

УДК 550.4: 552.3

ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА КИСЛОРОДА В МАГМАХ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

© 2021 г. Член-корреспондент РАН В. В. Акинин^{1, *}, И. Н. Биндеман^{2, 3}

Поступило 10.02.2021 г.

После доработки 06.04.2021 г.

Принято к публикации 12.04.2021 г.

Получены первые данные по изотопному составу кислорода в фенокристах вулканических пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Северо-Восток России), которые вместе с изотопными данными по Sr и Nd указывают на изотопно-тектоническую сегментацию пояса. Расчетный состав $\delta^{18}\text{O}_{\text{melt}}$ в известково-щелочных магмах пояса варьирует от преобладающих нормальных значений (от +5.2 до +6.9‰), что согласуется с мантийными отношениями радиогенных изотопов. Для кислых магм Западно-Охотского сегмента найдены низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (от +4.7 до +4.8‰), что может быть объяснено ассимиляцией гидротермально измененных пород ранних этапов развития докальдерных рифтогенных структур. Для магм Чукотского сегмента пояса характерны высокие значения, достигающие +10.8‰, коррелируя с повышенными значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, что обусловлено ассимиляцией достаточно зрелой высоко- $\delta^{18}\text{O}$ коры. Приведено сравнение с Камчатским вулканическим поясом.

Ключевые слова: изотопный состав кислорода, магматизм, вулканические пояса, континентальная окраина, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс

DOI: 10.31857/S2686739721070033

ВВЕДЕНИЕ

Исследование мультиэлементного изотопного состава магматических пород позволяет реконструировать модели петрогенезиса и является сейчас неотъемлемым атрибутом исследований магматизма. Кроме таких важных вопросов, как источники магм, реконструкция процессов кристаллизации и контаминации, оценки роли флюидов (например, [1–4]), перспективными являются исследования изотопной неоднородности доменов мантии и блоков земной коры (террейнов), которые проливают свет на их геодинамическую природу и историю. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП) – крупнейший на западе Тихоокеанской окраинно-континентальный пояс андийского типа с оцененным объемом известково-щелочных магм более 1 млн км³ [5], из-

верженных в течение от альба до кампана, в интервале от 106 до 78 млн лет [6, 7]. На континентальной окраине северо-востока Азии, на протяжении более 3000 км, ОЧВП перекрывает большое количество разнородных террейнов (от зрелых архейских микроконтинентов до океанических офиолитовых комплексов – рис. 1), это позволяет исследовать глубинное строение коры в перекрытых поясом фрагментах литосферы, а также процессы контаминации известково-щелочных магм через исследование радиогенных и стабильных изотопов. Однако горные породы пояса по латерали и в частных разрезах вулканоструктур все еще недостаточно исследованы по изотопному составу, а изотопный состав кислорода для магматической стадии не исследован вовсе. В работе [8] проведен анализ $\delta^{18}\text{O}$ в адулярах из некоторых эпитептермальных золото-серебряных месторождений ОЧВП, а в работе [9] обстоятельно изучен изотопный состав S, C, O в карбонатах и сульфидах месторождения Дукат. Эти данные позволяют обсуждать гидротермальную стадию.

В нашем сообщении акцент сделан на магматическую стадию кристаллизации. Мы представляем первые данные по изотопному составу кислорода в фенокристах кварца, амфибола, клинопироксена, оливина, а также аксессуарного циркона вулканических пород из семи вулкано-

¹ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило Дальневосточного отделения Российской академии наук, Магадан, Россия

² Департамент наук о Земле, Орегонский университет, Юджин, США

³ Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: akinin@neisri.ru

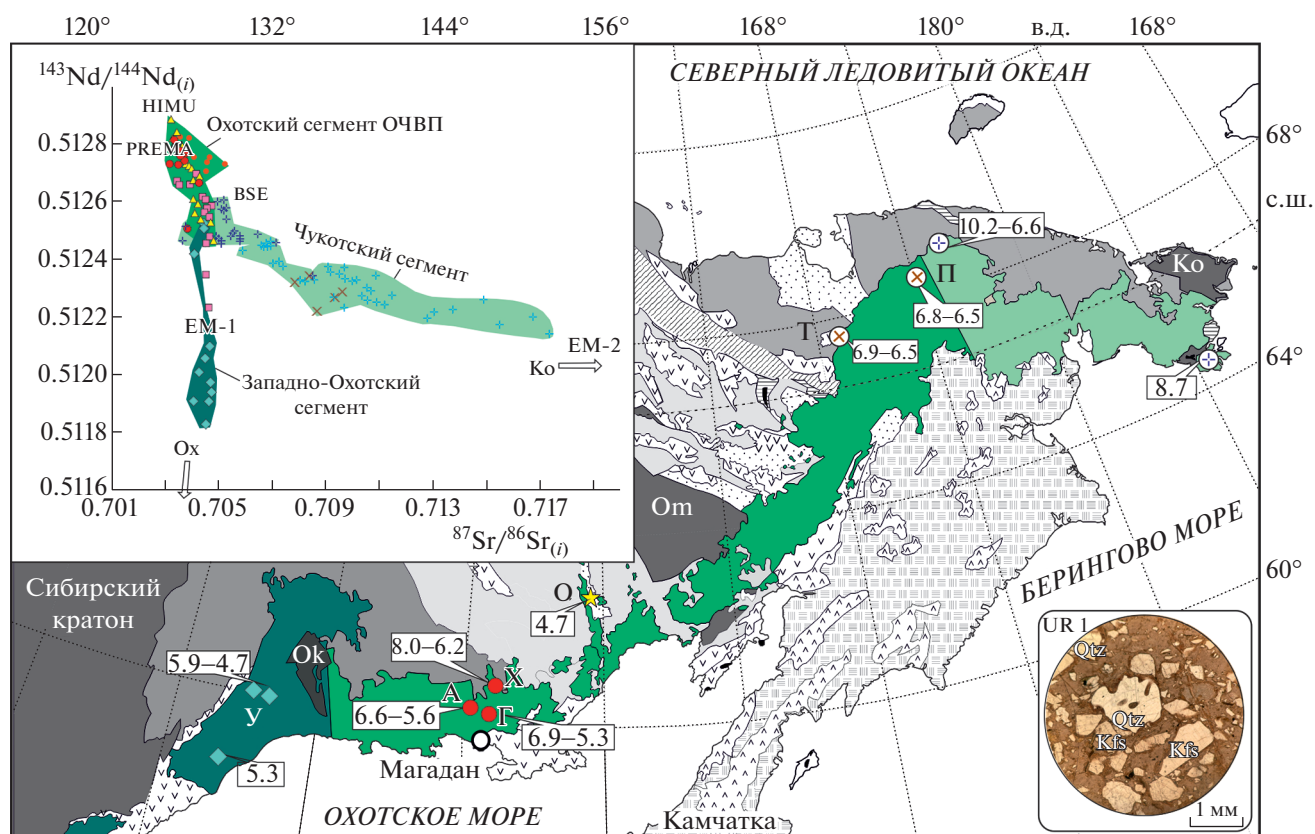


Рис. 1. Вариации изотопного состава Sr, Nd и O в известково-щелочных магмах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). На карте темно-серым показаны кратонные террейны с архейским и неопротерозойским фундаментом, серым и светло-серым – мезозойские складчатые пояса, горизонтальной штриховкой – палеозойские террейны, крапом и точками мезо-кайнозойские вулканические пояса и осадочные бассейны. Карта модифицирована, использована основа из [11]. Разными оттенками зеленого на карте и диаграмме показаны сегменты ОЧВП, выделенные по первичным изотопным отношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$, врезка сверху слева (по [6, 7, 10, 12–15]). Местоположение исследованных образцов и вариации $+8^{18}\text{O}$ в магмах показаны на карте, буквы обозначают названия вулканоструктур и кальдер в табл. 1. Тип и окраска значков соответствуют изображенным на диаграмме (рис. 2). Справа внизу – фото шлифа риолита (обр. UR 1), в котором проанализированы фенокристы кварца (Qtz).

структур в трех выделенных сегментах ОЧВП (рис. 1).

КРАТКИЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ И ИЗОТОПНОЙ ГЕОХИМИИ

В.Ф. Белый первым отмечал, что пояс обладает сложной структурной и петрографической зональностью, выделял в нем внутреннюю и внешнюю продольные зоны, а также серию поперечных секторов и зон [5]. Продольная латеральная неоднородность лучше всего выражается в изменении доли кислых изверженных пород в том или ином сегменте пояса: выделяются Западно-Охотская и Восточно-Чукотская фланговые зоны, Охотский, Пенжинский, Анадырский и Центрально-Чукотский сектора [5]. Выражены Западно-Охотская зона и Центрально-Чукотский сектор с далеко вдающимися в континент областями с большим объемом игнимбритов и малым андезитов, антидромной последовательностью

преимущественно турон-сантонского вулканизма (Куйдусунское поле в Приохотье, Пегтымельский прогиб на Чукотке). Во всех остальных секторах наблюдается гомодромная последовательность: лавы и туфы пропицитизированных андезитов, кислые туфы и лавы, затем снова андезиты, игнимбриты и туфы риолитов. Завершают разрезы субщелочные базальты и андезибазальты, формирующие локально развитые полого наклоненные плато.

Исследование отношений радиогенных изотопов Sr, Nd, Pb в магматических породах ОЧВП показало существенную латеральную неоднородность источников известково-щелочных магм и разный состав ассимилированного корового материала вдоль ОЧВП на протяжении более 3000 км (рис. 1), что соответствует крупным блокам разновозрастной континентальной коры в основании пояса [6, 7]. Первичные изотопные отношения Sr, Nd, Pb в андезибазальтах, дацитах и рио-

литах охотской ветви (Охотский и Анадырский сектора) относительно деплетированы и близки к линии смешения мантийных компонентов PREMA и BSE ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70444\text{--}0.70332$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.51286\text{--}0.51257$, $e\text{Nd} = \text{от } +6.5 \text{ до } +0.8$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.5\text{--}38.04$) [6]. В Западно-Охотской фланговой зоне источник магм содержит существенную примесь обогащенного компонента EM-1 ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70408\text{--}0.70475$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.51196\text{--}0.51258$, $e\text{Nd} = \text{от } +1.4 \text{ до } -12.2$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.36\text{--}37.96$), что согласуется с особым строением фундамента ОЧВП в этой зоне – докембрийским Охотским массивом (“Ох” на рис. 16). Это подтверждается и самыми древними модельными Nd-возрастами по вулканикам Ульинского прогиба от 1.3 до 1.8 млрд лет [6, 15]. В Центрально- и Восточно-Чукотском секторах магмы ОЧВП существенно отличаются по составу радиогенных изотопов. При значительно более узких вариациях $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в них наблюдаются высокие вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с ясно выраженным трендом в сторону компонента EM-2, вероятно демонстрирующим контаминацию магмами зрелого корового материала типа Коленского гранитно-метаморфического купола на Чукотке (“Ко” на рис. 16). Учитывая разнонаправленную конфигурацию секторов, а также установленную разницу в Sr–Nd-изотопном составе магм, мы предлагаем выделять только три главных сегмента в поясе – западно-охотский, охотский и чукотский (рис. 1).

МЕТОДЫ

Изотопный состав кислорода исследован в мономинеральных фракциях, главным образом, фенокристов кварца (а также единичных зернах оливина, клинопироксена и циркона), которые в отличие от основной массы не изменены и, таким образом, надежно позволяют получить близкие к первичным значения для магм. Всего изучено 25 образцов вулканических пород (риолиты, дациты, андезиты, базальты) и один гранодиорит, которые характеризуют главные кальдерные и посткальдерные фазы магматизма в семи вулканоструктурах Западно-Охотского, Охотского и Чукотского секторов ОЧВП (табл. 1). В фундаменте этих структур залегают терригенные комплексы мезозойского, докембрийские комплексы Охотского кратонного блока (“Ох” на рис. 1) и протерозойские метаморфические комплексы, наиболее представительные обнаженные в Коленском гранито-метаморфическом куполе (“Ко” на рис. 1). При площади исследованных альб-кампанских кальдер в 300–500 км² оцененный объем извергнутого вулканического материала достигает 450–500 км³ за интервал времени накопления не более 5–10 млн лет.

Для анализа выбраны образцы вулканических пород, где магматическая фенокристовая природа кварца и других минералов не вызывала сомнения, судя по наблюдениям в шлифах, а быстрая закалка обеспечивала низкую скорость диффузии кислорода в закристаллизованных вкрапленниках минералов (например, [16]). Для анализа из протоколов выбирались наиболее крупные кристаллы кварца (1–2 мм), нередко содержащие расплавные микровключения (рис. 1, врезка). Именно такие представляют фенокристы, характеризующие ликвидусную стадию кристаллизации кислых магм, что отличает их от микролитов в микрозернистом агрегате основной массы. Большинство исследованных пород – кислые вулканические лавы (риолиты и дациты, табл. 1). Важно заметить, что даже для разных пород значения дельты в конкретной кальдере сопоставимы. В одном из образцов (обр. VE6-1, табл. 1) изотопный состав кислорода был измерен в кварце и цирконе, и показал близкие расчетные значения для равновесного расплава (обр. VE6-1, табл. 1). Фенокристы минералов были выделены стандартными методами сепарации и перед анализом были протравлены HF для очистки от вторичных изменений, а затем отмыты в дистиллированной воде. Анализ изотопного состава кислорода выполнен в Орегонском университете (США) методом фторирования (используя VrF_5) с лазерным нагревом. Точность индивидуальных измерений в аликвотах минералов весом около 1.5 мг составила $\pm 0.1\text{‰}$ и менее [3]. Калибровка в шкалу V-SMOW проведена с использованием оливина SCO и граната UWG-2 [17]. Расчет величины $\delta^{18}\text{O}$ в расплаве, равновесном фенокристам, проведен в соответствии с уравнениями из работы [3]. Для фенокристов пироксена и амфибола $\delta^{18}\text{O}_{(\text{melt})} = \delta^{18}\text{O}_{(\text{cpx-am})} + 0.061 \cdot \text{Si} - 2.72$; для оливина $\delta^{18}\text{O}_{(\text{melt})} = \delta^{18}\text{O}_{(\text{ol})} + 0.088 \cdot \text{Si} - 3.57$; для кварца $\delta^{18}\text{O}_{(\text{melt})} = \delta^{18}\text{O}_{(\text{qtz})} - 0.45$; для циркона $\delta^{18}\text{O}_{(\text{melt})} = \delta^{18}\text{O}_{(\text{zr})} + 2$. Где Si – содержание SiO_2 (мас. %) в вулканической породе.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Вариации $\delta^{18}\text{O}$ относительно стандарта VSMOW в исследованных фенокристах кварца, амфибола, клинопироксена, оливина и циркона составили от +4.7‰ до +10.4‰ (табл. 1). Рассчитанный изотопный состав кислорода в магме (~расплаве), равновесном с указанными фенокристами, варьирует от +4.5 до +10.7 (рис. 2, табл. 1). При этом большая часть данных, за исключением чукотских образцов, попадает в интервал от +5.2 до +6.9‰, приближающийся к таковому в магмах с “нормальным” изотопным составом кислорода (рис. 2 а), произведенных за счет дифференциации мантийных базальтовых расплавов [3, 19, 20].

Таблица 1. Изотопный состав кислорода в магмах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса

№ обр.	Порода	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}_{(\text{melt})}$	SiO_2	K_2O	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$
<i>Западно-Охотская фланговая зона ОЧВП (Ульинский прогиб, У на рис. 1)</i>						
UR107 срх	АБ	4.59	5.28	55.81	2.19	0.704442
UR1 qz	Р	6.35	5.90	72.68	4.30	0.704488
UR120 qz	Р	5.14	4.69	73.16	4.15	0.704449
UR134 срх	Б	4.46	4.80	50.07	2.80	0.704037
7–3 qz	Р	5.73	5.28	72.44	4.06	0.7044*
<i>Охотский сектор ОЧВП (Гайчанская кальдера, Г на рис. 1)</i>						
06-51 qz	ГД	6.48	6.03	68.72	2.87	
КА8-1 qz	Д	7.33	6.88	70.78	3.53	
КА 66 qz	Р	5.92	5.47	72.98	2.70	0.7065
КА 66-9 qz	РД	5.71	5.26	70.37	2.40	0.7058
<i>Охотский сектор ОЧВП (Аганская кальдера, А на рис. 1)</i>						
S3-1a amp	ТА	4.92	5.96	61.67	2.87	0.703597
S3-6 amp	АБ	5.18	5.80	54.75	1.51	0.703583
J21-1 amp	АБ	4.97	5.63	55.45	1.19	0.703736
J51-1 qz	Р	7.07	6.62	72.08	3.44	0.7036*
J51-3 qz	Р	6.82	6.37	72.03	3.01	0.7036*
<i>Охотский сектор ОЧВП (финальная стадия вулканизма, Хетинское и Ольское плато базальтов, Х на рис. 1)</i>						
S18C qz	Р	8.44	7.99	73.70	8.02	0.703557
B91 ol	Б	6.02	7.07	52.57	1.99	0.704568
S19-1 срх	А	5.23	6.15	59.77	2.43	0.70346
<i>Охотский сектор ОЧВП (Омсукчанский прогиб, аскольдинской свиты, О на рис. 1)</i>						
ASK-1 qz	Р	5.18	4.73	78.01	8.99	0.70366*
<i>Центрально-Чукотский сектор ОЧВП (аптский Тытыльвеемский прогиб, Т на рис. 1)</i>						
DV68-148 qz	Р	7.35	6.90	75.50	5.02	0.70448*
412443 qz	Р	6.97	6.52	81.44	4.45	0.70421*
<i>Центрально-Чукотский сектор ОЧВП (Пегтымельский прогиб, П на рис. 1)</i>						
VE6-1 qz	Р	10.70	10.25	71.65	4.93	0.70976
VE6-1 zr	Д	8.8	10.80	69.57	5.80	0.71031
VE6-4 qz	Д	7.04	6.59	62.49	3.50	0.71084
20-3 qz	Р	7.21	6.76	71.00	4.03	0.70387*
20-15 qz	Р	6.90	6.45	77.60	5.05	0.70387*
<i>Восточно-Чукотская фланговая зона ОЧВП (Румилетская кальдера, Р на рис. 1)</i>						
g205-2 qz	Р	9.19	8.74	69.6	5.6	0.7086*

Примечание: Аббревиатура пород: ГД – гранодиорит, Б – базальт, А – андезит, ТА – трахиандезит, АБ – андезибазальт, Д – дацит, Р – риолит игнимбрит, РД – риодацит игнимбрит. Аббревиатура минерала в номере образца: qz – кварц, ol – оливин, amp – амфибол, срх – клинопироксен, zr – циркон (измерено SIMS). Измеренный изотопный состав кислорода в минералах ($\delta^{18}\text{O}$) приведен относительно V-SMOW, $\delta^{18}\text{O}_{(\text{melt})}$ – расчетный состав изотопного состава кислорода в расплаве по [3, 17]. SiO_2 , K_2O и первичные изотопные отношения Sr пород из работы [6]. * – изотопные отношения для схожих по составу пород в указанных структурах [6, 7, 13, 14].

Четкой корреляции от типа пород (по содержаниям SiO_2 и K_2O , табл. 1) не намечается, что видно из графика (рис. 2 а), но намечается корреляция с изотопно-тектонической сегментацией пояса, установленной по радиогенным изотомам. Вели-

чины $\delta^{18}\text{O}_{(\text{melt})}$, рассчитанные по кварцу из гранодиорита (обр. 06-51) и риолитов-дацитов Гайчанской кальдеры (обр. КА-66, КА-66-9 в табл. 1), достаточно близки, что позволяет считать ретроградный обмен маловероятным.

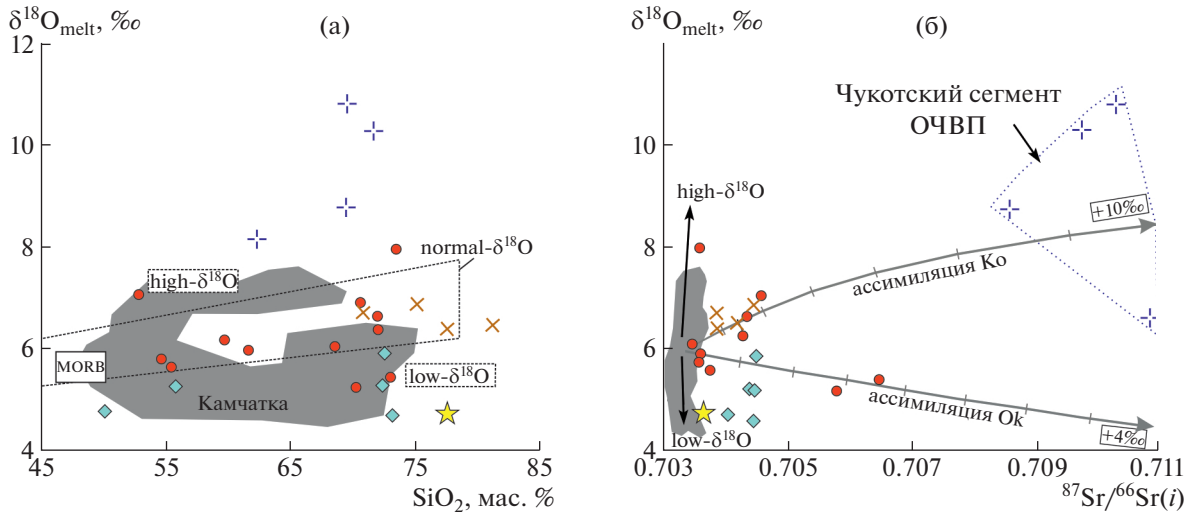


Рис. 2. Вариации SiO_2 , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (initial) против $\delta^{18}\text{O}$ в известково-щелочных магмах ОЧВП. Тип и окраска значков соответствуют местоположению проб, изображенных на карте рис. 1. Серое поле – составы магм Камчатки [18, 19]. Рис. 2а: очерчены поля магм с нормальными, низкими и высокими величинами $\delta^{18}\text{O}$ [3, 19]. Рис. 2б: стрелками с зачерчками (через 10%) показаны расчетные кривые смешения исходных мантийных магм ($\delta^{18}\text{O} \sim 6\text{‰}$) с высоко- и низко- $\delta^{18}\text{O}$ материалом коры в ортогнейсах Коуленского купола (Ko) и Охотского массива (Ok), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} = 0.7413$ и 0.7133 ; $\delta^{18}\text{O} = 10\text{‰}$ и 4‰ соответственно.

Сопоставление полученных значений $\delta^{18}\text{O}$ в магме с первичным изотопным составом Sr пород позволяет наметить два слабо выраженных тренда на графике, связанных, как мы полагаем, с ассимиляцией высоко- и низко- $\delta^{18}\text{O}$ корового материала (Ko и Ok на рис. 2б). Разброс данных в области низких стронциевых отношений обусловлен, по-видимому, в разной степени проявленными процессами низко- и высокотемпературных изменений, характерных для слабо измененных пород. В целом вариации расчетных величин $\delta^{18}\text{O}$ для магм ОЧВП такие же, как и для Камчатки, однако отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (i) в магмах первого существенно выше (рис. 2б). Это связано с тем, что ОЧВП заложен на более зрелой коре окраинно-континентального типа, его известково-щелочные магмы ассимилировали существенную долю разновозрастных коровых пород с высокими величинами $\delta^{18}\text{O}$ в зоне генерации. Особенно характерны в этом смысле риолиты и дациты Петгымельского прогиба Арктической Чукотки (обр. VE6-1 и VE6, табл. 1), в которых визуально присутствуют ксенолиты триасовых аргиллитов. Изотопный состав кислорода в кварце и цирконе из этих образцов показал самые высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ от +10.7 до +8.8‰ (табл. 1), что может указывать на значительно более сильно проявленные процессы ассимиляции магмой древней и зрелой континентальной коры, вероятно, подстилающей Чукотский сегмент ОЧВП. Похожие высокие (+9.2‰) значения установлены и в

кварце из риолитов Румилетской кальдеры, расположенной на самом удаленном окончании Восточно-Чукотской фланговой зоны (“У” на рис. 1). Магмы финальных посткальдерных стадий базальтового вулканизма пояса во внешней краевой зоне Охотского сектора (Хетинско-Ольское плато, “X” на рис. 1), ассимилировали породы с более высокими величинами $\delta^{18}\text{O}$ в сравнении с главными кальдерными комплексами в вулканоструктурах Аган и Гайчан (табл. 1). Примечательно, что величины $\delta^{18}\text{O}$ в магмах Ульяновского прогиба Западно-Охотского сегмента пояса оказались достаточно низкие (от +5.9 до +4.7‰, табл. 1), хотя ожидалось как раз более высокие значения, учитывая, что по существующим представлениям вулканиды перекрывают там древнейшие структуры Сибирского кратона и Охотского массива с архейской корой и низкими отношениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ (“Ok” рис. 1, врезка). Контаминация меловыми известково-щелочными магмами такого материала должна была бы приводить к иным величинам $\delta^{18}\text{O}$. Однако относительно низкие, близкие к мантийным, величины изотопных отношений стронция для магм этого сегмента согласуются с низкими величинами $\delta^{18}\text{O}$. Это может быть связано с ассимиляцией гидротермально измененных пород ранних этапов развития докальдерных структур в этом регионе (фрагмент Удско-Мургальской энсиалической вулканической дуги, либо рифтогенная зона раскола Охотского кратонного массива). В подтверждение по-

следнего предположения можно отметить, что наиболее низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ установлены также в ультракалийевых риолитах аскольдинской свиты (+4.7‰, табл. 1, рис. 2 б), которые обнажаются в рифтогенном линейном Омсукчанском прогибе ("О" на рис. 1).

Таким образом, исследование изотопного состава кислорода в фенокристах известково-щелочных вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса показало, что магмы имеют главным образом близкие к мантийным изотопно-кислородные характеристики, что согласуется с данными по отношениям радиогенных изотопов. Пространственные вариации изотопного состава Sr и Nd в магмах ОЧВП демонстрируют различие источников в Охотском и Чукотском сегментах пояса. Для магм Западно-Охотского сегмента пояса установлены самые низкие расчетные величины $\delta^{18}\text{O}_{(\text{melt})}$, по-видимому, связанные с ассимиляцией гидротермально измененных пород докальдерных комплексов. Для магм Чукотского сегмента установлены высокие значения величин $\delta^{18}\text{O}$, обусловленные ассимиляцией достаточно зрелой высоко- $\delta^{18}\text{O}$ коры. Данные выводы справедливы при допущении примерно одинаковых температур кристаллизации кварца на ликвидусе для исследованных образцов, а также отсутствии существенного флюидного воздействия и ретроградного обмена.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны анонимному рецензенту за конструктивные замечания.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования поддержаны грантами РНФ 19-17-00241 и 20-17-00169; базовое финансирование В.В. Акинина за счет субсидии по теме НИР СВКНИИ ДВО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Hofmann A.W. Sampling Mantle Heterogeneity Through Oceanic Basalts: Isotopic and Trace Elements // Treatise on geochemistry. The mantle and core. 2005. P. 61–101.
2. Valley J.W., Lackey J.S., Cavoie A.J., Clechenko C., Spicuzza M.J., Basei M.A.S., Bindeman I.N., Ferreira V.P., Sial A.N., King E.M., Peck W.H., Simha A.K., Wei C.S. 4.4 Billion Years of Crustal Maturation: Oxygen Isotope Ratios of Magmatic Zircon // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2005. V. 150, P. 561–580.
3. Bindeman I. Oxygen Isotopes in Mantle and Crustal Magmas as Revealed by Single Crystal Analysis // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2008. V. 69. P. 445–478.
4. Дубинина Е.О. Стабильные изотопы легких элементов в процессах контаминации и взаимодей-

ствия флюид-порода / Автореф. дисс. докт. г.-м.н. Москва: ИГЕМ РАН. 2013. 50 с.

5. Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
6. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. № 3. С. 249–290.
7. Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Kobayashi K., Nakamura E. Late Mesozoic Silicic Magmatism of the North Chukotka Area (NE Russia): Age, Magma Sources, and Geodynamic Implications // Lithos. 2008. V. 105. P. 329–346.
8. Стружков С.Ф., Константинов М.М. Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Научный мир, 2005. 320 с.
9. Дубинина Е.О., Фмилимонова Л.Г., Косова С.А. Изотопные ($\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) характеристики вкрапленной минерализации магматических пород Дукатского рудного поля (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений. 2019. Т. 61. № 1. С. 39–51.
10. Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T., Makishima A., Kobayashi K., Nakamura E. Trace Element and Isotopic Geochemistry of Cretaceous Magmatism in NE Asia: Spatial Zonation, Temporal Evolution, and Tectonic Controls // Lithos. 2016. V. 264. P. 453–471.
11. Тильман С.М., Богданов Н.А. Тектоническая карта Востока СССР и сопредельных областей масштаба 1 : 2 500 000. Магадан: ГУГК. Мин-во геологии СССР, 1979.
12. 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 Амгунь-Канчаланского вулканического поля ОЧВП // ДАН. 2009. Т. 429. № 2. С. 227–233.
13. Сахно В.Г., Григорьев Н.В., Курашко В.В. Геохронология и изотопно-геохимическая характеристика магматических комплексов золотосеребряных рудно-магматических структур Чукотского сектора Арктического побережья России // ДАН. 2016. Т. 468. № 3. С. 297–303.
14. Pease V., Wyld S., Miller E.L., Sokolov S., Akinin V.V., Wright J.E. U-Pb Zircon Geochronology of Cretaceous Magmatism in Eastern Chukotka, Northeast Russia, and Implications for Pacific Subduction and the Opening of the Canada Basin // In: Pease V. and Coakley B. (eds.) Circum-Arctic Lithosphere Evolution. Geological Society, London, Special Publications. 2018. 460. P. 159–182.
15. Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., Prokopiev A.V., Gottlieb E.S., Pearcey, G.O., Polzunenkov G.O., Trunilina V.A. Episodicity and the Dance of Late Mesozoic Magmatism and Deformation along the Northern Circum-Pacific Margin: North-Eastern Russia to the Cordillera // Earth Science Review. 2020. V. 208. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103272>
16. Freer R., Dennis P.F. Oxygen Diffusion Studies. I A Preliminary Ion Microprobe Investigation of Oxygen Diffusion in Some Rock-forming Minerals // Mineralogical magazine. 1982. V. 45. P. 179–192.

17. Valley J.W., Kitchen N., Kohn M.J., Niendorf C.R., Spicuzza M.J. UWG-2, a Garnet Standard for Oxygen Isotope Ratio: Strategies for High Precision and Accuracy with Laser Heating // *Geochem. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. P. 5223–5231.
18. Bindeman I.N., Ponomareva V.V., Bailey J.C., Valley J.W. Volcanic Arc of Kamchatka: A Province with High- $\delta^{18}\text{O}$ Magma Sources and Large-scale $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Depletion of the Upper Crust // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2004. V. 68 (4). P. 841–865.
19. Troch J., Ellis B.S., Harris C., Bachmann O., Bindeman I.N. Low- $\delta^{18}\text{O}$ Silicic Magmas on Earth: A Review // *Earth-Science Reviews*. 2020. V. 208. 103299.
20. Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Valley J.W., Taylor Jr., O'Neil J.R. (eds.) 1986. V. 16.

VARIATIONS OF OXYGEN ISOTOPIC COMPOSITION IN MAGMAS OF OKHOTSK-CHUKOTKA VOLCANIC BELT

Corresponding Member of the RAS V. V. Akinin^{a, #} and I. N. Bindeman^{b, c}

^aNorth-East Interdisciplinary Scientific Research Institute Far East Branch of the Russian Academy of Science, Magadan, Russian Federation

^bDepartment of Earth Sciences, University of Oregon, Oregon, USA

^cA. E. Fersman Mineralogical museum, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: akinin@neisri.ru

First data on oxygen isotopic composition in phenocrysts of volcanic rocks from Okhotsk-Chukotka volcanic belt (North-Eastern Russia) together with Sr and Nd isotopic data gives additional evidence on belt segmentation. Calculated $\delta^{18}\text{O}_{\text{melt}}$ in calc-alkaline magmas of belt vary from normal- $\delta^{18}\text{O}$ (from +5.2 to +6.9‰) consistent with mantle-like signatures of radiogenic isotopes. Low- $\delta^{18}\text{O}$ (from +4.7 to +4.8‰) silicic magmas were found in Western-Okhots segment of the belt interpreted as assimilation of hydrothermally altered rocks from pre-caldera rifted basement. The highest $\delta^{18}\text{O}$ values yielded for Chukotka segment of the belt reaching +10.8‰ correlative with elevated $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ due to assimilation of relatively mature high- $\delta^{18}\text{O}$ continental crust. Comparison with Kamchatka volcanic belt have conducted.

Keywords: oxygen isotope composition, magmatism, volcanic arc, continental margin, Okhotsk-Chukotka volcanic belt