

Зональность в строении желваков не наблюдается. Границы желваков извилистые. Из рудных минералов в составе желваков преобладает мелкозернистый куприт. Также присутствуют миаролы, стенки которых инкрустированы крупными кристаллами куприта. Самородная медь обычно представлена крупными или мелкими зернами в массе куприта; форма извилистая или параллельно-шестоватая. Примеси в составе самородной меди не установлены. Зерна самородного серебра и иногда их скопления локализируются в тонкозернистом пористом агрегате куприта, хизлевудита, миллерита и других минералов (рис. 26). В составе серебра установлены примеси Hg, Ni, Cu и Cr (таблица). Из гипергенных минералов отмечается малахит в виде радиально-лучистых агрегатов, а также водные соединения Cu и Ni, окрашивающие карбонаты и лизардит в бирюзовый или желто-зеленый цвет.

Рудные желваки вне ассоциации с демантоидом на Полдневском месторождении не известны, что позволяет предполагать их парагенетическую связь. Благодаря гипергенным минералам желваки легко обнаруживаются в породе и используются на карьере в качестве поискового признака на гнезда демантоида.

Работа выполнена в рамках государственного задания № АААА-А18-118052590028-9.

Литература

Кисин А.Ю., Мурзин В.В., Карасева Е.С., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Селезнев С.Г., Озорнин Д.А. Проблемы структурного контроля демантоидовой минерализации на Полдневском месторождении // Известия УГГУ. 2020. № 2. С. 64–73.

А.Р. Богданова

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
ugulor96@mail.ru*

Геохимические особенности пород дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса массива Рай-Из (Полярный Урал)

(научный руководитель – к.г.-м.н. Н.В. Вахрушева)

Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый (полосчатый) комплекс развит вдоль южного контакта массива Рай-Из (Полярный Урал) на отрезке, отсекаемом долинами рек Макара-Рузь и Енга-Ю. В плане породы массива образуют линзовидный блок длиной до 7 км и шириной 1.5–2.0 км [Строение..., 1990]. Ультрабазитовый массив Рай-Из привлекает внимание геологов с 1932 г. [Заварицкий, 1932], однако до сих пор на происхождение полосчатого комплекса нет единой точки зрения. Наиболее аргументированными гипотезами являются кумулятивная (магматическая) [Колман, 1979] и реакционная (метаморфическая, метасоматическая) [Заварицкий, 1932; Добрецов и др., 1977; Ефимов, 1984; Варлаков, 1996]. Имеются разногласия и при отнесении пород данного комплекса в состав единой палеозойской офиолитовой ассоциации [Шмелев, Мон, 2013; Вахрушева и др., 2017].

С учетом неоднородного внутреннего строения и различий в вещественном составе в комплексе выделяют структурные области (с севера на юг): фронтальную и тыловую. Фронтальная область располагается в ближайшем окружении массива ультрабазитов. В ее строении участвуют дуниты, верлиты, клинопироксениты и метабазиты, представленные апогаббровыми амфиболитами, с образованием полосчатости. Тыловая область, расположенная южнее, примыкает к контакту с габброидами южного обрамления [Строение..., 1990; Шмелев, Мон, 2013].

В рамках настоящей работы изучен РЗЭ состав дунитов, верлитов, оливиновых клинопироксенитов, клинопироксенитов и габброидов комплекса. Дуниты подвержены серпентинизации (до 30–50 %). Акцессорный хромшпинелид равномерно рассеян по породе. Верлит сложен серпентинизированным оливином (50–55 %) и ксеноморфным клинопироксеном (30–35 %). Акцессорные минералы – хромшпинелид, замещаемый по периферии зерен хлоритом, магнетит, халькопирит. Оливиновый клинопироксенит имеет промежуточный состав между верлитами и клинопироксенитами и характеризуется превалирующим содержанием клинопироксена (70–75 %) над оливином (10–15 %). По клинопироксену развивается амфибол актинолит-тремолитового ряда. Амфиболитизация подвержено 10–15 % породы. Среди акцессорных минералов диагностирован магнетит. Клинопироксенит сложен амфиболитизированным диопсидом. Помимо амфибола, в породе присутствует хлорит и серпентин. Акцессорные минералы представлены магнетитом и хромшпинелидом. Габбро-амфиболиты сложены амфиболом (магнезиогорнблендитом) и частично или полностью сосюритизированным плагиоклазом (битовнитом). Соотношения плагиоклаза и амфибола в породе варьируют, содержание второго достигает 70–75 %. Амфиболитизированное габбро отличается от габбро-амфиболитов присутствием реликтов клинопироксена (15–20 %). Акцессорные минералы – магнетит, халькопирит, пирит.

Изучение распределения петрогенных оксидов и РЗЭ позволило установить особенности и закономерности их распределения среди пород комплекса. На классификационной TAS диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ фигуративные точки составов ультрабазитов соответствуют низко-щелочному ряду, а составы габбро-амфиболитов отвечают нормально-щелочному ряду, исключая амфиболитизированное габбро пониженной щелочности. Рассматриваемые породы охватывают интервал SiO_2 от 41.15 до 53.7 мас. %. В габброидах закономерно повышаются содержания Al_2O_3 , TiO_2 и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в ряду амфиболитизированное габбро – габбро-амфиболит: 8.57–18.83, 0.48–0.65 и 0.92–2.8 мас. %, соответственно. В ряду дунит – верлит – оливиновый клинопироксенит – клинопироксенит увеличивается содержание TiO_2 от 0.03 до 0.17 мас. %.

Клинопироксены из оливинового клинопироксенита соответствуют диопсиду с железистостью $f = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) \cdot 100$ 6.5–7.9 и содержанием Al_2O_3 0.5–0.7 мас. %. Клинопироксены из клинопироксенитов также представлены диопсидом с железистостью 5.8–8.5. Содержание глинозема колеблется от 0.6 до 2.24 мас. %. Для изученных клинопироксенов характерны крайне низкие содержания TiO_2 (0–0.19 мас. %). Концентрация Cr_2O_3 не превышает 0.5 мас. %. Содержания Al_2O_3 и железистость клинопироксенов прямо пропорциональны (рис. 1).

Специфической чертой дунитов комплекса является разнообразная конфигурация спектров РЗЭ, а их суммарные содержания существенно ниже (0.92 г/т), чем у остальных пород. Для тренда распределения РЗЭ в верлите характерно преобладание тяжелых лантаноидов над легкими (рис. 2). Отношение $(\text{La}/\text{Yb})_n$ составляет 0.5. Суммарное содержание лантаноидов в верлите составляет 1.75 г/т. Характер распределения РЗЭ в оливиновом клинопироксените характеризуется небольшим преобладанием легких РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n$ 1.06). От спектров вышеописанных пород его также отличают небольшие минимумы Sm, Lu и более выраженный – Tm. Суммарное содержание лантаноидов составляет 1.79 г/т. Для спектров РЗЭ клинопироксенитов установлена обогащенность средними и тяжелыми РЗЭ. Отношение $(\text{La}/\text{Yb})_n$ составляет 0.62. Уровень накопления РЗЭ в клинопироксените (4.74 г/т) превышает уровень таковых в хондрите С1 и вышеописанных породах комплекса.

В габбро-амфиболитах тренд (рис. 2) характеризуется небольшим положительным наклоном в интервале от La до Nd, перетекающим в пологий на интервале от Gd до Lu, с осложнением в виде Eu аномалии. Значения $(\text{La}/\text{Yb})_n$ в породах с относительно низким содержанием плагиоклаза составляют 0.43–0.73. В породе с преобладающим количеством плагиоклаза тренд приобретает отрицательный наклон в области легких элементов, изменяя свое

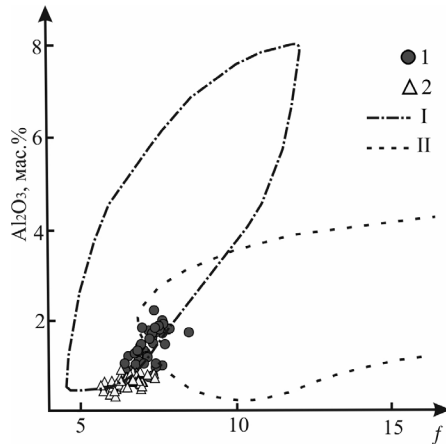


Рис. 1. Диаграмма $f = \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}) * 100 - \text{Al}_2\text{O}_3$ для клинопироксенов из клинопироксенитов (1) и оливиновых клинопироксенитов (2) дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса массива Рай-Из.

Поля составов клинопироксенов [Лазыко, 1988]: I – ультрабазитового комплекса офиолитов; II – габброидного комплекса офиолитов.

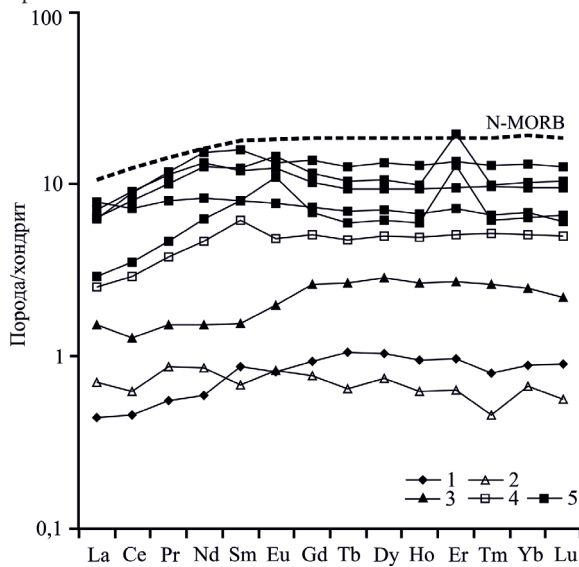


Рис. 2. Спектры распределения РЗЭ в породах дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса массива Рай-Из.

1 – верлит; 2 – оливиновый клинопироксенит; 3 – клинопироксенит; 4 – амфиболизированное габбро; 5 – габбро-амфиболит. N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов нормального состава [Sun, McDonough, 1989]. Значения элементов нормированы к составу хондрита C1 согласно [Sun, McDonough, 1989].

направление в интервале от Gd до Lu. Отношение $(\text{La}/\text{Yb})_n$ при этом составляет 1.24. Суммарное содержание РЗЭ в габбро-амфиболитах колеблется в пределах 14.09–30.01 г/т. Тренд распределения РЗЭ в амфиболизированном габбро подобен таковому в габбро-амфиболитах с пониженным суммарным количеством РЗЭ (10.57 г/т). Значение $(\text{La}/\text{Yb})_n$ составляет 0.49. Следует отметить, что главным концентратором РЗЭ в данном образце является клинопирок-

сен, количественное содержание которого превалирует над амфиболом и полностью соссюритизированным плагиоклазом.

Основным накопителем лантаноидов в верлитах, оливиновых клинопироксенитах и клинопироксенитах является пироксен, в результате чего содержание РЗЭ прямо зависит от его количества в породе. Поле составов пироксенов из клинопироксенитов и оливиновых клинопироксенитов на бинарной диаграмме $f = \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}) \cdot 100 - \text{Al}_2\text{O}_3$ соответствует областям составов клинопироксенов из офиолитовых ассоциаций (рис. 1). Конфигурация типа спектров в габброидах варьирует в зависимости от содержания минералов-концентраторов, а именно, амфибола и плагиоклаза. В структуре амфибола концентрируется большая часть средних и тяжелых РЗЭ, а в структуре плагиоклаза – легких, включая Eu. Общий уровень накопления РЗЭ в габброидах более низкий по сравнению с уровнем в базальтах типа N-MORB.

Изученные породы могут быть разделены на три группы, характеризующиеся закономерным изменением содержаний РЗЭ и конфигурацией их спектров. Самыми обедненными РЗЭ являются дуниты; верлиты и клинопироксениты занимают медианное положение между дунитами и габбро. Наиболее обогащены лантаноидами габброиды. Более высокий уровень накопления РЗЭ в верлитах и клинопироксенитах по сравнению с дунитами и более низкий в сравнении с габброидами дает основание считать эти породы результатом взаимодействия габброидов на ультрамафитовые реститы. В работе [Леснов, 2007] генезис клинопироксенитов и верлитов рассматривается как результат магмометасоматического взаимодействия базальтоидных расплавов с ультрамафитовыми реститами. Для предложенной модели РЗЭ состав образованных в результате реакции пород определяется пропорциями смешения деплетированного вещества ультрамафитовых реститов и обогащенных лантаноидами базальтоидных расплавов. Таким образом, вышеизложенный материал согласуется с реакционной гипотезой формирования комплекса.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН № АААА-А18-118052590032-6.

Литература

- Варлаков А.С.* Дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс офиолитов и его происхождение. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 178 с.
- Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Степанов А.Е., Богданова А.Р.* Петрология и хромитоносность ультраосновного массива Рай-Из (Полярный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. 265 с.
- Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Казак А.П. и др.* Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.
- Ефимов А.А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
- Заварицкий А.Н.* Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. Л.: ОНТИ, 1932. 221 с.
- Колман Р.Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.
- Лазько Е.Е.* Типоморфизм породообразующих минералов ультрабазитов // Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. С. 424–441.
- Леснов Ф.П.* Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 1: Главные типы пород. Породообразующие минералы. Новосибирск: Гео, 2007. 403 с.
- Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 228 с.
- Шмелев В.Р., Мон Ф.-Ц.* Природа и возраст базитов офиолитового массива Рай-Из (Полярный Урал) // Доклады Академии наук. 2013. Т. 451. № 2. С. 211–215.
- Sun S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publication. 1989. № 42. P. 313–345.