

карбонатитов этого типа составляет около 1800, он синхронен возрасту щелочных пород УЩ.

Эффузивная фация предсталена карбонатитами Покрово-Киреевского щелочного массива, который расположен в пределах зоны сочленения складчатого Донбасса Приазовским блоком Украинского щита. Карбонатитовые ассоциации были обнаружены скважинами среди базальтов. Порода состоит из кальцита, титаномагнетита имеет сидеронитовую, иногда брекчиевидную структуру. Установлены довольно высокие содержания Sr (0.47 %) и Ce и La (0.5 и 0.5 % соответственно). Возраст K-Ar - 350 Ma.

Геохимические характеристики карбонатитов различной глубинности представлены в таблице.

Таблица. Геохимические характеристики карбонатитов различных уровней глубинности Украин

Месторождения, массивы	Геологическая ситуация, Фация глубинности	Метод, возраст (Ma)				Изотопный состав				
		K-Ar	U-Pb	Pb-Rb	Sm/Nd (mod)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	E _{calc}	δ ¹³ C _{carb} ‰	δ ¹⁸ O _{carb} ‰
									PDB	SMOW
Чернышевский	Мощные дайки (до 100м) в гнейсах, глубокие	1750-1900 (слюда) 1950-2100 (амф.)	2090	2400	2400	0.70131	0.511585	+0.64	-5.6±1.5	5.6-17.1
Октябрьский	Небольшие дайки и жилы (до 0.5 м) в мариупольских и поросенских гипабисалтовых	1600-1800 (слюда)	1800	-	-	0.70242	-	-	-6.3±1	9.5±1
Хлебодаровский	Небольшие дайки и жилы (до 0.5 м в чароковцах и кристаллокластках гипабисалтовых	1815 (амф.)	-	-	2100	0.70258	0.512323	+1.7	-7.1±1.1	9.1±2
Петрово-Глутовский	Жилы и дайки в граштовцах, гипабисалтовых			2000					-6.8±1.2	10.5-3
Покрово-Киреевский	Эффузивные карбонатиты	350 По породе	370	-	-	0.70533	-	-	-5.1±3	15-21

ЭВОЛЮЦИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ТРАХИРИОЛИТ-ТРАХИБАЗАЛЬТОВОМ ПАЛЕОВУЛКАНЕ ЗАПОВЕДНИКА АРКАИМ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Зайков В.В.

Институт минералогии УрО РАН, Миасс, zaykov@mineralogy.ru

Цель работы – характеристика эволюции рудообразования в палеовулкане каменноугольного возраста, выявленного в заповеднике Аркаим. Палеовулкан принадлежит Магнитогорской металлогенической зоне [6] и вмещает золоторудную, баритовую и редкоземельную минерализацию. Исследована геологическая позиция рудоносных систем, состав руд, их минералогия и физико-химические параметры. Лабораторные исследования включали оптическую микроскопию, рентгенофлуоресцентный, атомно-абсорбционный, эмиссионно-спектральный и микротермометрический анализы. В работах принимали участие А.М. Юминов, Н.Н. Анкушева и В.А. Котляров, которым автор благодарен.

Геологическое строение палеовулкана

Каменноугольный палеовулкан образовался на плато, сложенном трахибазальтами с пластами вулканических песчаников березовской свиты. Вулканическая постройка наклонена на север под углом 10–40°, с западного и восточного флангов ограничена разломами. Геоморфологически она представлена тремя возвышенностями, которые

разделяются логами и речной долиной. Былая высота вулканических сооружений порядка 800 м, выше залегают известняки кизильской свиты.

Основание палеовулкана сложено трахибазальтами, подверженными эпидотизации и окварцеванию. Непосредственный контакт с подстилающими вулканомиктовыми отложениями вскрыт в одном из логов. Средняя часть постройки представлена однородными и флюидальными трахириолитами, участками с перлитовой текстурой. Вершина сложена чередующимися трахириолитами, алевролитами, трахибазальтами с бомбовыми и лапиллиевыми туфами. Магмоподводящие каналы в основании постройки представлены дайками микрограносиенитов, а в кровле – дайками диабазов. Дайки микрограносиенитов мощностью 1–3 м располагаются поперек напластования, имеют субмеридиональное простирание и рассечены кварцевыми жилками с редкоземельной минерализацией. Дайки диабазов северо-западного простирания имеют мощность 1–3 м и сопровождаются галенит-баритовыми жилами и баритизированными породами.

По химическому составу породы основания палеовулкана соответствуют трахибазальтам с содержанием суммы щелочей 6–7 мас. %. Породы вершины палеовулкана по содержанию кремнезема варьируют от основных (SiO_2 45–53 %) до кислых (SiO_2 64–78 %). Суммарная щелочность лав колеблется от 5.5–6.6 % в основных разностях до 8.5–9.2 % в кислых. По отношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ породы принадлежат к калиево-натриевой серии для основных пород ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.1\text{--}3.7$ %) и калиевой серии для кислых пород ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.39\text{--}0.84$ %).

По геологической позиции, соотношению с палеоостроводужными структурами считается, что формирование палеовулкана связано с расколами, возникавшими на коллизионной стадии развития региона [6].

Полезные ископаемые

Золоторудная минерализация. Участок Эпидозитовый располагается в 2–3 км к югу от пос. Аркаим. Эпидозиты образуют несколько зон протяженностью первые сотни метров и шириной десятки метров. Интерес к участку возник в результате обнаружения в русле лога крупных псевдоморфоз лимонита по кристаллам пирита величиной 1–4 см. Данная находка послужила основанием для поисков коренных источников сульфидизированных пород и золота. Шлиховое опробование сухого лога по 10 шурфам показало наличие зерен золота разной степени окатанности в почвенно-растительном слое, песчано-гравийных и глинистых отложениях [7]. Слабоокатанные зерна имеют многочисленные слабо обмятые выступы, поверхность осложнена отпечатками минеральных зерен. На части золотинок фиксируются следы кубических кристаллов пирита с четкими индукционными поверхностями совместного роста. Поверхность золотинок средней степени окатанности слабо выровнена, местами волнисто-ступенчатая, грубошагреневая. Хорошо окатанные золотины отличаются наименьшим размером, имеют округленную конфигурацию с ровными и сглаженными краями и хорошо выровненной поверхностью.

В состав золотинок, по данным микросондового анализа, входит Ag (3–10 %), и Cu (до 0.5 %). Пробность золота колеблется в пределах 900–990 %. Наличие в россыпи слабо- и среднеокатанных форм, может свидетельствовать о близости коренного источника золота. Ими могут быть кварцевые жилы, развалы которых известны в вершине лога у границы заповедника, различные пиритизированные породы, эпидозиты и трахириолиты.

Редкоземельная минерализация. Участок Осьминог приурочен к дайкам трахириолитов и микрограносиенитов в основании палеовулкана. В дайках отмечены кварцевые жилы двух направлений: поперечные (более ранние) и продольные (поздние). Поперечные жилы мощностью не более до 0.5 см, заполнены мелкозернистым молочно-белым кварцем, практически не содержащим акцессорной минерализации. Продольные жилы секут поперечные под углом 30 – 40° и имеют мощность 1 – 2 см, в отдельных случаях до 7 см. Жилы сложены желтовато-серым мелкозернистым полупрозрачным комковатым кварцем. Местами в них наблюдаются друзовые полости, с полупрозрачными кристаллами

размером 0,5-1,0 см. В жилах присутствуют псевдоморфозы лимонита по пириту поперечником до 1.5 см.

Псевдоморфозы образуют правильные кубические и уплощенно-вытянутые формы, а также разнообразные сростки двух и более кристаллов. В составе псевдоморфоз преобладает гетит. Он образует плотные пористые ноздреватые агрегаты и мелко- и скрытокристаллических массы бурого цвета. В значительно меньшей степени в псевдоморфозах встречается лепидокрокит в виде землистых агрегатов, реже мелких пластинчатых кристалликов буровато-оранжевого цвета, а также приуроченный к нему маггемит. В некоторых псевдоморфозах присутствуют реликтовые включения сульфидов (халькопирит, пирит) размером до 10 мкм.

В обрамлении кристаллов в ряде случаев зафиксирована оторочка пластинчатых кристаллов ильменита с включениями монацита, ксенотима, апатита и повышенными содержаниями вольфрама [8]. В ильмените наблюдаются типичные структуры распада твердого раствора ильменит-магнетит. Рутил образует выделения, состоящие из пластинок мощностью доли мм. Отдельные зоны, обогащенные вольфрамом до 5 %, имеют мощность первые микроны. Появление вольфрамовой специализации в рутиловых агрегатах связано с повышенным содержанием этого элемента в рутилах и типично для даек субщелочного состава во многих регионах.

Выделения монацита образуют зерна двух морфологических разновидностей: призматические размером 10 – 30 мкм, вытянутые вдоль зерен плагиоклазов, и более крупные изометричные (50 – 100 мкм) выделения по периферии гетитовых псевдоморфоз. В составе монацита микронными исследованиями установлены содержания (%): оксидов церия (30.2), ниобия (11.2), лантана (14.2), а также других редкоземельных элементов: Nd, Pr, Sm, Gd и Th. Исследование состава минерала показало значительное колебания компонентов в разных зонах кристаллов.

Ксенотим встречается в виде мелких изометричных зерен совместно с монацитом. Кроме иттрия, играющего роль основного редкоземельного элемента (Y_2O_3 %), установлены оксиды Dy (7.7), Eu (4.5), Yb (3.2), а также P.

Сульфидно-баритовая минерализация. Участок Проран с сульфидно-баритовой жилой находится в привершинной части палеовулкана, на северном склоне г. Шаманка. Барит слагает жилы и прожилки в диабазовых и вулканитовых, а также совместно с кальцитом миндалины в бомбах и лавах [1; 4]. Выделяются три зоны минерализации; для восточной и западной зон свойственны прожилки барита мощностью до 5 см, а в центральной – залегает сульфидно-баритовая жила с ореолом баритизации. Жила прослеживается вкрест простирания пачки агломератовых туфов субпараллельно дайке диабазов на 25 м, имеет мощность 10–40 см и несколько мелких апофиз. Азимут простирания жилы изменяется от 280 до 320°, падение западное, под углом 30–60°. К восточному флангу и осевой части жилы приурочена сульфидная минерализация. На контакте жилы с вмещающими породами наблюдаются брекчии диабазов, сцементированные баритом, и баритизированные породы. Зона баритизации имеет мощность 5–7 м в висячем крыле жилы, 3 м – в ее подошве, и прослеживается в южном направлении на 40 м при мощности 5–10 м.

В жиле выделены две разновидности барита: белый и розовый [1]. Белый барит слагает основной объем жилы, розовый проявлен на северо-западном фланге. Первый образует плотные кристаллически-зернистые массы, волокнистые, пластинчатые агрегаты. Барит розового цвета присутствует в виде радиально-лучистых и параллельно-шестоватых агрегатов, кристаллов столбчатого облика. По данным рентгенофлюоресцентного анализа установлено, что белый барит обогащен Sr (до 7500 г/т) при пониженных содержаниях Pb (~120 г/т). В противовес этому, в розовом барите присутствуют повышенные концентрации Pb (до 500–1000 г/т) и низкие – Sr (~2000 г/т). Различия в химическом составе приводят к различиям оптических характеристик – показателей преломления. Расчет параметров элементарных ячеек (a, b, c) по данным рентгеноструктурного анализа показал, что в белом барите значения параметров ячеек заметно ниже, чем в розовой разновидности. Уменьшение

значений параметров ячеек в белом барите связано с замещением Ba катионами Sr с меньшими ионными радиусами.

Образцы выделенных разновидностей барита были исследованы на растровом электронном микроскопе (РЭММА-202МВ с энергодисперсионной приставкой) для определения сопутствующих минералов [1]. В белом барите во включениях присутствуют чистый и медьсодержащий галенит, аурихальцит $(\text{Zn,Cu})(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_3$, биотит, рутил, кальцит, микроклин, альбит, кварц. В розовом барите обнаружены включения редкого минерала гиалофана $(\text{K,Ba})(\text{Al,Si})_2\text{Si}_2\text{O}_8$ с содержанием Ba до 8.66 %. Галенит приурочен как к белому, так и к розовому бариту и образует скопления и гнезда размером до 15 см. Часть галенита концентрируется в зонах брекчирования диабазов с жилками барита. В баритизированных породах присутствуют кристаллы пирита и агрегаты халькопирита, в которых по трещинам развит гетит. Изучение взаимоотношений между агрегатами барита показало, что белый барит образовался раньше, т. к. он слагает широкую периферийную часть жилы, а розовый барит образовался позднее, поскольку он слагает центральную часть, нарастая на белый барит.

Физико-химические параметры гидротермальных жил

Полученные результаты исследования флюидных включений позволяют судить о солевом составе, концентрации и температурном режиме минералообразующих флюидов в гидротермальных системах палеовулкана [2]. Снизу вверх по разрезу наблюдается смена гидротермальной минерализации: от кварцевых жил в основании до баритовых в вершине палеовулкана. Исследование флюидных включений показало, что соленость гидротермальных растворов повышается от 7.5 мас. % в кварцевых жилах из трахибазальтов до 18 мас. % в жилах кварца из трахириолитов и барите. Высокая соленость растворов свидетельствует об участии в минералообразовании магматогенных флюидов. Также наблюдаются довольно широкие вариации температур – 155–350 °С. Эти параметры сопоставимы с данными по золото-березитовым и золото-кварцевым месторождениям в гранитоидах Восточно-Уральского поднятия (Березовское, Кочкарское) [3; 5]. Для них характерны повышенные концентрации солей (17.0–8.4 и 15.7–6.3 мас. %, соответственно), в солевом составе растворов преобладают NaCl с примесью MgCl_2 , температуры растворов 180–400 °С.

Заключение и задачи дальнейших исследований

Установлена эволюция рудообразования в трахириолит-трахибазальтовом палеовулкане, которая выражается в смене золоторудной минерализации редкоземельной и сульфидно-баритовой. Результаты исследования минералогии и флюидных включений в разрезе вулканического сооружения позволят судить об эволюции солевого состава и температур минералообразования в системах, действовавших в палеоостроводужной и коллизионной обстановках.

Полученный материал свидетельствует о том, что металлогения каменноугольных вулканогенных пород региона значительно богаче, чем ранее было известно. Прежде всего, это золоторудная минерализация, сходная с золото-кварцевыми системами каменноугольных гранитоидных массивов. Как выяснилось, перспективными на выявление золотых руд являются вулканические постройки. Конкретным вопросом, требующим решения, является определение источника золота в рыхлых отложениях, содержащих псевдоморфозы лимонита по пириту.

Второй вопрос – редкоземельная минерализация, выявленная в дайках микрограносиенитов. Необходимо определить ее индикаторную роль в эндогенных процессах и практическое значение в качестве россыпеобразующей формации.

Третий вопрос – сопоставление баритового оруденения в вулканогенных породах каменноугольного и девонского периодов. В девонских отложениях баритовые руды имеют промышленное значение, характеризуется высокими концентрациями золота и серебра.

Работа выполнена при содействии РФФИ (05-05-64532, 07-05-00260), Министерства образования и науки РФ (РНП.2.1.1.1840) и интеграционного проекта УрО-СО РАН.

Литература

1. Анкушева Н. Н. Юминов А. М. Условия образования барита Аркаимского палеовулкана (Южный Урал) // Уральский минералогический сборник № 13. Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. С. 185–193.
2. Анкушева Н. Н. Юминов А. М. О рудоносных гидротермальных системах Магнитогоркой металлогенической зоны: результаты исследования флюидных включений // Уральский минералогический сборник № 14. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. С. 105–128.
3. Бакшеев И. А., Прокофьев В. Ю., Устинов В. И. Условия формирования жильного кварца Березовского золоторудного поля, Средний Урал, по данным изучения флюидных включений и изотопным данным // Уральская летняя минералогическая школа-98. Екатеринбург: УГГА, 1998. С. 41–49.
4. Зайков В. В. Геологическое строение и полезные ископаемые района музея-заповедника Аркаим // Природные системы Южного Урала. Челябинск: ЧГУ, 1999. С. 5–35.
5. Прокофьев В. Ю., Спиридонов Э. М. Состав метаморфогенных флюидов и условия преобразования руд Кочкарского золоторудного месторождения (Южный Урал) // II Всероссийское петрографическое совещание «Петрография на рубеже XXI века». Т. 3. Сыктывкар, 2005. С. 88–90.
6. Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
7. Юминов А. М., Масленникова С. П. Масленникова С. П., Юминов А. М. Минеральный состав песчаной фракции рыхлых отложений заповедника Аркаим // Уральский минералогический сборник. Миасс: ИМин УрО РАН, 1995. С. 155–165.
8. Юминов А. М., Зайков В. В. Редкоземельная и редкометалльная минерализация в дайках карбоновых микрограносиенитов заповедника Аркаим (Южный Урал) // Минералогия Урала-2007. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007 (в печати).

СТАТИСТИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА АТЛАНТИКИ

Зайцев В.А., Когарко Л.Н.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, alkaline@geokhi.ru

В последнее время все больше данных показывает наличие временной неравномерности развития магматизма Земли. Распределения возрастов щелочного магматизма позволило Л.Н. Когарко [1] показать рост активности щелочного магматизма в геологической истории и выдвинуть предположение о связи этого процесса с окислением мантии за счет субдукционного привноса в нее окислителей - воды и углекислоты.

В связи с этим представляется интересным изучить эволюцию внутриплитного магматизма Атлантического океана. Особенность этого тектонического элемента такова, что мы можем наблюдать практически всю созданную с момента его возникновения океаническую литосферу. На этой территории практически не происходило уничтожения продуктов внутриплитного магматизма за счет субдукции. Кроме того, положение Атлантического океана таково, что привнос субдуцированной литосферы в его мантию был минимален (если не считать задуговых бассейнов Карибского моря и дуги Скотта).

Для проведения статистического анализа из базы данных GIM [2] были выделены данные по внутриплитному магматизму Атлантики. Первичная выборка содержала сведения о 23515 анализах, из них 6655 содержали данные о возрасте породы, определенном с точностью до периода и лучше. Из имеющегося банка данных были изъяты данные по Исландии, Карибскому бассейну и дуге Скотта (143 анализа), поскольку магматизм этих