

УДК 550.42

ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМА КИСЛОРОДА ЛЕЙКОГРАНИТОВ ОМСУКЧАНСКОГО ПРОГИБА (СВ РОССИИ): УСЛОВИЯ И МЕХАНИЗМЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ФЛЮИД–ПОРОДА

© 2023 г. Член-корреспондент РАН Е. О. Дубинина^{1,*}, Л. Г. Филимонова¹, А. С. Авдеев¹,
Ю. Н. Чижова¹, С. А. Коссова¹, О. М. Жиличева¹, академик РАН Л. Я. Аранович¹

Поступило 28.09.2022 г.

После доработки 17.10.2022 г.

Принято к публикации 19.10.2022 г.

Изучен изотопный состав кислорода минералов (Qtz, Zrn, Kfs) и валовых проб позднемеловых порфировых лейкогранитов Омсукчанского прогиба и прилегающих территорий, в пределах которых развито Au–Ag-, Sn- и Sn-полиметаллическое оруденение. Величины $\delta^{18}\text{O}$ валовых проб лейкогранитов возрастают от -10.6‰ в районе Дукатского Au–Ag-рудного поля до $+9.7\text{‰}$ в районе других рудоносных областей. Изотопно-легкие характеристики пород являются атрибутом полевых шпатов и отвечают изотопному равновесию с флюидом метеорного происхождения ($\delta^{18}\text{O} = -15\text{‰}$) в широком интервале T при ограниченных соотношениях флюид–порода (W/R от 0.9–1.6 до 0.3–0.1). Величины $\delta^{18}\text{O}$ кварца и циркона также изменены в процессе флюидного воздействия, но частично: в первом случае, вероятно, по механизму диффузии, а во втором – по механизму растворения–кристаллизации.

Ключевые слова: изотопный обмен, взаимодействие флюид–порода, циркон, диффузия кислорода, растворение–кристаллизация циркона, рудное поле Дукат, флюид метеорного происхождения

DOI: 10.31857/S2686739722602046, **EDN:** SVLUDS

ВВЕДЕНИЕ

Изотопная система кислорода гранитов наименее устойчива к флюидному воздействию по сравнению с другими магматическими породами, поскольку для полевых шпатов, слагающих вместе с кварцем основную матрицу породы, характерны высокие скорости диффузии кислорода [1] и способность к реакционному взаимодействию с водным флюидом. Кварц является более устойчивым, его величины $\delta^{18}\text{O}$ иногда применяют для реконструкции величин $\delta^{18}\text{O}$ кислых расплавов [2], хотя для кварца тоже характерен ретроградный обмен с флюидом [3]. В отличие от кварца и полевых шпатов, циркон обладает экстремально низкой скоростью диффузии кислорода [1, 4]. Возникновение изотопно-кислородных сдвигов в цирконе из пород, измененных флюидом, связывают с процессами частичной или полной рекристаллизации [5, 6]. Разная устойчивость изотопной системы кислорода этих минералов является источником ценной информации о взаимодей-

ствии флюид–порода. В настоящей работе мы провели изучение изотопного состава кислорода минералов кварца (Qtz), калиевого полевого шпата (Kfs), циркона (Zrn) позднемеловых порфировых лейкогранитов, присутствующих в пределах и за пределами рудного поля эпите rmально-го Ag–Au-месторождения Дукат (рис. 1). Месторождение, как и весь район Омсукчанского прогиба, хорошо изучены [7–12]. Основной особенностью месторождений и рудопроявлений здесь является масштабное воздействие флюида на вулканогенно-осадочные породы верхоянского комплекса. Например, в генезисе флюида Дукатского рудного поля (ДРП) по изотопным характеристикам карбонатов рудных ассоциаций [8, 9] прослеживается метеорный компонент: величины $\delta^{13}\text{C}$ указывают на участие органики вмещающих пород, а величины $\delta^{18}\text{O}$ – на участие метеорных вод. Величина $\delta^{18}\text{O}$ адуляра рудных метасоматитов (-3.4‰ – -11.1‰ , [10]) также указывает на метеорное происхождение рудообразующего флюида ДРП. Изученная нами ранее рассеянная карбонатная минерализация позднемеловых K–Na-порфировых лейкогранитов тоже характеризуется низкими величинами $\delta^{18}\text{O}$ (-0.8‰ – $+0.9\text{‰}$ (VSMOW), [9]), которые могли указывать на изотопное равновесие с силикатами, имеющими от-

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: elenadelta@gmail.com

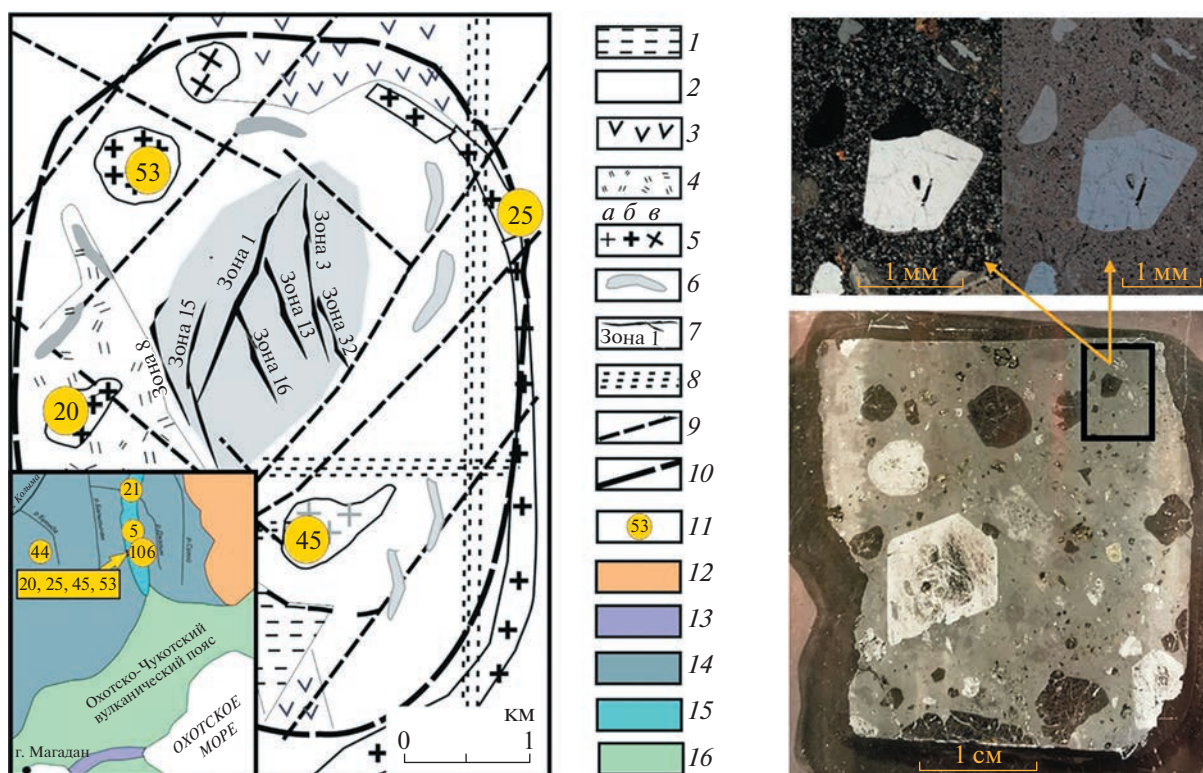


Рис. 1. Схема рудного поля Дукат с нанесенными местами отбора лейкогранитов, на врезке — расположение мест отбора за пределами рудного поля. Справа — фотография шлифа типичного порфирового лейкогранита (обр. 25), в верхней части — фото шлифа под микроскопом (николи х и о) типичного выделения кварца, фрагменты которого отбирались для изотопного анализа. Условные обозначения: 1 — триас-юрские осадочно-метаморфические породы Верхоянского комплекса; 2–4 — области преимущественного распространения меловых стратифицированных толщ: раннемеловых калиевых риолитов (игнимбритов) аскольдинской свиты и угленосных алевролитов, песчаников, гравелитов раннемеловой улкинской свиты (2), позднемеловых андезитов (3), К–Na-риолитов, игнимбритов каховской и шороховской свит (4); 5 — субвулканические породы: крупнопорфировые повышенной калиевой (а), калиево-натриевой щелочности (б), габброиды (в); 6 — пластовые тела флюидалных риолитов; 7 — рудные тела Au–Ag-месторождения Дукат; 8–9 — разломы: скрытые системы глубинных нарушений (8), прочие разломы (9); 10 — внешние контуры Дукатского рудного поля; 11 — номера проб (табл. 1) крупнопорфировых лейкократовых гранитоидов. На врезке: 12 — блок с континентальной корой Сибирского крата; 13 — Удско-Мургаляская островодужная система; 14 — мезозойские отложения верхоянского комплекса; 15 — Омсукчанский прогиб; 16 — Охотско-Чукотский вулканический пояс. Составлено по [7, 9].

рицательные величины $\delta^{18}\text{O}$. Однако до настоящего времени величины $\delta^{18}\text{O}$ в силикатных фазах позднемеловых пород не были определены, хотя они являются хорошим примером взаимодействия с флюидом, имеющим низкие величины $\delta^{18}\text{O}$. В данной работе мы восполняем этот пробел и проводим оценку параметров и масштаба влияния флюида на величину $\delta^{18}\text{O}$ как отдельных минералов (Kfs, Qtz, Zrn) позднемеловых лейкогранитов, так и пород в целом.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Изотопный анализ кислорода выполнен методом фторирования с применением лазерного нагрева, измерения проведены в режиме двойного напуска на масс-спектрометре DeltaPlus ("Thermo", Германия). Погрешность анализа по резуль-

татам многократных измерений международных (кварц NBS 28, гранат UWG-2) и внутренних (кварц POLARIS) стандартов составляет не более $\pm 0.1\text{‰}$ (1 σ). Для установления валовых величин $\delta^{18}\text{O}(\text{WR})$ были гомогенизированы крупные (несколько десятков грамм) фрагменты пород, не имеющие внешних признаков окварцевания. Поскольку все изученные породы имеют порфировую (невадитовую) структуру (рис. 1), перед нами стояла проблема неомогенного состава измененных полевых шпатов. Как правило, отдельные фрагменты Kfs, отобранные в пределах небольшого домена образца, показывают разброс величин $\delta^{18}\text{O}$ (например, обр. 25). Чтобы оценить масштаб изменения величин $\delta^{18}\text{O}$ (Kfs), для некоторых образцов они были рассчитаны по уравнению материального баланса, в котором задавались доли кварца и полевого шпата в образце, оцененные

Таблица 1. Изотопный состав кислорода минералов порфировых лейкогранитов в пределах и за пределами Дукатского рудного поля (ДРП)

Номер образца	Место отбора	$\delta^{18}\text{O}$ (VSMOW), ‰				
		WR	Zrn	Kfs	Kfs расчет*	Qtz
21	В 100 км севернее ДРП	9.7	5.2		9.1(0.65)	
44	Балыгычанское поднятие, за пределами ДРП	9.6				10.5
106	Sn месторождение Индустриальное	6.6	4.8	4.4		7.8
5	Au рудопроявление Порожистое	−2.9	4.9		−6.6(0.71)	6.2
25	Восточная часть ДРП, обильная сульфидная минерализация	−1.4	3.9	−4.8; −6.4	−6.9(0.63)	7.9
20	северная часть ДРП, вкрапленная эпидот-пиритовая минерализация	−7.4	4.5		−13.5(0.65)	4.0
53	северная часть ДРП, вкрапленная эпидот-пиритовая минерализация	−10.6	4.2			
Раннемеловые лейкограниты аскольдинской серии						
45	ДРП	−9.1	6.1	−11.8		9.8

Примечание. * Расчет величин $\delta^{18}\text{O}$ (Kfs) проведен по уравнению изотопного баланса. В скобках приведено содержание полевых шпатов в породе, рассчитанное методом CIPW. В расчете задавалось, что величина $\delta^{18}\text{O}$ (WR) определяется соотношением кварца и полевого шпата в породе. Согласно расчетам по методу CIPW, это допущение является корректным. При расчете $\delta^{18}\text{O}$ (Kfs) в образце 21 была взята величина $\delta^{18}\text{O}$ (Qtz), равная измеренному значению в образце 44 (10.5‰).

методом CIPW. При расчете мы задавались условием, что породы в основном состоят из кварца и полевых шпатов, что подтверждают оценки пропорций минералов в образцах, показавшие, что сумма трех минералов — кварца, ортоклаза и кислого плагиоклаза во всех породах близка к 100%. Для сравнения в табл. 1 приведены данные для $\delta^{18}\text{O}$ (Kfs), как измеренные (обр. 106, 25 и 45), так и рассчитанные (обр. 21, 5, 20 и 25). На примере обр. 25 видно, что расчет вполне согласуется с измеренными величинами $\delta^{18}\text{O}$ (Kfs), и дает, по-видимому, некий усредненный состав полевого шпата в образце. Изотопный состав кислорода кварца был выполнен в отдельных прозрачных зернах, отобранных вручную из штучных образцов, чтобы избежать контаминации фрагментами наложенного кварца, который может попасть в мономинеральную фракцию из дробленого образца (рис. 1).

Изотопный анализ кислорода циркона был выполнен в мономинеральных фракциях, очищенных вручную от посторонних примесей. Для характеристики структуры зерен циркона было проведено катодолюминесцентное изучение с использованием рентгеноспектрального микроанализатора “Самес” MS-46. Для обеспечения электропроводимости образцы напыляли слоем углерода толщиной около 200 Å. Регистрацию фотографий ЦКЛ циркона проводили в режиме расширенного зонда при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе 15 нА (растр 350 × 300 мкм), время экспозиции 90–120 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В образцах, отобранных за пределами ДРП (обр. 21 и 44), установлены “нормальные” величины $\delta^{18}\text{O}$ во всех минералах и породе в целом, а циркон этих пород попадает в интервал, характерный для мантийных пород и гранитов А-типа ($5.3 \pm 0.6\text{‰}$, [13, 14]). Лейкограниты, расположенные в пределах ДРП, характеризуются наибольшими изменениями в изотопном составе кислорода, которые затрагивают, прежде всего, полевые шпаты: величины $\delta^{18}\text{O}$ в них опускаются ниже -10‰ . Лейкограниты, отобранные в районе Sn-месторождения Индустриальное и Au-рудопроявления Порожистое (обр. 106 и 5, табл. 1) показывают изотопные характеристики кислорода промежуточные между породами, расположенными вне ДРП и в самом рудном поле. Кварц и циркон не остаются нейтральными при изотопном облегчении породы: оно сопровождается закономерным снижением величин $\delta^{18}\text{O}$ (Zrn) и $\delta^{18}\text{O}$ (Qtz) (рис. 2). При этом ни в кварце, ни в цирконе величины $\delta^{18}\text{O}$ не достигают экстремальных отрицательных значений, характерных для Kfs.

Образец раннемеловых лейкогранитов аскольдинской серии также показал наличие сильных изотопных сдвигов кислорода, которые максимально проявлены для полевых шпатов (табл. 1). Однако при этом и кварц, и циркон породы полностью сохраняют свои реликтовые “магматические” значения.

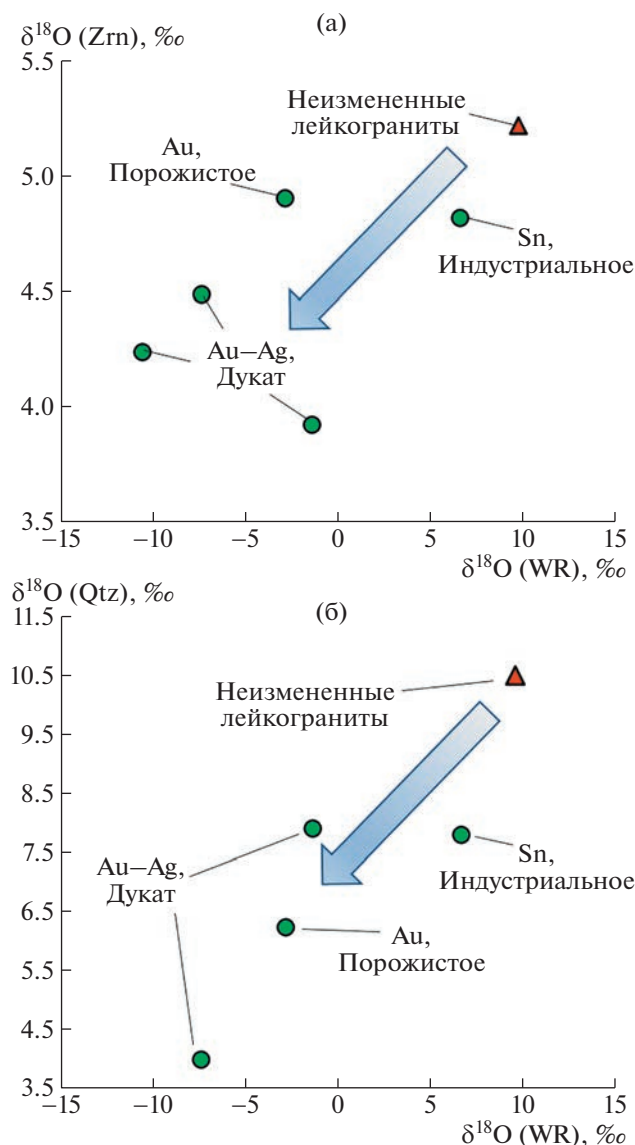


Рис. 2. Изотопный состав кислорода циркона ($\delta^{18}\text{O}(\text{Zrn})$, а) и кварца ($\delta^{18}\text{O}(\text{Qtz})$, б) относительно валового изотопного состава кислорода измененных порфировых лейкогранитов ($\delta^{18}\text{O}(\text{WR})$). Стрелка — направление, в котором возрастает степень флюидного воздействия на породу.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Наблюдаемые величины $\delta^{18}\text{O}(\text{WR})$ указывают на изменение изотопного состава кислорода позднемеловых лейкогранитов с участием изотопно-легкого флюида, который, с наибольшей вероятностью, имеет метеорное происхождение. Мы провели расчет соотношения флюид–порода для процесса изменения гранитной породы и соотнесли расчет с наблюдаемыми характеристиками позднемеловых лейкогранитов ДРП (рис. 3). При расчете были заданы следующие условия: 1) изотопный обмен пород с водным флюидом

протекает в открытой системе (“проточная” система Тэйлора, [15]); 2) интервал температуры составляет 400...750°C (от верхних границ гидротермальных условий до магматических температур); 3) величина $\delta^{18}\text{O}$ водного компонента флюида составляет –15‰. Заданные условия отвечают ситуации, когда тела внедрившихся лейкогранитов по мере остывания активно взаимодействуют с флюидом метеорного происхождения, циркулирующим в окружающих вулканогенно-осадочных толщах. Принятый изотопный состав кислорода метеорных вод близок к величинам $\delta^{18}\text{O}$ термоминеральных вод Таватумского месторождения (–16.3...–14.0‰), залегающего в позднемеловых вулканогенных породах региона [16].

Из расчетов следует, что в широком интервале температуры взаимодействие с флюидом не требует высоких соотношений флюид–порода. Величины W/R составляют 0.9–1.6 (обр. 53), 0.6–0.9 (обр. 20) и 0.3–0.45 (обр. 25) для лейкогранитов, расположенных в пределах ДРП, 0.35–0.55 для Au-рудопроявления Порожистое (обр. 5) и являются экстремально низкими для лейкогранитов Sn-месторождения Индустриальное (менее 0.1, обр. 106).

Согласованное снижение величин $\delta^{18}\text{O}(\text{Zrn})$ и $\delta^{18}\text{O}(\text{Qtz})$ по мере снижения $\delta^{18}\text{O}(\text{WR})$ указывает на то, что изотопные системы полевого шпата, кварца и циркона изменяются в едином процессе флюидной переработки пород. В случае кварца возможен заметный изотопный обмен с флюидом из-за вполне ощутимых скоростей диффузии кислорода, особенно при температуре, близкой к магматической. Например, при 750°C в присутствии водного флюида коэффициент диффузии кислорода в кварце составляет $\approx 1.8 \times 10^{-14} \text{ см}^2 \text{ сек}^{-1}$ [17]. В этих условиях кристалл кварца размером 0.5 мм полностью придет в равновесие с флюидом за 110 тыс. лет. Однако более крупные размеры кристаллов и остывание системы в целом приводят к закрытию изотопной системы кислорода кварца раньше, чем он придет в равновесие с флюидом, что и наблюдается в лейкогранитах ДРП. Например, в образце 20 изотопный сдвиг для кварца составляет 6.5‰, что соответствует всего лишь 40%-ной степени протекания реакции изотопного обмена, если предположить, что он шел при 750°C.

В отличие от кварца, для циркона характерны крайне низкие (практически “нулевые”) скорости диффузии кислорода [4], и закономерное изменение величин $\delta^{18}\text{O}(\text{Zrn})$ по мере возрастания степени изменения породы должно быть связано не с диффузионным изотопным обменом, а с процессами массопереноса — растворением одних зон циркона и кристаллизацией других. Мы провели оценку количества циркона, которое могло быть перекристаллизовано в процессе флюидного воз-

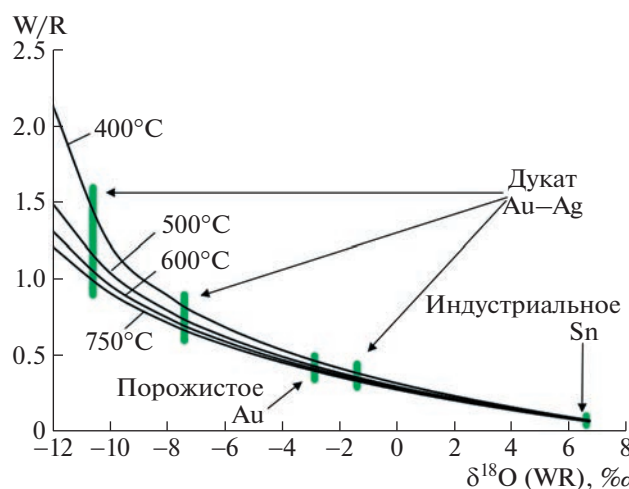


Рис. 3. Отношения флюид/порода (W/R), рассчитанные для измененных в разной степени лейкогранитов при взаимодействии с флюидом метеорного происхождения ($\delta^{18}\text{O} = -15\text{‰}$). Сплошные кривые — взаимодействие флюид/порода при разных T (указаны около линий). Расчет проведен для открытой по флюиду системы [15] с использованием коэффициентов фракционирования в системе “гранит–вода” [18]. Вертикальные линии — измеренные величины $\delta^{18}\text{O}(\text{WR})$, приведенные в табл. 1.

действия, чтобы получить наблюдаемые величины $\delta^{18}\text{O}(\text{Zrn})$ в измененных лейкогранитах ДРП. При расчете допускалось, что циркон в измененных породах первоначально соответствовал по составу циркону в неизменной породе ($\delta^{18}\text{O}(\text{Zrn})^0 = 5.2\text{‰}$), а дальнейшее снижение величин $\delta^{18}\text{O}(\text{Zrn})$ происходит за счет добавки гидротермально перекристаллизованного циркона (hZrn):

$$X(\text{hZrn}), \% = [\delta^{18}\text{O}(\text{Zrn})^0 - \delta^{18}\text{O}(\text{Zrn})] / [\delta^{18}\text{O}(\text{Zrn})^0 - \delta^{18}\text{O}(\text{hZrn})] \times 100$$

Величины $\delta^{18}\text{O}(\text{hZrn})$ рассчитывались из условия локального равновесия новообразованного циркона с флюидом, находящимся в равновесии с лейкогранитами при двух крайних температурах (400 и 750°C). При расчетах использованы термодинамические уравнения для системы “гранит–вода” [18] и циркон–вода (согласованная база [19]). Результаты расчета величин $\delta^{18}\text{O}(\text{hZrn})$ и $X(\text{hZrn})$ представлены в табл. 2, из которой следует, что

Таблица 2. Величины $\delta^{18}\text{O}$ новообразованного циркона и его содержание (мас. %) в общей массе циркона

Номер образца	106	5	20	53	25
$\delta^{18}\text{O}(\text{hZrn})$					
400°C	2.9	−6.6	−11.1	−14.3	−5.1
750°C	2.0	−7.5	−12.0	−15.2	−6.0
$X(\text{hZrn}), \%$					
400°C	16	3	4	5	12
750°C	12	2	4	5	11

содержание новообразованного циркона должно быть очень небольшим. В основном, это первые проценты (2–5%), и только в образцах месторождения Индустриальное и восточной части ДРП (обр. 106 и 25) величина $X(\text{hZrn})$ поднимается до 11–16%. Такое количество перекристаллизованного циркона трудно увидеть на CL-изображениях, и, по видимому, этот материал трудно выявить при локальных изотопных исследованиях. Легко подсчитать, что для изометричного зерна циркона размером 100 мкм 16%-ный перенос материала может дать равномерную кайму толщиной не более 2.7 мкм, при 5%-ном массопереносе толщина каймы составит 0.8 мкм. Пространственного разрешения современных приборов SIMS (3–10 мкм) будет недостаточно для локального изотопного анализа кислорода таких тонких кайм, особенно если учесть существенно меньшие размеры зерен циркона в изучаемых породах. Морфология зерен циркона (рис. 4) показывает отсутствие видимых следов их перекристаллизации — сохранность первично-магматической осцилляторной зональности и отсутствие включений “дочерних” фаз [6]. Поверхность кристаллов циркона резорбирована, и интенсивность этого процесса согласуется на качественном уровне с интенсивностью флюидного воздействия на породы (снижения величин $\delta^{18}\text{O}(\text{WR})$, рис. 4), хотя процессы резорбции не обязательно могли быть связаны с флюидным воздействием на породу. Таким образом, критерий наличия видимых изменений не всегда является абсолютным доказательством сохранности изотопной системы минерала.

Рассчитанные составы перекристаллизованного циркона характеризуются низкими величинами

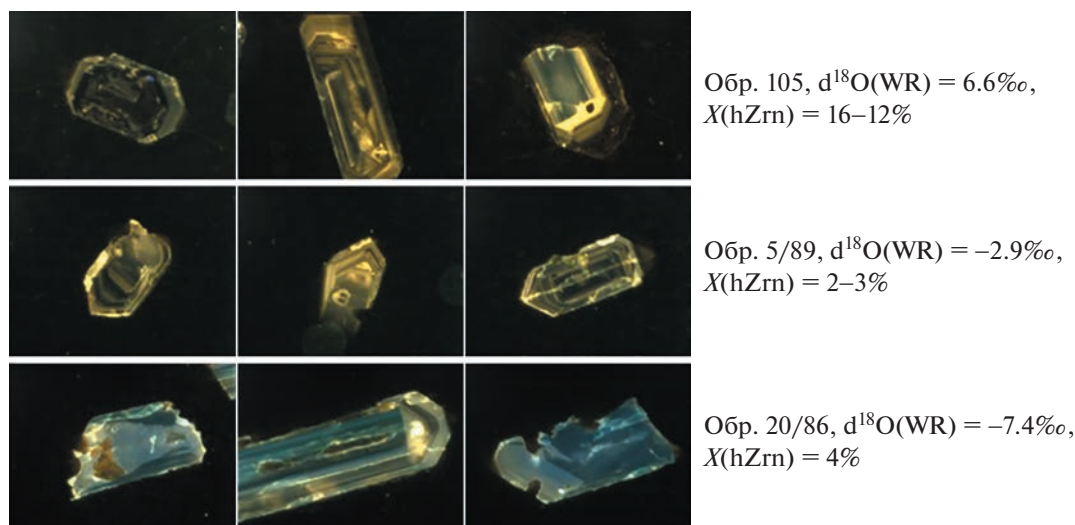


Рис. 4. CL-изображения цирконов, выделенных из изученных лейкогранитов. Рядом указан валовый изотопный состав кислорода породы, отражающий степень ее переработки флюидом. Величины $X(hZrn)$ – рассчитанная доля новообразованного циркона (табл. 2).

нами $\delta^{18}O(hZrn)$: в наименее измененных породах они еще являются положительными (2...2.9‰, обр. 106, табл. 2), но в максимально измененных могут опускаться ниже $-15‰$ (обр. 53, табл. 2). Если не брать во внимание процесс флюидного воздействия на породы, то пониженные величины $\delta^{18}O(Zrn)$ и $\delta^{18}O(Qtz)$ могут быть ошибочно интерпретированы как доказательство пониженных величин $\delta^{18}O$ в источнике расплавов.

Необходимо отметить, что изученный нами образец другого возраста, но расположенный в районе ДРП – раннемеловые лейкограниты аскольдинской серии – также показывает высокую степень изменения флюидной фазой, хотя для него отмечается высокая сохранность изотопной системы кварца ($\delta^{18}O = 9.8‰$) и нет признаков изотопного облегчения циркона. По-видимому, этот образец испытывал аналогичное флюидное воздействие, которое почти не сказалось на изотопной системе данных минералов. Вполне возможно, что в других образцах раннемеловых пород могут быть найдены кварц или циркон, измененные в большей степени. Например, для нижнемеловых К-риолитов аскольдинской серии была опубликована величина $\delta^{18}O$ в кварце, равная 5.18‰ [11], на основании чего авторами был сделан вывод об изотопно-легком исходном расплаве данных пород (4.73‰). Однако, как следует из наблюдаемых зависимостей и приведенных расчетов (рис. 2, 3), снижение величины $\delta^{18}O$ кварца (как и циркона) в гранитных породах вполне может быть связано с процессами флюидной проработки и не требует привлечения изотопно-легкого источника магматических расплавов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы впервые представили данные по изотопному составу кислорода позднемеловых порфировых лейкогранитов Омсукчанского прогиба, расположенных как в пределах, так и за пределами месторождения Дукат. Изотопная система кислорода этих пород нарушена, что указывает на масштабное воздействие флюида, в составе которого преобладали воды метеорного происхождения. Наиболее сильно изменены изотопно-легким флюидом лейкограниты, расположенные в пределах Дукатского рудного поля (ДРП) – для них характерны существенные отрицательные величины $\delta^{18}O$. Очень часто при получении отрицательных величин $\delta^{18}O$ в силикатных породах (особенно гранитах) обсуждается проблема изотопно-легкого источника расплавов. Для этого привлекаются модели плавления материала, гидротермально переработанного изотопно-легким флюидом [20]. Однако в случае лейкогранитов Омсукчанского прогиба есть весомые аргументы против привлечения подобных моделей. Во-первых, это “нормальные” для лейкогранитов величины $\delta^{18}O$ неизмененных пород, расположенных за пределами ДРП. Во-вторых, это присутствие в измененных лейкогранитах кварца с реликтовыми изотопными характеристиками. Несмотря на небольшой фактический материал, практически нет сомнений, что отрицательные величины $\delta^{18}O$ лейкогранитов ДРП связаны исключительно с процессом воздействия на породы изотопно-легкого флюида метеорного происхождения.

Полученные результаты находят адекватное объяснение с позиций ограниченного взаимодействия флюид–порода, когда изотопная система

полевых шпатов претерпевает резкие изменения, а изотопные системы кварца и циркона оказываются изменены лишь частично. При этом частичный изотопный обмен для кварца, вероятно, реализуется по механизму диффузии, а для циркона — по механизму растворения-кристаллизации. Признаки частичного изотопного обмена кварца с флюидом в порфировых лейкогранитах ДРП позволяют использовать величины $\delta^{18}\text{O}(\text{Qtz})$ в качестве геохронометра. Для этого достаточно иметь точное представление о температуре обмена и быть уверенным в его диффузионном механизме.

Рассмотрение величин $\delta^{18}\text{O}$ циркона относительно изотопных параметров остальных минералов и валовых проб лейкогранитов дает важнейшую информацию о механизме изотопного обмена. Расчеты показывают, что при флюидном воздействии на породы могла происходить частичная перекристаллизация циркона, при этом заметные (около 1–1.5‰) сдвиги в величине $\delta^{18}\text{O}(\text{Zrn})$ могут быть получены при крайне небольшом массопереносе.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Государственное задание ИГЕМ РАН. Изотопные и CL-исследования циркона проведены при поддержке проекта РНФ № 22-17-00052.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Farver J.R.* Oxygen and Hydrogen Diffusion in Minerals // *Rev. Mineral. Geochem.* 2010. V. 72. P. 447–507.
2. *Harris C., Faure K., Diamond R.E., Scheepers R.* Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of S- and I-type granitoids: the Cape Granite suite, South Africa // *Chemical Geology*. 1997. V. 143 P. 95–114.
3. *Jenkin G.R.T., Farrow C.M., Fallic A.E., Higgins D.* Oxygen isotope exchange and closure temperatures in cooling rocks // *Journal of Metamorphic Geology*. 1994. V. 12. P. 221–215.
4. *Watson E.B., Cherniak D.J.* Oxygen diffusion in zircon // *Earth and Planetary Science Letters*. 1997. V. 148. P. 527–544.
5. *Chen W.T., Zhou M.-F.* Hydrothermal alteration of magmatic zircon related to NaCl-rich brines: diffusion-reaction and dissolution-precipitation processes // *American Journal of Science*. 2017. V. 317. P. 177–215.
6. *Аранович Л.Я., Бортников Н.С., Зингер Т.Ф. и др.* Морфология и элементы-примеси циркона из океанической литосферы осевой зоны САХ (6°–13°с.ш.): свидетельства особенностей магматической кристаллизации и постмагматических преобразований // *Петрология*. 2017. Т. 25. № 4. С. 335–361.
7. *Константинов М.М., Наталенко В.Е., Калинин А.И. и др.* Золотосеребряное месторождение Дукат. М.: Недра, 1998. 202 с.
8. *Банникова Л.А.* Органическое вещество в гидротермальном рудообразовании. М.: Наука, 1990. 207 с.
9. *Дубинина Е.О., Филимонова Л.Г., Коссова 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. *Стружков С.Ф., Константинов М.М.* Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Научный мир, 2005. 318 с.
11. *Акинин В.В., Биндеман И. Н.* Вариации изотопного состава кислорода в магмах Охотско Чукотского вулканогенного пояса // *ДАН*. 2021. Т. 499. № 1. С. 26–32.
12. *Котляр И.Н., Русакова Т.Б., Гагиева А.М.* Буюндино-Сугойская рудоконцентрирующая площадь: уникальный металлогенический ареал Северо-Востока России // *Тихоокеанская геология*. 2004. Т. 23. № 1. С. 3–19.
13. *Valley J.W.* Oxygen isotopes in zircon. In: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W. O. (Eds.), *Zircon. / Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2003. V. 53. P. 343–385.
14. *Wei C.-S., Zi-Fu Zhao, Spicuzza M.J.* Zircon oxygen isotopic constraint on the sources of late Mesozoic A-type granites in eastern China // *Chemical Geology*. 2008. V. 250. P. 1–15.
15. *Taylor H.P., Sheppard S.M.-F.* Igneous rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics// *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 1986. V. 16. P. 227–272.
16. *Челноков Г.А., Брагин И.В., Харитонова Н.А.* Новые изотопно-геохимические данные по Таватумским термальным водам (Магаданская область) // *Тихоокеанская геология*. 2021. Т. 40. № 5. С. 104–114.
17. *Dennis P.F.* Oxygen self-diffusion in quartz under hydrothermal conditions // *Journal of Geophysical Research*. 1984. V. 89. P. 4047–4057.
18. *Zhao Zi-Fu, Yong-Fei Zheng.* Calculation of oxygen isotope fractionation in magmatic rocks // *Chemical Geology*. 2003. V. 193. P. 59–80.
19. *Vho A., Lanari P., Rubatto D.* An internally-consistent database for oxygen isotope fractionation between minerals // *Journal of Petrology*. 2020. <https://doi.org/10.1093/petrology.egaa001>
20. *Zheng Y.F., Gong B., Zhao Z.F., Wu Y.B., Chen F.K.* Zircon U-Pb age and O isotope evidence for Neoproterozoic low- $\delta^{18}\text{O}$ magmatism during Supercontinental rifting in South China: implications for the snowball Earth event // *American Journal of Science*. 2008. V. 308. P. 484–516.

OXYGEN ISOTOPE SYSTEM OF LEUCOGRANITES OF THE OMSUKCHAN TROUGH (NE RUSSIA): CONDITIONS AND MECHANISMS OF WATER-ROCK INTERACTION

Corresponding Member of the RAS E. O. Dubinina^{a, #}, L. G. Filimonova^a, A. S. Avdeenko^a, Yu. N. Chizhova^a, S. A. Kossova^a, O. M. Zhilicheva^a, and Academician of the RAS L. Ya. Aranovich^a

^a*Institute of Geology of the Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: elenadelta@gmail.com*

The oxygen isotopic composition of minerals (Qtz, Zrn, Kfs) and bulk samples of Late Cretaceous porphyritic leucogranites of the Omsukchan trough, which are associated with the formation of tin and Sn-polymetallic mineralization, was studied. The $\delta^{18}\text{O}$ values of bulk samples of leucogranites decrease from +9.7‰ (outside the Dukat ore field) to 10.6‰ (within the ore field), and the light isotope characteristics are mainly an attribute of feldspars and correspond to isotope exchange with meteoric fluid ($\delta^{18}\text{O} = -15\text{‰}$), over a wide range of T at limited fluid-to-rock ratios (W/R from 0.9–1.6 to 0.3–0.1). Unlike feldspars, the $\delta^{18}\text{O}$ values of quartz and zircon are partially changed, in the former, probably, by the diffusion mechanism, and in the later, by the dissolution-precipitation one.

Keywords: isotope exchange, fluid-rock interaction, zircon, oxygen diffusion, zircon dissolution-precipitation, Dukat ore field, meteoric fluid