	0.0011	1.408	62.0	45.8	2.9	76.6
1050	29.9	7.337	0.017	0.0100	0.0008	0.4235	0.0255	0.0047	0.0009	1.524	71.8	51.9	2.5	81.1
1100	34.3	7.128	0.018	0.0100	0.0009	0.4371	0.0190	0.0058	0.0019	1.574	83.3	47.2	4.9	75.8
1200	32.5	7.119	0.012	0.0110	0.0009	0.3005	0.0206	0.0031	0.0015	1.082	94.2	54.2	3.8	87.3
1280	19.5	8.030	0.020	0.0135	0.0003	1.0373	0.0186	0.0147	0.0024	3.734	100.0	32.4	6.3	46.0

микролитами плагиоклаза (олигоклаз–андезин), фельдшпатоидов (Ort_{23}) и измененного вулканического стекла.

Петрохимические характеристики палеогеновых вулканических пород Гижигинской губы приведены в табл. 4 и на рис. 4, 5. Совместно с на-

шими новыми данными на рис. 4 и 5 приведены составы стратотипа кытымской свиты (р. Кечичма и п-ов Елистратова), а также раннекайнозойских лав Северного Приохотья, рассматривавшиеся при среднемасштабной геологической съемке как покровы палеогеновых лав, которые позже,

Таблица 3. Результаты K-Ar датирования вулканических пород кытымской свиты (гижигинский ареал)

Номер образца	Широта	Долгота	Порода	K, %	±	^{40}Ar , нг/г	±	Возраст, млн лет	$\pm 2\sigma$
2	61.89873	159.3382	Андезибазальт	0.70	0.01	2.3	0.01	47	1.1
9	61.84072	159.4003	Андезибазальт	0.91	0.01	3.0	0.11	47	2.5
9-1	61.84072	159.4003	Андезибазальт	0.91	0.01	3.1	0.02	48	1.0
9-2	61.84072	159.4003	Андезит	0.91	0.01	3.2	0.07	49	1.7
14	61.80603	160.3554	Андезит	1.23	0.01	3.7	0.03	43	0.7
14-1	61.80603	160.3554	Андезит	0.97	0.01	3.2	0.04	48	1.1
82	61.75985	160.4017	Андезит	1.12	0.01	3.7	0.13	47	2.4
83-1	61.75628	160.3984	Андезит	1.26	0.01	3.95	0.03	45	0.6

при составлении листов Государственной геологической карты м-ба 1 : 1000000, были включены в состав кытымской свиты эоценового возраста.

По кремнекислотности исследованные породы Гижигинского и Гармандинского ареалов образуют непрерывный ряд от андезибазальтов ($\text{SiO}_2 \geq 53$ мас. %) до андезитов (рис. 4а), а по соотношению $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ являются известково-щелочными (рис. 4б), умеренно-калиевыми ($\text{K}/\text{Na} = 0.18\text{--}0.25$). В трахиандезитах из даек содержание K_2O достигает 2.5%. Концентрации титана ($\text{TiO}_2 = 0.7\text{--}0.9$ мас. %) и фосфора низкие ($\text{P}_2\text{O}_5 = 0.14\text{--}0.23$ мас. %). Для всех типов пород характерны высокая магнезиальность ($\text{Mg}\# = 0.58\text{--}0.72$) и низкое содержание глинозема (за исключением трахиандезитов). Коэффициент глиноземистости $\text{K}_{\text{al}} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$, мас. %) изменяется от 0.8 в андезибазальте до 1.2–1.6 в андезитах и достигает 2.1–3.5 в трахиандезите. На

интерпретационной диаграмме геодинамических обстановок формирования (Гребенников, Ханчук, 2021) все исследованные породы попадают в поле границ скольжения (трансформные окраины континентов и островных дуг – рис. 4в)

Сравнивая особенности химизма главных элементов в вулканитах Гижигинского ареала и палеогеновых пород Северного Приохотья (архивные данные геологических съемок), необходимо отметить следующее. Если мы выделяем вулканиты кытымской свиты как андезибазальт-андезитовую известково-щелочную серию, то по архивным геологическим данным, кроме этого, выделяется и серия субщелочная трахибазальт-трахиадацитовая (рис. 4а, 5). Мы не исключаем, что последние относятся к иному, более молодому этапу вулканизма. Для такого заключения сейчас нет надежных геохронологических данных. Вулканические породы гижигинского ареала также характеризуются более высо-

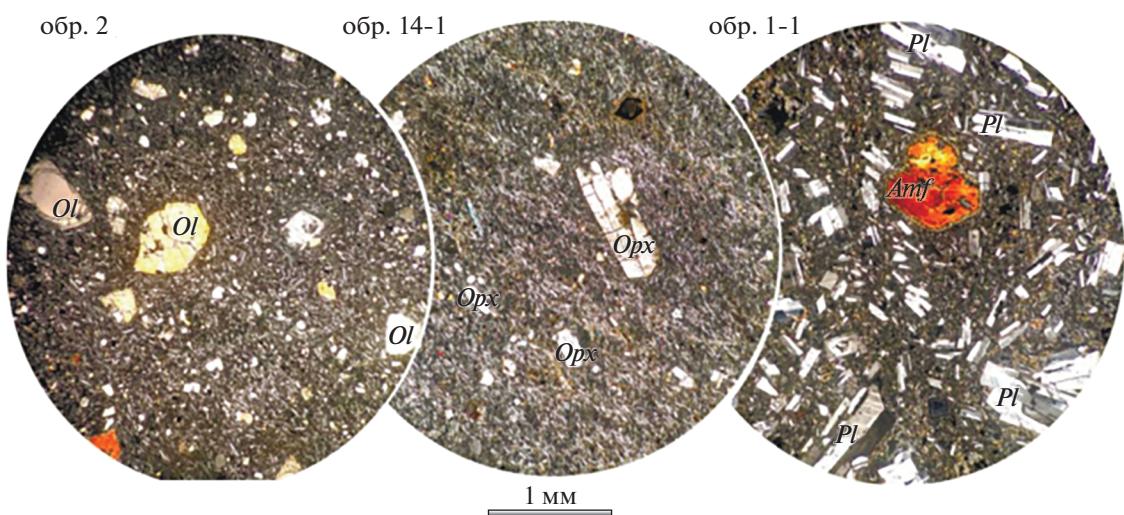


Рис. 3. Микрофотографии шлифов в поляризованном свете андезибазальта (обр. 2), андезита (обр. 14-1) и трахиандезита (обр. 1-1) кытымской свиты из гижигинского ареала.
Ol – оливин, Opx – ортопироксен, Amf – амфибол, Pl – плагиоклаз.

Таблица 4. Химический состав вулканических пород гижигинского ареала кытыймской свиты

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	2*	9	9-1	9-2	14	14-1	82	83-1	1-1	1-3
	61.89873/ 159.3382**	61.84072/ 159.4003	61.84072/ 159.4003	61.84072/ 159.4003	61.80603/ 160.3554	61.80603/ 160.3554	61.75985/ 160.4017	61.75628/ 160.3984	61.89981/ 159.3381	61.89981/ 159.3381
SiO ₂	53.15	57.72	57.80	58.16	60.28	61.69	60.86	61.85	58.97	64.36
TiO ₂	0.78	0.86	0.90	0.88	0.78	0.72	0.82	0.72	0.46	0.60
Al ₂ O ₃	14.50	15.44	15.64	15.41	15.80	15.63	15.24	15.42	20.12	15.06
Fe ₂ O ₃	8.27	7.23	6.94	7.22	5.80	5.56	6.20	5.97	3.62	4.54
MnO	0.13	0.11	0.10	0.10	0.10	0.10	0.09	0.07	0.04	0.05
MgO	9.76	6.06	5.62	5.72	4.52	4.11	4.74	3.78	2.18	2.65
CaO	8.04	5.98	6.05	5.96	5.54	5.56	5.34	4.98	5.20	4.15
Na ₂ O	3.08	3.92	4.18	4.11	4.34	4.52	4.12	4.22	4.99	3.83
K ₂ O	0.91	1.10	1.13	1.13	1.58	1.22	1.41	1.58	2.33	2.53
P ₂ O ₅	0.18	0.15	0.15	0.15	0.23	0.13	0.16	0.15	0.15	0.14
П.п.п.	1.07	1.36	1.42	1.09	0.96	0.70	0.98	1.21	1.90	2.04
Сумма	99.87	99.93	99.93	99.93	99.93	99.94	99.96	99.95	99.96	99.95
Cr	370	120	117	114	199	155	206	165	60	61
Ni	264	15	141	140	12	61	99	81	30	4
Co	40	н.о.	28	28	н.о.	17	20	17	11	н.о.
Sc	18.9	17.2	17.9	17.7	15.5	17.4	17.2	14.7	н.о.	11
V	171	116	120	118	120	130	129	102	н.о.	92
Cs	н.о.	0.50	0.51	0.46	0.99	0.96	0.73	1.10	н.о.	1.26
Rb	27.7	23.5	21.9	21.0	41.0	24.6	35.6	42.0	36.9	35.9
Ba	353	221	242	226	364	293	337	412	540	287
Sr	805	333	322	312	502	419	378	427	607	378
U	0.73	0.79	0.75	0.71	1.02	0.57	1.09	1.11	1.24	0.80
Th	2.7	2.6	2.6	2.5	3.7	1.7	3.4	3.5	4.1	2.4
Pb	5.2	4.5	5.7	5.5	7.0	7.2	11.5	15.0	15.4	5.9
Ta	0.17	0.39	0.30	0.30	0.31	0.20	0.24	0.26	0.29	0.17
Nb	3.02	4.61	4.45	4.55	3.72	2.83	3.88	4.06	4.34	2.72
Hf	2.7	3.1	3.3	3.2	3.7	2.8	3.1	3.1	н.о.	2.8
Zr	104	129	137	134	156	109	124	123	161	110
Y	16.9	14.9	15.5	15.3	14.6	14.7	18.6	18.9	20.0	11.5
La	12.8	11.9	12.8	12.5	17.1	8.7	15.3	16.3	17.4	10.7
Ce	30.6	26.3	26.3	26.1	38.3	19.0	32.5	32.4	36.1	24.4
Pr	4.1	3.2	3.3	3.2	4.8	2.5	4.3	4.4	4.4	3.1
Nd	18.9	13.2	13.9	13.7	20.2	11.4	18.0	18.3	17.7	12.9
Sm	3.7	2.9	3.2	3.2	4.5	2.7	4.0	4.0	3.5	2.9
Eu	1.13	1.01	0.98	1.00	1.38	0.82	1.20	1.19	1.11	0.88
Gd	3.18	3.53	3.10	3.12	4.56	2.64	3.79	3.78	3.17	3.13
Tb	0.49	0.52	0.48	0.48	0.59	0.42	0.55	0.57	0.45	0.43
Dy	3.06	2.92	2.87	2.81	2.98	2.60	3.08	3.22	2.60	2.32
Ho	0.57	0.59	0.60	0.58	0.56	0.54	0.62	0.66	0.51	0.43
Er	1.59	1.68	1.61	1.61	1.57	1.50	1.71	1.87	1.46	1.23
Tm	0.23	0.23	0.21	0.22	0.21	0.21	0.24	0.26	0.21	0.17
Yb	1.40	1.54	1.51	1.45	1.35	1.42	1.56	1.65	1.52	1.09
Lu	0.22	0.23	0.22	0.23	0.20	0.22	0.23	0.24	0.22	0.16

Примечание. 1 – андезибазальт (адакит). 2–8 – андезиты, 9 – трахиандезит, 10 – дацит.

*Номер образца: **Координаты: широта/долгота.

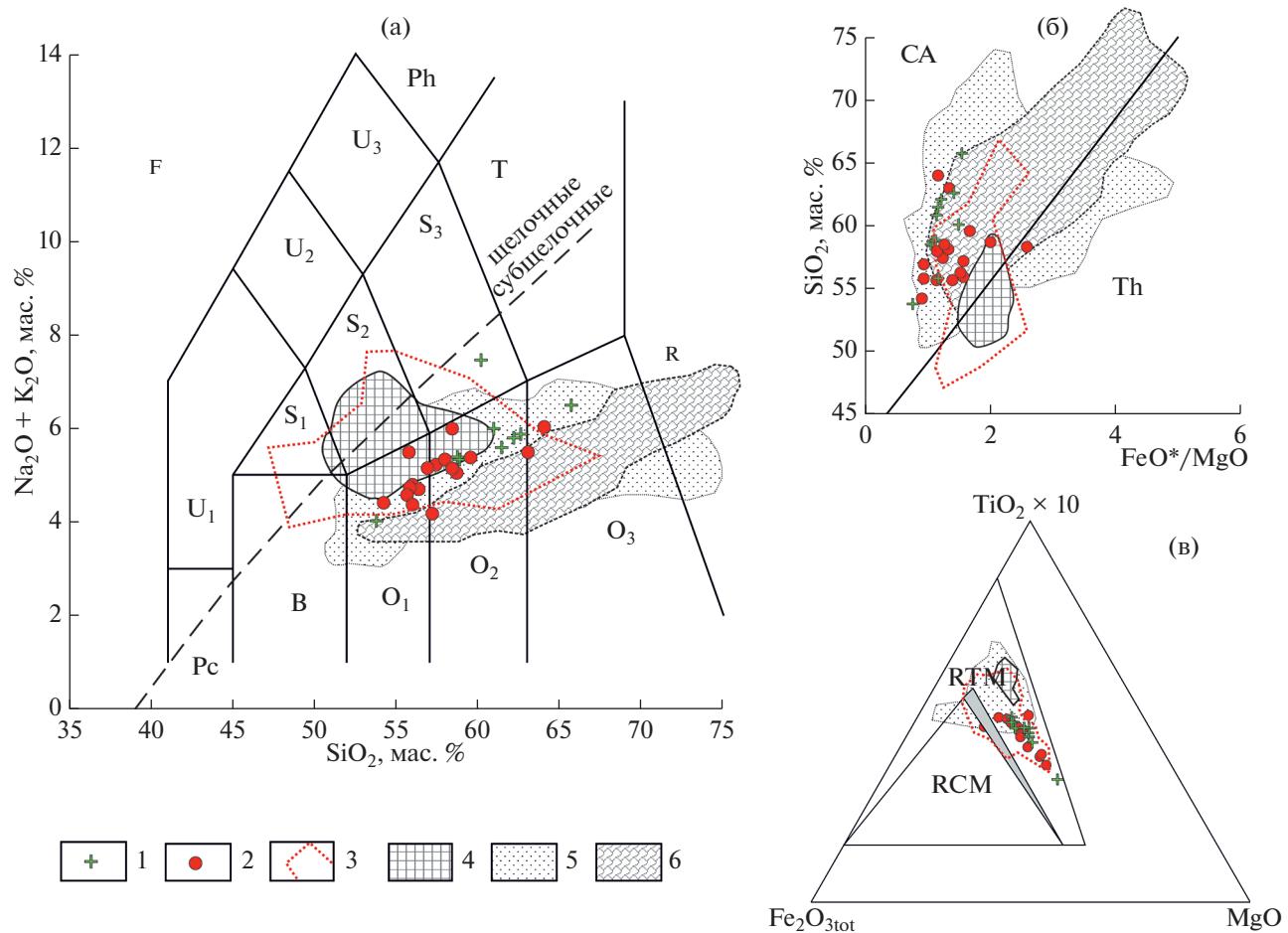


Рис. 4. Классификационные диаграммы для палеогеновых магматических пород Северного Приохотья.

1–3 – эоценовые вулканиты кытыймской свиты: 1 – гижигинский ареал, 2 – гармандинский ареал (Смирнов и др., 2018), 3 – по материалам геологической съемки 1 : 200000; 4–6 – поля состава других вулканических комплексов, для сравнения: 4 – мыгдыкитская свита, Ольское и Арманское плато, кампан (Акинин, Миллер, 2011; Akinin et al., 2011; Hourigan, Akinin, 2004), 5 – кинкильская свита, Западная Камчатка, эоцен (Федоров и др., 2008), 6 – велнолыкская свита, энчаваямский комплекс, эоцен (Федоров и др., 2011).

(а) $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ диаграмма (Le Bas et al., 1986). F – фоидиты, Pc – пикробазальты, B – базальты, O_1 – андезибазальты, O_2 – андезиты, O_3 – дациты, R – риолиты, S_1 – трахибазальты, S_2 – трахиандезибазальты, S_3 – трахиандезиты, T – трахиты и трахидациты, U_1 – базаниты и тефриты, U_2 – фонотефриты, U_3 – тефрифонолиты, Ph – фонолиты. Линия раздела субщелочных и щелочных пород по (Irvine, Baragar, 1971).

(б) $\text{SiO}_2-\text{FeO}^*/\text{MgO}$ диаграмма. Линия раздела пород толеитовой (Th) и известково-щелочной (CA) серии по (Miyashiro, 1974).

(в) $\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2 \times 10-\text{MgO}$ диаграмма. RCM – надсубдукционные магматические породы островных дуг и континентальных окраин (конвергентные окраины), RTM – магматические породы границ скольжения (трансформные окраины континентов и островных дуг) (Гребенников, Ханчук, 2020).

кой магнезиальностью ($\text{Mg}\# = 0.44–0.72$ против $0.28–0.46$, по архивным данным) и более низким содержанием глинозема (рис. 5), что позволяет рассматривать их как высокомагнезиальные андезиты ($\text{Mg}\# > 0.5$, $\text{SiO}_2 > 54$ (Kelemen et al., 2003)), а отдельные образцы (обр. 2, табл. 4) с высоким $\text{Sr}/\text{Y} = 48$ при $\text{Y} = 17 \text{ ppm}$ как адакиты. С увеличением содержания кремнезема (рис. 5) в породах уменьшаются содержания TiO_2 , FeO^* , MgO и CaO , но возрастают Na_2O и K_2O . Содержания Al_2O_3 и P_2O_5 остаются практически постоянными.

На графике нормирования пород к хондриту (C_i/C_{ch} (Evensen et al., 1978)) вулканиты характеризуются, вне зависимости от кремнекислотности, слабым обогащением легкими редкоземельными (REE) элементами по отношению к тяжелым и сходным спектром распределения редких земель (рис. 6). В андезибазальтах значения La_n/Sm_n и La_n/Yb_n отношений составляют 2.1–2.5 и 4.1–7.0 соответственно, незначительно увеличиваясь в андезитах (2.6–2.6 и 4.2–8.6). Европеевая аномалия незначительна или отсутствует ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.9–1.0$). Последнее указывает как на

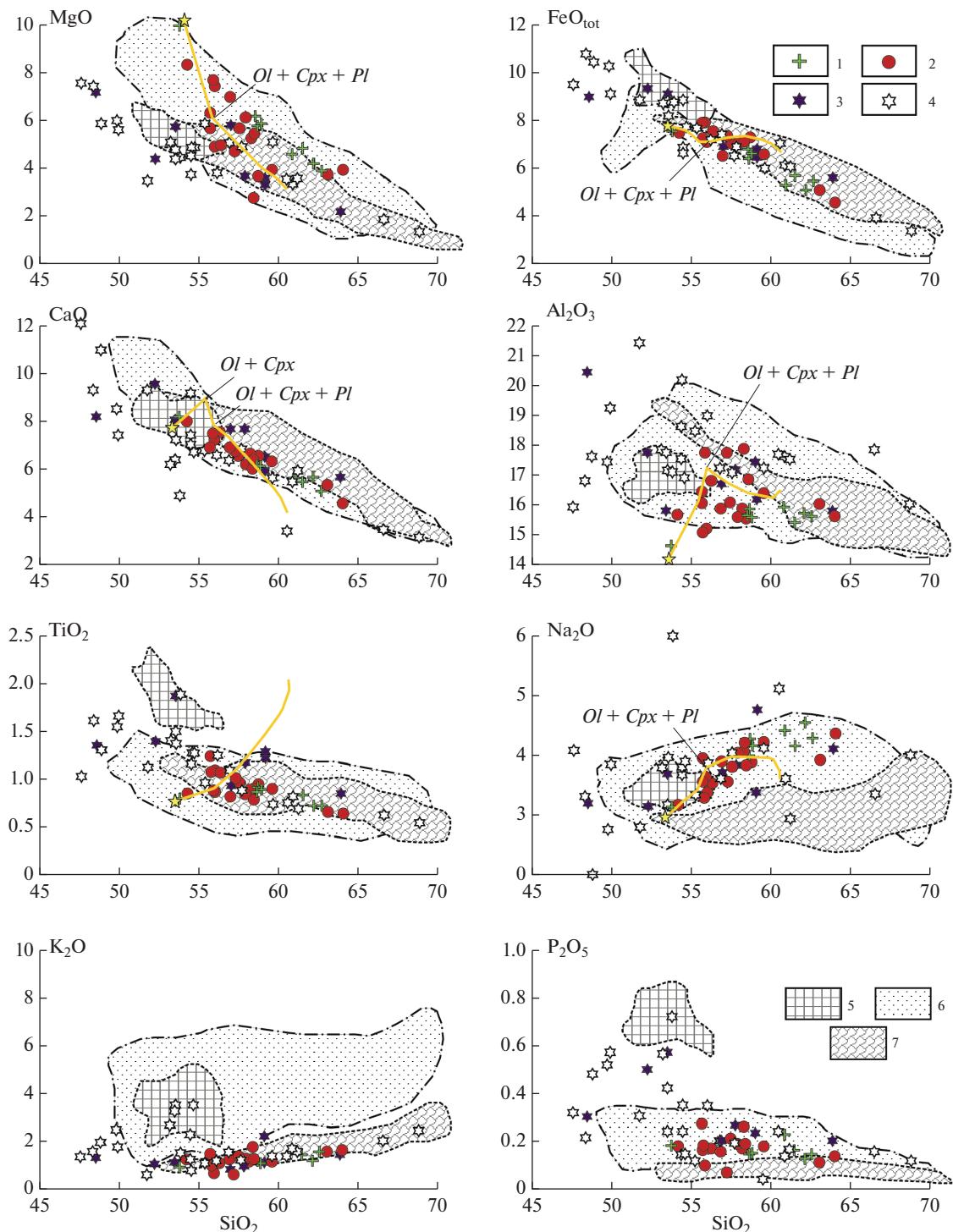


Рис. 5. Вариации главных элементов (мас. %) в позднемеловых и палеогеновых магматических породах Северного Приохотья.

1–4 – эоценовые вулканиты кытыймской свиты: 1 – гижигинский ареал, 2 – гармандинский ареал (Смирнов и др., 2018), 3, 4 – по материалам геологической съемки 1 : 200000; 3 – п-в Тайгонос (р. Кытыйма, петротип кытыймской свиты), 4 – вулканические поля басс. рр. Бол. и Мал. Гарманды; 5–7 – поля состава кампан–эоценовых вулканических комплексов, для сравнения: 5 – мыгдыкитская свита, Ольское и Арманское плато, кампан (Акинин, Миллер, 2011; Akinin et al., 2011; Houigian, Akinin, 2004), 6 – кинкильская свита, Западная Камчатка, эоцен (Федоров и др., 2008), 7 – велнолыкская свита, эныччаваямский комплекс, эоцен (Федоров и др., 2011). Желтой звездочкой показан предполагаемый состав родоначального расплава, желтой линией – расчетный тренд его изменения в результате фракционной кристаллизации, моделируемой в среде программы Comagmat 3.74 (Ariskin et al., 1988).

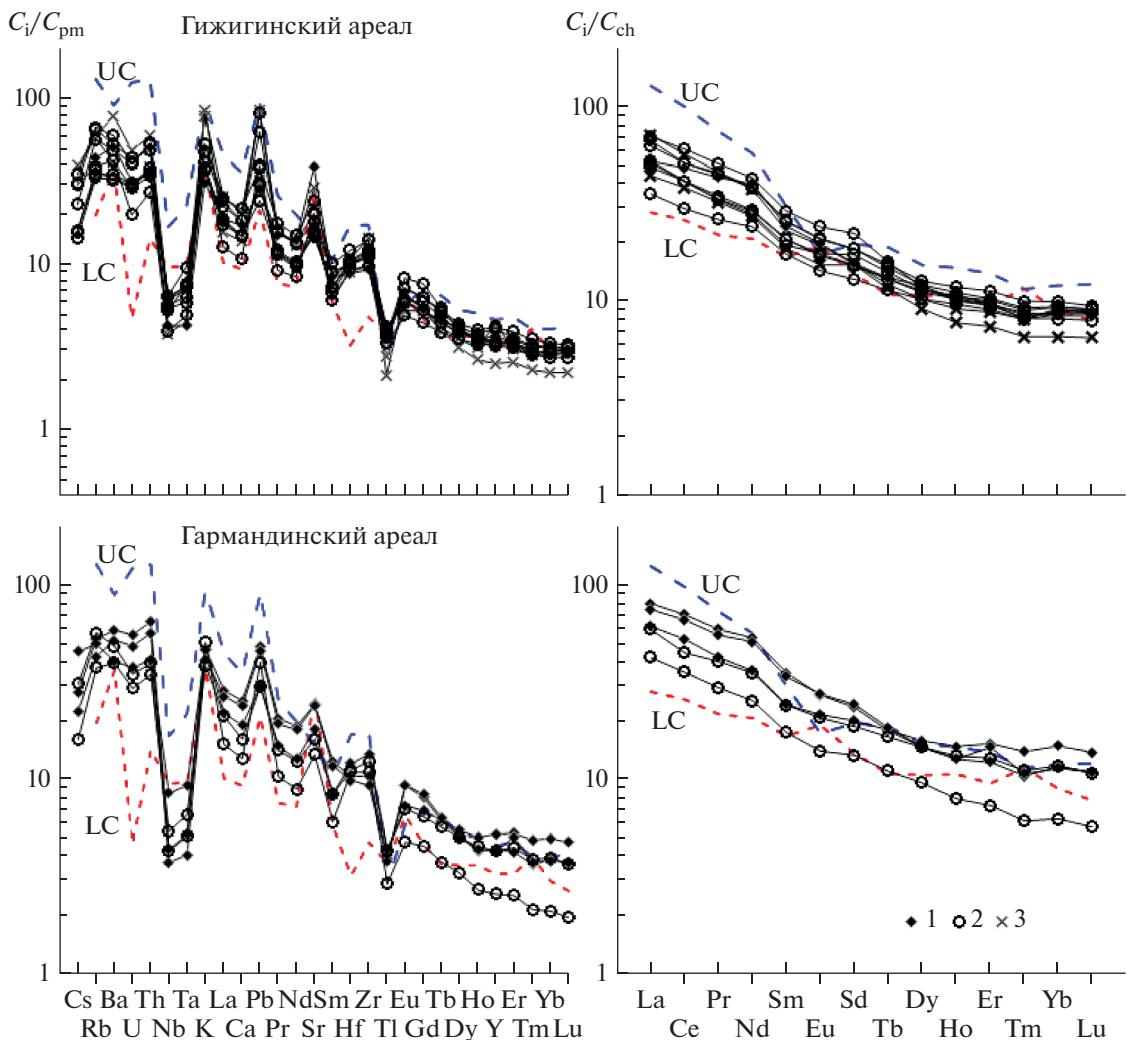


Рис. 6. Распределение некогерентных примесных элементов в эоценовых магматических породах кытыймской свиты, нормированных на концентрации в примитивной мантии и хондрите (Sun, McDonough, 1989).
1 – базальты, андезибазальты, 2 – андезиты, 3 – трахиандезиты. Состав верхней коры (UC) по (Rudnick, Gao, 2003), меловой нижней (LC) коры континентальных окраин севера Пацифики по (Акинин и др., 2013).

незначительную роль процессов фракционирования плагиоклаза при эволюции первичных расплавов, так и на то, что источник мог быть обеднен европием.

Вариации некогерентных элементов в вулканических породах, нормированные к примитивной мантии (C_i/C_{pm} , (Sun, McDonough, 1989), показаны на рис. 6. Относительно состава N-MORB андезибазальты и андезиты обогащены крупноионными литофильными элементами (LILE), легкими и средними редкоземельными, большей частью высокозарядными (HFSE), за исключением Ti, и обеднены тяжелыми редкоземельными элементами. Эти особенности состава отражены в появлении на спайдерграммах резких минимумов Ti, Nb и Ta при наличии максимумов Pb, Sr и отчасти Zr

и Hf, что характерно для вулканитов окраинно-континентальных поясов, где субконтинентальная мантия региона отражает многоэтапные процессы более раннего мезозойского надсубдукционного флюидного метасоматоза (Акинин, Миллер, 2011).

Изотопный состав Sr и Nd в породах приведен на рис. 7 и в табл. 5. Андезибазальты и андезиты характеризуются некоторыми вариациями отношений изотопов неодима ($\epsilon_{Nd}(T) = 2.4-5.5$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.703415-0.704175$). В координатах $\epsilon_{Nd}(T)-(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ изотопные характеристики пород располагаются вдоль линии мантийной корреляции и отражают мантийный источник магм, умеренно истощенный в отношении радиогенных изотопов (рис. 7).

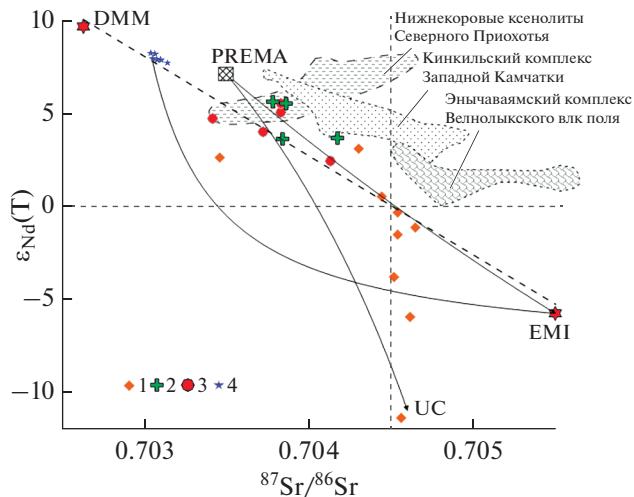


Рис. 7. Диаграмма $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для позднемеловых и палеогеновых магматических пород Северного Приохотья.

1–2 – раннекоровы кытымской свиты, гижигинский (1) и гармандинский (2) ареалы, 3 – мыгдыкитская свита, Ольское и Арманское плато, кампан (Акинин, Миллер, 2011; Akinin et al., 2014; Hourigan, Akinin, 2004), 4 – позднемиоценовые фоидиты Вилигинского ареала (Акинин, Леонова, 2010; Tschech et al., 2011).

Области состава: нижнекоровы ксенолиты из щелочных базальтов Северного Приохотья по (Акинин и др., 2013), кинкильского комплекса Западной Камчатки, эоцен (Федоров и др., 2008), энчаваямского комплекса Центральной Корякии, эоцен (Федоров и др., 2011). Положение мантийных компонентов DMM, EMI и PREMA по (Hart, 1988; Zindler, Hart, 1986). Состав верхней континентальной коры (UC) по (Rudnick, Gao, 2003). Сплошными линиями показаны линии смещения, пунктиром – линия мантийной корреляции.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для стратиграфического расчленения и корреляции, понимания геодинамической природы палеогенового вулканизма необходимо охарактеризовать близкие по возрасту вулканические комплексы в прилегающих районах Северного Приохотья и на Западной Камчатке. Территория Северного Приохотья, начиная от среднего альба до начала кампана, представляла собой арену интенсивной вулканической деятельности, связанную с формированием надсубдукционного Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП), для которого установлен импульсный, прерывистый характер известково-щелочного вулканизма с возрастными пиками около 105, 100, 96, 92–93, 87, 82 и 77 млн лет (Акинин, Миллер, 2011). В Охотском секторе ОЧВП наблюдается гомодромная последовательность: извержения начинались с лав и туфов андезитов, далее следуют кислые туфы и лавы, затем снова андезиты, игнимбриты и туфы риолитов и риодаситов (Белый, 1977; Аки-

нин, Миллер, 2011). Завершают извержения высокоглиноземистые базальты и андезибазальты около 76–78 млн лет назад (Akinin et al., 2014), которые нередко ранее ошибочно относили к палеогеновому этапу. Пологозалегающие многочисленные потоки андезибазальтов и андезитов формируют разрозненные лавовые плато (Хакаринское, Янское, Ольское, Хатачанское, Хетинское, Верхнепенжинское) и заполняют ряд грабенов (Предгорный, Ичингейский). Лавовые покровы кампанских базальтов (хакаринская, мыгдыкитская и атвувеемская свиты, ичингейская и уйканская толщи) залегают согласно на выровненной поверхности кислых вулканитов ОЧВП и, судя по близкому с ними возрасту, относятся к завершающему этапу извержений в поясе. Строение покровов достаточно однотипное: это чередование потоков оливиновых и плагиоклаз-оливиновых базальтов, андезибазальтов, их субщелочных разностей, рассекаемых редкими дайками трахирилитов. Подробная петрохимическая характеристика вулканитов рассмотрена в работах (Акинин, Миллер, 2011; Akinin et al., 2014) на примере мыгдыкитской свиты Ольского плато. Здесь же кратко остановимся на основных особенностях состава базальтов и андезибазальтов кампанской мыгдыкитской свиты, а также эоценового кинкильского комплекса Западной Камчатки, необходимых для сравнения с лавами кытымской свиты в Гижигинском и Гармандинском ареалах.

Лавы мыгдыкитской свиты представлены кайно-типовыми оливиновыми и оливин-плагиоклазовыми базальтами и андезибазальтами, по химическому составу относящимися к породам субщелочного ряда, калиево-натриевого типа, умеренно- и высокоглиноземистым. Для базальтов, в отличие от основных вулканитов ОЧВП, характерны повышенные концентрации титана ($\text{TiO}_2 = 1.2\text{--}2.1$ мас. %), фосфора ($\text{P}_2\text{O}_5 = 0.6\text{--}0.8$ мас. %), циркония ($\text{Zr} = 180\text{--}440$ ppm), гафния ($\text{Hf} = 5\text{--}7$ ppm), высокие значения La_n/Sm_n и La_n/Yb_n отношений (2.5–2.8 и 8.6–13.5 соответственно), что сближает мыгдыкитские базальты с породами внутриплитной геохимической специализации. Вместе с тем на спайдерграммах распределения несовместимых элементов (рис. 6) базальты и андезибазальты мыгдыкитской свиты отчетливо демонстрируют отрицательные Nb–Ta аномалии, положительные – по Pb, что характерно для надсубдукционных пород. Подобное сочетание “внутриплитных” и “надсубдукционных” геохимических характеристик типично для базальтоидов структур локального растяжения. Изменение в кампанское время геодинамической обстановки с режима фронтальной субдукции на режим трансформной окраины с локальным растяжением в поперечных к сдвигу зонах (Акинин, Миллер, 2011; Akinin et al., 2014) на территории Северного Приохотья привело к смене характера вулканизма и его источников,

Таблица 5. Результаты Sm/Nd и Rb/Sr изотопных исследований палеогеновых вулканических пород Северного Приохотья

Номер образца	Порода	Содержание, ppm				Изотопные отношения					
		Sm	Nd	Rb	Sr	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$
Гижигинский ареал											
EV-9/1	Андезит	3.317	14.514	23.39	339.4	0.137559	0.5128 ± 15	3.52	0.1995	0.7040 ± 9	0.703864
14-1	Андезит	2.714	11.364	25.41	425.6	0.143751	0.5129 ± 21	5.44	0.1729	0.7040 ± 10	0.703882
82	Андезит	3.95	17.569	35.5	378.7	0.135326	0.51294 ± 9	5.49	0.2714	0.7040 ± 9	0.703815
EV-1/1	Трахиандезит	3.604	17.837	37.82	608.2	0.121617	0.51284 ± 4	3.62	0.1800	0.7043 ± 24	0.704177
Гармандинский ареал											
G23/1	Андезибазальт	5.402	24.3	22.61	512.4	0.1345	0.512919 ± 3	5.48	0.1275	0.703924 ± 7	0.703830

Примечание. Начальные изотопные отношения ($\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$) в породах скорректированы на возраст: Гижигинский ареал – 48 млн лет, Гармандинский ареал – 63 млн лет.

что отразилось на химическом составе постсубдукционных вулканитов на большей части Северо-Востока Азии (Мартынов, 1999; Мартынов, Ханчук, 2013; Федоров, Филатова, 1999; Ханчук, Иванов, 1999).

Раннепалеогеновый магматизм в Северном Приохотье представлен широким развитием известково-щелочных базальтовых и андезибазальтовых покровов, образующих ряд вулканических полей в Гижигинско-Тайгоносском районе и протягивающихся к северо-востоку через верховья рек Пенжина и Анадырь и низовья р. Оклан (рис. 1). Примечательно, что кроме этого типа вулканизма, южнее в Примагаданье, известно еще Сеймансское проявление даек базанитов палеоценового (61–57 млн лет) и эоценового (49–45 млн лет) возраста (Леонова и др., 2015), типично внутриплитных, по минеральному и химическому составу резко отличающиеся как от кампанских мыгдыкитских базальтов, так и от исследованных палеогеновых вулканитов кытыймской свиты (рис. 4–10).

На Западной Камчатке эоценовые магматические породы кинкильского комплекса образуют непрерывный ряд от базальтов до риолитов, и по соотношению SiO_2 , K_2O и FeO^*/MgO относятся к умеренно-калиевой известково-щелочной серии (Федоров и др., 2008). Распределение редких и редкоземельных элементов типично для надсубдукционных образований: вулканиты обогащены LILE относительно HFSE, средними и тяжелыми редкоземельными элементами, наблюдаются Ba и Th, Ta и Nb минимумы. Значения $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ в породах кинкильского комплекса варьируют от +7.2 до +2.5 при $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, изменяющихся от 0.7038 до 0.7050, образуют отрицательную последовательность от деплетированных до незначительно обогащенных, близких по изотопному составу палеогеновым западнокамчатским кварц-полевошпатовым осадкам (рис. 7, 11).

гашенных, близких по изотопному составу палеогеновым западнокамчатским кварц-полевошпатовым осадкам (рис. 7, 11).

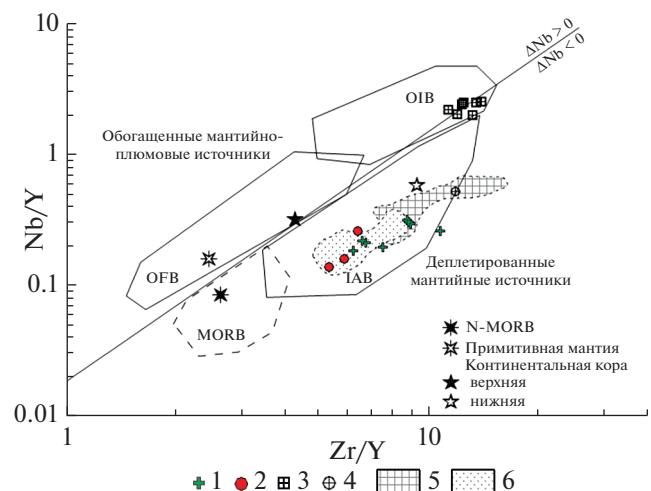


Рис. 8. Диаграмма Nb/Y – Zr/Y для позднемеловых и палеогеновых базальтоидов Северного Приохотья. 1, 2 – раннэоценовые вулканиты: 1 – Гижигинский ареал, 2 – Гармандинский ареал; 3 – базаниты Сеймансского ареала, палеоцен–эоцен (Леонова и др., 2015), 4 – венюльская свита, энчаваямский комплекс, эоцен (Федоров и др., 2011), 5 – мыгдыкитская свита, Ольское и Арманское плато, кампан (Акинин, Миллер, 2011; Akinin et al., 2011; Hourigan, Akinin, 2004), 6 – кинкильский комплекс Западной Камчатки, эоцен (Федоров и др., 2008).

Поля составов разных типов базальтов по (Condie, 2005). Средние составы: N-MORB, примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989), континентальной коры по (Rudnick, Gao, 2003). OIB – базальты океанических островов, IAB – базальты островных дуг, OFB – базальты океанического дна.

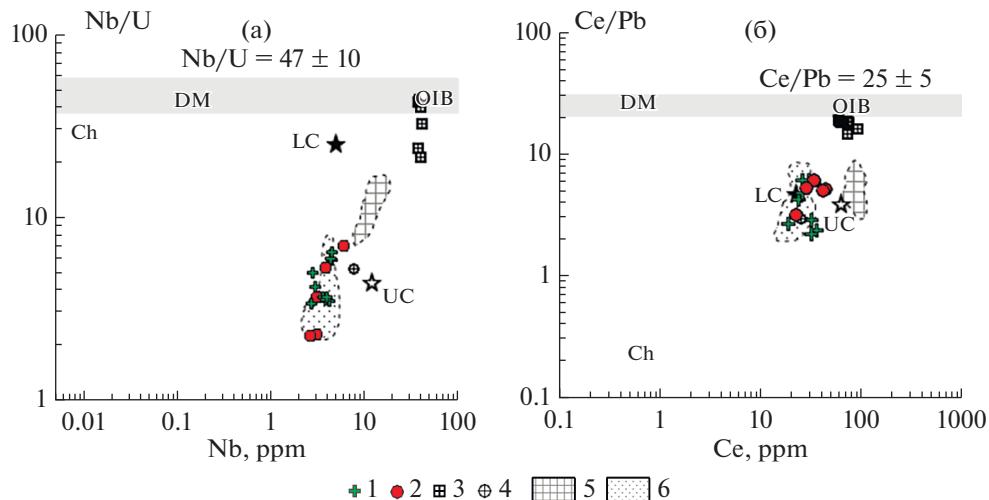


Рис. 9. Диаграммы Nb/U–Nb (а) и Ce/Pb–Ce (б) для позднемеловых и палеогеновых магматических пород Северного Приохотья: (а) Nb/U отношения по (Hofmann et al., 1986); (б) Ce/Pb отношения по (Miller et al., 1994). Средние составы хондрита (Ch), OIB, DM по (Sun, McDonough, 1989), нижней (LC) и верхней (UC) континентальной коры по (Rudnick, Gao, 2003). Условные обозначения см. на рис. 8.

Изотопно-геохимическая характеристика вулканических пород Гижигинского и Гармандинского ареалов Северного Приохотья позволяет сделать ряд выводов о происхождении изученных пород и характере процессов, повлиявших на состав магм.

Особенности поведения главных петрогенных и ряда примесных элементов дают основание предположить существенную роль фракционной кристаллизации в образовании палеогеновых вулканитов. Мы провели моделирование фракционной кристаллизации гипотетического материнского расплава кытыймской свиты с использованием программы Comagmat 3.74 (Ariskin et al., 1988; Ariskin, Nielson, 1993) при условиях декомпрессионного фракционирования, начиная с 7 кбар, концентрации H_2O в исходном расплаве 0.1 мас. % на буфере QFM. В качестве родоначального расплава (желтая звездочка на рис. 5) был выбран наиболее магнезиальный андезибазальт (обр. 2, (табл. 4), в котором установлены магнезиальные фенокристы оливина (Fo_{91}) с микровключениями хромшпинелида, с близким к равновесному коэффициенту распределения $Kd_{(Mg-Fe)} = 0.3$. Моделируемая кривая эволюции расплава, с ранней кристаллизацией оливина и следующего за ним ортопироксена, в целом следует наблюдаемому тренду изменений главных элементов в андезибазальтах и андезитах кытыймской свиты (рис. 5), за исключением TiO_2 . Последнее обстоятельство, вероятно, связано с тем, что на котектике кристаллизовался титаномагнетит, который в этой версии программы не был учтен. На ликвидусе расчетного первичного расплава базальта (расчитано по программе Primelt3_MEGA (Herzberg,

Asimow, 2015)), оливин ($Fo = 91.6$) кристаллизовался при температуре 1343°C, при этом состав рассчитанного равновесного оливина хорошо согласуется с составом реально наблюдаемых фенокристов оливина в породе (обр. 2). В источнике магмы при этом устанавливается пироксенит. Давление кристаллизации, судя по активности Si в расплаве (Putirka, 2008; ур. 42), составило около 7.5 кбар.

О принадлежности вулканитов к единой генетической серии свидетельствует также: резкое падение концентрации элементов с высокими коэффициентами распределения минерал–расплав (Cr, Ni, Co) при снижении магнезиальности породы, субпараллельное расположение спектров несовместимых элементов (рис. 6), близкие значения La_n/Yb_n отношения (4–7) в основных и средних по составу вулканитах. Однако пониженные содержания глинозема и высокие сидерофильные элементы, отсутствие европиевой аномалии в средних породах, сильная корреляционная зависимость между кремнекислотностью пород и Ce/Pb отношением также могут свидетельствовать и о гибридном (мантийно-коровом) характере вулканогенных образований. Вариации изотопных отношений Sr и Nd против элементов в изученной серии кытыймских вулканических пород согласуются с ведущей ролью фракционной кристаллизации, при незначительной роли контаминации зрелым коровьим материалом в условиях AFC-процесса (соотношение долей кристаллизации к контаминации (r) – не более 0.3, рис. 11).

Относительно высокие $^{143}Nd/^{144}Nd$ и низкие $^{87}Sr/^{86}Sr$ значения отношений в породах Гижигинского и Гармандинского полей, низкие кон-

центрации тяжелых редкоземельных элементов позволяют, в целом, говорить об умеренно деплектированном характере их мантийного источника.

Информативными при выделении обогащенного (мантийно-плюмового) и деплектированного мантийных источников служат межэлементные соотношения Nb, Zr, Y (Condie, 2005). Показано (Fitton et al., 1997), что базальтоиды, имеющие мантийно-плюмовые ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ изотопные характеристики, занимают определенное узкое поле на диаграмме Nb/Y–Zr/Y (рис. 8), ограниченное снизу линией, описываемой уравнением регрессии: $\log(\text{Nb}/\text{Y}) = 1.92\log(\text{Zr}/\text{Y}) - 1.74$. Для характеристики мантийно-плюмовой компоненты было предложено использовать параметр ΔNb , определяемый как: $\Delta\text{Nb} = \log(\text{Nb}/\text{Y}) + 1.74 - 1.92\log(\text{Zr}/\text{Y})$, при котором значения $\Delta\text{Nb} > 0$ соответствуют базальтам с плюмовой компонентой, а $\Delta\text{Nb} < 0$ – базальтам, генерированным при частичном плавлении деплектированной верхней мантии. Андезибазальты и андезиты рассматриваемых полей располагаются ниже границы подпор мантийно-плюмового генезиса и занимают область развития надсубдукционных пород (рис. 8). В этих же полях расположены составы базальтов и андезибазальтов мыгдыкитской свиты и кинкильского комплекса, тогда как палеогеновые базаниты, занимают область базальтоидов океанических островов, имея как положительные, так и отрицательные значения ΔNb .

В работе (Di Vincenzo, Rocchi, 1999) показано, что Nb/Yb отношения позволяют оценить степень обогащения источника до его контаминации коровой или субдукционной компонентой. В андезибазальтах гижигинского и гармандинского ареалов значения Nb/Yb отношения изменяются от 1.4 до 1.6, что подразумевает незначительный вклад обогащенной компоненты в мантийный источник, тогда как в кинкильских андезибазальтах, мыгдыкитских базальтах и базанитах Сеймканского ареала эта величина составляет 1.8–4.6, 1.8–7.1 и 16–24 соответственно.

Мантийные и коровые выплавки резко отличаются между собой по соотношению ниobia, урана, церия и свинца. В мантийных океанических базальтах $\text{Nb}/\text{U} = 47 \pm 10$, $\text{Ce}/\text{Pb} = 25 \pm 5$, а в породах континентальной коры – ~10 и 3–5, соответственно (Hofmann et al., 1986). На конвергентных границах снижение Nb/U отношения в породах могло быть обусловлено привносом урана, миграция которого определяется его высокой подвижностью в окислительных условиях (Фор, 1989), тогда как отношение Ce/Pb снижается за счет гидротермального переноса свинца в магматические источники (Miller et al., 1994).

В породах Гижигинского и Гармандинского вулканических ареалов определены интервалы значений Nb/U и Ce/Pb отношений (2.3–6.4 и

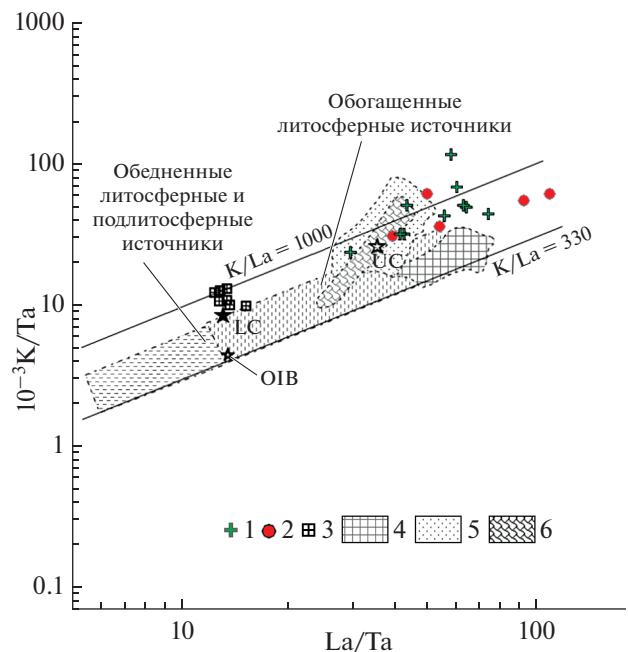


Рис. 10. Диаграмма $10^{-3}\text{K}/\text{Ta}$ – La/Ta (Рассказов и др., 2012) для позднемеловых и палеогеновых магматических пород Северного Приохотья.

1, 2 – раннекайнозойские вулканиты кытыймской свиты: 1 – Гижигинский ареал, 2 – Гармандинский ареал; 3 – базаниты Сеймканского ареала, палеоцен–эоцен (Леонова и др., 2015), 4 – мыгдыкитская свита, Ольское и Арманская плато, кампан (Акинин, Миллер, 2011; Акинин et al., 2011; Hourigan, Akinin, 2004), 5 – кинкильский комплекс Западной Камчатки, эоцен (Федоров и др., 2008), 6 – венчолыкская свита, энчаваимский комплекс, эоцен (Федоров и др., 2011).

2.1–6.0), близкие к андезибазальтам кинкильского комплекса (рис. 9). Такие низкие отношения свойственны материалу коры и надсубдукционного мантийного клина (рис. 9). Базальты мыгдыкитской свиты характеризуются более высокими значениями Nb/U отношения (7–16) при близких Ce/Pb (2.7–8.3). В палеогеновых базанитах значения Nb/U и Ce/Pb отношений (21–44 и 14–18) близки к нижним значениям в базальтоидах внутривулканической специализации.

Изменение состава источников кайнозойских пород проиллюстрировано на диаграмме $10^{-3}\text{K}/\text{Ta}$ – La/Ta (рис. 10), на которой эмпирически выделяются источники вулканических пород континентальных областей дивергенции (растяжения) и конвергенции (зон субдукции и коллизии) (Рассказов и др., 2012). Кытыймские вулканические породы, как и базальты мыгдыкитской свиты и кинкильского комплекса, характеризуются высокими значениями La/Ta и $10^{-3}\text{K}/\text{Ta}$ отношений (30–100 и 20–80 соответственно), свидетельствующими об относительном надслэбовом обогащении K и La водным флюидом при обеднении высокозарядным Ta. Палеогеновые базаниты

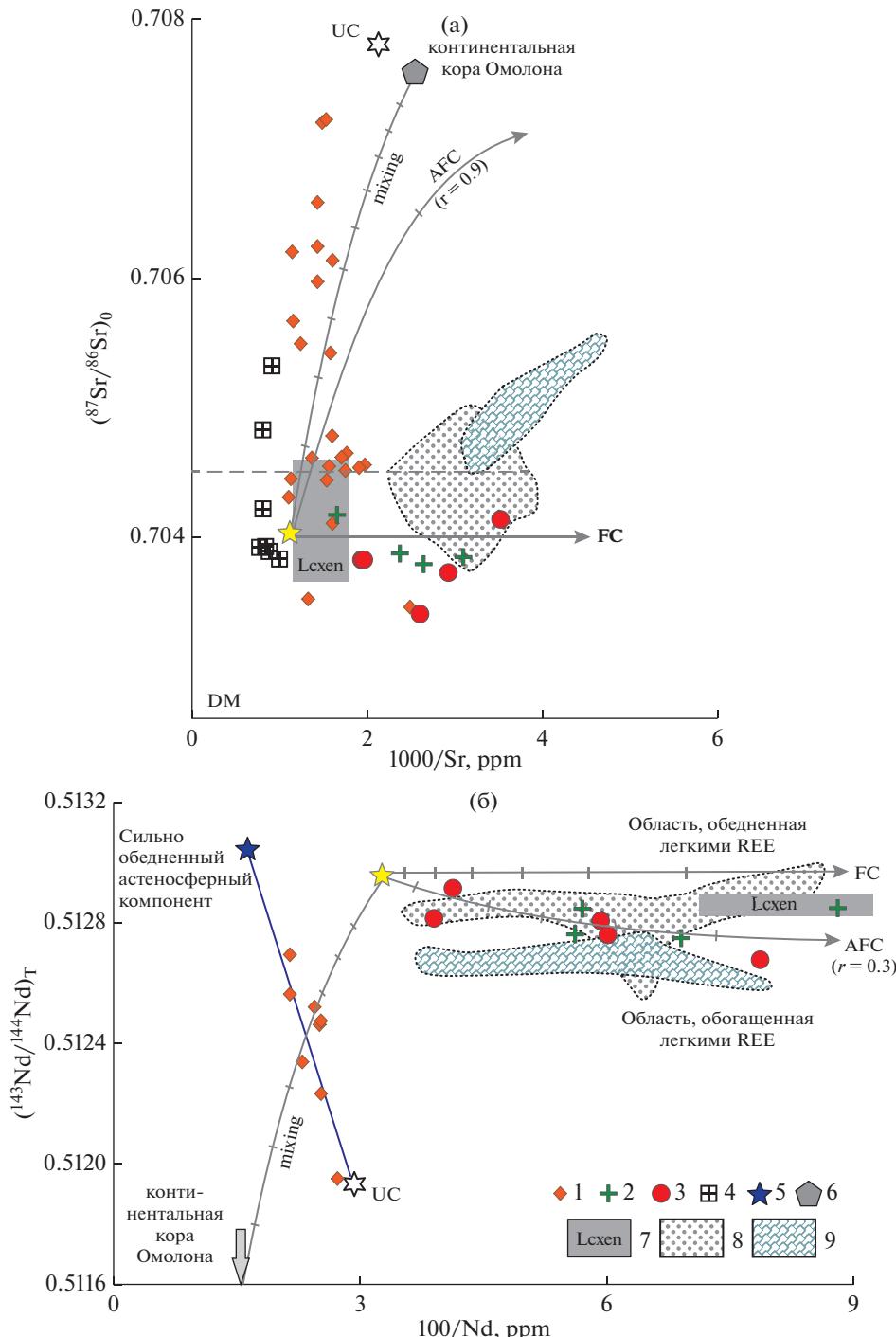


Рис. 11. Диаграммы $(\text{Sr}/\text{Sr})_0 - 1000/\text{Sr}$ (а) и $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T - 100/\text{Nd}$ (б) для позднемеловых и палеогеновых магматических пород Северного Приохотья.

1 – мыгдыкитская свита, Ольское и Арманское плато, кампан (Акинин, Миллер, 2011; Akinin et al., 2011; Hourigan, Akinin, 2004); 2, 3 – раннеэоценовые вулканиты кытыймской свиты: 2 – гижигинский ареал (данные настоящей работы), 3 – гармандинский ареал (Смирнов и др., 2018); 4 – базаниты Сеймканского ареала, палеоцен–эоцен (Леонова и др., 2015); 5, 6 – Вилигинский ареал, поздний миоцен: 5 – фойлиты (Леонова, Акинин, 2010; Tschegg et al., 2011), 6 – протерозойский ортогнейс Омоловского массива; 7 – нижнекоровые ксенолиты Вилиги (Акинин и др., 2013); 8 – кинкильский комплекс Западной Камчатки, эоцен (Федоров и др., 2008); 9 – вентолыкская свита, энычаваямский комплекс, эоцен (Федоров и др., 2011).

Положение мантийного компонента DM по (Hart, 1988). Состав верхней континентальной коры (UC) по (Rudnick, Gao, 2003). Линии – модельные кривые фракционной кристаллизации (FC), конкурирующих ассилиации и фракционной кристаллизации (AFC) и чистого смешения (mixing), в соответствии с уравнениями (DePaolo, 1981).

Конечные компоненты: желтая звезда – исходная магма для кытыймской свиты, ортогнейс Омолова (обр. ОМ-111, Sr = 2.53 ppm, Nd = 1.25 ppm, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7077$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5110$).

характеризуют слабо обедненный подлитосферный источник ($\text{La}/\text{Ta} = 12-15$, $10^{-3}\text{K}/\text{Ta} = 10-13$).

Более полную информацию о магматических источниках дают диаграммы в координатах $(\text{Sr}/\text{Sr})_0-1000/\text{Sr}$ и $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t-100/\text{Nd}$ (рис. 11).

На диаграмме $(\text{Sr}/\text{Sr})_0-1000/\text{Sr}$ (рис. 11а) выделяется ряд областей. Изотопные отношения в базальтах мыгдыкитской свиты, рассчитанные на возраст 78 млн лет, выделяются в группу, характеризующуюся варьирующими начальными изотопными отношениями (0.7041–0.70722) при повышенных концентрациях Sr (500–900 ppm), в целом соответствующими смешению двух источников – нижнекорового и зрелого верхнекорового. Палеогеновые сеймканские базаниты образуют самостоятельный субпараллельный тренд с более высокими концентрациями Sr (до 1000–1300 ppm), характеризуя источник магмы как существенно обогащенный радиогенным изотопом стронция (Леонова и др., 2015). Вулканиты кытымской свиты в Гармандинском и Гижигинском ареалах отличаются варьирующими значениями $1000/\text{Sr}$ (2.0–3.5) при $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7036–0.7044), что, как мы указывали выше, согласуется с ведущей ролью фракционной кристаллизации.

На диаграмме $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t-100/\text{Nd}$ (рис. 11б) обособляются самостоятельные тренды палеогеновых пород Северного Приохотья и позднемеловых пород мыгдыкитской свиты, сходящиеся между собой в сильно обедненной изотопом Nd части диаграммы. Тренд для палеогеновых пород не выходит за пределы обедненного поля изотопов Nd в мантийном источнике, а тренд для базальтов мыгдыкитской свиты протягивается к обогащенным составам демонстрируя контаминацию верхнекоровым материалом.

Другой информативной характеристикой предполагаемых источников магм является модельный Sm-Nd возраст ($T_{\text{Nd}}(\text{DM})$), определяющий время отделения ювенильного вещества земной коры от драпелированной мантии (DePaolo, 1988) (рис. 12).

Для кытымских андезитов Гижигинского ареала, формировавшихся около 48 млн лет назад, изотопные составы характеризуются величинами $\epsilon_{\text{Nd}} = +3.5 \dots +5.5$. Модельный возраст источников пород достаточно выдержан: $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 490-700$ млн лет, $T_{\text{Nd}}(\text{DM2st}) = 420-580$ млн лет и в целом близок к модельным возрастам пород гармандинского ареала с изотопными характеристиками: $\epsilon_{\text{Nd}} = +2.4 \dots +5$, $T = 48$ млн лет ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 440-830$ и $T_{\text{Nd}}(\text{DM2st}) = 380-690$ млн лет соответственно). Эоценовые вулканиты кинкильского комплекса Западной Камчатки ($T = 40-53$ млн лет, $\epsilon_{\text{Nd}} = -1.5 \dots +7.2$ (Федоров и др., 2008)) также характеризуются близкими модельными возрастами: $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 480-860$ млн лет, $T_{\text{Nd}}(\text{DM2st}) = 390-670$ млн лет. Модельный возраст базальтов мыгды-

китской свиты имеет существенно большие величины: $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 720-1400$ млн лет, $T_{\text{Nd}}(\text{DM2st}) = 860-1400$ млн лет при $\epsilon_{\text{Nd}} = -11.4 \dots +3.1$ с единичными отклонениями в двустадийной модели в 650 и 1850 млн лет (Акинин, Миллер, 2011).

Известные к настоящему времени данные по изотопному составу Nd в породах палеогеновых магматических комплексов Северо-Востока (Полин и др., 2009; Смирнов и др., 2018; Федоров, 2006; Федоров и др., 2008, 2011, 2021; Федоров, Смирнов, 2014) обобщены на диаграммах $\epsilon_{\text{Nd}}-T_{\text{Nd}}(\text{DM2st})$ (рис. 12б). Как видно из диаграмм, модельный возраст и изотопный состав Nd исследованных кытымских андезитов достаточно близок к таковым в синсдвиговых магматических образованиях Красноозерского (маастрихт-среднеэоценовый комплекс), Амгуэмо-Канчаланского (палеоцен) вулканических полей, приуроченных к структурам Охотско-Анадырской рифтовой системы, а также для эоценовых вулканических пород кинкильского комплекса Западной Камчатки, и отличен от модельных возрастов базальтов мыгдыкитской свиты ОЧВП (нижний–средний рифей) (рис. 12б). Мы интерпретируем более молодые модельные возрасты для палеогеновых вулканических пород как обусловленные плавлением относительно ювенильного (более молодого, чем под ОЧВП) материала коры, в частности Удско-Мургальской энсиматической островной дуги, комплексы которой обнажаются под ОЧВП и к востоку от его простирации.

Подводя итог, необходимо отметить следующее. Установленные вещественные характеристики постсубдукционных магматических пород Северного Приохотья свидетельствуют о разнородном составе магматических пород и, соответственно, о гетерогенности источников, участвовавших в их образовании.

Кампанские базальты мыгдыкитской свиты характеризуют завершающий этап позднемелового вулканизма в ОЧВП, фиксируют изменение геодинамической обстановки с фронтальной субдукции на режим трансформной окраины с локальным растяжением в поперечных к сдвигу зонах (Акинин, Миллер, 2011; Akinin et al., 2014). Вариации изотопного состава Sr и Nd в базальтах мыгдыкитской свиты отражают мантийный источник (типа PREMA, рис. 7), существенно контаминированный материалом зрелой коры, типа EMI (обогащенный источник I-ого типа, предположительно деламинированная древняя континентальная литосфера).

С другим типом источников связаны раннепалеогеновые сеймканские базаниты (Леонова и др., 2015). Они заметно обогащены крупноионными и легкими редкоземельными элементами. Спектры распределения некогерентных элементов в сеймканских базанитах (рис. 6) характеризуются так

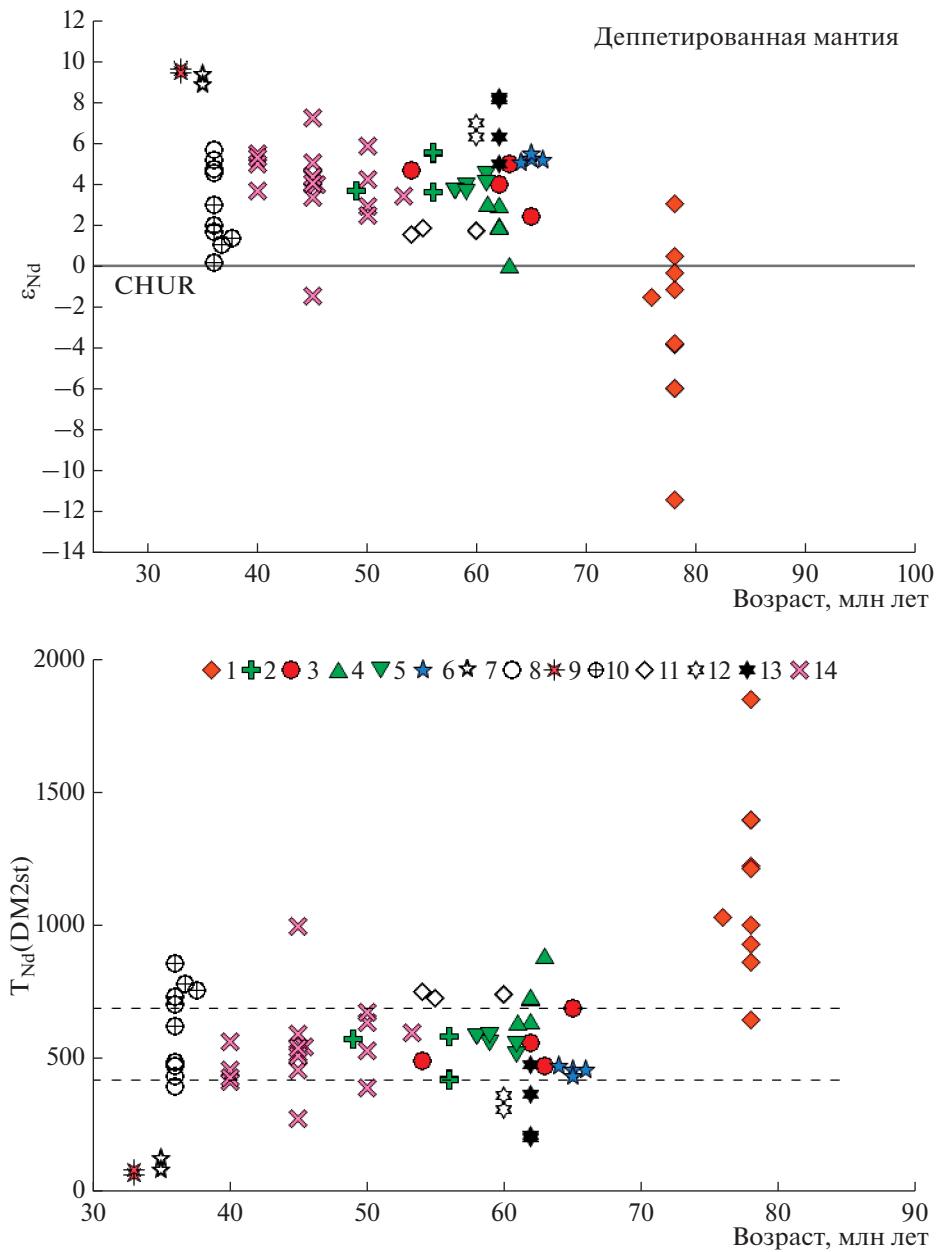


Рис. 12. Вариации изотопного состава ϵ_{Nd} и Nd изотопного модельного возраста ($T_{\text{Nd}}(\text{DM2st})$) меловых и палеогеновых магматических пород Северо-Востока Азии во времени.

1 — мыгдыкитская свита, Ольское и Арманское плато, кампан (Акинин, Миллер, 2011; Akinin et al., 2011); 2 — кытымская свита, Гижигинский ареал; 3 — кытымская свита, Гармандинский ареал (Смирнов и др., 2018 и наст. работа); 4, 5 — Амгуэмо-Канчаланское поле, ассоциации (Полин и др., 2009); 4 — субщелочная, 5 — щелочная; 6, 7 — Красноозерский ареал, комплексы: 6 — маастрихт-среднеэоценовый, 7 — эоценовый (Федоров, 2006 и неопубликованные авторские данные); 8 — коначанский комплекс, Алганские горы (Федоров и др., 2021); 9 — Элекайские горы (Федоров, 2006); 10 — Венолыкский ареал (Федоров и др., 2011); 11 — Колючинско-Мечигменский грабен (Федоров, Смирнов, 2014); 12–14 — Западная Камчатка (Федоров и др., 2008, 2011); 12 — п-в Утхолок, палеоцен, 13 — хр. Омгон, палеоцен, 14 — кинкильский комплекс, эоцен.

же, как и для внутриплитных вулканитов (Wilson, 2007), выпуклой формой, которая определяется относительно высокими нормализованными содержаниями Th, U, Nb, Ta и K при последовательном снижении значений все более тяжелых предкоземельных элементов. Первичные изотоп-

ные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в базанитах характеризуют источник магмы как существенно обогащенный радиогенным изотопом стронция.

Раннепалеогеновые вулканические породы кытымской свиты в Северном Приохотье принадлежат к умеренно-калиево-известково-ше-

лочной серии (см. рис. 4) и характеризуются умеренным обогащением легкими редкоземельными элементами относительно тяжелых, умеренным обогащением крупноионными лиофильными элементами и истощением высокозарядными, присутствием на спайдерграммах резких минимумов Ti, Nb и Ta при наличии максимумов Pb, Sr. Подобные геохимические характеристики в целом типичны для базитовых магм надсубдукционного генезиса (Kelemen et al., 2003). Появление Nb–Ta трогов на спайдерграммах обычно объясняется рядом процессов (Kelemen et al., 2003): фракционированием Fe–Ti-содержащих минералов в коре; фракционированием богатых титаном водных силикатов (флогопит или роговая обманка) в мантии или коре; присутствием в мантийном клине таких фаз как рутил или сфен; малой подвижностью тантала и ниобия относительно редкоземельных и других некогерентных элементов в обогащенном флюидами субдукционном материале; унаследованностью расплавом низких Ta/Th и Nb/Th значений из субдуцируемого осадка; наличием остаточного рутила во время частичного плавления субдуцированного материала; обширным взаимодействием расплавов между обогащенными и обедненными перидотитами. Однако, в нашем случае совершенно не обязательно приписывать установленным геохимическим особенностям кытымских вулканитов образование в надсубдукционных геодинамических условиях. Напротив, мы полагаем, что выплавление происходило на стадии растяжения, в начале формирования Охотского моря. Плавление более древнего захороненного мелового слэба может объяснить Nb–Ta отрицательные аномалии в изученных андезитах и андезибазальтах. Вслед за П.Б. Келеменом и др. (2003) мы придерживаемся гипотезы, что отрицательные аномалии Nb–Ta на спайдердиаграммах отражают “водные” условия плавления мантийного источника, при которых в реститовой фазе накапливается рутил, концентрирующий эти элементы, тогда как положительные аномалии Pb и Sr указывают, что мантийный источник был метасоматизирован (флюидами или водонасыщенными расплавами) перед началом парциального плавления (Wang et al., 2013). Геохимически флюидное обогащение мантийного источника подтверждается высокими значениями Ba/La и низкими Ce/Pb и Nb/Y отношений в исследованных палеогеновых породах обоих ареалов.

В целом же как геологические (постсубдукционное время формирования), так и изотопно-геохимические (низкие содержания глинозема, высокая магнезиальность, умеренно низкие $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и высокие $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ значения, близкий модельный возраст протолитов) характеристики раннепалеогеновых пород гижигинского и гармандинского вулканических ареалов Северного Приохотья

позволяют предположить их сходные физико-химические и геодинамические условия образования.

Тектоническая перестройка Азиатско-Тихоокеанской окраины после столкновения континентальных блоков Северо-Востока с Азией и смены субдукционного режима на режим относительного скольжения литосферных плит (Ханчук, Иванов, 1999) привела в результате коллапса к формированию протяженных зон присдвигового растяжения (Варнавский, Малышев, 1986; Федоров, Филатова, 1999). Присдвиговые структуры растяжения, контролируемые повышенной жесткостью земной коры в пределах Омоловского микроконтинента (Жуланова, 1990) способствовали развитию промежуточных магматических камер, приведших к развитию как дифференцированных вулканических серий или формированию обособленных полей кремнекислого вулканализма, часто завершающих свое развитие интенсивными эксплозиями с кислой пирокластикой и игнимбритами, так и предопределяли условия внутрикамерного фракционирования с очень незначительной контаминацией зрелым коровыми материалом. Принимая во внимание низкие значения первичных отношений изотопов стронция в вулканических породах кытымской свиты (табл. 2), а также относительно молодой модельный возраст протолита можно предположить, что контаминация могла быть вулканические комплексы энсиматической Удско-Мургальской островной дуги.

ВЫВОДЫ

1. В прибрежной части Северного Приохотья выделяются локальные проявления раннеоцено-нового высокомагнезиального, известково-щелочного андезибазальт-андезитового вулканализма (кытымская свита) с возрастом 48 ± 2 млн лет. Этот магматический комплекс отличается по составу от кампанского финального базальт-андезитового эпизода известково-щелочного вулканализма в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе, а также Западно-Камчатских проявлений дифференцированного эоценового вулканализма.

2. В петrogenезисе исследованных лав ведущую роль играла фракционная декомпрессионная кристаллизация при очень незначительной контаминации зрелым коровыми материалом. Изотопный состав Sr и Nd, а также относительно молодые Nd-модельные возрасты в палеогеновых вулканических породах указывают на обедненный радиогенными изотопами мантийный источник (предположительно, фрагменты мелового слэба под комплексами Удско-Мургальской энсиматической островной дуги), позднее испытавший флюидный метасоматоз и обогащение примесными некогерентными элементами.

3. Раннеооценовый базальт-андезитовый вулканализм Северного Приохотья синхронизируется с наиболее древними осадками Охотского моря и может отражать локальные стадии растяжения на континентальной окраине Северо-Востока Азии в результате релаксации после завершения режима меловой фронтальной субдукции и переход к режиму скольжения литосферных плит.

Благодарности. Авторы благодарят Ю.А. Мартынова и А.В. Колоскова за конструктивные замечания и рецензии.

Источники финансирования. Исследования по геохимии выполнены за счет губусидий по теме НИР № 2 (СВКНИИ ДВО РАН) и № 0135-2019-0078 (ГИН РАН), изотопно-геохронологические исследования – при поддержке гранта РНФ 20-17-00169.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акинин В.В., Леонова В.В. Изотопный состав гелия и К-Аг возраст оливиновых меланефелинитов и мантийных ксенолитов Вилигинского вулканического поля (Северное Приохотье) // Вест. СВНЦ ДВО РАН. 2010. № 1. С. 25–32.

Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.

Акинин В.В., Андроников А.В., Мукаса С.Б., Миллер Э.Л. Меловая нижняя кора континентального обрамления северной Пацифики: петролого-геохронологические данные по нижне-среднекоровым ксенолитам // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 34–73.

Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.

Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеанская геология. 1986. № 3. С. 3–13.

Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Листы: Р-57-VI; Р-57-XI; Р-57-XII. Объяснительная записка. Авт. В.Г. Корольков. Ред. М.И. Терехов. М.: Союзгеолфонд, 1989. 149 с.

Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Лист Р-57 XXII. Объяснительная записка. Авт. Ф. Бойченко, Г.Н. Логинова. Ред. М.Л. Гельман. М.: Аэрогеология, 1977. 89 с.

Геологическая карта Северо-Востока СССР. Масштаб 1 : 1500000. Ред. М.Е. Городинский. Л.: ВСЕГЕИ, 1980. Требенников А.В., Ханчук А.И. Геодинамика и магматизм трансформных окраин Тихоокеанского типа: основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 1. С. 3–24.

Гриненко О.В., Сергеенко А.И., Белолубский И.Н. Палеоген и неоген Северо-Востока России. Часть I. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России и Объяснительная записка к ней. Якутск: Изд-во СО РАН, 1998. 67 с.

Емельянова Т.А., Петрищевский А.М., Изосов Л.А. и др. Позднемезозойско-кайнозойские этапы вулканализма и

геодинамика Японского и Охотского морей // Петрология. 2020. Т. 28. № 5. С. 468–481.

Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в до-кембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304 с.

Леонова В.В., Акинин В.В., Альшевский А.В., Ползуненков Г.О. Новые местонахождения кайнозойских щелочных базальтоидов с мантийными включениями в Северном Приохотье (Сеймканское проявление) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 4. С. 53–66.

Мартынов Ю.А. Высокоглиноземистый базальтовый вулканализм Восточного Сихотэ-Алиня: петрология и геодинамика // Петрология. 1999. Т. 7. № 1. С. 58–79.

Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканализм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 94–108.

Полин В.Ф. О кайнозойском вулканализме северного Приохотья // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 5. С. 105–118.

Полин В.Ф., Сахно В.Г., Максимов С.О., Сандимиров И.В. Изотопно-геохимические характеристики и глубинные источники субщелочных и щелочных пород палеогеновой контрастной формации Амгуэмо-Канчаланского вулканического поля ОЧВП // Докл. АН. 2009. Т. 429. № 2. С. 227–233.

Политов В.К. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Лист Р-57-XVI (объяснительная записка). Магадан: МГ СССР, 1981. 101 с.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. и др. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии. Новосибирск: Академическое изд-во “ГЕО”, 2012. 351 с.

Смирнов В.Н., Федоров П.И., Богомолов Е.С. Новые данные о возрасте и составе кайнозойских андезибазальтов и андезитов в бассейне реки Большая Гарманда (Северное Приохотье) // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 6. С. 65–75.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г. и др. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. № 11. С. 1181–1199.

Федоров П.И. Кайнозойский вулканализм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М.: ГЕОС, 2006. 316 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 537).

Федоров П.И., Смирнов В.Н. Раннекайнозойский вулканализм Колючинско-Мечигменского грабена (Чукотский полуостров) // Петрология. 2014. Т. 22. № 1. С. 60–71.

Федоров П.И., Филатова Н.И. Геохимия и петрология позднемеловых-кайнозойских базальтов зон растяжения на континентальной окраине Северо-Востока Азии // Геохимия. 1999. № 2. С. 115–132.

Федоров П.И., Коваленко Д.В., Баянова Т.Б., Серов П.А. Раннекайнозойский магматизм континентальной окраины Камчатки // Петрология. 2008. Т. 16. № 3. С. 277–295.

Федоров П.И., Коваленко Д.В., Агеева О.А. Западнокамчатско-Корякский окраинно-континентальный вулканогенный пояс: возраст, состав и источники формирования // Геохимия. 2011. № 8. С. 813–838.

Федоров П.И., Мусеев А.В., Паланджян С.А. и др. Возраст и петрогенезис вулканитов кислого состава Ал-

- ганских гор Корякского нагорья (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 2. С. 3–20.
- Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Наука, 1988. 264 с.
- Филатова Н.И. Окрайнно-континентальный синекли-
совый маастрихт-палеогеновый магматизм Востока Азии (к проблеме “поясов” Корякско-Западнокамчатского региона) // Петрология. 2015. Т. 23. С. 363–385.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1635–1645.
- Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии: Тез. XXX тектонического совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 240–243.
- Ariskin A.A., Nielsen R.L. Application of computer simulation of magmatic processes to the teaching of petrology // J. Geol. Educat. 1993. V. 41. № 5. P. 438–441.
- Ariskin A.A., Barmina G.S., Frenkel M.Ya., Yaroshevsky A.A. Simulating low-pressure tholeiite-magma fractional crystallization // Geochem. Int. 1988. V. 25. № 4. P. 21–37.
- Akinin V.V., Layer P., Benowitz J., Ntaflos Th. Age and composition of final stage of volcanism in Okhotsk-Chukotka volcanic belt: An example from the Ola plateau (Okhotsk segment) // Proceedings of the International Conference on Arctic Margins VI. Eds. D.B. Stone et al. СПб.: BCE-ГЕИ, 2014. P. 171–193.
- Akinin V.V., Miller E.L., Toro J. et al. Episodicity and the dance of late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: North-eastern Russia to the Cordillera // Earth Sci. Rev. 2020. V. 208. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103272>
- Baksi A.K. Guidelines for assessing the reliability of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau ages: Application to ages relevant to hotspot tracks. 2006. <http://www.mantleplumes.org/ArAr.html> [accessed 2021-01-01].
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chemical Geol. 2004. V. 205. P. 115–140.
- Condie K. High field strength element ratios in Archean basalts: A window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
- Grebennikov A.V., Khanchuk A.I., Gonchuk V.G., Kovalenko S.V. Cretaceous and Paleogene granitoid suites of the Sikhote-Alin area (Far East Russia): Geochemistry and tectonic implications // Lithos. 2016. V. 261. P. 250–261.
- DePaolo D.J. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. V. 53. P. 189–202.
- DePaolo D.J. Neodymium isotope geochemistry: an introduction. N.Y.: Springer-Verlag, 1988. 187 p.
- Di Vincenzo G., Rocchi S. Origin and interaction of mafic and felsic magmas in an evolving late orogenic setting: The early paleozoic Terra Nova intrusive Complex, Antarctica // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 137. P. 15–35.
- Evensen N.M., Hamilon P.J., O'Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 1199–1212.
- Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J. et al. Thermal and chemical structure of the Iceland plume // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 153. P. 197–208.
- Herzberg C., Asimow P.D. PRIMELT3 MEGA.XLSM software for primary magma calculation: Peridotite primary magma MgO contents from the liquidus to the solidus // Geochem. Geophys. Geosyst. 2015. V. 16. <https://doi.org/10.1002/2014GC005631>
- Hart S.R. Heterogeneous mantle domains: Signatures, genesis and mixing chronologies // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. P. 273–296.
- Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert M. Nd and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1986. V. 79. P. 33–45.
- Hourigan J.K., Akinin V.V. Tectonic and chronostratigraphic implications of new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and geochemistry of the Arman and Maltan-Ola volcanic fields, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, northeastern Russia // Geol. Soc. Amer. Bull. 2004. V. 116. P. 637–654.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification on the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 523.
- Kelemen P.B., Hanghoj K., Greene A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // Treatise on Geochemistry. Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 593–659.
- Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot Version 3.75–4.15: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronological Center Special Publ. 2012. V. 5. P. 1–75.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // J. Petrol. 1986. V. 27. P. 745–750.
- Miller D.M., Goldstein S.L., Langmuir C.H. Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents // Nature. 1994. V. 368. P. 514–520.
- Miyashiro A. Volcanic rock series in island arc and active continental margin // Amer. J. Sci. 1974. V. 274. № 3. P. 321–355.
- Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems: Minerals, inclusions and volcanic processes // Rev. Mineral. Geochem. 2008. V. 69. P. 61–120.
- Rudnick R., Gao S. Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry. Eds. H.D. Holland and K.K. Turekian. Oxford: Elsevier-Pergamon, 2003. V. 3. 64 p.
- Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins. Eds. A.D. Saunders and M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
- Tschech C., Ntaflos T., Akinin V. Polybaric petrogenesis of Neogene alkaline magmas in an extensional tectonic environment: Viliga volcanic field, Northeast Russia // Lithos. 2011. V. 122. P. 13–24.
- Wang H., Wu Y.-B., Qin Z.-W. et al. Age and geochemistry of Silurian gabbroic rocks in the Tongbai orogen, central China: Implications for the geodynamic evolution of the North Qinling arc-back-arc system // Lithos. 2013. V. 179. P. 1–15.

- Wilson M.* Igneous petrogenesis: A global tectonic approach. Rotterdam: Springer, 2007. 466 p.
- Williams I.S.* U-Th-Pb geochronology by ion microprobe: Applications of microanalytical techniques to understand-
ing mineralizing processes // Rev. Econom. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.
- Zindler A., Hart S.* Chemical Geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 493–571.

Paleogene Volcanism Of North Okhotsk Region

V. V. Akinin¹, V. N. Smirnov¹, P. I. Fedorov², G. O. Polzunenkov¹, and D. I. Alekseev³

¹*North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute, FEB Russian Academy of Science, Magadan, Russia*

²*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

³*Karpinskii All-Russia Research Institute of Geology, St. Petersburg, Russia*

In the coastal northwestern part of the Sea of Okhotsk, local volcanic areas are exposed, composed of olivine–two-pyroxene andesites and basaltic andesites of the Kytyima volcanic complex, with an age of about 48 ± 2 Ma (U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar methods). The age of the eruptions is synchronized with the bottom sediments of the Sea of Okhotsk and may reflect local stages of extension on the continental margin of northeast Asia. The geochemistry of lavas makes it possible to classify them as high-magnesian, calc-alkaline, moderately potassium volcanic series with well-manifested negative Nb, Ta and Ti anomalies, positive Sr and Pb. The isotopic composition of rocks ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 2.4\text{--}5.5$; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.703415\text{--}0.704175$), as well as relatively “young” Cambrian Nd model ages of Paleogene volcanic rocks, indicates a mantle source depleted in radiogenic isotopes (presumably fragments of a Cretaceous slab under the complexes of the Udsko-Murgalskaya ensimatic island arc), which later experienced fluid metasomatism and enrichment in impurity incompatible elements. Variations in isotopes, as well as main and impurity elements in lavas, are associated with decompression fractional crystallization, without signs of significant contamination with crustal material.

Keywords: Northern Okhotsk region, paleogene, volcanism, Sr and Nd isotope data, sources of volcanic rocks