

Богдашинский, Узинский и Онотские (правобережный и левобережный) участки сульфидной Cu-Ni минерализации. Сульфидная минерализация приурочена к тектонически ослабленным зонам (Ю.А. Никитенко и др., 1963).

Приведенная информация свидетельствует о широком развитии гидротермальной сульфидной минерализации, связанной с ультрамафитами Оспинского массива. Выявленные в конце 1950-х – начале 1960-х годов проявления незначительны по ресурсам, но в целом слагают рудный узел, который может представлять практическое значение. Необходима переоценка проявлений на современном уровне.

МАРИНКИН МАССИВ – ПЛАТИНОМЕТАЛЬНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ В СРЕДНЕ-ВИТИМСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЕ

Кислов Е.В.*, Малышев А.В.*, Орсов Д.А.*, Балыкин П.А.**

**Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия*

e-mail: evg-kislov@ya.ru

***Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия*

e-mail: balykin@uiggm.nsc.ru

THE MARINKIN MASSIF – PLATINUM GROUP ELEMENTS-NICKEL-COPPER MINERALIZATION IN THE MIDDLE VITIM MOUNTAIN REGION

Kislov E.V.*, Malyshev A.V.*, Orsoev D.A.*, Balykin P.A.**

**Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia*

e-mail: evg-kislov@ya.ru

***Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia*

e-mail: balykin@uiggm.nsc.ru

The Marinkin dunite-troctolite-gabbro massif has concentric-zonal structure, area is about 11 km² and the age is 825±12 Ma. Sulphide Ni-Cu mineralization is located in the ultramafic core by the area of 2 km². There are two net like stockwork mineralization zones by size 100×500 and 100×750 m. The highest concentrations of components are: Ni up to 0,6 %, Co – 0,08 %, Cu – 0,15 %, Pt – 0,5 ppm, Pd – 0,65 ppm.

Маринкин дунит-троктолит-габбровый массив впервые закартирован Г.А. Кибановым в 1961-63 гг., давшим положительные рекомендации на поиски сульфидно-никелевых проявлений. В 1964 г. проведена геологическая съемка масштаба 1:50 000 под руководством В.С. Косинова, отметившего убогую вкрапленность сульфидов в ультраосновных породах интрузива. В 1968 г. массив изучил Э.Л. Прудовский [6], вскрывший зоны сульфидного медно-никелевого оруденения. Петрология плутона изучалась М.И. Грудининым [3], П.А. Балыкиным [1, 2], Э.Г. Конниковым [5], А.А. Цыганковым [7].

Маринкин массив расположен в бассейне руч. Маринкиного в правом борту долины верхнего течения р. Тулдуни (левый приток р. Витим) против устья р. Ирокинда. Он находится в южной части Келяно-Иракиндинской структурно-формационной зоны, в западном складчатом обрамлении Муйской глыбы, контролируется зоной Келяно-Ирокиндинского глубинного разлома. Это типоморфный интрузив маринкиного комплекса. Вероятно, к нему относятся практически не изученные габброидные тела, расположенные южнее и западнее Маринкиного плутона на площади около 300 кв. км.

Породы Маринкина массива в восточной и северной части прорывают нижнепротерозойские ороговикованные породы нижнегорбылокской свиты, в остальных участках они рвутся палеозойскими (?) гранитоидами. С северо-востока он ограничен мезо-кайнозойской Телешминской депрессией и, по-видимому, частично перекрыт плейстоцен-голоценовыми аллювиально-

пролювиальными и озерными отложениями. Мелкие ксенолиты рассланцованных диабазов наблюдались на северо-западном фланге интрузива.

Маринкин массив образует в плане тело причудливой конфигурации. Длинная ось его имеет северо-западное ($320-330^\circ$) направление. Вдоль нее плутон прослеживается на 5,5 км. Максимальная ширина в северо-западной части около 4 км, в средней – 2 км. Площадь интрузива около 11 км². Благодаря глубокому врезу русла руч. Маринкиного, массив по вертикали вскрыт на 700 м. Судя по тому, что в русле обнажаются в ряде приконтактных участков метаморфизованные основные эффузивы вмещающей толщи, можно сделать вывод о полном вертикальном вскрытии интрузива. Sm-Nd возраст Маринкинского плутона составляет 825 ± 12 млн. лет [4], он отнесен к островодужной ассоциации [7].

Маринкин массив имеет концентрически-зональное внутреннее строение. Его центральную часть слагают дуниты и плагиодуниты, образующие вытянутое в субмеридиональном направлении эллипсовидное тело площадью около 2 км². Ультраосновные породы зачастую преобразованы в аподунитовые, апоплагиодунитовые серпентиниты и серпентин-актинолитовые породы. Периферийные части интрузива интенсивно изменены постмагматическими процессами и, по-видимому, воздействием гранитоидов, превращены в цоизитовые, цоизит- и сосюрит-актинолитовые породы. Падение трахитоидности и полосчатости пород варьирует от 45 до $70-80^\circ$. Рвущих взаимоотношений между ультрамафитами и габброидами не отмечено, на основании чего можно сделать вывод, что все разновидности пород представляют собой внутрикамерные дифференциаты единого расплава.

В пределах дунитового блока преобладают плагиоклазсодержащие дуниты, причем к периферическим участкам количество плагиоклаза в дунитах возрастает. Наиболее контрастная расслоенность с варьированием состава прослоев от плагиодунитов до анортозитов свойственна ближайшему окружению дунитового ядра. Наряду с ритмичным переслаиванием пород имеются участки с незакономерным чередованием дунитов, троктолитов, анортозитов с флексуриобразным изгибом прослоев, асимметричным строением и частым выклиниванием слоев различного состава.

Остальная часть массива, за исключением полей развития измененных под воздействием гранитоидов пород, сложена преимущественно равномернозернистыми лейкотроктолитами с довольно устойчивым соотношением количеств плагиоклаза ($\sim 70-80\%$) и оливина ($\sim 15-25\%$). К мафитовой группе пород относятся также габбро, габбронориты и оливиновые нориты, обнаруженные в северо-западной части плутона среди цоизитовых пород. В троктолитах имеются дайки субультрамафитового и ультрамафитового состава, мало отличающиеся от ультраосновных пород центральной части массива.

Жильные породы распространены мало и представлены дайками габброноритовых пегматитов и диабазовых порфиритов. Они имеют северо-западное направление при мощности от 10 до 50 см.

Состав минералов Маринкинского массива вполне типичен и мало изменчив [2]. Оливин представлен хризолитом ($f=9-16,3\%$), плагиоклаз – битовнитом, реже анортитом (An_{70-94}), клинопироксен – субкальциевым низкоглиноземистым высокомагнезиальным авгитом ($f=13-23\%$), ортопироксен – алюмобронзонитом ($f=16,2\%$), амфибол – низкотитанистой роговой обманкой ($f=19\%$). Содержание Cr_2O_3 в хромшпинелях варьирует от 19 до 32%.

По петро- и геохимическим особенностям установлено сходство пород Маринкиного массива с Йоко-Довыренским и Талажинским интрузивами. При этом в Маринкином заметно выше отношение $Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO)$, ниже отношение $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$ и содержание FeO в дунитах, что может быть объяснено серпентинизацией. Дуниты и плагиодуниты характеризуются однотипным спектром распределения РЗЭ с заметной обогащенностью легкими РЗЭ ($(La/Yb)_N=1,20-5,85$) при достаточно крутом отрицательном наклоне на отрезке La-Sm ($(La/Sm)_N=1,60-4,21$), почти плоским или слабо прогрессирующим обогащением от Gd до Lu ($(Gd/Yb)_N=0,28-0,98$) и ярким проявлением положительной Eu аномалии ($(Eu/Eu^*)_N=1,47-3,40$). Спектры РЗЭ также однотипны с Йоко-Довыренским и Талажинским интрузивами. Это может свидетельствовать, что Маринкин плутон, подобно Йоко-Довыренскому и Талажинскому, относится к дунит-троктолит-анортозитовой формации, хотя морфология массивов и процентное соотношение пород различ-

ны. В целом петро- и геохимические особенности пород Маринкина массива соответствуют фракционированию оливина и основного плагиоклаза.

Сульфидное медно-никелевое оруденение локализуется в основном в пределах ультраосновного ядра массива. Изучение сульфидной минерализации, пространственно связанной с Маринкиным массивом, показало, что это оруденение подразделяется на два генетических типа: 1) площадная редкая рассеянная вкрапленность в дунитах и плагиодунитах и 2) прожилково-вкрапленная минерализация, образующая в плане массива линейные зоны.

Рассеянная вкрапленность сульфидов, главным образом, пирротина и пентландита встречается практически во всех разновидностях ультраосновных и основных пород, слагающих массив. Количество сульфидов в них обычно не превышает 0,5-1% общего объема породы.

В ультраосновных породах (дунитах и плагиодунитах) сульфиды образуют мелкие вкрапленники, сложенные пентландитом и троилитом, реже мономинеральные – либо пентландитовые, либо троилитовые. Для свежих пород характерны мелкие (от 0,03 до 0,35 мм, иногда до 1 мм) сульфидные вкрапленники, располагающиеся в интерстициях оливина. Они имеют разнообразную форму от изометричной до угловатой. Изредка сульфиды наблюдаются в виде цепочкообразных выделений по стыкам и трещинкам породообразующих минералов. Помимо интерстициальных выделений, отмечаются очень мелкие (менее 0,01 мм) эмульсионные и каплевидные включения внутри зерен оливина и плагиоклаза. Пентландита, как правило, значительно больше, чем троилита, их соотношение колеблется от 90:10 до 70:30, иногда они присутствуют в равных количествах. Преобладание троилита не отмечено. В редких случаях в пентландите отмечается маккинавит. Халькопирит встречается очень редко в единичных зернах и наблюдается по периферии пентландит-троилитовых вкрапленников, а также в поздних прожилках вторичных силикатов, где может ассоциировать с кубанитом, образуя в нем пластинчатые структуры распада твердого раствора.

В серпентинизированных породах сульфиды замещаются магнетитом. Вкрапленники приобретают неровные зазубренные края. При более интенсивном изменении силикаты пронизывают сульфиды, разбивая их на отдельные фрагменты. В таких породах повышается роль халькопирита. Количественные соотношения пентландита и троилита в измененных породах остаются такими же, как и в свежих.

Характер выделения сульфидных минералов в троктолитах такой же, как и в дунитах. Однако количественные соотношения меняются в пользу троилита (пирротина) и составляют в среднем 60:40.

Э.Л. Прудовский выявил две зоны гнездово-вкрапленного оруденения северо-западного простирания 100x500 и 100x750 м. Максимальные концентрации установлены на участках кустовых скоплениях сульфидов: Ni до 0,6%, Co – 0,08%, Cu – 0,15%. На фоне сульфидной рассеянной вкрапленности в брекчированных породах отмечаются участки концентрации сульфидов более 10%. В таких местах довольно часто наблюдаются ветвистые прожилки и маломощные линзочки сульфидных обособлений длиной до 1-1,5 см. Иногда такие прожилки достигают 10-15 см в длину и 0,1-0,2 см в поперечнике. Размер вкрапленных зерен сульфидов обычно составляет 0,5-2 мм, реже 2-4 мм. Главные рудные минералы – пирротин, пентландит, реже халькопирит, часто встречаются хромит и магнетит, в небольшом количестве – халькозин и виоларит. Пирротин обычно ксеноморфный, выполняет промежутки между кристаллами оливина. Иногда он почти полностью окружает отдельные зерна оливина или в виде тончайших пленочек локализуется в нем по системе разноориентированных трещин. В отдельных случаях в пирротине отмечаются пластинчатые выделения троилита. Пентландит обычно ассоциирует с пирротинном, образуя единое зерно. Реже этот минерал находится в виде самостоятельных неправильных обособлений. Общая масса пентландита среди сульфидов 30-60%. Нередко пентландит замещается виоларитом. Халькопирит развит среди других сульфидов в значительно меньшем количестве и бывает всегда минералом более поздним, чем пирротин и пентландит. Последние часто окружены халькопиритом, а иногда и замещаются им. В отдельных случаях халькопирит образует мелкие прожилки, где часто замещается халькозином. По отношению к хромиту и оливину сульфиды в таких зонах чаще всего более поздние, но образованные, по-видимому, раньше магнетита.

Изучение сульфидной минерализации в породах Маринкинского массива показало, что образование сульфидов происходило не одновременно. По-видимому, рассеянная сульфидная вкрап-

ленность первого типа образовалась в магматическую стадию в результате сульфидно-силикатного разделения (ликвации). На это обстоятельство указывает присутствие сульфидов в виде мелких каплевидных включений в породообразующих минералах, таких как оливин. Второй тип минерализации, более интенсивный, связан, по-видимому, с более поздней стадией, чем магматическая. Такой вывод подтверждается наличием мелких жилок и прожилков сульфидов в серпентинизированных дунитах и плагиодунитах. Локализация подобного оруденения контролируется линейными зонами брекчирования и трещиноватости.

По данным Территориального агентства по недропользованию по Республике Бурятия, породы дунит-плагиодунитового ядра Маринкинского массива содержат Pt до 0,5 г/т; Pd до 0,65 г/т. Результаты выполненных нами анализов не превышают 210 мг/т Pt. Этот вопрос нуждается в дальнейшем исследовании.

Таким образом, массив несет существенное сульфидное медно-никелевое оруденение, сосредоточенное в ультраосновном ядре площадью 2 км². Оруденение опробовано в водораздельной части массива на высоте 1 км над уровнем долины р. Тулдунь. В то же время руч. Маринкин вскрывает вмещающие массив породы нижнего контакта. Из этого можно заключить, что богатые сульфидные медно-никелевые руды можно ожидать в придонной части ультраосновного ядра. Такие руды могут быть доступны штольневим способом из долин рек.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балыкин П.А., Петрова Т.Е., Майорова О.Н. Коронарные структуры пород дунит-троктолит-габбровой формации Восточной Сибири // Петрология и рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. С. 157-182.
2. Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Петрова Т.Е. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск: Наука, 1986. 200 с.
3. Грудинин М.И. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1979. 156 с.
4. Изох А.Э., Гибшер А.С., Журавлев Д.З. и др. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 1. С. 88-92.
5. Конников Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья (петрология и рудообразование). Новосибирск: Наука, 1986. 127 с.
6. Прудовский Э.Л., Грудинин М.И. Особенности геологического строения и вещественного состава дунит-троктолитового массива Маринкин (Средне-Витимская горная страна) // Геологические формации Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1972. С. 13-14.
7. Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 306 с.

ТИТАНОНОСНОСНЫЕ ГАББРОИДНЫЕ МАССИВЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Кислов Е.В., Орсоев Д.А., Бадмацыренова Р.А.
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия
e-mail: evg-kislov@ya.ru

TITANIUM-BEARING GABBRO COMPLEXES, WESTERN TRANSBAIKALIA

Kislov E.V., Orsoev D.A., Badmatsyrenova R.A.
Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia
e-mail: evg-kislov@ya.ru

An ilmenite-titanomagnetite mineralization in gabbro massifs of the Western Transbaikalia is described. The Vitimkon, Arsentyev, Khail, Khaaktyg-oy deposits are the most economical interesting.