

Часть 4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРНЫХ МЕТАЛЛОВ

Д. Е. Савельев¹, В. Б. Федосеев²

¹ – *Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
savl71@mail.ru*

² – *Нижегородский государственный университет, г. Нижний Новгород
vbfedoseev@yandex.ru*

О взаимосвязи внутреннего строения и ориентировки тел хромитов в офиолитах

Массивы ультрамафитов, обнажающиеся на современном эрозионном срезе складчатых областей, обладают рядом специфических черт. Крупные блоки ультраосновных пород (площадью в сотни квадратных километров) имеют холодные тектонические контакты с вмещающими вулканитами, состоят из дробно чередующихся «горизонтов» мощностью от первых сантиметров до сотен метров, сложенных в различных соотношениях двумя-пятью породообразующими минералами без какой-либо геохимической зональности «по разрезу», повсеместно в породах проявлены высокотемпературные деформационные структуры, температурный диапазон становления комплексов в подавляющем большинстве укладывается в интервал 800–1100 °С, отсутствуют реакционные взаимоотношения между породообразующими минералами, а также высокотемпературные минералы, образованные при участии флюидов. Расслоенность пород имеет метаморфическое происхождение и обусловлена различными количественными соотношениями породообразующих минералов: оливина, пироксенов и хромшпинелида. В офиолитовых ультрамафитах отсутствует скрытая расслоенность, т.е. закономерное изменение составов породообразующих минералов по разрезу.

С рассматриваемыми комплексами связаны месторождения хромовых руд, причем рудные тела всегда залегают в дунитах, но отсутствует однозначная связь между количеством дунитов и рудного вещества. Рудные тела вкрапленного строения преимущественно имеют плоскую форму и залегают согласно с сегрегационной полосчатостью окружающих перидотитов и дунитов. Повсеместно в породах и рудах проявлена струйчатость, полосчатость и минеральная уплотненность, чаще с крутыми углами падения. Встречаются рудные скопления самого разного размера: длина варьирует от 1 см до 1 км, мощность от 1 мм до 30 м, характерно наличие постепенных взаимопереходов. Степень концентрации рудных минералов очень изменчива: от 10–15 % хромшпинелидов в бедных рудах до 100 % в сплошных хромитах (здесь также наблюдаются постепенные переходы между крайними типами).

Тела массивных и густовкрапленных хромитов чаще всего залегают несогласно по отношению к структурному плану окружающих перидотитов [Cassard et al., 1981; Кравченко, 1969 и др.]. В последних обычно сохраняется первичная полосчатость и минеральная уплотненность с крутыми углами падения, часто наблюдаются складки течения. Дуниты образуют крупные штокообразные и линзовидные тела, от которых в окружающие перидотиты отходят штокверки менее мощных дунитовых

жил («сетчатый комплекс»). Хромиты образуют тела различной формы: от одиночных жильных и столбообразных небольшой мощности до мощных пологозалегающих линзовидных тел, осложненных многочисленными пережимами и раздувами, а также крутозалегающими апофизами. Преобладают сплошные и густовкрапленные разновидности хромитов. Часто в рудных телах месторождений обоих типов наблюдается текстурно-структурная зональность: от периферии к центру увеличивается густота вкрапленности и размеры зерен рудообразующих хромшпинелидов.

Для объяснения всех рассмотренных выше особенностей строения ультрамафитовых комплексов складчатых областей и связанных с ними месторождений хрома нами была разработана реоморфическая (реститово-метаморфогенная) модель [Савельев и др., 2008; Савельев, Федосеев, 2011; Савельев, 2013 и др.]. Основными тезисами модели являются следующие: 1) массивы ультрамафитов складчатых поясов представляют собой фрагменты в различной степени деплетированного вещества верхней мантии (пиролита), 2) массивы включают в себя две различных по механизму образования ассоциации: рестит, который включает лерцолиты, гарцбургиты, дуниты и хромиты, и продукты кристаллизации расплава, которые представлены габброидами и пироксенитами, 3) формирование состава и структуры лерцолит-гарцбургит-дунитовой ассоциации происходит в результате восходящего движения мантийного диапира, инициируемого декомпрессией, 4) подъем мантийного диапира происходит в режиме вязкого течения, 5) гарцбургиты и дуниты являются не простыми тугоплавкими остатками (реститами) от частичного плавления пиролита, а представляют собой рестит, испытавший реоморфическую дифференциацию в результате вязкого течения в кристаллическом состоянии, 6) агрегаты оливина более податливы по сравнению с агрегатами ортопироксена, что обуславливает их более высокую подвижность в ходе восходящего вязкого течения мантийного диапира, 7) дунитовые тела представляют собой «квазиразломные» зоны верхней мантии, сформированные в режиме вязкого течения, и они трассируют участки максимальной скорости течения вещества, 8) дифференциация вещества более интенсивна в участках с меньшим числом фаз (максимальна в дунитах (ол+хр), относительно высока в гарцбургитах (ол+орх+хр), минимальна в лерцолитах (ол+орх+срх+хр)).

Обоснование перечисленных тезисов содержится в опубликованных ранее работах авторов, а здесь остановимся на одном важном следствии. Реоморфическая модель предполагает, что дифференциация мантийного вещества происходит при вязком течении тектонического потока, и основным параметром, определяющим распределение частиц по участкам с различными скоростями является произведение плотности на объем (ρV) [Савельев, Федосеев, 2011].

В том случае, если каждая частица (минеральное зерно или его часть) перемещаются автономно, должно измениться лишь отношение между различными компонентами в участках потока. Если же частицы образуют агрегаты (скопления, перемещающиеся в потоке «как целое»), то их можно рассматривать как отдельный компонент. В этом случае, когда среда движется относительно агрегата, возникают силы, стремящиеся переориентировать и/или деформировать его таким образом, чтобы минимизировать свободную энергию системы.

Поставленная задача чрезвычайно сложна из-за необходимости учета многих факторов, относительная роль которых пока не совсем ясна. Вместе с тем, на данном этапе исследования можно воспользоваться методом аналогии и сравнить наблюдаемые закономерности строения и ориентировки рудных тел (продукт тектонического потока) с ориентировкой минеральных частиц в водных потоках.

Данные экспериментальной седиментологии свидетельствуют о том, что ориентировка отдельных зерен и их агрегатов (галеков) существенно отличается и зависит от размера, формы частиц и скорости потока. Например, длинные оси отдельных кварцевых зерен направлены преимущественно параллельно течению [Атлас..., 1962], а образованные ими рыхлые скопления ориентированы в плоскости потока. Напротив, для уплощенных галеков характерно расположение длинных осей преимущественно поперек к направлению потока, а наклон их плоских сторон преимущественно направлен против течения [Атлас..., 1962; Хабаков, 1954]. При этом дезинтегрированные (рыхлые) отложения могут рассматриваться как аналоги редковкрапленных хромовых руд, а сцементированные (гальки) – как аналоги массивных хромитов.

Приведенные данные, в целом, соответствуют закономерностям, наблюдаемым для скоплений хромита в дунитах офиолитовой ассоциации, что является еще одним подтверждением справедливости вывода о происхождении офиолитов и связанных с ними месторождений хрома в результате высокотемпературного пластического течения.

Литература

Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Т. 1. Обломочные и глинистые породы. М.: Госгелтехиздат, 1952. 578 с.

Кравченко Г. Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1969. 232 с.

Савельев Д. Е. Реоморфическая модель формирования ультрамафитовых комплексов подвижных поясов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. Вып. 16. Пермь, 2013. С. 81–88.

Савельев Д. Е., Сначев В. И., Савельева Е. Н., Бажин Е. А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.

Савельев Д. Е., Федосеев В. Б. Сегрегационный механизм формирования тел хромитов в ультрабазитах складчатых поясов // Руды и металлы. 2011. № 5. С. 35–42.

Хабаков А. В. Наблюдения в областях развития осадочных пород // Методическое руководство по геологической съемке и поискам. М.: Госгеолтехиздат, 1954. С. 68–145.

Cassard D., Nicolas A., Rabinowitch M. et al. Structural classification of chromite pods in Southern New Caledonia // Economic Geology. 1981. Vol. 76. P. 805–831.

Н. Р. Аюпова^{1,2}, С. А. Садыков¹

¹ – *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
ayova@mineralogy.ru*

² – *Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе*

Изотопный состав углерода в карбонатах из оксидно-железистых металллоносных отложений колчеданных месторождений Урала

Палеозойские железисто-кремнистые отложения, ассоциирующие с колчеданными месторождениями Урала, сохранили текстурно-структурные и геохимические признаки их гальмиролитического апогиалокластитового и апосульфидного проис-

хождения [Maslennikov et al., 2012]. В большинстве случаев в их составе встречается карбонатный материал, который представлен обломками известняков, реликтами известковых организмов и аутигенными кальцитом, доломитом, анкеритом, сидеритом и монгеймитом. Предполагается, что разложение первичных гиалокластов с накоплением железа и кремнезема в субмаринных условиях происходило под влиянием карбонатных примесей или органического вещества на рН среды минералообразования.

Цель настоящих исследований – выяснение генезиса карбонатов разного происхождения в окисдно-железистых металлоносных отложениях колчеданных месторождений Урала на основании изотопных данных углерода. Изотопный анализ проводился с использованием масс-спектрометра Delta+ Advantage, фирма Thermo Finnigan. В качестве лабораторного стандарта использовался NBS 19 (TS-limestone). Точность измерения величины $\delta^{13}\text{C} \pm 0.1 \text{ ‰}$, PDB. Результаты анализов показаны в таблице.

Карбонаты в процессах формирования окисдно-железистых отложений являются наиболее мобильными: их образование и преобразование наблюдается практически на всех стадиях их формирования. Из результатов анализов видно, что распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ в них варьирует в пределах от -5.78 до $+5.64 \text{ ‰}$, PDB (табл.).

Т а б л и ц а

Изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$ кальцита из окисдно-железистых отложений колчеданных месторождений Урала

№ п/п	№ обр.	$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$, PDB	Месторождения
1	5156-178.9	-0.64	Талганское
2	Yu-12-122-4b-1	-0.33	Юбилейное
3	Yu-12-122-4b-2	-0.88	—
4	Yu-12-126-1	-0.33	—
5	Уз-20	-0.40	Узельгинское
6	Стаб-1	-0.24	—
7	Т-1	-5.40	Талганское
8	А1/08-04	-5.00	Александринское
9	2072-01	-4.70	Ново-Сибайское
10	Yu-12-16	-5.79	Юбилейное
11	Мол-08-2/2	-5.93	Молодежное
12	Yu-12-103	+4.64	Юбилейное
13	Т-08	+2.54	Талганское
14	Т-08-1	+2.11	—
15	Т-4	+3.23	—
16	XIX	+3.45	им. XIX Партсъезда
17	Т-08/3	+2.71	Талганское

Примечание. 1 – обломки из пиритизированной гематит-кварцевой породы, 2–4 – прослой с фаунистическими остатками, 5–6 – криноидеи, 7–8, 11 – надрудные слоистые карбонат-гематит-кварцевые породы с трубчатými организмами, 9 – осевая часть трубок вестиментифер [Масленников, 1999], 10 – пиритовая биоморфная руда, 12–13 – скопления кристаллического кальцита, 14–15 – секущие кальцитовые прожилки; 16–17 – карбонат-гематитовые прослой.

Обломочный карбонатный материал сложен микритом, и часто наблюдается его замещение тонкодисперсными гематит-кварцевыми агрегатами. Обломки имеют изометричную форму, изъеденные края, их размер варьирует от мельчайших до крупных (1–2 см). Часто в составе такого карбонатного материала присутствует смесь Mn, Ba, Sr, Zn [Maslennikov et al., 2012], характерная для надрудных известняков на месторождениях. Для обломочного карбонатного материала наблюдается близкое сходство значений параметров $\delta^{13}\text{C}$ (–0.64 ‰, PDB) с органогенными известняками [Галимов, 1968]. Такие же значения $\delta^{13}\text{C}$ характерны для карбонатного материала, образующего тонкие прослои в гематит-кварцевых породах. При этом в микритовой частично перекристаллизованной массе обломков и слоев устанавливается присутствие фрагментов раковин брахиопод и члеников криноидей. Для сравнения, изотопный состав углерода кальцита из кораллово-брахиоподовых известняков надрудной толщи Ново-Сибайского месторождения составляет +2 ‰, PDB [Масленников, 1999]. Снижение величины $\delta^{13}\text{C}$ в данном случае могло возникнуть во время диагенетического изменения осадков как следствие нестабильности концентрации углекислотно-водных иловых растворов при формировании оксидно-железистых отложений.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ кальцита раковин организмов в исследованных образцах попадают также в пределы значений $\delta^{13}\text{C}$ известняков (–0.24... –0.40 ‰, PDB). Известно, что гетеротрофные организмы, использующие в качестве источника энергии и строительного материала клеток готовые органические соединения, не производят дополнительного разделения изотопов, и значения $\delta^{13}\text{C}$ раковин и их мягких тканей практически близки [Keith et al., 1964]. Например, постоянный изотопный состав углерода имеют фораминиферы: от +0.02 до +0.36 ‰ [Gross, 1964], брахиоподы +0.43 ‰ [Compston, 1960] и др. Причиной этому служат обменные реакции между выделяющимся в результате метаболизма CO_2 и растворенным в морской воде бикарбонатом кальция. Если бы кальцит раковин являлся продуктом метаболизма организмов, изотопный состав его углерода был бы близок к изотопному составу органического вещества.

Были исследованы околорудные железисто-кремнистые породы с раковинами *тентакулитов* и *фоссилизированными «трубчатыми организмами»*, сложенными марганцовистым кальцитом (с содержанием MnO до 4.26 мас. %) и содержащими внутри раковин или в основной гематит-кварцевой массе сфероидальные комочки железистого хлорита, гематита, скопления апатита, рутила и иллита [Аюпова, Масленников, 2012]. Трубчатые организмы в подобных отложениях могут быть аналогами полихет современных и древних пригидротермальных систем [Juniper et al., 1992; Little et al., 1999], но с диаметром трубок меньшего размера. «Сотовая» микроотдельность внутри трубок [Аюпова, Масленников, 2012] характерна для трофосомы трубчатых червей, содержащей внутриклеточные симбиотические хемоавтотрофные бактерии [Felbeck, 1981]. Кроме того, в основной гематит-кварцевой массе пород в ассоциации с трубчатыми организмами наблюдаются обильные нитевидные и сферические бактериоморфные структуры. Результаты изотопного анализа в пробах показывают, что значения $\delta^{13}\text{C}$ ниже –5 ‰, PDB. Дефицит изотопа ^{13}C в околорудных железисто-кремнистых отложениях мог образоваться при разложении органического вещества и, предполагается, что карбонаты образовывались позднее в осадке, но, вероятно, до полной его консолидации. Такие же значения $\delta^{13}\text{C}$ характерны для кальцита биоморфных колчеданных руд Юбилейного месторождения (–5.79 ‰, PDB) и кальцита из осевой части трубок вестиментифер Ново-Сибайского месторождения –

4.60 ‰ [Масленников, 1999] на Южном Урале. Более ранними исследованиями установлено, что изотопный состав углерода кальцита кварц-хлорит-гематитовых госсанитов Молодежного месторождения составляет -19.6 ‰, что может свидетельствовать об участии бактерий в субмаринных процессах окисления колчеданных руд [Масленников, 1999]. Установлено, что для железистых образований значение $\delta^{13}\text{C}$ – 22 ‰ характерно для образцов с обильными бактериоморфными структурами, а значение $\delta^{13}\text{C}$ -4.4 ‰ – для образцов, где бактериоморфные структуры плохо сохранены [Kennedy et al., 2010].

Аутигенные карбонаты разного состава образованы на различных стадиях гальмиролиза и диагенеза. Установлено, что в открытой системе удаление CO_2 всегда благоприятствует локальному повышению pH и, как следствие, коррозии кварца, каркасных силикатов и новому аутигенному карбонатонакопленению [Япаскурт, 1999]. Часто участки, сложенные такими карбонатами, обособлены, и обычно карбонаты ассоциируют с новообразованными баритом, апатитом, лейкоксеном, минералами РЗЭ. Кроме того, в гематит-кварцевых породах встречаются кальцитовые прожилки, которые секут гематит-кварцевые слои или иногда развиваются по контактам слоев. Для таких поздних кальцитовых образований характерно утяжеление значения $\delta^{13}\text{C}$ до $+5$ ‰, PDB. Вероятно, в этих условиях переотложение карбонатного материала в виде вторичных карбонатов происходило за счет разложения известняков или в результате растворения и переотложения известковых скелетных остатков, а величина $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов сопровождалась незначительным повышением изотопных отношений углерода.

Таким образом, распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах окисдно-железистых отложений колчеданных месторождений Урала значительно варьирует и отражает различную степень участия осадочных карбонатов и железозакисляющих бактерий при фракционировании $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{12}\text{C}$. Кроме того, изотопный состав углерода может свидетельствовать о степени преобразованности первичных осадков в постседиментационных процессах.

Работы поддержаны проектом УрО–СО РАН № 12-С-1010 и Федеральной целевой программой «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 годы (ГК № 14.740.11.1048).

Литература

- Аюпова Н. Р., Масленников В. В. Биоминерализация в железисто-кремнистых отложениях колчеданных месторождений Урала // ДАН. 2012. Т. 442. № 5. С. 649–652.
- Масленников В. В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.
- Япаскурт О. В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратифере. Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
- Compston W. The carbon isotopic composition of certain marine invertebrates and coals from the Australian Permian // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1960. Vol. 18. № 1/2. P. 1–22.
- Felbeck H. Chemoautotrophic potential of the hydrothermal vent tube worm Riftia pachyptila Jones (Vestimentifera) // Science. 1981. Vol. 213. P. 336–338.
- Gross M. G. Variations in the $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ and $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$ ratios of diagenetically altered limestones in Bermuda Islands // Journal of Geology. 1964. Vol. 72. № 2. P. 170–174.
- Juniper S. K., Fouquet Y. Filamentous iron-silica deposits from modern and ancient hydrothermal sites // Canadian Mineralogist. 1988. Vol. 26. P. 859–869.

Keith M. L., Anderson G. M., Eichler R. Carbon and oxygen isotopic composition of mollusk shells from marine and fresh-water environments // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1964. Vol. 28. № 11. P. 1757–1786.

Kennedy C. B., Gault A. G., Fortin D. et al. Carbon isotope fractionation by circumneutral iron-oxidizing bacterias // *Geology*, 2010. Vol. 38. P. 1087–1090.

Little C. T. S., Herrington R. J., Haymon R. M., Danelian T. Early Jurassic hydrothermal vent community from the Franciscan complex, San Rafael Mountains, California // *Geology*. 1999. Vol. 27. P. 167–170.

Maslennikov V. V., Ayupova N. R., Herrington R. J. et al. Ferruginous and manganiferous ha-loes around massive sulphide deposits of the Urals // *Ore Geology Reviews*. 2012. Vol. 47. P. 5–41.

А. М. Гайфутдинова, А. Г. Пилюгин

*Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»,
г. Санкт-Петербург
gayfutdinovaam@gmail.com*

**Особенности распределения элементов-примесей в дунитах
Светлоборского базит-ультрабазитового массива (Средний Урал)**
(научный руководитель проф. В. Г. Лазаренков)

Светлоборский массив ультраосновных пород – один из крупнейших россыпе-образующих массивов Платиноносного пояса Урала. Исследования Н. К. Высоцкого, К. К. Золоева, О. К. Иванова, Н. Д. Толстых, Ю. М. Телегина и др. дали возможность составить картину геологических, петрографических и металлогенических особенностей массива, однако его петрохимическая специфика, в частности, распределение элементов-примесей в дунитах остаются практически неизученными.

В ходе исследования опробовались серпентинизированные дуниты Светлоборского массива, главным образом, в районе Высоцкого рудопроявления. Пробы анализировались на широкий круг элементов в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Петрогенные элементы определялись рентгеноспектральным силикатным анализом, микроэлементы – масс-спектрометрическим методом с индуктивно-связанной плазмой, элементы платиновой группы – пробирным анализом с последующим определением методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой. Полученные данные обрабатывались с использованием методов математической статистики, а также сравнивались с родственным по генезису Нижнетагильским массивом по данным [Ланда, Лазаренков, 1990; Шмелев и др., 2010].

Краткая геологическая характеристика. Светлоборский базит-ультрабазитовый концентрически-зональный массив является составной частью Платиноносного пояса Урала. Он состоит из дунитового ядра, сложного среднезернистого и мелкозернистыми разностями. Периферическая часть представлена тонкозернистыми дунитами, которые сменяются клинопироксенитовой «оторочкой». Залегает массив среди зеленокаменных сланцев ордовикского возраста. Особенности Светлоборского массива являются многочисленные дайки пироксенитов, горнблендитов и иситов, с которыми связаны повышенные концентрации платиноидов, а также широкое

развитие пневматолитово-гидротермальных образований [Телегин и др., 2009]. Породы массива в той или иной степени подвержены серпентинизации, достигающей до 60 % и в среднем составляющей порядка 35 % [Иванов, 1997]. Хотя массив относится к зональным массивам Урало-Аляскинского типа, благороднометаллическая минерализация приурочена не к хромитовым типам руд, как на Нижнетагильском массиве, а как показано Ю. М. Телегиным с соавторами [2009], к многочисленным контактам даек. Хромитовые сегрегации на Светлоборском массиве встречаются крайне редко.

Результаты исследования. Данные о распределении элементов-примесей приведены в таблице. Рассмотрены элементы группы Fe (V, Cr, Ni), транзитные (Cu, Zn), крупноионные литофильные (Sr, Ba, Ce), высокозарядные (Y, Zr, Ti) и редкоземельные (РЗЭ: легкие – La-Nd, средние – Sm-Ho, тяжелые – Er-Lu) элементы (табл.).

Т а б л и ц а

Средние содержания микроэлементов в дунитах Светлоборского массива, г/т

	V	Cr	Ni	Cu	Zn	Sr	Ba	Y	Zr	Ti	La	Ce
\bar{x}	45.65	3297.78	820.79	13.77	54.08	33.08	5.48	2.40	5.94	535	1.16	2.68
\acute{s}	52.25	2174.73	274.24	7.43	21.16	44.39	2.40	2.88	4.28	692	1.07	3.03
	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
\bar{x}	0.47	2.18	0.52	0.15	0.57	0.07	0.43	0.08	0.26	0.04	0.23	0.04
\acute{s}	0.47	2.50	0.63	0.18	0.67	0.09	0.53	0.10	0.28	0.04	0.26	0.04

П р и м е ч а н и е. \bar{x} – среднее значение по 7 пробам; \acute{s} – стандартное отклонение.

Для выявления геохимической специфики дуниты Светлоборского массива были сравнены с примитивной мантией [McDonough, 1990], а также с дунитами родственного Нижнетагильского массива, не подвергшегося широкому внедрению дайковых тел и метасоматической обработке (рис. 1).

Элементы группы Fe и транзитные элементы характеризуются субмантийным распределением. Содержания Cr, Ni, Cu и Zn стабильны во всех пробах, в то время как содержания V сильно варьируют (от 7.0 до 146.2 г/т, \acute{s} = 52.2 при \bar{x} = 45.6 г/т). Содержания высокозарядных элементов в дунитах также значительно варьируют: Y – от 0.3 до 4.0 г/т (\acute{s} = 2.9 при \bar{x} = 2.4 г/т), Zr – от 2.1 до 8.8 г/т (\acute{s} = 4.3 при \bar{x} = 5.9 г/т) и Ti – от 29.9 до 1858 г/т (\acute{s} = 691.9 при \bar{x} = 535.1 г/т). При мантийном содержании Ti, Zr и Y характеризуются пониженными концентрациями.

Среди крупноионных литофильных элементов (LILE), в свою очередь, отмечается широкая вариабельность Sr (1.2–93.4 г/т; \acute{s} = 44.4 при \bar{x} = 33.1 г/т) при относительно постоянных значениях Ba. Дуниты Светлоборского массива обеднены LILE относительно примитивной мантии. Все элементы группы РЗЭ характеризуются крайне неравномерными концентрациями и высокой дисперсией в выборке. Можно отметить, что содержания элементов группы легких редких земель (в сумме 6.5 г/т) значительно преобладают над концентрациями средних (1.83 г/т) и тяжелых РЗЭ (0.55 г/т). В то же время, на рис. 2 наблюдается небольшая асимметрия нормированных спектров, связанная со слабой обедненностью легкими РЗЭ, в частности, La и Ce, относительно средних и тяжелых. В целом, распределение РЗЭ – субмантийное.

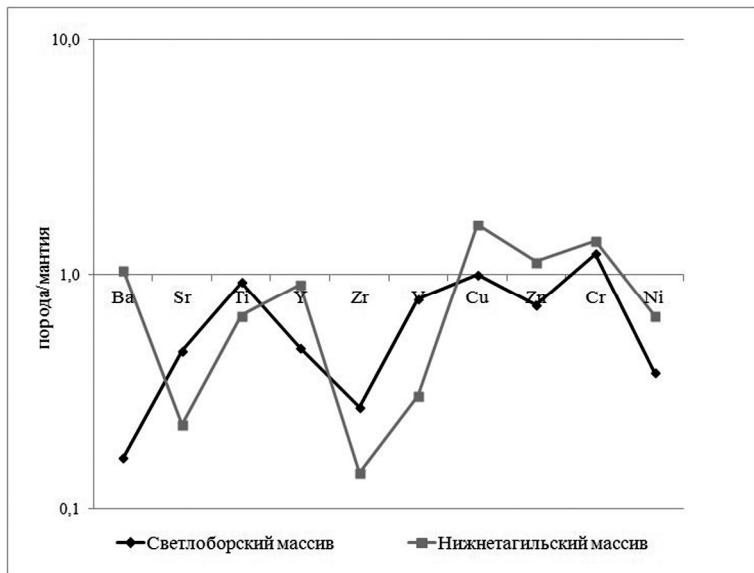


Рис. 1. Диаграмма нормированных к составу примитивной мантии [McDonough, 1990] содержаний элементов-примесей в дунитах Нижнетагильского [Ланда, Лазаренков, 1990] и Светлоборского массивов.

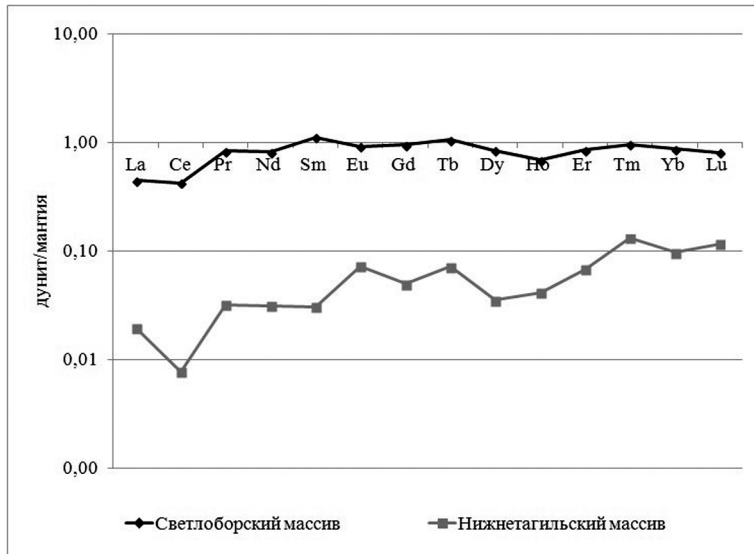


Рис. 2. График распределения РЗЭ, нормированных к составу примитивной мантии [McDonough, 1990], в дунитах Нижнетагильского [Шмелев и др., 2010] и Светлоборского массивов.

Сравнение в распределении микроэлементов в дунитах Светлоборского и Нижнетагильского массивов позволяет выявить закономерности, связанные с тем, что при относительно схожем характере поведения элементов-примесей в обоих массивах, концентрации их отличны друг от друга. Так, среди элементов группы Fe

только содержания хрома близки исходным. При этом концентрации V в дунитах Нижнетагильского массива заметно ниже (17 г/т), а Ni – выше (1433 г/т) относительно Светлоборского.

Транзитные элементы ведут себя сходным образом, однако их концентрации на Нижнетагильском массиве выше мантийных. Кроме того, последний значительно обогащен Ba (34.4 г/т) и обеднен Sr (11.2 г/т). Транзитные элементы характеризуются сходным поведением и общей обедненностью по сравнению со Светлоборским массивом, за исключением Y, концентрации которого близки к мантийным (4 г/т). Содержание РЗЭ в дунитах Нижнетагильского массива на порядок меньше мантийного. Сильнее проявлена асимметрия нормированных спектров, выраженная в обедненности легких РЗЭ относительно средних и тяжелых. Отмечается слабый отрицательный пик Се, который для дунитов Светлоборского массива едва различим.

Среди зависимостей, выявленных при корреляционном анализе данных по дунитам Светлоборского массива, прежде всего, обращает на себя внимание полное отсутствие значимых коэффициентов корреляции Cr с другими элементами. Fe, Mn, Mg, Ni характеризуются сильными положительными коэффициентами корреляции друг с другом (парный коэффициент корреляции $r = +0.97$ при значимом коэффициенте корреляции 0.75 для 95%-ой вероятности, 7 анализов) и сильными отрицательными – с Si ($r = -0.97$), Ti ($r = -0.95$), Al ($r = -0.77$), щелочами ($r = -0.87$), Ca ($r = -0.85$), а также со всей группой редких земель (r до -0.93). РЗЭ, в свою очередь, характеризуются преимущественно средними (до -0.92) отрицательными связями с элементами группы Fe (Mn, Fe, Co, Ni) за исключением V, с которым коэффициент корреляции достигает -0.99 . Транзитные элементы с РЗЭ значимых коэффициентов корреляции не обнаруживают. Из группы крупноионных литофильных элементов хорошую положительную связь с РЗЭ показывают Sr ($r = +0.96$) и Ba ($r = +0.88$); Rb коррелируется с легкими РЗЭ ($r = +0.94$), Cs не коррелируется вовсе. Из группы высокозарядных элементов практически все не связаны с РЗЭ, за исключением Ti ($r = +0.99$) и Y ($r = +0.99$).

Обсуждение и выводы. Дуниты Светлоборского массива характеризуются мантийными содержаниями РЗЭ, элементов группы Fe (кроме Ni) и транзитных элементов. Они обеднены крупноионными литофильными элементами, что может указывать на их вынос при гидротермально-метасоматических изменениях дунитов, и высокозарядными элементами, являющимися некогерентными для ультрамафитового расплава и указывающими на состав источника. Относительно Нижнетагильского массива они обогащены большей частью элементов-примесей, за исключением Ba, Y, Ni и транзитных элементов. В обоих массивах наблюдается отрицательная аномалия Се, которая сильнее проявлена для Нижнетагильских дунитов. Это свидетельствует об избирательном выносе элемента вследствие его повышенной по сравнению с другими лантаноидами растворимостью в гипергенных растворах в процессе выветривания и, следовательно, большей степени выветривания пород Нижнетагильского массива.

Высокий уровень РЗЭ в дунитах Светлоборского массива относительно Нижнетагильского, а также мантийный характер распределения позволяют предполагать, что в процессе вторичных изменений лантаноиды вели себя как подвижные компоненты. Другими словами, микроэлементы в дунитах Светлоборского массива подвергались перераспределению в ходе наложенных процессов (внедрения пироксенитовых, горблендитовых и иситовых даек). Этот вывод подтверждается данными И. А. Готмана и Е. В. Пушкарева [2009], которые привели повышенные почти на порядок относительно примитивной мантии содержания и аналогичный дунитам

характер распределения микроэлементов в горнблендитах Светлоборского массива. Причем положительное влияние указанные процессы оказывали на накопление преимущественно редкоземельных элементов.

Литература

- Балашов Ю. А.* Геохимия редкоземельных элементов. М., 1976. 265 с.
- Готтман И. А., Пушкарев Е. В.* Геологические данные о магматической природе горнблендитов в габбро-ультрамафитовых комплексах Урало-Аляскинского типа // Литосфера. 2009. № 2. С. 78–86.
- Иванов О. К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: УГГУ, 1997. 488 с.
- Ланда Э. А., Лазаренков В. Г.* Геохимические особенности Нижне-Тагильского зонального массива и вопросы его генезиса // Записки ВМО. 1990. Ч. СХХVII. № 4. С. 38–50.
- Телегин Ю. М., Телегина Т. В., Толстых Н. Д.* Геологические особенности рудопроявлений платины Светлоборского и Каменушинского массивов Платиноносного пояса Урала // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 212–215.
- Шмелев В. Р., Пушкарев Е. В., Аникина Е. В.* Нижнетагильский дунит-клинопироксенитовый массив и его платиновые месторождения // Путеводитель геологических экскурсий к XI Всероссийскому петрографическому совещанию. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2010. С. 38–58.
- McDonough W. F.* Constrains of the composition of continental lithospheric mantle // Earth Planetary Science Letters. 1990. Vol. 101. № 1. P. 1–18.

С. О. Савельев

*Санкт-Петербургский государственный университет,
г. Санкт-Петербург
serg.savelev@gmail.com*

Минералогия железо-марганцевых пород горы Сагыл-Тау, Южный Урал

(научный руководитель Е. Н. Перова)

Участок Сагыл-Тау расположен в составе Сибайского рудного поля в пределах Магнитогорского палеовулканического пояса. В изучаемом районе выделяются девонские толщи: дацитовая вулканокластическая карамальташской свиты и флиш-идная вулканогенно-осадочная улутауской свиты [Серавкин, 1997]. Железо-марганцевая минерализация участка Сагыл-Тау была обнаружена при проведении поисковых работ на выявление новых перспективных районов медноколчеданного оруденения в Башкортостане [Прокин, 2000]. Железо-марганцевые породы приурочены к кремнистой пачке бугулыгырского горизонта, залегающей на контакте этих свит. Предполагается, что на участке располагается самостоятельный вулканический центр, в котором ниже железо-марганцевой минерализации может быть встречено сульфидное оруденение [Прокин, 2000].

Железо-марганцевая минерализация, приуроченная к кварц-гематитовым породам, на участке была вскрыта канавами глубиной до 1 м. Исследуемые образцы

были предоставлены Е. Н. Перовой. В распоряжении автора была коллекция, состоящая из 16 образцов. Целью работы является минералого-петрографическое исследование железо-марганцевых пород участка Сагыл-Тау. В процессе работы были выделены основные минеральные агрегаты, слагающие породы, диагностированы пороодообразующие и акцессорные минералы, изучен их химический состав.

Гематит-кварцевые породы, являющиеся вмещающими для железо-марганцевых образований, представляют собой мелкозернистую породу вишнево-красного и темно-бордового цвета глобулярной, сферолитовой, иногда мозаичной структуры и брекчиевидной, пятнистой текстуры с многочисленными прожилками кварца. По структурно-текстурным признакам и минералого-геохимическим особенностям эти породы относятся к джасперитам, широко представленным в марганцеворудных областях Южного Урала [Теленков, Маслеников, 1995].

Микроскопически порода образована сферолитовыми и глобулярными агрегатами кварц-гематитового состава, которые сцементированы мелкозернистой (0.004–0.011 мм) кварцевой массой, с отдельными небольшими (0.009–0.04 мм) чешуйчатыми выделениями гематита. Сферолиты кремнезема имеют необычное «крестообразное» погасание, соответствующее погасанию аморфных веществ, вследствие чего было сделано предположение, что это – агрегаты халцедона.

Железо-марганцевые породы представляют собой массивные мелкозернистые породы и сложены несколькими типами агрегатов. Кварц-гранатовый агрегат образует прослой мощностью 0.5–0.6 мм коричневатых цветов, изменяющихся в зависимости от вариаций состава. В состав этого агрегата также входит эгирин. Кварц-гематитовый агрегат красновато-коричневатых цветов слагает основную массу пород, где гематит образует отдельные скопления в общей мелкозернистой массе кварца. Длина пластинчатых выделений гематита в таких агрегатах не превышает 0.04–0.05 мм. Эгирин образует разноориентированные чешуйчатые скопления в кварце. Кварц в ассоциации с эгирином более крупнозернистый, чем кварц, составляющий основную массу породы. В виде отдельных зерен в состав этого агрегата входит гранат. Кварц-баритовый агрегат редко встречается в общей массе породы, в основном, он заполняет мелкие прожилки и поры. В подчиненных количествах в составе этого агрегата диагностированы зерна эгирина и криптомелана. Криптомелановый агрегат встречается в приповерхностной части породы и слагает прожилки, секущие всю массу породы. В состав агрегата входит кварц и барит.

В породах диагностированы кварц, гематит, криптомелан, андрадит, эгирин, барит, альбит, апатит.

Кварц является основным пороодообразующим минералом железо-марганцевых пород. Можно выделить несколько его модификаций. Наиболее часто встречающаяся мелкозернистая разновидность кварца слагает основную массу породы. Более крупнозернистый кварц второй генерации образует отдельные округлые пятна в основной массе породы. Кварц третьей генерации встречается в прожилках и порах в виде скоплений отдельных, относительно крупных кристаллов кварца размером 0.05–0.14 мм.

Гранат во всех агрегатах представлен андрадитом (табл. 1). Он образует округлые выделения в породе, размер которых не превышает 0.02 мм. В шлифе андрадит имеет желтоватый оттенок, изотропен.

Эгирин в шлифах представляет собой желтовато-коричневые кристаллы таблитчатых, игольчатых выделений (0.03–0.08 мм). Химический состав эгирина представлен в таблице 1.

Таблица 1

Химический состав и кристаллохимические формулы минералов железомарганцевых пород

Компоненты, мас. %	Андрадит						Эгирин					Криptomелан	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	36.61	36.71	37.37	37.60	36.14	35.78	54.36	52.84	53.53	54.13	53.57	0.89	4.38
TiO ₂	0.00	0.23	0.00	0.34	0.11	0.27	0.00	0.00	0.00	0.28	0.26	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	5.82	6.95	6.68	6.25	5.45	6.81	0.58	0.70	0.56	1.03	0.41	0.86	0.00
Fe ₂ O ₃	21.45	20.01	20.56	20.45	22.83	20.72	26.45	26.89	26.07	26.81	26.81	0.00	2.77
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.93	1.43	1.38	0.59	0.57	0.00	0.00
MnO	7.65	8.34	8.08	8.04	7.40	8.36	2.66	2.86	3.29	3.04	3.35	93.63	89.97
CaO	28.46	27.70	27.30	27.33	28.08	28.05	3.83	4.15	4.87	3.22	3.76	1.06	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	11.19	11.13	10.30	10.90	11.27	0.48	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.08	2.88
Сумма	99.99	100.01	99.99	99.99	100.01	99.99	100.00	100.00	100.00	100.00	100.09	100.00	100.00
Кристаллохимические коэффициенты													
Si	3.03	3.03	3.09	3.11	3.01	2.96	2.08	2.02	2.06	2.09	2.06	0.03	0.16
Ti	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Al ^{IV}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ^{VI}	0.57	0.68	0.65	0.61	0.53	0.62	0.03	0.03	0.03	0.05	0.02	0.10	0.00
Fe ³⁺	1.34	1.24	1.15	1.15	1.43	1.29	0.64	0.77	0.60	0.56	0.66	0.00	0.21
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.13	0.12	0.00	0.00	0.12	0.00	0.12	0.22	0.12	0.00	0.00
Mg	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.08	0.08	0.03	0.06	0.00	0.00
Mn ⁴⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.55	7.55
Mn ³⁺	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn ²⁺	0.53	0.58	0.57	0.56	0.52	0.57	0.08	0.08	0.11	0.10	0.11	0.31	0.08
Ca	2.53	2.46	2.42	2.42	2.50	2.49	0.16	0.17	0.20	0.13	0.16	0.11	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.83	0.83	0.77	0.81	0.84	0.09	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.39	0.38

Примечание. Анализы 1–12 выполнены в лаборатории ИГД РАН на растровом электронном микроскопе JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200. Аналитик О. Галанкина. Анализ 13 выполнен в лаборатории ресурсного центра микроанализа СПбГУ на настольном растровом электронном микроскопе-микроанализаторе HITACHI TM 3000. Аналитик С. Савельев.

Барит в шлифах образует отдельные мелкие прозрачные зерна с ясно видимой спайностью. Состав барита, как правило, соответствует стехиометрической формуле этого минерала, но иногда минерал содержит незначительные примеси железа, кальция и марганца.

Криptomелан представлен мелкозернистыми выделениями серо-черного цвета с металлическим блеском. Химический состав криptomелана приведен в таблице 1.

В качестве аксессуарных минералов в породе диагностированы альбит, апатит и арсенат сложного состава, содержащий в больших количествах иттрий. Размер зерен альбита не превышает 0.01 мм. Апатит образует редкие выделения в породе и диагностируется только при микронзондовых исследованиях. Арсенат иттрия встречается в виде мелких включений размером 5–7 мкм, рассеянных в общей массе породы. Его химический состав представлен в таблице 2. Точная диагностика этого минерала затруднена из-за его малых размеров. Можно предположить, что арсенат иттрия является минералом черновитом, однако рассчитать его формулу не удалось из-за сильной вариативности состава.

В породах также встречаются относительно небольшие (0.01–0.02 мм) выделения Fe-Mn силиката, которые, как правило, входят в состав прожилков, сложенных криptomеланом. По результатам рентгенофазового анализа можно предположить, что минерал относится к слоистым силикатам.

Таким образом, изученные породы сложены преимущественно железистыми минералами. Марганцевая минерализация представлена криptomеланом и, пока не диагностированным, железо-марганцевым силикатом. При этом марганцевые минералы часто концентрируются в поздних прожилках, секущих основную массу породы.

Таблица 2

Химический состав арсената иттрия (мас. %)

Компоненты, мас. %	1	2	3	4	5
As ₂ O ₃	57.02	54.97	43.76	39.19	45.00
Y ₂ O ₃	21.83	23.11	40.85	41.14	41.64
V ₂ O ₅	1.66	1.39	2.25	2.80	2.87
Nd ₂ O ₃	3.32	3.29	0.00	4.50	3.55
Sm ₂ O ₃	3.44	4.00	0.00	0.00	0.00
Eu ₂ O ₃	0.00	2.09	0.00	0.00	0.00
Gd ₂ O ₃	6.12	2.82	6.51	0.00	6.95
Dy ₂ O ₃	3.28	5.03	4.15	4.69	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.00	2.49	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	2.89	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	3.87	0.00
Сумма	100.00	100.00	100.00	99.08	100.01

Примечание. Анализы 1 и 2 выполнены в лаборатории ИГД РАН на растровом электронном микроскопе JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200. Аналитик О. Галанкина. Анализы 3–5 выполнены в лаборатории ресурсного центра микроанализа СПбГУ на настольном растровом электронном микроскопе-микроанализаторе HITACHI TM 3000. Аналитик С. Савельев.

Литература

Прокин В. А. Перспективы территории Башкортостана на медноколчеданные руды // Материалы научн. конф. «Геологическая служба и горное дело Башкортостана на рубеже веков». Уфа, 2000. С. 53–57.

Серавкин И. Б. Тектоно-магматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса // Геотектоника. 1997. № 1. С. 32–47.

Теленков О. С., Масленников В. В. Автоматизированная экспертная система типизации кремнисто-железистых отложений палеогидротермальных полей Южного Урала. Миасс: ИМиН УрО РАН, 1995. 200 с.

**М. Н. Анкушев¹, В. В. Зайков¹, В. А. Котляров¹,
М. Е. Романенко², Е. И. Чурин¹**

¹ – *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
ankushev_maksim@mail.ru*

² – *Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миасс*

Акцессорные хромшпинелиды и сульфиды в гипербазитах месторождения Владимир (Варшавский рудный район, Южный Урал)

Месторождения и проявления хромитовых руд Варшавского рудного района расположены в восточной части одноименного гипербазитового массива на правом берегу р. Карагайлы-Аят. Нами исследовались хромшпинелиды месторождения Владимир, которое разрабатывалось в 1930-е и 1990-е годы [Савельев и др., 2008]. Целью работы является изучение состава акцессорных хромшпинелидов и сульфидов в разрезе рудовмещающих гипербазитов и сравнение их с хромшпинелидами рудных тел. Оптические исследования проводились на микроскопе Axiolab Carl Zeiss, состав включений установлен на электронных микроскопах Института минералогии УрО РАН РЭММА-202М и JEOL-733.

Акцессорные хромшпинелиды исследовались в серпентинитах, вмещающих рудные тела (рис.). В северо-восточном борту карьера на протяжении 40 м фиксируются три горизонта серпентинитов: 1) нижний (мощность 2–4 м) – бурые выветрелые; 2) средний – серо-зеленые аподунитовые (мощность 1–2 м); 3) верхний, сходный с нижним уровнем (мощность 1–3 м). Породы нижнего и верхнего горизонтов карбонатизированы и рассечены многочисленными прожилками магнезита мощностью 1–10 см. Горизонты полого падают на север.

Ранее на месторождении Владимир был изучен состав хромшпинелидов из двух рудных тел: пластообразного [Зайков и др., 2011] и жильного [Анкушев и др., 2012]. Первое залегает в кровле верхнего горизонта, и в его оставшейся от разработки части задокументирован разрез рудной пачки мощностью 0.6 м. Полосчатые руды сложены хромитами следующего состава (мас. %): Cr₂O₃ 49–52; Al₂O₃ 14–15; MgO 9–10; FeO 24–26; TiO₂ 0.3–0.4; MnO 0.25–0.4. Жильное тело, секущее три горизонта, имеет мощность 1–2 м, вертикальную протяженность 6 м и сложено массивными и

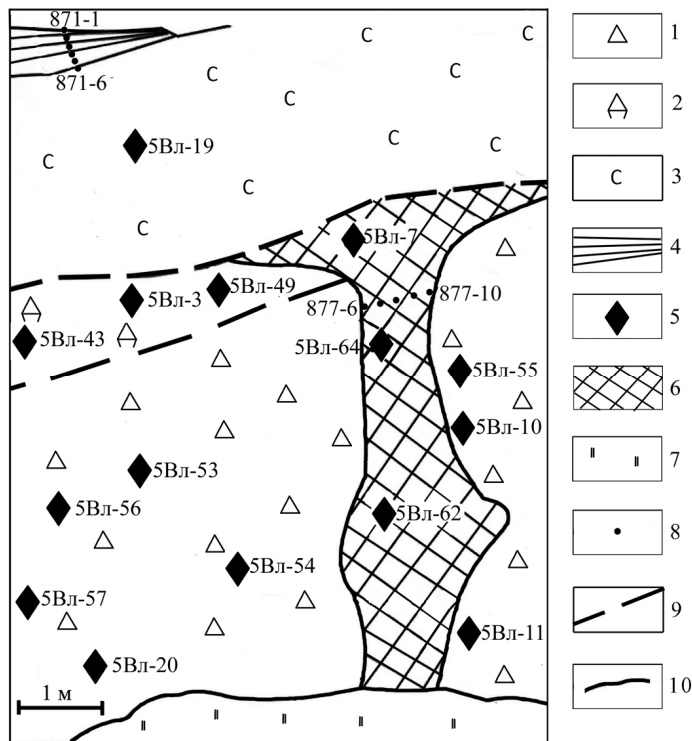


Рис. Схема фрагмента северо-восточного борта карьера месторождения Владимир.

1 – серпентиниты бурые выветрелые с жилами магнетита из первого горизонта, 2 – серо-зеленые аподунитовые серпентиниты из второго горизонта, 3 – серпентиниты выветрелые с жилами магнетита из третьего горизонта, 4 – пластообразное рудное тело, 5 – местоположение исследованных образцов, 6 – жильное рудное тело, 7 – осыпь, 8 – места отбора образцов в 2011 г., 9 – границы горизонтов, 10 – геологические границы.

густовкрапленными хромитовыми рудами. Состав хромшпинелидов близок к хромитам из полосчатых руд (мас. %): Cr_2O_3 48–52; Al_2O_3 14–18; MgO 10–14; FeO 18–23; MnO 0.2; TiO_2 0.3.

Различия в морфологии и строении акцессорных хромшпинелидов по разрезу серпентинитов не зафиксированы. Они имеют округлую, реже октаэдрическую форму, размер 0.1–0.5 мм, их количество составляет 1–3 %. По периферии зерен развита хроммагнетитовая кайма, иногда полностью замещающая хромшпинелид. Границы кайм резкие. На нижнем уровне присутствуют породы, в которых выделяются полосы сгущения вкрапленников до 30 % объема породы.

Проведенный микрозондовый анализ выявил различие в составе хромшпинелидов из серпентинитов разных горизонтов (табл. 1). Наиболее высокохромистыми являются хромпикотиты нижнего уровня (мас. %): Cr_2O_3 46–55; Al_2O_3 13–19; MgO 7–9.5; FeO 23–27; MnO 0.25–1; TiO_2 0.16–1. Они по составу соответствуют хромитам из пластообразного и жильного рудных тел. Хромиты среднего и верхнего горизонтов являются низкохромистыми: Cr_2O_3 36–43; Al_2O_3 17–24; MgO 6–9; FeO 26–35; MnO 0.2–0.9; TiO_2 0.2–0.9. В акцессорных хромитах, в отличие от рудных, наблюдается примесь цинка 0.1–0.5 %.

Таблица 1. Средний состав хромшпинелидов месторождения Владимир (мас. %)

Место отбора	№ аншлифа	Кол-во анализов	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	TiO ₂	MnO	CoO	ZnO	Сумма	
Пластообразное рудное тело	В-871-1-1	9	50.49	14.79	9.03	25.12	0.36	0.40	–	–	100.19	
	В-871-1-2	8	50.17	14.21	9.28	26.04	0.30	0.42	–	–	100.41	
	В-871-4-2	9	52.18	14.83	9.83	24.06	0.38	0.38	–	–	101.66	
	В-871-5-1	9	49.47	15.23	9.95	24.22	0.39	0.25	–	–	99.50	
Жильное рудное тело	877-6d	12	47.70	17.78	10.54	22.90	0.35	0.31	–	–	98.83	
	877-7b	12	51.73	13.95	13.67	18.32	0.29	0.15	–	–	98.12	
	877-8	12	52.18	14.31	12.72	19.40	0.31	0.18	–	–	99.10	
	877-10b	12	51.41	15.91	13.49	18.58	0.39	0.16	–	–	99.92	
Акцессорные	Горизонт 1	5вл10	24	53,80	13,31	7,78	23,94	0,44	0,37	–	–	99,65
		5вл11	21	49.24	16.95	8.97	23.65	0.55	0.37	–	–	99.73
		5вл57	11	48.64	17.18	7.95	24.75	0.36	0.37	–	0.30	99.54
		Cr-Mgt каймы	12	40.23	0.91	3.84	49.66	0.62	1.50	–	0.11	96.86
	Горизонт 2	5вл3	24	39.52	20.83	7.62	29.72	0.48	0.69	0.02	0.18	99.05
		5вл43	5	39,14	24,19	8,98	26,06	0,46	0,25	–	0,48	99,56
		Cr-Mgt каймы	8	31.42	0.33	2.04	62.91	1.07	0.90	–	–	98.83
	Горизонт 3	5вл19	34	40.95	20.43	8.24	28.24	0.43	0.47	0.07	0.10	98.93

Примечание. Анализы выполнены в Институте минералогии УрО РАН на приборах РЭММА 202М (аналитик В. А. Котляров), JEOL-733 (аналитик Е. И. Чурин). Здесь и далее: прочерк – не обнаружено.

Таблица 2. Средний состав сульфидов из микровключений в хромшпинелидах месторождения Владимир

№ аншлифа	Минерал	Кол-во анализов	Ni	Co	Fe	Zn	Cd	S	Сумма	Кристаллохимическая формула
5вл-12	Самородный Ni	3	94.55	–	–	0.46	4.98	–	100	Ni
5вл-64	Миллерит	2	65.05	0.01	1.1	–	–	33.90	100	Ni _{1,05} Fe _{0,01} S
5вл-7		15	62.38	0.28	1.70	–	–	35.25	99.61	Ni _{0,97} Fe _{0,03} S
5вл-55	Пентландит	1	45.43	1.45	20.77	–	–	31.83	99.49	Ni _{6,24} Co _{0,2} Fe ₃ S ₈
5вл-62		1	44.18	–	22.33	–	–	33.33	99.84	Ni _{5,79} Fe _{3,08} S ₈
5вл-64		1	42.29	0.42	23.9	–	–	33.39	100	Ni _{5,54} Co _{0,05} Fe _{3,29} S ₈
5вл-11		1	39.91	0.21	27.08	–	–	32.21	99.41	Ni _{5,42} Co _{0,03} Fe _{3,86} S ₈
5вл-20		1	39.26	0.44	26.08	–	–	34.22	100	Ni _{5,02} Co _{0,06} Fe _{3,5} S ₈
5вл-7		3	35.81	5.00	25.73	–	–	33.45	100.00	Ni _{4,67} Co _{0,65} Fe _{3,53} S ₈
5вл-53		1	34.14	1.65	30.55	–	–	32.03	98.37	Ni _{4,66} Co _{0,22} Fe _{4,38} S ₈

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе РЭММА 202М (аналитик В. А. Котляров).

Хроммагнетитовая кайма имеет состав (мас. %): Cr_2O_3 35–47; Al_2O_3 0.1–2.5; MgO 2–8; FeO 42–57; MnO 0.6–3; TiO_2 0.2–1 (нижний горизонт) и Cr_2O_3 25–35; Al_2O_3 0.1–1; MgO 1.7–2.7; FeO 58–70; MnO 0.7–1; TiO_2 0.9–1.2 (средний, верхний горизонты). Вынос хрома составляет 10–20 %.

Акцессорные сульфиды установлены в виде микровключений в хромшпинелидах. Они представлены пентландитом и миллеритом. Пентландит образует зерна размером 5–10 мкм изометричной или пластинчатой формы. Состав минерала (мас. %): Ni 35–45; Fe 20–30; S 32–34 (табл. 2). Отмечена примесь Co до 5 мас. %. Миллерит образует более крупные агрегаты (до 80 мкм) пластинчатой формы, иногда в сростании с пентландитом. Состав миллерита (мас. %): Ni 61–65; S 35–36; примеси Fe до 3.3 мас. %, Co – до 0.9 мас. %. На контакте серпентинита и хромитовой жилы обнаружен самородный никель (Ni 93–96 мас. % с примесями Cd 4–6.5 мас. % и Zn 0.35–0.7 мас. %). Он образует удлинённые агрегаты размером до 8 мкм.

Ранее изученные минеральные включения в пластовых и жильных рудах представлены миллеритом, пентландитом, халькопиритом, никелином, лауритом и самородным золотом [Копырин и др., 2010; Зайков и др., 2011]. Отдельные зерна в пластовых рудах относятся к редкому минералу армалколиту $(\text{MgFe})\text{Ti}_2\text{O}_5$, состав которого (мас. %): TiO_2 61; FeO 25; MgO 13. Он ассоциирует со скелетными кристаллами хромшпинелидов состава (мас. %): Cr_2O_3 58–62; Al_2O_3 4–6; MgO 6–7; FeO 26–27; MnO 0.1–0.4; TiO_2 0.4–0.9.

На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы.

1. Установлена неоднородность состава акцессорных хромшпинелидов по разрезу тела рудовмещающих гипербазитов, которая заключается в более хромистых разностях в нижней части разреза (Cr_2O_3 48–49 мас. %) по сравнению с верхней частью разреза (Cr_2O_3 39–41 мас. %).

Более хромистые разности соответствуют по составу минералу жильных и пластовых руд.

2. Влияние гипергенеза на хромшпинелиды проявляется в образовании хроммагнетитовой каймы, из которой выносятся 10–20 мас. % Cr_2O_3 .

3. Акцессорные минералы в хромитах месторождения представлены миллеритом, пентландитом, халькопиритом, никелином, лауритом, самородным золотом и самородным никелем.

Работа поддержана междисциплинарным проектом 12-М-456-2024 и молодежным проектом УрО РАН. Авторы благодарны за помощь Е. В. Белогуб и К. А. Новоселову.

Литература

Анкушев М. Н., Чурин Е. И., Зайков В. В. Хромшпинелиды Варшавского рудного поля (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2012. Гидротермальные поля и руды. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 108–111.

Зайков В. В., Самойлова О. В., Юминов А. М., Белогуб Е. В. Лаурит и самородное золото в хромитовых рудах Варшавского рудного поля (Ю. Урал) // Минералогия Урала–2011. VI Всероссийское совещание. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2011. С. 108–111.

Копырин И. С., Зайков В. В., Котляров В. А. Минеральные микровключения в хромитовых рудах Восточно-Варшавского рудного поля (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2010. Миасс: ИМин УрО РАН, 2010. С. 103–107.

Савельев Д. Е., Сначев В. И., Савельева Е. Н., Бажин Е. А. Геология, петрогеохимия и хромитовосность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 2008. 320 с.

О. А. Пискун

Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт,

г. Минск

piskun_oleg@mail.ru

Геология и петрография рудоносной околоской серии верхнего архея (Беларусь)

(научный руководитель Н. В. Аксаментова)

Околоская серия распространена в кристаллическом фундаменте центральной части Беларуси. Впервые образования серии были выявлены в 1966–1971 гг. при проведении Баранавичской геолого-съёмочной партией Управления геологии Беларуси (сейчас РУП «Белгеология») глубинного геологического картирования масштаба 1 : 200 000. К ней была отнесена толща мелкозернистых гнейсов и сланцев, отличающихся от ранее известных пород фундамента. По составу она была подразделена на три свиты, позже толщи (снизу вверх): амфиболитовую, железорудную и гнейсовую [Стасевич и др., 1971], названные гуменовщинской, шашковской и яченской. Тогда же в ее пределах было открыто Околоское месторождение железистых кварцитов. Позже в этом районе проводилось глубинное геологическое картирование масштаба 1 : 50 000, и выполнялись геолого-поисковые, геологоразведочные и тематические работы, в которых принимало участие большое число исследователей (А. И. Стасевич, Г. Г. Доминиковский, А. И. Гришко, А. Б. Черняховский, А. М. Пап, Н. А. Корнилов, Л. Л. Шатрубов, И. В. Найденков, Н. В. Аксаментова, В. В. Солодилова и др.).

Однако, несмотря на огромное количество накопленного фактического материала, до настоящего времени не существует единой точки зрения относительно площади распространения серии, ее расчленения, состава слагающих ее толщ и возраста. Первоначально предполагалось, что околоская серия слагает одноименную грабен-синклиналь шириной 25–30 км, которая вытянута в северо-восточном направлении на 100–200 км и ограничена на западе Унеховским, а на востоке – Минским разломами (рис. 1). Позже предлагалось расширить объем серии за счет включения в нее 3–4 гнейсовых толщ, распространенных за пределами грабен-синклинали, либо, напротив, сократить объем, упразднив яченскую толщу, значительная часть пород которой оказалась продуктами гидротермально-метасоматического изменения гнейсов. Возраст околоской серии разными исследователями и в разные годы принимался либо как нижнепротерозойский, либо как верхнеархейский.

Учитывая металлогеническую значимость околоской серии, уточнение ее объема, латерального распространения и вещественного состава являлось одной из задач при выполнении отделом геологии и минерагении кристаллического фундамента БелНИГРИ работы по составлению геологической карты масштаба 1 : 200 000 кристаллического фундамента центральной части Беларуси. В этой работе принимал участие и автор данной статьи, занимаясь непосредственно околоской серией. В процессе исследований был пересмотрен и проанализирован накопленный за многие годы большой фактический материал, построены геологические колонки, выполнено микроскопическое изучение пород (около 2000 шлифов).

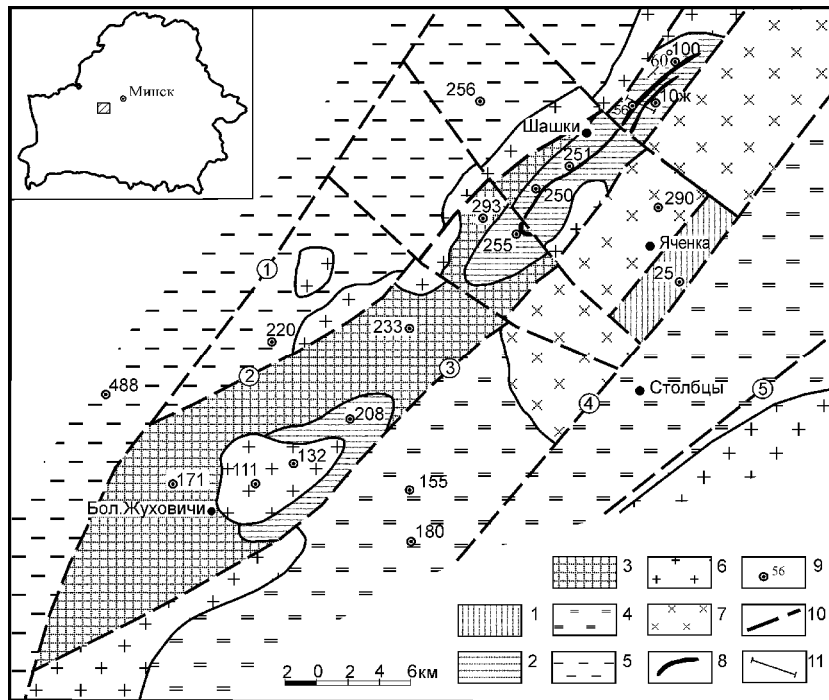


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района распространения околдовской серии. Составлено по данным бурения Белорусской геологоразведочной экспедиции.

1–3 – околдовская серия: яченская толща (1), шашковская свита (2), гуменовщинская свита (3); 4 – комплекс тоналитовых гнейсов (перетокская толща); 5 – комплекс гранулитовых гнейсов (рудмянская серия); 6 – граниты (жуховичский и бобовянский комплексы); 7 – плагиограниты (слаботкинский комплекс); 8 – горизонты железистых кварцитов; 9 – местоположение некоторых скважин и их номер; 10 – разломы (цифры в кружках: 1 – Ивенецкий; 2 – Унеховский; 3 – Рубежевичский; 4 – Яченский; 5 – Минский); 11 – линия разреза.

В результате проведенного исследования к околдовской серии была отнесена толща, представленная разнообразными по минеральному составу мелко- и тонкозернистыми плагиогнейсами, амфиболовыми сланцами, амфиболитами с прослоями железистых кварцитов, локализованная в узкой (7–10 км) полосе между Унеховским и Рубежевичским разломами (см. рис. 1). Характерными особенностями околдовской серии являются разнообразие петрографического состава пород, их частое, нередко весьма тонкое, субритмичное переслаивание, сравнительно слабая степень регионального метаморфизма (эпидот-амфиболитовая фация), отсутствие мигматизации, что отличает ее от развитых к северу гранулитовых гнейсов (рудмянская серия) и распространенных к югу интенсивно мигматизированных тоналитовых гнейсов (перетокская толща).

Заключенные между названными разломами образования околдовской серии образуют синклиналию складку протяженностью 70 км с крутым (50–70°) падением пластов на северном крыле, ундулирующим шарниром и срезанным разломом южным крылом. В объемном отношении они соответствуют первоначально выделенным гуменовщинской и шашковской свитам [Стасевич и др., 1971]. Существова-

ние яченской толщи проблематично. Условно к ней отнесены измененные глинозёмистые гнейсы, слагающие небольшой тектонический блок (см. рис. 1).

Гуменовщинская свита имеет существенно гнейсовый состав. В ее нижней части преобладают роговообманковые и биотит-роговообманковые плагиогнейсы, содержащие прослои и пачки роговообманковых амфиболитов и амфиболовых сланцев. Породы имеют простой минеральный состав, включающий умеренно железистую роговую обманку паргасит-гастингситового типа, андезин, бурый биотит и акцессорные минералы (магнетит, сфен, пирит, апатит, изредка гранат). В верхней части толщи преимущественно распространены биотитовые и амфибол-биотитовые плагиогнейсы и гнейсы; изредка встречаются гранат-биотитовые плагиогнейсы. Мощность пластов плагиогнейсов варьирует от 3–5 до 20–30 м; видимая мощность свиты ориентировочно составляет 1700 м.

Шашковская свита согласно залегает на гуменовщинской свите. Ее мощность составляет около 1500 м. Сложена она часто переслаивающимися в разрезе куммингтонитовыми, роговообманково-куммингтонитовыми, ждритовыми, биотитовыми и роговообманково-биотитовыми плагиогнейсами и микрогнейсами с мощностью отдельных пластов от 0.5–5.0 м до первых десятков метров. В подчиненном количестве среди них находятся прослои железисто-кремнистых и метакарбонатных пород.

Метакарбонатные породы присутствуют в ограниченном количестве (не более 2–3 % объема свиты). По минеральному составу среди них различаются силикатные мрамора и кальцифиры различного минерального состава (плагиоклаз-пироксен-карбонатные, эпидот-пироксеновые, гранат-пироксеновые, гранат-амфибол-пироксеновые). Иногда встречаются магнетитсодержащие разновидности.

Железистые породы представлены железисто-силикатными, силикатно-магнетитовыми и магнетитовыми кварцитами и рудами. Им свойственна микрослоистая текстура, обусловленная чередованием существенно магнетитовых, силикатно-кварц-магнетитовых, силикатно-кварцевых и кварцевых прослоев мощностью от 1–2 мм до первых сантиметров. Они образуют три рудных горизонта, протягивающихся субпараллельно в северо-восточном направлении, и состоят из отдельных прослоев и линз, которые часто выклиниваются и расщепляются на более тонкие [Шатрубов, 1976]. Силикатные минералы в железистых кварцитах представлены клинопироксеном, куммингтонитом, роговой обманкой. Характерно присутствие апатита, чаще всего в виде тончайших слоев (0.1–0.3 мм) внутри магнетитовых прослоев. Наиболее богатые рудные залежи вскрыты профилем скважин № 56, 86, 92, 10ж, пробуренных в центре месторождения (рис. 2). Среднее содержание общего железа составляет 23.9 %. Запасы железной руды по категории В+С₁ составляют 140.8 млн т [Качанко, 2009].

По ассоциации и соотношению основных типов пород, их минеральному и химическому составу, текстурным особенностям, степени метаморфизма, линзовидной форме и условиям залегания рудных тел, имеющих небольшую и часто изменчивую мощность, низкую и среднюю продуктивность, околоская серия сходна с железорудными толщами зеленокаменных поясов верхнего архея (лопия). Наиболее близкими ее аналогами являются тундровская серия Кольского полуострова и гимольская серия западной Карелии. Корреляция с ними – это пока единственный критерий определения стратиграфического положения околоской серии, на основании которого ее возраст может быть определен как верхнеархейский [Аксаментова, 2007].

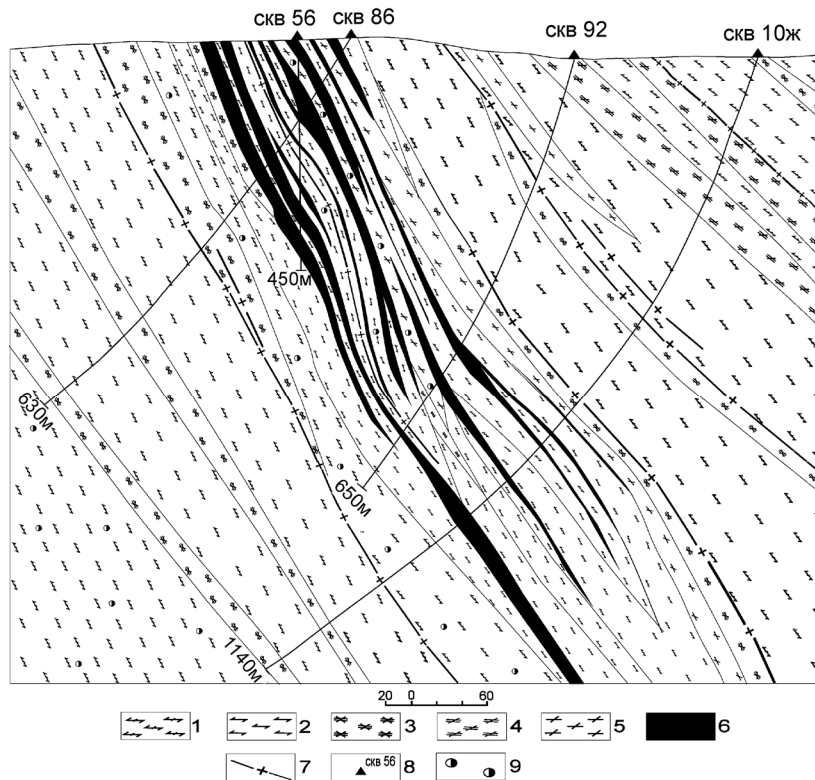


Рис. 2. Геологический разрез околловской серии (по данным [Солодиллова, 2006] с изменениями).

1 – плагиогнейсы биотит-роговообманковые; 2 – плагиогнейсы куммингтонитовые; 3 – амфиболиты роговообманковые; 4 – амфиболиты куммингтонит-роговообманковые; 5 – плагиогнейсы жедрит-куммингтонитовые; 6 – прослои железистых пород; 7 – граниты; 8 – номер скважины; 9 – вкрапленность граната.

Сходство околловской серии с близкими по геологическому строению и времени формирования рудоносными формациями Балтийского щита позволяет рассматривать ее в качестве одного из наиболее перспективных объектов кристаллического фундамента Беларуси для поиска не только железных руд, но также полиметаллов и золота. Все это позволяет сделать выводы, что потенциальные возможности околловской серии еще полностью не раскрыты.

Литература

Аксаментова Н. В. Железородная околловская серия Беларуси – возрастной и формационный аналог железисто-кремнистых формаций лопия Восточно-Европейского кратона // Літасфера, 2007. № 1(26). С. 3–13.

Качанко Г. Б., Мох О. П. Отчет о результатах детальной разведки Околловского железорудного месторождения с попутной оценкой руды и вмещающих пород на золото Столбцовского района Минской области РБ, проведенной в 2007–2008 годах с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.2009. Слуцк: БГРЭ, 2009ф. 340 с.

Солодилова В. В. Геолого-структурные особенности Околовского месторождения железистых кварцитов // *Литасфера*, 2006. № 1 (24). С. 45–55.

Стасевич А. И., Махнач А. С., Доминиковский Г. Г. Околовская серия в докембрии Белоруссии // *Докл. АН БССР*. 1971. Т. 15. № 11. С. 1017–1019.

Шатрубов Л. Л. Вещественный состав, метаморфизм и формационное положение железистых кварцитов Околовского месторождения Белоруссии / Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Киев, 1976. 20 с.

М. А. Рудмин

*Национальный исследовательский Томский политехнический университет,
г. Томск
rudminma@yandex.ru*

**Особенности осадочных отложений, вмещающих железные руды
Бакчарского месторождения (Томская область)
(научный руководитель профессор В. Г. Ворошилов)**

Под Бакчарским месторождением понимается широкая полоса верхнемеловых железоносных отложений, занимающая юго-восточную часть Западно-Сибирского железорудного бассейна [Бабин, 1969]. Месторождение находится в 250 км на северо-запад от г. Томска, и было открыто в 1957 г. при поисковых работах на железные руды с помощью колонкового бурения на линии Шегарка–Бакчар под руководством А. А. Бабина [1969]. Изучением литолого-фациальных особенностей, условий рудонакопления и минерального состава Западно-Сибирского железорудного бассейна во второй половине прошлого века занимались Н. Х. Белоус, Ю. П. Казанский, И. В. Николаева, А. Н. Кондаков. В результате их исследований были построены литолого-фациальные схемы и палеогеографические карты для рудных горизонтов всего Западно-Сибирского железорудного бассейна [Западно-Сибирский..., 1964]. Актуальность данной работы заключается в выявлении более детальных особенностей условий образования осадочных толщ, вмещающих перспективные оолитовые руды, конкретного месторождения. Для выяснения закономерностей распределения железных руд Бакчарского месторождения автор использовал фациальный анализ вмещающих осадочных отложений [Вылцан, 2002]. Главным результатом этих исследований является создание литолого-фациальных схем и выявление критериев поисков новых месторождений полезных ископаемых.

Автором осуществлялся комплексный анализ ранее опубликованных работ предшественников [Бабин, 1969; Западно-Сибирский..., 1964; Мазуров, 2006; Николаева, 1967; Пшеничкин, 2011], стратиграфических колонок скважин и разрезов в сопровождении с оптическими исследованиями образцов бакчарских руд. В дальнейшем создавались фациальные схемы определенных этапов развития рудных горизонтов (нарымского, колпашевского, бакчарского).

По минеральному составу и текстурно-структурным особенностям на месторождении были выделены следующие природные типы руд [Западно-Сибирский..., 1964; Мазуров, 2006; Николаева, 1967; Пшеничкин, 2011]:

- плотная гетит-гидрогетитовая руда с сидеритовым цементом;
- глауконит-гидрогетитовая с сидерит-лептохлоритовым цементом (рис. 1а);

- слабо сцементированная гидрогетит-лептохлоритовая с лептохлоритовым корковым поровым и базальным цементом;
- слабо сцементированная гидрогетитовая с базальным лептохлоритовым цементом (рис. 1б);
- слабо сцементированная гетит-гидрогетитовая с незначительным количеством гизингеритового, хлоритового или сидеритового корково-сгусткового цемента;
- слабо сцементированная перемытая рыхлая гидрогетитовая с базальным лептохлоритовым цементом.

Во всех выделенных типах руд рудные компоненты (оолиты) практически идентичны [Западно-Сибирский..., 1964; Николаева, 1967]. Главным отличительным свойством каждого типа руд является состав цемента, который в свою очередь и обуславливает степень их цементации.

По результатам анализа стратиграфических колонок, геологических разрезов и оптических исследований бакчарских руд, на основе классификации [Вылцан, 2002], автор выделил основные фации осадочных отложений, которым соответствуют определенные природные типы руд. Рыхлые руды с базальным гидрогетитовым цементом приурочены к фации песчаных пляжных отложений литоральной зоны, слабо сцементированные с лептохлоритовым, гизингеритовым и частично сидеритовым цементом – фации оолитовых песков переходной между неритовой и литоральной зоны и крепко сцементированные с сидеритовым цементом – фации песчано-алевритовых осадков неритовой зоны. При этом каждой отдельной фации отвечает определенная окислительно-восстановительная и кислотно-щелочная обстановка.

Установлено, что на фоне общего морского режима Западно-Сибирского железорудного бассейна в верхнемеловом периоде, формирование каждого рудного горизонта происходило в трансгрессивно-регрессивный цикл [Западно-Сибирский..., 1964]. На основе этих условий в бакчарском и колпашевском горизонте отмечается постепенное фаціальное замещение крепко сцементированных руд слабо сцементированными и рыхлыми, что обусловлено непрерывной регрессией моря в один цикл.

В пределах Бакчарского месторождения нарымский рудный горизонт приурочен к кровле ипатовской свиты, колпашевский – к ганькинской свите, а бакчарский – к подошве люллинворской свиты. Для этих толщ автором построены фаціальные схемы (рис. 2).

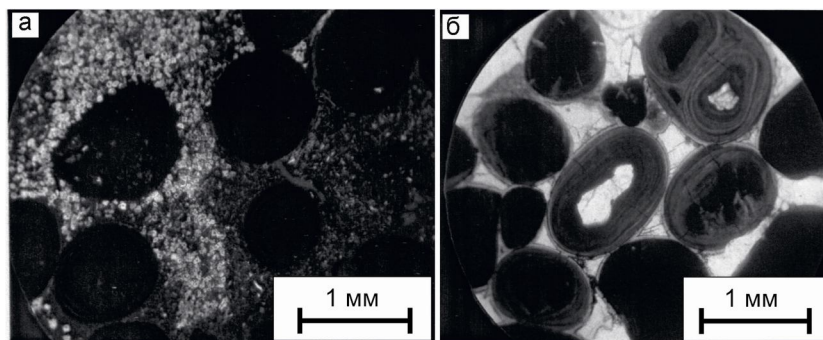


Рис. 1. Оолитовая гидрогетитовая руда с: а) сидерит-лептохлоритовым цементом; б) базальным лептохлоритовым цементом. Проходящий свет.

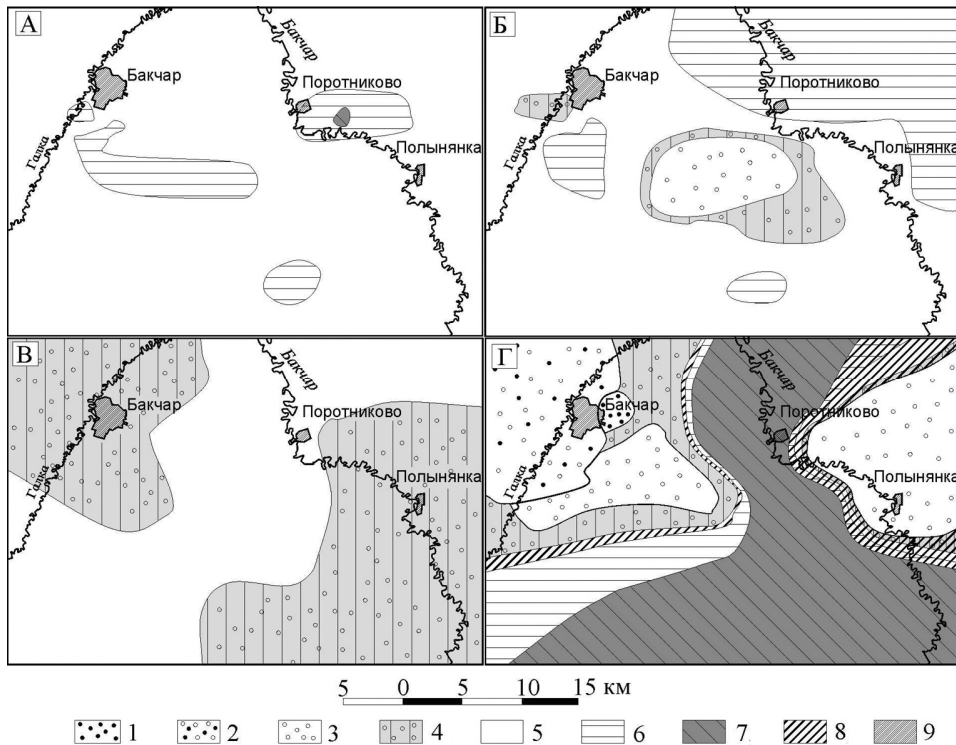


Рис. 2. Фациальные схемы осадочных отложений Бакчарского месторождения. А) кровля ипатовской свиты (нарымский рудный горизонт); Б) подошва ганькинской свиты (колпашевский рудный горизонт); В) кровля ганькинской свиты (колпашевский рудный горизонт); Г) подошва люллинворской свиты (бакчарский рудный горизонт).

1 – фашия песчаных пляжных отложений (до 40 м); 2 – фашия переходная между песчаными пляжными отложениями и оолитовыми песками (30–50 м); 3 – фашия оолитовых песков (или алевро-пелитовых песков, 40–60 м); 4 – фашия переходная от фашии оолитовых песков к фашии песчаных и песчано-алевритовых терригенных осадков (50–70 м); 5 – фашия песчано-алевритовых терригенных осадков (60–100 м); 6 – фашия переходная от песчано-алевритовых терригенных осадков к фашии алевритистых глин (90–110 м); 7 – фашия алевритистых глин (более 100 м); 8 – предполагаемые фашии (то есть не имеющие фактических подтверждений); 9 – контур населенного пункта.

В кровле ипатовской свиты (время формирования около 70–80 млн лет назад [Западно-Сибирский..., 1964]) на всей площади месторождения были распространены фашии песчано-алевритовых терригенных осадков и алевритистых глин, что объясняет преобладание в нарымском рудном горизонте плотных оолитовых руд. Преобладание в колпашевском и бакчарском рудных горизонтах слабо сцементированных руд связано с наличием фашии оолитовых песков в рудовмещающих свитах. Появление фашии песчаных пляжных отложений в подошве люллинворской свиты (время формирования около 50 млн лет назад [Западно-Сибирский..., 1964]) обусловило наличие рыхлых оолитовых руд в нижней части бакчарского рудного горизонта.

Таким образом, наиболее благоприятными для формирования плотных оолитовых железных руд являются фашии песчано-алевритовых осадков неритовой зоны,

а для слабо сцементированных и рыхлых оолитовых руд – фации оолитовых песков и песчаных пляжных отложений литоральной зоны. Выявленные закономерности могут быть использованы для геометризации площадей распространения рыхлых оолитовых гетит-гидрогетитовых руд, наиболее благоприятных для отработки методом скважинной гидродобычи.

Литература

- Бабин А. А.* Бакчарское железорудное месторождение (геология, закономерности размещения и генезис железных руд). Дис. ... канд. геол.-минер. наук. Томск: ТПИ, 1969. 248 с.
- Вылцан И. А.* Фации и формации осадочных пород. Учебное пособие. Томск: Томский государственный университет, 2002. 484 с.
- Западно-Сибирский железорудный бассейн / Под ред. Ф. Н. Шахова. Новосибирск: СО РАН СССР, 1964. 448 с.
- Мазуров А. К., Боярко Г. Ю., Емешев В. Г., Комаров А. В.* Перспективы освоения Бакчарского железорудного месторождения, Томская область // Руды и металлы. 2006. № 2. С. 64–70.
- Николаева И. В.* Бакчарское месторождение оолитовых железных руд. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1967. 129 с.
- Пишеничкин А. Я., Домаренко В. А.* Петрографо-геохимические особенности Бакчарского месторождения // Вестник науки Сибири. Томск, 2011. № 1(1). С. 13–18.

А. В. Кичеева

*Томский государственный университет, г. Томск
1990.15.10@mail.ru*

Петроструктурные особенности гарцбургитов Калнинского массива (Западный Саян) (научный руководитель А. И. Чернышов)

Введение. Целью работы является выявление термодинамических условий пластического деформирования гарцбургитов на основе анализа петроструктурных узоров оливина и энстатита с использованием результатов других исследователей. Основной задачей исследования стало изучение ориентировок кристаллооптических осей оливина и энстатита в гарцбургитах из хромитоносного Калнинского ультрабазитового массива с использованием микроструктурного анализа. При работе использовался каменный материал, отобранный научным руководителем в ходе выполнения хозяйственных работ с ОАО «КНИИГиМС», который использовался автором при написании выпускной бакалаврской работы.

В работе приведены результаты петроструктурного изучения гарцбургитов Калнинского хромитоносного массива, который является фрагментом нижней части разреза Куртушибинского офиолитового покрова, выделенного в северо-западной части Западного Саяна [Добрецов и др., 1977]. Калнинский ультрамафитовый массив имеет субизометричную форму, его площадь составляет примерно 65 км². Массив является крупным тектоническим блоком, окруженным серпентинитовым меланжем. Он сложен метаморфическими перидотитами, которые представляют собой реститовые породы дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса. Его северо-восточная часть сложена, главным образом, дунитами. В юго-западной части массива наблюда-

ется чередование дунитов и гарцбургитов, часто имеющее полосчатое строение. Дуниты и гарцбургиты имеют свежий облик, а в тектонически ослабленных зонах они обычно преобразованы в серпентиниты.

Петроструктурные исследования были направлены на изучение гарцбургитов с целью выявления термодинамических условий их пластического деформирования по характеру предпочтительных петроструктурных узоров оливина и энстатита.

Результаты исследования. В образце гарцбургита устанавливается плоскость минеральной уплощенности S (аз. прост. 325° , угол пад. 75° СВ), совпадающая с плоскостью полосчатости, обусловленная струйчато-плоскостным распределением энстатита.

Для оливина выявлены строгие предпочтительные петроструктурные узоры для всех трех кристаллооптических осей Ng, Nm и Np (рис., обр. 7077, Ол), которые обнаруживают тесную связь с плоскостью минеральной уплощенности (S). Оси Ng локализируются в два субгоризонтальных максимума со значительной плотностью (10 % и 12 %), отражающих их преимущественную ориентировку в направлении СЗ-ЮВ. Максимумы Ng располагаются в минеральной уплощенности S , один из них совмещается с линейностью L . Для осей Ng отмечается тенденция к растягиванию в пояс в плоскости пластического кливажа. Оси Nm и Np концентрируются в совмещенные вертикальные пояса, нормально субгоризонтальному максимуму осей Ng. В поясах четко выделяются по два максимума для Nm 12 % и 6 %, для Np 14 % и 6 %. Максимумы Nm и Np с наибольшей плотностью ориентированы перпендикулярно плоскости уплощенности.

Оси Ng в энстатите концентрируются в субвертикальный пояс в плоскости уплощенности. В поясе отчетливо проявляется субгоризонтальный максимум с высокой плотностью (8 %), пространственно совпадающий с максимумом осей Ng оливина

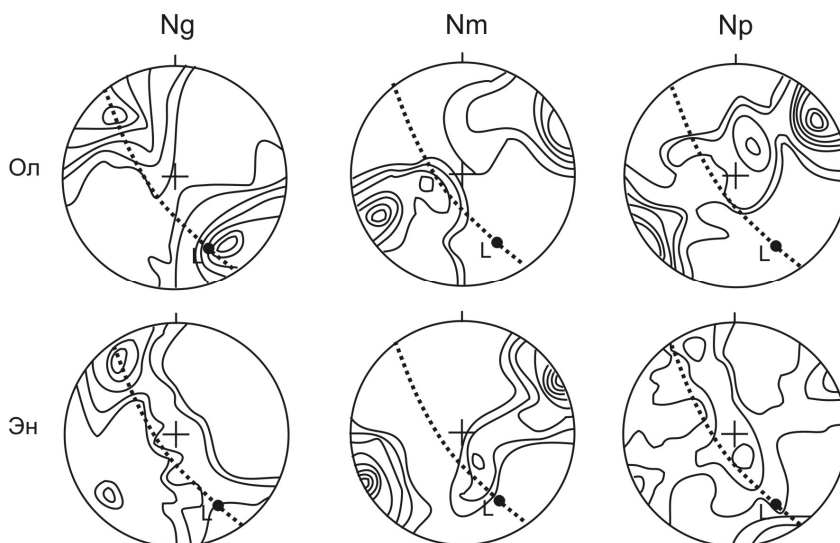


Рис. Диаграммы ориентировки кристаллооптических осей оливина (Ол) и энстатита (Эн) в гарцбургите (обр. 7077) Калининского массива.

Диаграммы построены по 100 замерам кристаллооптических осей минералов. Изолинии: 1-2-4-6-8-10-12-14 % на 1 % сетки Шмидта. Проекция на верхнюю полусферу. Точечная линия – плоскость пластического течения (S), L – линейность.

и располагающийся вблизи линейности. Оси Nm концентрируются, главным образом, в горизонтальный максимум с очень высокой плотностью (14 %), который располагается субнормально к плоскости уплощенности. Наблюдается отчетливая тенденция максимума Nm к растягиванию в вертикальный пояс, в котором отмечается субвертикальный максимум невысокой плотности (4 %). Оси Nr образуют два взаимно перпендикулярных вертикальных пояса концентраций, один из которых располагается нормально максимуму Ng, а другой нормально максимуму Nm. В поясах наблюдаются максимумы по 4 %, пространственно совмещенные с субгоризонтальными максимумами Ng и Nm, отмечается также субвертикальный максимум.

Интерпретация результатов. По микроструктурным особенностям исследуемых гарцбургитов предполагаются два этапа их пластического деформирования.

Первый этап воссоздают петроструктурные узоры пластически деформированного оливина, которые характеризуются наличием горизонтального максимума осей Ng с плотностью 10 % и вертикальным поясом осей Nm и Nr. При этом максимум осей Ng отражает преимущественную их ориентировку в СЗ направлении согласно полосчатой внутренней структуре массива (S). Образование такого петроструктурного узора оливина, вероятно, осуществлялось высокотемпературным внутрикристаллическим трансляционным скольжением по системам (010)[100] и {0kl}[100] в динамически активной зоне, в зоне перехода верхней мантии и корневых частей земной коры. На этом этапе пластическое течение гарцбургитов, очевидно, сопровождалось их рестированием с образованием полосчатого дунит-гарцбургитового субстрата СЗ простираения, которое фиксируется максимумом осей Ng, отражающим направление растяжения. При этом направление сжатия отражает максимум осей Nr. Такой петроструктурный узор свидетельствует о том, что пластическое течение протекало в условиях осевых деформаций в режиме снижения температур (от 900 °С), умеренной и высокой скорости (10^{-5}c^{-1} – 10^{-2}c^{-1}) и низкого всестороннего давления (≈ 5 кбар). Пластические деформации на этом этапе носили неоднородный характер и осуществлялись трансляционным скольжением и синтектонической рекристаллизацией. В результате зерна оливина в гарцбургитах приобретают характерное неоднородное волнистое погасание, характеризуются наличием многочисленных полос излома и подвергаются порфирокластезу.

Второй этап отражают петроструктурные узоры крупных порфиробластовых недеформированных либо слабо деформированных зерен оливина, которые имеют узоры, близкие пластически деформированным зернам и отличаются наличием угловых расстояний между главными максимумами кристаллооптических осей, главным образом, Ng. Отсутствие признаков пластических деформаций в крупных зернах оливина показывает, что этот этап носил прогрессивный характер и осуществлялся при повышении температур. При этом пластические деформации сменяются вторичной рекристаллизацией отжига, которая осуществлялась в условиях незначительно меняющегося поля напряжения (S), на что указывают угловые расстояния между исходным (10 %) и новообразованным (12 %) максимумами осей Ng. Этот процесс протекал за счет упругой постепенно уменьшающейся внутрикристаллической энергии зерен оливина. При этом сохраняется высокая межзерновая свободная энергия, способствующая разрастанию свободных от дислокаций зерен за счет поглощения неблагоприятно ориентированных и насыщенных дислокациями деформированных индивидов посредством перемещения границ [Николя, 1992]. В результате формируются гарцбургиты со средне- и крупнозернистой микроструктурой, плавными гра-

нищами зерен оливина, часто сходящимися под углом 120°. Новообразованный оливин отличается отсутствием признаков пластических деформаций и имеет однородное погасание.

Энстатит в гарцбургитах оказывается менее подвержен пластическим деформациям. В исследуемых гарцбургитах петроструктурные узоры оптических ориентировок энстатита имеют характер распределения, близкий кристаллооптическим осям пластически деформированного оливина. Оптические ориентировки оливина и энстатита тесно связаны между собой и являются сингенетичными. На их сингенетичность в гарцбургитах офиолитовых комплексах неоднократно обращалось внимание многих исследователей [Nicolas, Poirier, 1976; Щербаков, 1981; Чернышов, 2001].

Анализ петроструктурного узора энстатита также позволяет установить последовательность их пластического деформирования. В метаморфических перидотитах, деформация энстатита осуществляется трансляционным скольжением по высокотемпературной системе (100)[100] при температурах 800–1300 °С, давлении до 10 кбар и $\epsilon = 10^{-4} - 10^{-7} \text{ с}^{-1}$, что соответствует трансляционному скольжению в оливине по (010)[100]. При этом оси Ng энстатита образуют максимум концентрации, ориентированный параллельно оси растяжения, который, обычно, пространственно совмещен с исходным максимумом Ng оливина. Эти максимумы отражают преимущественное направление трансляции в минералах, контролируемое пластическим течением (S_1). Оси Nm в результате трансляции формируют максимум, который располагается перпендикулярно к плоскости полосчатости (S_1) и ориентируются параллельно оси сжатия, при этом максимум Nm энстатита пространственно совмещается с максимумом Nr оливина. Пластические деформации энстатита в участках повышенных скоростей приводят к образованию удлинённых зерен и появлению неоднородного, волнистого погасания и полос пластического излома. Усложнение оптических ориентировок зерен энстатита обусловлено синтетектонической рекристаллизацией. При этом часть осей Nr пластически деформированного энстатита образуют максимум, пространственно совмещённый с максимумом осей Nr оливина, отражающим направление сжатия.

Выводы. Таким образом, проведенный петроструктурный анализ оливина и энстатита в дунитах позволил выявить предпочтительные узоры ориентировок оптических осей этих минералов, которые отражают термодинамические условия и последовательность пластических деформаций гарцбургитов на различных этапах их формирования. Полученные результаты предполагается использовать для дальнейших петроструктурных исследований рудовмещающих дунитов, а также вкрапленных хромититов с целью уточнения роли пластических деформаций ультрамафитов при локализации хромитового оруденения.

Литература

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. 223 с.

Николя А. Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992. 168 с.

Чернышов А. И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск, 2001. 216 с.

Щербаков С. А. Механизм пластических деформаций ультрабазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1981. № 4. С. 44–56.

Nicolas A., Poirier J. P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks // New York: Wiley-Interscience, 1976. 444 p.