

Важную часть пустотного пространства составляют каверны. Размер каверн изменяется от долей мм до 1 см и более. Они хорошо фиксируются как при макроскопическом, так и при микроскопическом изучении каменного материала. Каверны образовались при воздействии вторичных процессов: кальцитизации, цеолитизации и глинизации эффузивных и пирокластических пород (сваренных или спекшихся туфов), которые наряду с плавлением новообразованных минералов ведут и к частичному выносу вещества.

Поровый тип пустотного пространства включает:

- межзерновые поры размером до 150 мкм;
- межагрегатные поры вторично преобразованных обломочных зерен размером от 5 до 12 мкм, а также микропоры глинистой корки, покрывающей измененное вулканическое стекло; размер последних от 0,15 до 1,5 мкм;
- внутрицементные глинистые поры размером до 10 мкм.

Все описанные выше виды пустотного пространства могут быть объединены в две группы. Аматричная емкость включает каверны, тектонические и литогенетические текстурные трещины и образуется, как правило, в уже сформировавшейся породе под действием внешних (тектонических) сил или в результате интенсивных процессов выщелачивания; ее возникновение сопровождается изменением структурных и текстурных особенностей пород. Матричная емкость состоит из пор и литогенетических структурных трещин. Ее образование связано с первичными свойствами породы (характер укладки зерен) и частично со вторичными процессами литологического изменения.

Выделенные выше главные генетические типы пород характеризуются разным типом пустотного пространства. В вулканогенных (эффузивных) и большей части вулканокластических пород преобладает аматричная емкость (соответственно трещинно-каверновый и порово-трещинный тип), в вулканосадочных породах и туффитах – матричная (поровый тип, а при наличии палеосейсмической трещиноватости – трещинно-поровый тип).

Литература

1. Малеев Е.Ф. Вулканыты (справочник). М.: Недра, 1979.
2. Ивенсен В.Ю., Ивенсен Г.В. Глинистые минералы вулканогенно-осадочных отложений раннего триаса Ленно-Вилуйской нефтегазоносной области (рекомендации). Якутск: Ин-т геологии ЯФ СО АН СССР, 1975.
3. Микуленко К.И. Трещиноватость пород и неоднородность // Теоретические и методологические вопросы геологии нефти и методологические вопросы геологии нефти и газа. Новосибирск: Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1981. Вып. 512. С. 170–177.
4. Томилова Н.Н., Юрова М.П. Литологическая характеристика отложений неджелинской свиты Хапчагайского мегавала Вилуйской синеклизы с целью корреляции продуктивных пластов и выяснения условий их образования // Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений: Ред. сб. ВНИИЭГазпром, 1981. № 8.

Особенности изотопного состава кислорода корундов и ассоциирующих минералов северной Карелии

Яковенко В.В., Высоцкий С.В., Игнатьев А.В.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
г. Владивосток

Изотопный состав кислорода генетически связанных минералов образует компактное общее поле значений, область которого зависит только от колебания физико-химических параметров минералообразующей среды. Данная величина практически не меняется после образования минерала, если только последний не был полностью трансформирован в результате расплавления, химического замещения или других подобных реакций, изменяющих первичную структуру. Поэтому изотопный состав кислорода давно служит индикатором специфики условий образования, как минералов, так и горных пород в целом.

Авторами были исследованы образцы корундов и сопутствующих минералов из гранат-амфибол-флогопитовых плагиогнейсов Хитостровского месторождения (Карелия), гнейсов (Комаровского месторождение, Свердловская область) и сиенит-пегматитов Тажеранского массив (Иркутская область). А также сапфиры из лампрофиров Його (штат Монтана, США), плагиоклаз-корундового включения из щелочного базальта (Иркутская область, Россия), современного аллювия щелочно-базальтового вулкана Подгелбаночный (Приморье, Россия) и россыпей Нового Южного Уэльса (Австралия).

Изотопный анализ кислорода проводился в ДВГИ ДВО РАН. Кислород был выделен при нагревании образца с помощью инфракрасного лазера (10.6 мкм) в присутствии BrF_5 (~210 торр). После фторирования выделенный кислород был очищен на двух криогенных ловушках с жидким азотом и на поглотителе с KBr . Затем он был проанализирован на масс-спектрометре с двойной системой напуска MAT-252. Методика протестирована на международном (NBS –28) и внутреннем стандартах. Точность измерения для $\delta^{18}\text{O}$ не менее $\pm 0.2\text{‰}$.

Как видно из таблицы, изотопный состав кислорода может служить достаточно надежным критерием определения генетической природы корундов. Например, все корунды, происхождение которых связывается с мафическими магматическими породами, обладают близким изотопным составом и большинство из них попадает в интервал от $4,8\text{‰} < \delta^{18}\text{O} > 6,4\text{‰}$ относительно SMOW. В этот же интервал укладываются и изотопные отношения как ассоциирующих с корундами минералов (оливинов, пироксенов, слюд), так и вмещающих пород. Этот диапазон значений соответствует изотопному составу кислорода магматогенных вод. Отсюда следует, что мафические лавы (базальты, лампрофиры и пр.) являются материнскими для мегакристаллов сапфира, так же как и для других, менее экзотичных минералов (оливинов, пироксенов, слюд и пр.), т.е. кристаллизация корунда происходит в процессе эволюции родоначальной магмы. К таковым относятся сапфиры месторождений дайки Його, вулкана Подгелбаночный и россыпей Нового Южного Уэльса.

Таблица. Состав изотопов кислорода в изученных корундах и ассоциирующих минералах.

Генетический класс	Тип месторождения	Месторождения	Образец	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW), ‰
Магматический	В щелочных основных лампрофирах	Його-Галч (шт.Монтана, США)	АМ-1 (корунд с коркой шпинели)	5,6
			АМ-1 (биотит)	6,0
	В базальтах	Шт.Квинсленд и Новый Южный Уэльс (Австралия)	А-1(корунд)	5,3
			Б-1(рубин)	5,0
			Б-2(сапфир)	4,8
			Б-3(циркон)	5,1
			П-2(сапфир,зеленый)	6,4
		в.Подгелбаночный, Приморский край (Россия)	П-3(сапфир,синий)	5,5
			П-4(оливин)	5,0
			П-5(шпинель)	4,8
Метаморфогенный	В высокоглиноземистых гнейсах и амфиболитах	Хитостров, Карелия (Россия)	П-6(хромдиопсид)	5,4
			КП-1(гранат,бол.)	-26,0
			КП-1(п.ш.)	-19,9
			КП-1(слюда)	-15,7
			КП-2(гранат,мелкие)	-25,7
	Сиенит-пегматиты в слюдистых гнейсах и сланцах	Комаровское месторождение, Свердловская область (Россия).	КП-2(рубин)	-22,5
			КП-2(п.ш.)	-21,4
			Ур-5(корунд)	9,2
Пегматитовый	В сиенитовых и миаскистовых пегматитах	Тажеранский массив, Иркутская область (Россия).	Ур-5(пол.шпат)	9,9
			Тж-1(слюда)	10,6
			Тж-1(корунд)	10,6
			Тж-1(п.ш.)	11,9

В то же время существуют и ксеногенные корунды, для которых базальтовая магма является всего лишь транспортным агентом от места образования к земной поверхности. Их генезис может быть разным. Например, плагиоклазово-корундовое включение из базальта Тункинской впадины обладает более «тяжелым» изотопным составом, чем типичные магматогенные корунды (δO^{18} (корунда) = 9,1‰). Возможно, источником таких включений являются породы типа корундоносных сиенит-пегматитов, известных в Тажеранском щелочном массиве на западном побережье оз. Байкал (δO^{18} (минералов) = 10,4 ÷ 11,6). С другой стороны, близким изотопным составом кислорода обладают и корунды из метаморфогенных гнейсов и корундоносных сланцев. Например, в минералах гнейсов Комаровского месторождения (Урал) δO^{18} колеблется в интервале 9,2 ÷ 9,9‰.

Таким образом, генезис подобных включений может быть полигенным.

Анализ опубликованных материалов [1, 2, 3] показывает, что большинство земных минералов имеет изотопный состав кислорода более тяжелый, чем современная морская вода (SMOW). Корунды и ассоциирующие минералы не являются исключением, причем каждому генетическому типу соответствует свой интервал значений δO^{18} (рис.), что позволяет использовать этот метод для диагностики.

На этом фоне совершенно аномально выглядит изотопный состав минералов Хитостровского корундового месторождения. Все проанализированные минералы имеют чрезвычайно низкие (–15,5 –26‰) значения $\delta^{18}O$, что на 10–15‰ ниже значений, приводимых ранее для корундов из этого месторождения [2]. Разница изотопного состава между минералами ассоциации варьирует в интервале от 3‰ до 10‰, что указывает на отсутствие изотопного равновесия.

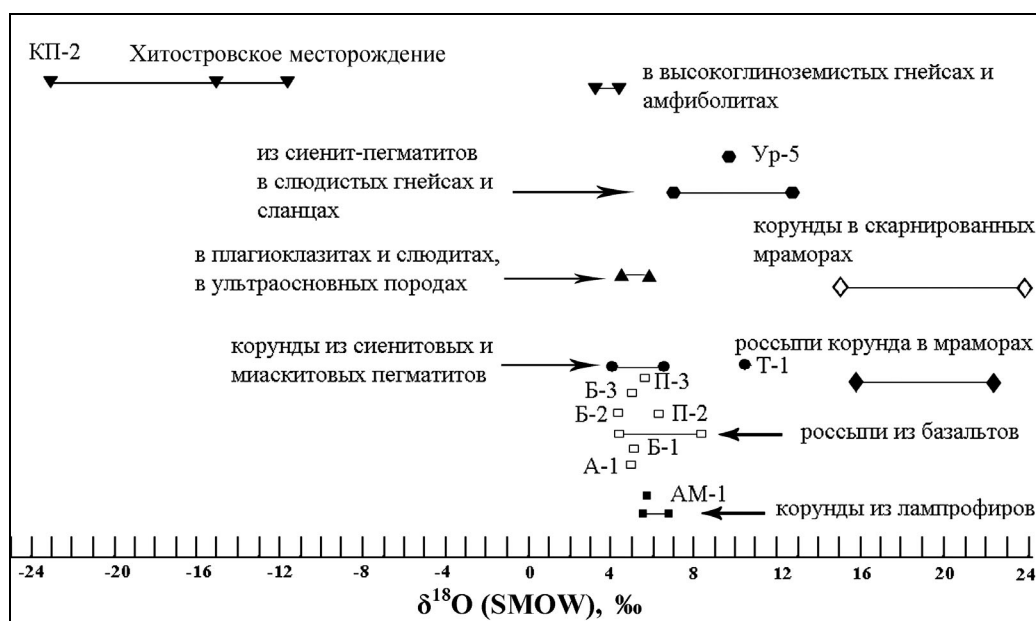


Рис. Изотопный состав кислорода корундов различного генезиса

Однако минералогические исследования показали, что термодинамически главные минералы корундоносной породы равновесны. Предварительные расчеты условий образования на основе метода минимизации термодинамического потенциала с помощью программного комплекса «Селектор-С» [4] показали, что температура должна быть не менее 720 °С, а давление не ниже 10 кбар. Только при таких условиях набор и составы расчетных минералов соответствуют природным.

В пределах чупинской толщи беломорского комплекса известен ряд проявлений корунда [2-4]. Часть из них (Хитостров, Варацкое, Высота 128 и др.) приурочены к кианит-гранат-биотитовым плагиогнейсам, другие – к амфиболитам и амфиболовым сланцам (Дядина гора, Кулежда и др.). Полагают [5, 6], что все корундовые проявления структурно связаны с надвигами, а их состав зависит от места корундоносных проявлений в надвиговых покровах. Однако нигде, кроме Хитострова, пока не отмечалось столь «легкого» изотопного состава кислорода. Подобная аномалия отмечается впервые в мире.

Существует две точки зрения на генезис корундоносных пород северной Карелии. Согласно первой, корундовая минерализация считается продуктом регионального метаморфизма [7, 8]. Согласно второй, доминирующей в настоящее время, корундосодержащие породы образовались в результате метасоматоза под влиянием инфильтрации флюида. Однако этот процесс мог протекать как во время основного этапа регионального метаморфизма [2], так и после, отдельным, наложенным этапом [5].

Анализ имеющихся материалов указывает на то, что единственным реальным процессом, в результате которого могли сформироваться подобные изотопные отношения кислорода в минералах Хитострова, являются обменные процессы между трансформируемой породой и водным флюидом. А единственными водами, обладающими потенциалом для формирования подобного флюида являются талые ледниковые воды. Мы полагаем, что возможны два сценария образования подобной аномалии.

1. Если корундосодержащие породы являются результатом регионального метаморфизма, то экстремально низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ в минералах могут свидетельствовать о сохранении в них изотопных отношений кислорода протолита и дометаморфическом обмене с метеорными, тальными ледниковыми водами. Учитывая данные по изотопии кислорода во льдах Антарктиды и Гренландии, где зафиксированы еще более низкие соотношения, такой процесс вполне возможен. Например, как показал П. Арон [3], четвертичные карбонатные осадки Антарктиды, отлагающиеся из талых ледниковых вод, имеют значения $\delta^{18}\text{O}$ в интервале $-14,1$ – $-17,3$ ‰ относительно SMOW. Расчетное изотопное соотношение кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в талой ледниковой воде в этом случае колеблется в интервале $-47,2$ – $-50,3$ ‰.

Вполне вероятно, что часть глиноземистых гнейсов, возраст образования которых определяется в 2,8–2,65 млрд. лет [9], могла быть образована из осадочных пород, сформировавшихся в одну из ранних эпох оледенения. Причем эта эпоха оледенения предшествовала гуронскому оледенению, пик которого приходится на 2,3 млрд. лет и длился в продолжении нескольких сот млн. лет [10]. Скорее всего, это были достаточно локальные образования, поскольку аномально легкий изотопный состав кислорода обнаружен пока только на одном месторождении.

2. С точки зрения метасоматической концепции образования корундоносных пород, аномалия является результатом изотопного обмена в процессе инфильтрации флюида, который обладал аномально легким изотопным составом кислорода. И в этом случае мы должны допускать присутствие во флюиде значительного количества талой ледниковой воды. Это вполне вероятно, учитывая тот факт, что корундоносные породы структурно связаны с пологими тектоническими зонами (надвигами), которые проницаемы для грунтовых вод и служат коллекторами для продвижения минерализованных вод в земной коре на значительных глубинах. Кольской сверхглубокой скважиной такие обводненные горизонты были подсечены на глубинах до 9 км, а по геофизическим данным они фиксируются и гораздо глубже [11]. Причем, несмотря на высокую минерализацию, современные грунтовые воды Скандинавии даже на глубинах более 1 км имеют облегченный ($\delta^{18}\text{O} = -13$ ‰) изотопный состав кислорода [12].

Судя по имеющимся отрывочным данным, вариации изотопного состава кислорода в минералах Хитостровского месторождения фиксируются достаточно уверенно. Однако какой процесс они маркируют, сейчас сказать сложно. В любом случае мы имеем дело с уникальным и пока единственным в мире районом, где обнаружена подобная изотопная аномалия.

Литература

1. Giuliani, G., Fallic, A.E., Garnier, V., et al. // *Geology* 2005. V. 33. P. 249–252.
2. Бакшеев И.А., Устинов В.И., Долгова О.С., Балицкий В.С., Екименкова И.А. // Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН». 2006. № 1 (24).
3. Aharon P. // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1988. V. 52. P. 2321–2331.
4. Авченко О.В., Высоцкий С.В., Чудненко К.В. // *ДАН*, 2007. т. 415, №1. С. 1–4.
5. Терехов Е.Н., Левицкий В.И. // *Изв. ВУЗов. Геол. разв.* 1991. № 6. С. 3–13.
6. Левицкий В.И. *Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры*. Новосибирск: Академ. Изд-во «ГЕО». 2005. 342 с.
7. Лебедев В.И., Калмыкова И.А., Нагайцев Ю.В. // *Сов. геол.* 1974. № 9. С. 78–89.
8. Киевленко Е. Я., Чупрова В.И., Драмашева Е.Е. *Декоративные коллекционные минералы*. М.: Недра. 1987. 223 с.
9. Библикова Е.В., Слабунова А.А., Богданова С.В. и др. // *Петрология*. 1999. Т. 7. № 2. С. 115–140.
10. Tarling D.H. *Climatic change* // Ed. By J. Gribbin. Cambridge Univ. Press, 1978.
11. Кольская сверхглубокая. М: Недра, 1984. 490 с.
12. Nurmi P.A., Kukkonen I.T., Lahermo P.W. // *Applied Geochemistry*. 1988. V. 3. P. 185–203.