

Чайское медно-никелевое месторождение

Э.Г. Конников, А.А. Цыганков, Д.А. Орсов

Введение

Чайский массив впервые был обследован и описан в 1952 г. коллективом геологов под руководством А.А. Мальяшева, но ультраосновные породы обнаружены не были. Сульфидное медно-никелевое оруденение было открыто В.П. Сафроновым в 1962 г. С этого времени и до 1968 г. на месторождении проводились геолого-разведочные работы, в результате которых Чайское месторождение было отнесено к категории забалансовых. Изучение месторождения связано с именами геологов Бурятского геологического управления И.Ф. Баинова, Ю.А. Чешенко, Е.В. Викулова, Л.И. Якимова, В.П. Бушуева, А.Г. Степина и др. Большой вклад в изучение Чайского гипербазит-базитового массива и одноименного месторождения внесли сотрудники различных научно-исследовательских организаций — института "Гипроникель" Н.Н. Шишкин, Е.А. Кумпан (1964, 1974), ЦНИГРИ — А.В. Касьянов, Бурятского филиала СО АН СССР — С.А. Гурулев (1968, 1972, 1979), М.Ф. Трунева (1979) и др., ИГиГ СО АН СССР Ф.П. Леснов (1972).

С начала 70-х гг. наступил большой перерыв в изучении Чайского месторождения, которое возобновилось в 1984 г. сотрудниками Геологического института БФ СО АН СССР под научным руководством Э.Г. Конникова, а с 1986 по 1989 г. проводился второй этап геолого-разведочных работ силами Северо-Байкальской ГРЭ под руководством А.Г. Степина. В результате этих работ были существенно уточнены представления о геологическом строении массива, его формационной принадлежности, минералогии пород и руд массива, предложена новая генетическая модель формирования сульфидного медно-никелевого оруденения (Конников, 1986; Конников и др., 1987, 1988, 1990, 1992; Медь-никеленосные..., 1990; Орсов и др., 1991; Цыганков и др., 1989; Цыганков, 1991). По итогам геолого-разведочных работ оруденение прослежено на глубину (до 1000–1200 м), примерно на треть увеличены запасы месторождения.

Условия залегания и внутреннее строение Чайского массива

Чайское месторождение относится к собственно магматическим сульфидным медно-никелевым месторождениям в синорогенных полихронных ультрамафит-мафитовых плутонах (Надретт, 1984). По разведанным запасам месторождение относится к разряду мелких.

Чайский массив, вмещающий одноименное Cu-Ni месторождение, как и расположенный в 40 км юго-западнее Йоко-Довыренский плутон, входит в число ультрамафит-мафитовых плутонов, образующих субширотный пояс никеленосных интрузий Байкало-Становой металлогенической зоны.

Массив залегает в пределах северо-западного крыла Кичеро-Мамского антиклинария вблизи сочленения последнего с Олоkitским синклиномом (см. рис.1 в статье о Байкальском месторождении).

Кичеро-Мамский антиклинорий выполнен вулканогенно-осадочными породами муйской серии (Салоп, 1964), возраст которой проблематичен. Одни исследователи относят ее к раннему протерозою по наличию галек вулканитов в основании верхнепротерозойского разреза отложений Делюн-Уранского прогиба (Салоп, 1967; Левицкий и др., 1986) и продуктов размыва нюрундуканской толщи в базальных отложениях Олоkitского прогиба (Руденко и др., 1979; Добрецов, 1983). Согласно другим представлениям (Булгатов, 1983) муйская серия начинается рифейский геотектонический цикл, что подтверждается имеющимися геохронологическими данными по метавулканитам келянской свиты (1500 млн лет, Митрофанов, 1979) и плагиогранитам муйского габбро-тоналит-плагиогранитного интрузивного комплекса (760–880 млн лет, Rb-Sr метод, неопубликованные данные).

Муйская серия образована преимущественно вулканитами основного и кислого состава, зонально метаморфизованными от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. По геохимическим особенностям среди метавулканитов муйской серии выделяются аналоги базальтов СОХ и изветсково-щелочные вулканиты островодужного типа. Помимо этого иногда встречаются субщелочные и коматитовые базальты, а некоторые разности кислых вулканитов обнаруживают тождество с вулканитами F-1 типа зеленокаменных поясов архея (Добржинская, 1985).

С вулканитами муйской серии в Кичеро-Мамском блоке ассоциируют многочисленные тела ультраосновных и основных пород (Конников, 1986; Балькин и др., 1986; Медь-никеленосные..., 1990). К.А. Клитин с соавторами (1975) и Н.Л. Добрецов (1983) включают их вместе с вулканитами в состав раннепротерозойской офиолитовой ассоциации. Однако по геохимическим характеристикам эти породы ближе всего к интрузивным аналогам островодужной серии (Конников и др., в печати).

Чайский массив расположен на северо-западных склонах Верхнеангарского хребта, примерно в 90 км северо-восточнее оз. Байкал. Традиционно Чайским массивом именуется юго-западная часть крупного (около 40 км²) Безымянного плутона, отделенная от последнего правосторонним сдвигом, проходящим по долине р. Огиендо (рис.1). Безымянный массив на 90% сложен титанистыми габбро-норитами, а ультраосновные породы встречены лишь в виде небольших (первые метры) тел, с которыми связаны мелкие проявления сульфидных руд. Южная часть — собственно Чайский массив, имеет размеры 1,5x5,0 км и слагает водораздел в междуречье Чай и Огиендо. В нем сосредоточена большая часть ультраосновных пород и практически все медно-никелевое оруденение.

В плане массив имеет груболинзовидную форму (рис.2) и залегает субсогласно с породами рамы, пред-

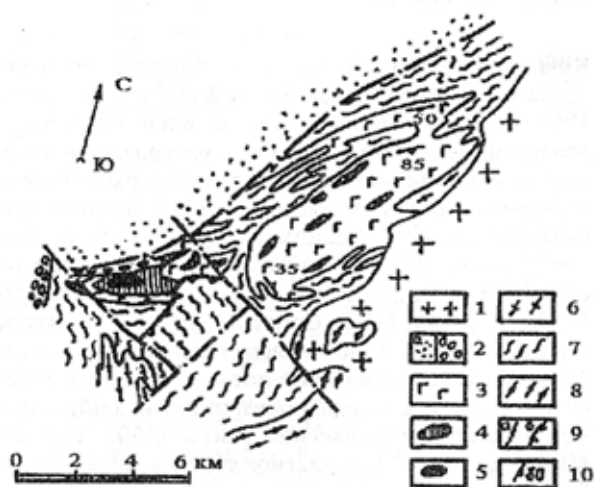


Рис. 1. Геологическое строение Чаи-Безымьяного массива и его рамы:

1 – палеозойские гранитоиды; 2 – отложения холоднинской свиты (венд – нижний кембрий): а – песчаники, б – конгломераты; 3 – габбро-нориты; 4 – плагиоперидотиты; 5 – дуниты; 6 – гранитогнейсы; 7 – биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы; 8 – амфиболиты; 9 – разрывные нарушения: а – сбрососдвиги, б – на-движки; 10 – элементы залегания протоструктур в габбро-норитах

ставленными здесь кристаллическими сланцами с горизонтами мраморов и высокоглиноземистых метаселитов, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации (Конников, Цыганков и др., 1990). В контакте с габброидами плутона вмещающие породы подвергались ороговикованию, в результате которого превращены в двупироксеновые роговики (часто с амфиболом и биотитом), содержащие вкрапленность пирротина. На поверхность область контактов массива не выходит, а вскрывается только в глубоких скважинах.

Внутреннее строение массива характеризуется зональным расположением слагающих его пород. Центральную часть слагают дуниты – практически мономинеральные породы (до 98% оливина) с незначительной примесью ортопироксена, роговой обманки, основного (70-80% Al_2O_3) плагиоклаза и акцессорной хромшпинели. По периферии они окружены плагио-перидотитами (плагиоферцолиты, в меньшей мере шрисгеймиты и верлиты, гарцбургиты). В восточной части массива перидотиты ритмически чередуются с оливинными габбро и троктолитами. В осевой зоне дунитового тела развиты многочисленные дайки перидотитов и оливинных габбро, фиксирующих систему прототектонических трещин. Несмотря на их интрузивные взаимоотношения, контактовых изменений в дунитах не замечено. Петрографические и петрогеохимические данные позволяют считать те и другие продуктами дифференциации единого (пикритового по со-

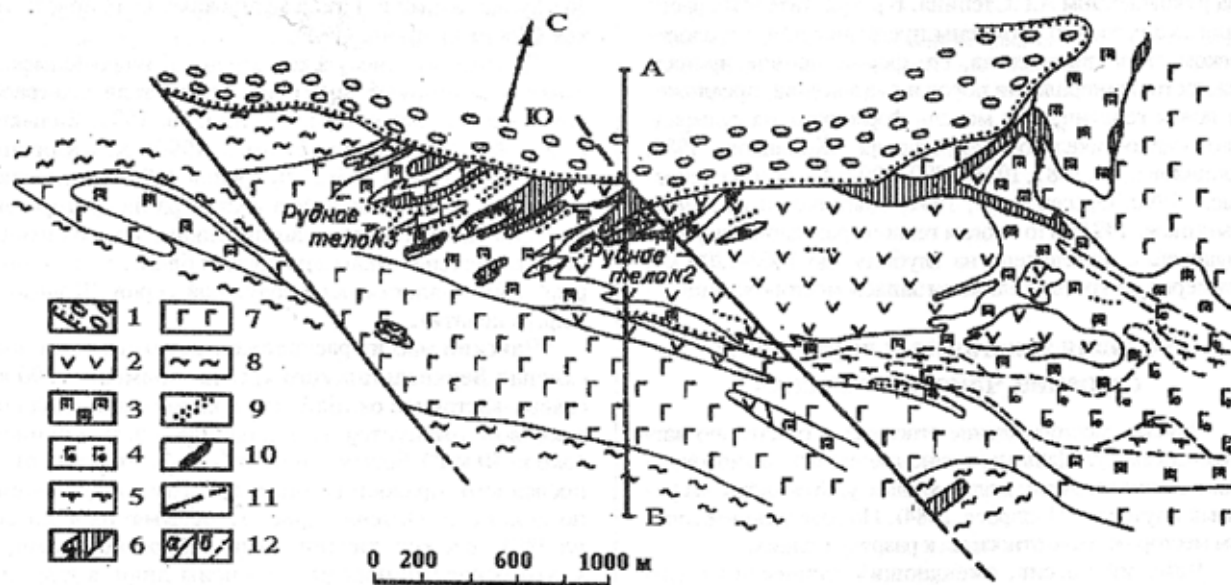


Рис. 2. Геологическое строение Чайского никеленосного массива (составлено Э.Г.Конниковым, А.А.Цыганковым с использованием материалов ПГО "Бурятгеология"):

1 – отложения холоднинской свиты; 2 – дуниты; 3 – плагиоперидотиты; 4 – оливинные габбро-нориты; 5 – троктолиты; 6 – пироксени-ты; 7 – габбро-нориты, габбро; 8 – биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы; 9 – вкрапленные сульфидные Cu-Ni руды; 10 – массивные руды; 11 – разломы; 12 – границы пород: резкие (а) и постепенные (б)

ставу) расплава, а их взаимоотношения связывать с тектоническими подвижками в процессе кристаллизации ультраосновной жидкости.

Внешнюю, наибольшую по объему, часть массива слагают безоливиновые габбро-нориты и рогово-обманковые габбро. Они прорывают ультрамафиты и активно воздействуют на них с образованием реакционных пироксенитов. Среди последних выделяется несколько морфогенетических типов. Наиболее важное значение имеют крупные линзовидные и жиллообразные тела среди ультрамафитов (10x100 м). Располагаются они кулисообразно, фиксируя трещины скола, оперяющие зону разлома в осевой части плутона (см. рис. 2). Переходы к вмещающим гипербазитам постепенные, через серию мелких прожилков и ареалы обогащения порфиробластами бронзита. К этому типу приурочено наиболее богатое оруденение, локализуемое на выклинивании и по периферии пироксенитовых тел. Пироксениты представлены вебстеритами, ортопироксенитами и их оливин- и плагиоклазсодержащими разновидностями. Основным механизмом образования этих пироксенитов — это замещение оливина ортопироксеном. Предполагается, что неустойчивость оливина была вызвана привнесением по тектоническим трещинам в еще "горячие" ультрамафиты флюидов, богатых SiO₂ (Цыганков, 1991). Экспериментальные данные (Боуэн, Татл, 1950) и термодинамические расчеты (Carmichael, 1970) свидетельствуют о реальности такого механизма, а Н.С. Горбачевым (1989) показано, что во флюиде, равновесном с базальтовым расплавом, в присутствии серы содержание SiO₂ достигает 67% от сухого остатка.

Вторым по распространенности типом являются плагиовэбстериты, развивающиеся в эндоконтакте габбро-норитов с вмещающей метаморфической толщей. С ними ассоциирует безникелевое пирротинное оруденение в южном эндоконтакте массива. Их образование связывается с обогащением эндоконтактной части габбро-норитовой интрузии H₂O, за счет дегидратации слюды и амфибола вмещающих пород, что приводит к расширению поля кристаллизации пироксена за счет плагиоклаза (Boudreau, Kruger, 1990).

Для Чайского массива нехарактерна скрытая расслоенность, поэтому состав минералов в различных типах пород меняется мало. Оливин — 10-20%, Га, ортопироксен — бронзит (f=14-23%), клинопироксен — субкальциевый авгит (f=14-24%), а плагиоклаз содержит около 50-70% Ап. Всем породам свойственно присутствие высокотитанистой магматической роговой обманки — паргасита, указывающей на обогащенность исходного расплава H₂O. Кристаллизация пород плутона происходила при T=1025-1150°C (Wells, 1977; Hervig, Smith, 1980; Lindsly, Dixon, 1976; Перчук, 1977 и др.); P=2,5-4,0 кбар (Gasparik, 1984; Finnerty, Boyd, 1984; и др.); f₀₂=10⁻⁷ — 10⁻⁹ МПа (Hill, Roeder, 1974). Распределение REE в породах плутона имеет слабо дифференцированный характер при незначительном обогащении легкими лантаноидами. Изотопные отношения Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ варьируют от 0,7024 до 0,7039, что

свидетельствует о происхождении пикритовых выделок из вещества деплетированной мантии.

Возраст массива по Rb-Sr методу — 737 млн лет (Цыганков и др., 1989), а по Sm-Nd методу — 660 млн лет (Амелин и др., 1990).

Характеристика рудоносности массива

Все практически значимое сульфидное медно-никелевое оруденение в Чайском массиве сосредоточено в ультраосновных породах и не выходит за их пределы. Оруденение сосредоточено в осевой части ультрамафитового ядра плутона и прослеживается в субширотном направлении на 900-950 м при средней мощности рудной зоны порядка 100 м. В этой полосе оруденение распределено крайне неравномерно. Если принять забортовое содержание никеля в руде 0,5%, то в осевой части массива выделяется порядка 12 рудных тел, располагающихся кулисообразно друг другу и имеющих субвертикальное падение (рис.3). Традиционно здесь выделялось только два рудных тела — №2 и 3 (см.рис.2). Особенностью локализации оруденения в Чайском массиве (и это подчеркивалось всеми исследователями) является его тесная пространственная сопряженность с пироксенитами, а также его секущее положение по отношению к внутренней структуре интрузива, что приводит к выводу о ведущем значении прототектонической трещиноватости в контроле рудолокализации. Рудное поле совпадает с тектонически ослабленной зоной в дунитовом ядре массива, которая, помимо рудных тел, фиксируется дайками плагио-перидотитов и оливиновых габбро. Кулисообразное положение рудных тел хорошо согласуется с предположением об их размещении в трещинах отрыва, образующихся при левосторонних сдвиговых перемещениях вдоль субширотного нарушения (рис.4). Внутри рудной зоны оруденение локализуется либо в пироксенитах, либо на их контакте с перидотитами и дунитами. В тех частях рудного поля, где пироксенитов нет, ультраосновные породы практически безрудны. Это приводит к выводу о генетической связи процессов формирования пироксенитов и оруденения, что подтверждается пространственным совмещением пироксенитов и рудных тел в одной и той же системе трещиноватости: СВ — 50-70° и ЗСЗ — 260-280°.

Пироксениты рассматриваются нами в качестве главных продуктов взаимодействия ультрамафитовых кумулатов с флюидонасыщенным базальтовым (габбро-норитовым) расплавом, внедрявшимся в уже достаточно консолидированный матрикс. Это подтверждается наличием постепенных переходов в некоторых мощных жилах пироксенитов в габбро-нориты, а также явлениями коррозии оливина ортопироксеном, которые наблюдаются в шлифах из контактов пироксенитов с ультрамафитами. Кроме того, наблюдается унаследованность состава пироксенитов от состава вмещающих их ультрамафитов: в дунитах преобладают жилы бронзититов, а в лерцолитах — вебстеритов. В эндоконтактных зонах габбро-норитов при взаимодействии с метаморфическими породами вмещающей толщи

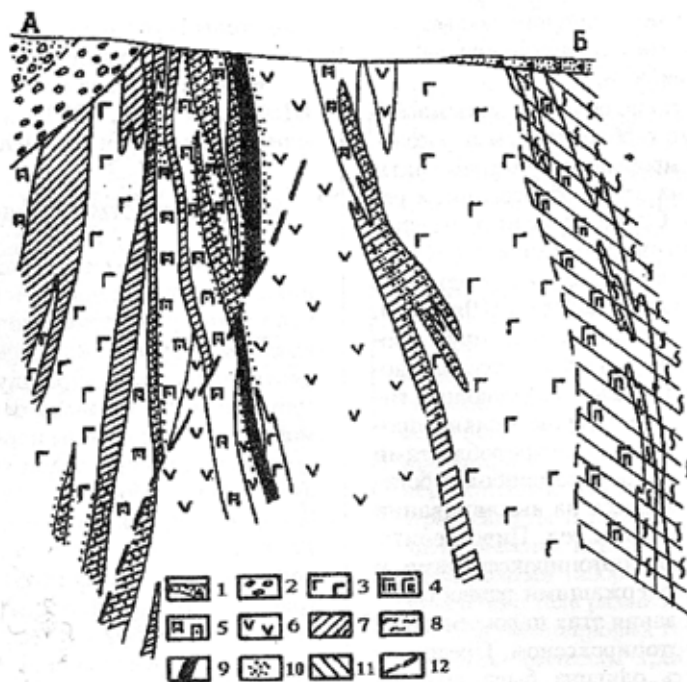


Рис. 3. Геологический разрез через рудное поле Чайского месторождения по линии А - Б, масштаб 1:10 000
(составлен по материалам разведочного бурения; буровые скважины не показаны):

1 - рыхлые отложения; 2 - конгломераты холоднинской свиты; 3 - габбро-нориты, габбро; 4 - плагиобестериты и габбро-пироксениты южной эндоконтактовой зоны; 5 - плагиоперидотиты; 6 - дуниты; 7 - пироксениты; 8 - биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы; 9 - массивные и богатокрапленные сульфидные Cu-Ni руды; 10 - вкрапленные руды; 11 - рассеянноокрапленное пирротинное оруденение южной эндоконтактовой зоны; 12 - разломы

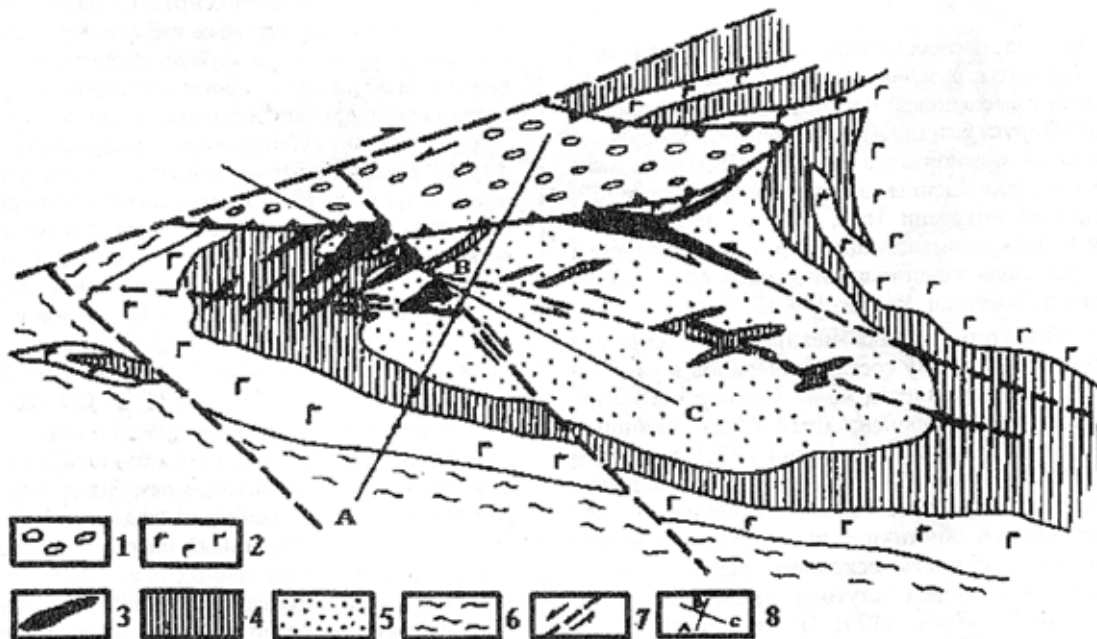


Рис. 4. Структурная схема Чайского массива:

1 - конгломераты холоднинской свиты; 2 - габбро-нориты; 3 - пироксениты; 4 - перидотиты и оливковые габбро-нориты; 5 - дуниты; 6 - метаморфические породы рамы; 7 - разрывные нарушения и направления перемещения блоков; 8 - главные оси эллипсоида деформаций

формируются кумулятивные плагиоклазсодержащие вебстериты (тылаиты), не содержащие медно-никелевого оруденения.

Отдельные рудные тела в пределах рудного поля имеют небольшие размеры. Их мощность обычно составляет первые метры, реже до 15-20 м, а по простиранию они прослеживаются на 100-200 м, реже до 400 м. Взаимопереходы между различными морфогенетическими типами руд и безрудными породами, как правило, постепенные. Их границы условные и установлены по результатам опробования. Интенсивность оруденения до глубины 200-250 м остается примерно постоянной, затем убывает. На глубоких горизонтах (1000 м) оруденение выклинивается, переходя в маломощные зоны бедновкрапленных руд.

Пирротинное оруденение южной эндоконтактной зоны

Сульфидное оруденение южной эндоконтактной зоны не выходит на дневную поверхность и было обнаружено геофизическими методами, а затем вскрыто буровыми скважинами. Наиболее интенсивное оруденение приурочено к ксенолитам роговиков среди эндоконтактных габбро-норитов и плагио-вебстеритов. Наиболее типичны вкрапленные руды, сложенные на 85-90% (иногда до 100%) пирротином, с незначительной долей пентландита и халькопирита. Для этих руд характерно повышенное содержание S (до 13,5%) и низкое Ni и Cu (0,2 и 0,1% соответственно).

Морфотекстурные типы руд

В пределах рудного поля Чайского месторождения выделяется несколько морфотекстурных типов Cu-Ni руд: 1) рассеяновкрапленные (бедные руды); 2) густовкрапленные (богатые руды); 3) массивные; 4) брекчневидные; 5) рудные blastomylonites. Н.Н. Шишкин и Е.А. Кумпан (1964) среди Cu-Ni руд выделяли син- и эпигенетический типы, М.Ф. Трунева (1979) все оруденение считала сингенетическим; В.Е. Викулов (1971) выделял син-эпигенетические и метаморфогенные (безникелевые) руды. Наши исследования (Орсов, Цыганков, 1991) также привели к выводу о наличии двух типов оруденения - сингенетического (бедновкрапленные руды в дунитах и перидотитах) и эпигенетического - ассоциирующего с пироксенитами. Основанием для такого вывода служат: 1) различный состав сульфидов сингенетических (троилит + пентландит) и эпигенетических руд (пирротин + пентландит + халькопирит + кубанит); 2) в последних встречены пирротин-пентландитовые включения (ксенолиты) (Трунева, 1979), свидетельствующие, по крайней мере, о двух этапах сульфидного рудообразования в Чайском массиве.

Рассеянное и бедновкрапленное оруденение распространено наиболее широко. Содержание сульфидов в этом типе руд составляет в среднем 3-5% (акцессорная сингенетическая вкрапленность) и до 15-20% в бедных рудах. Помимо главных рудных минералов -

пирротина и пентландита, эти руды содержат второстепенные (халькопирит) и примесные минералы (магнетит, ильменит, хромшпинели, маккинавит, виоларит, сфалерит и кубанит).

Богатовкрапленные руды отличаются от описанных выше большим содержанием сульфидов (30-50%) и приуроченностью к пироксенитам и зонам пироксенизации в ультраосновных породах. Этот тип руд представлен троилит-пентландит-халькопирит-кубанитовой ассоциацией сульфидов. Текстура руд вкрапленная, прожилково-вкрапленная, сетчатая, сидеронитовая.

Массивные руды играют незначительную роль в общем объеме сульфидного оруденения. Руды этого типа локализуются в тектонических зонах в ассоциации с пироксенитами и всегда окружены ареалом вкрапленных руд. Переходы между различными типами руд постепенные. Минеральный состав руд: пирротин-пентландит-халькопирит, в единичных случаях отмечаются сфалерит, кобальтин и хромшпинели. От богатовкрапленных руд их отличает присутствие пирита.

Брекчневидные руды отличаются от массивных наличием обломков дунитов и перидотитов, сцементированных сульфидизированными пироксенитами, в которых количество сульфидов варьирует от 5-10 до 50%. Для этих руд характерна ассоциация троилита с гексагональным пирротинном, пентландитом и халькопиритом. Кроме того, присутствуют магнетит, ильменит, кубанит, титаномангнетит, маккинавит, хромит, сфалерит, валлериит. Примечательно появление в этих рудах ильменита в виде каемок вокруг сульфидных выделений, что, вероятно, связано с ассимиляцией рудовмещающих пород сульфидным расплавом (Скиннер, Пэк, 1973).

Рудные blastomylonites распространены мало и встречаются среди эпигенетических руд в виде линз, длиной 10-15 м, сложенных богатыми (до 11% Ni) тонкозернистыми "мазовыми" рудами. Эти руды состоят из примерно равных количеств пентландита (40-45%) и пирротина (45-52%) с незначительной долей халькопирита (3%).

Химический состав руд

В рудах Чайского месторождения определены содержания Ni, Cu, Co, Ag, Cr, Ti и V. Содержание главных компонентов - Ni, Co и Cu по типам руд представлено в таблице.

Руды Чайского месторождения характеризуются преобладанием Ni над Cu, отношение Ni/Cu всегда больше 1, причем наиболее никелистые руды (Ni/Cu до 12,5) характерны для ортопироксенов с богатым вкрапленным оруденением и рудных blastomylonites (см. таблицу). Отношение суммы металлов к сере в этих типах руд почти в 2 раза ниже, чем в бедновкрапленных рудах сингенетического типа, что свидетельствует о более высоком потенциале S при их формировании. Содержание Co и Ag в рудах определяется количеством пентландита в них, что подтверждается прямой корреляцией содержания этих элементов и Ni. Содержания Ti, Cr и V на-

ходятся в прямой зависимости от количества силикатных минералов (пироксенов) и хромшпинели в рудах, поэтому в оруденелых породах их содержания ниже, чем в безрудных.

Минералогия руд

Пирротин представлен несколькими структурными разновидностями: троилит, гексагональный и моноклинный пирротин. Обычно присутствует одна модификация, реже ассоциация троилита с гексагональным или моноклинным пирротинном. Состав пирротина практически не зависит от типа рудовмещающих пород (исключая пирротинное оруденение в эндоконтактовых плагиовестеритах). Можно отметить пониженное содержание Fe в пирротине из массивных руд, в зависимости же от структурной модификации, вариации в содержании Fe не превышают 2%. Концентрации Ni, Co и Cu варьируют в широких пределах, %: Ni от 0,0 до 1,0, Co от 0,0 до 0,4, Cu от 0,0 до 0,3. Наблюдается вертикальная зональность в распределении элементов примесей – с глубиной содержание Ni убывает почти в 3 раза, а Cu увеличивается в 1,5-2,0 раза. Кроме того, в зависимости от типа руд меняется отношение суммы металлов к сере. Наиболее сернистые разновидности пирротин характерны для богатовкрапленных и массивных руд, что свидетельствует о максимальной активности серы при их образовании.

Пентландит широко распространен во всех типах руд. Доля пентландита от общего содержания сульфидов возрастает от 0,5-8,0 % в бедновкрапленных рудах до 10-25% в массивных. Пентландит образует две морфологические разновидности – зернистые и линзо- и пламенивидные выделения в пирротине. Характерной особенностью пентландитов является широкая вариация его состава, зависящая от типа минерального парагенезиса и состава вмещающих оруденелых пород. Минимальные содержания Ni (19,4-20,6%) наблюдаются в пентландите из ассоциации с троилитом в бедных вкрапленных рудах, а максимальные (27,9-28,1%) в ассоциации с моноклинным пирротинном, пиритом и халькопиритом из сплошных руд. Из элементов примесей в пентландите

наиболее высоки содержания Co (1,6-1,8%), что соответствует низкокобальтовому типу (Шишкин, 1974). Следует отметить, что для пентландитов из руд южной эндоконтактовой зоны характерны гораздо более высокие содержания Co (6,0-14,2%), что может служить отличительным признаком пирротинного оруденения в габбро-норитах от собственно медно-никелевого в ультрамафитах. По данным лазерного микроанализа (ЛМА), помимо Co, в пентландите присутствует, %: примесь Cu – 0,2 (Хср.), Pb – 0,4, Zn – 0,14 и Ag – 0,02, причем на глубоких горизонтах содержания этих элементов выше, чем в приповерхностных рудах.

Из минералов группы халькопирита в рудах Чайского месторождения обнаружены халькопирит, таллахит, пурторанит и хейкокит, причем три последних в рудах этого месторождения обнаружены Д.А.Орсовым впервые. Содержания халькопирита прямо коррелируются с общим объемом сульфидной массы – от эпизодических вкрапленников в бедных сингенетических до 15-20% в богатых и массивных рудах. Халькопирит образует различной формы обособления в пирротине и пентландите, являющиеся продуктом распада MSS. Широко развиты пластинчатые сростания с кубанитом (распад халькопиритового твердого раствора). Химический состав халькопирита изменчив. Отношение суммы металлов к сере колеблется, %: от 0,98 до 1,07, а меди к железу от 0,91 до 1,05. С глубиной в халькопирите уменьшается содержание Ni, Co и исчезает дефицит серы.

Кубанит встречается во всех типах руд, кроме массивных. Как и халькопирит, он образует зернистые агрегаты и структуры распада твердого раствора. Состав его близок к стехиометрическому и не зависит от типа руд. Из элементов-примесей лишь в нескольких образцах обнаружен Ni (1,04%) и Co (1,12%).

Пирит представлен двумя генерациями. Ранняя (субидiomорфные зерна) корродируется пирротинном и другими сульфидами; ее выделение из сульфидного расплава было наиболее ранним. Поздняя – развивается путем замещения моноклинного пирротина, халькопирита и пентландита.

Из второстепенных минералов в рудах Чайского

Содержание главных компонентов в рудах Чайского месторождения, %

Руды	Ni	Co	Cu	S	Ni/Cu	Ni/Co
Бедновкрапленные	0,45	0,02	0,14	1,90	3,2	22,5
Богатовкрапленные	1,28	0,05	0,38	7,40	3,4	25,6
Массивные	5,58	0,19	1,70	35,40	3,3	29,4
Брекчиевидные	1,70	0,09	0,60	-	2,0	3,3
Рудные blastomилониты	6,10	0,14	0,35	-	9,0	43,6

месторождения обнаружены маккинавит, сфалерит, виоларит, талнахит, поторанит и хейкокит.

Благороднометалльная минерализация

С целью выяснения перспектив благороднометалльного оруденения главные разновидности пород и руд Чайского массива были опробованы на Pt, Pd и Au. По результатам опробования выяснилось, что в отличие от многих медно-никелевых месторождений содержания платиноидов в рудах Чайского месторождения низкие: Pt не превышает тысячных долей грамма на 1 т, Pd и Au – сотых долей грамма на 1 т. По данным СИ РФА, в отдельных пробах обнаружены Pd (до 1,345 г/т), Rh (до 0,5 г/т), Ru (0,3 г/т). Полученные результаты позволяют заключить, что ЭПГ в рудах Чайского месторождения не имеют большого практического интереса.

Геолого-генетическая модель образования сульфидных руд Чайского месторождения

Чайский массив, как отмечалось, относится к сравнительно редкому типу полихронных синорогенных интрузий. Анализ фактического материала приводит к выводу, что в образовании сульфидного медно-никелевого оруденения ведущую роль играли два фактора: 1) взаимодействие базитового расплава с ранними ультрамафитами и 2) синкристаллизационные тектонические деформации.

В силу перечисленных особенностей применение известных рудногенетических моделей к генезису оруденения в Чайском массиве оказывается затруднительным, поэтому нами предлагается новая модель, разработанная применительно к рассматриваемому случаю.

Установленная приуроченность сульфидов к пироксенитовым жилам в массиве хорошо согласуется с образованием последних путем замещения оливина. Известно, что изоморфная емкость оливина в отношении никеля (0,2-0,3%), почти на порядок больше, чем ортопироксена (0,04-0,05%), (Дир и др., 1965; Цыганков, 1991). Поэтому при замещении оливина ортопироксеном с образованием реакционных пироксенитов избыточный относительно ортопироксена никель должен высвободиться и при наличии серы связываться в сульфидную фазу. В общей форме подобные представления высказывались и ранее Л.И. Якимовым и В.Е. Викуловым (1971) и экспериментально подтверждены Н.С. Горбачевым (1986).

Сера, необходимая для образования сульфидов, привносилась высокотемпературными флюидами, отщепленными от внедряющейся базитовой магмы. О том, что габбро-норитовый расплав мог быть источником серы, свидетельствует ее повышенное содержание в безрудных габбро-норитах – 0,54%. Недостаточно ясен источник меди. По-видимому, частично Cu заимствовались из дунитов, поскольку в них концентрация меди максимальна. Несомненно, часть ее также привносилась с базитовым расплавом.

Обнаруженные в эпигенетических рудах ксеногенные блоки ранней троилит-пентландитовой ассоциации свидетельствуют об участии в общем балансе оруденения, помимо силикатного, еще и сульфидного никеля, содержащегося в сингенетическом пентландите. Ориентировочные расчеты баланса вещества показывают, что количество избыточного относительно ортопироксена никеля почти в 2 раза превосходит такое в сингенетических сульфидах.

Предложенный механизм образования эпигенетических руд наиболее близок к модели "сульфуризации" (Kullerud et al., 1965), однако в данном случае источником серы является расплав второй фазы внедрения, а не вмещающие породы, как это обычно предполагается. Это подтверждают данные по изотопии серы (Гурулев и др., 1979), которые указывают на мантийный источник серы руд Чайского месторождения ($\delta S^{34} \text{‰}$ от -1,75 до +1,70 ‰, ср. 0,07).

Как подчеркивалось ранее, оруденение в Чайском массиве локализуется не только в самих пироксенитах, но и на их выклинивании и периферии. Причем здесь, как правило, сосредоточено наиболее богатое оруденение. Данную особенность можно объяснить более высокой температурой образования пироксенитов (1000-1150°C) по сравнению с таковой MSS (700-800°C), особенно в присутствии флюидной фазы, составляющей не более 400-500 °C (Трунева и др., 1979). Об этом же свидетельствуют выделения пентландита в пирротине, образующиеся при 600 °C (Лихачев, 1972). Поэтому после образования пироксенитов сульфидная жидкость может долгое время находиться в жидком состоянии (Альмухамедов и др., 1982) и переноситься флюидным потоком за пределы пироксенитовых тел, где в благоприятных структурных условиях происходит ее кристаллизация. В этом процессе флюиды теряют SiO₂, Al₂O₃ и другие петрогенные компоненты, а насыщаются Fe и Ni. О том, что сульфидная жидкость была богата флюидами, свидетельствуют оторочки роговой обманки вокруг вкрапленников сульфидов.

Косвенным доводом в пользу решающего значения контактового взаимодействия ранних ультрамафитов с базитовой магмой и ее производными (флюидной фазой) является оруденение южной эндоконтактовой зоны. Ультраосновные породы – главный источник никеля – здесь отсутствуют, поэтому здесь и сформировалось безникелевое пирротинное оруденение.

Перспективы освоения месторождения

По разведанным запасам Чайское месторождение, как уже упоминалось, относится к разряду мелких, поэтому его эксплуатация может быть рентабельна лишь в сочетании с расположенными рядом Холоднинским полиметаллическим и Байкальским медно-никелевыми месторождениями. Однако последние находятся в охранной зоне оз. Байкал, поэтому вовлечение их в эксплуатацию при существующих технологиях добычи и переработки руды со-

пряжено с известными трудностями. Тем не менее положение указанных месторождений вблизи БАМ делает перспективы их промышленного освоения вполне реальными.

Литература

- Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. Геохимия серы в процессах эволюции основных магм. - М.: Наука, 1982. - 147 с.
- Амелин Ю.В., Рыцк Е.Ю., Неймарк Л.А. и др. О возрасте и генезисе сульфидного медно-никелевого оруденения Чайского массива (Северное Прибайкалье) / Тез. Всес. сов. "Изотопное датирование эндогенных рудных формаций". - Киев, 1990. - С. 88-89.
- Балькин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И. и др. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. - Новосибирск: Наука, 1986. - 200 с.
- Боуэн Н.Л., Таттл О.Ф. Система окисл магния-кремнезем-иода // Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. - М.: ИЛ, 1950.
- Булгатов А.Н. Тектоника байкалвд. - Новосибирск: Наука, 1983. - 191 с.
- Виколов В.Е. Структура Чайского рудного поля и закономерности локализации в его пределах сульфидно-никелевого оруденения / Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. - Улан-Удэ - Иркутск, 1971. - 20 с.
- Горбачев Н.С., Каширцева Г.А. Флюидно-магматическая дифференциация базальтовых магм и магматическое сульфидообразование // Эксперимент в решении актуальных задач геологии. - М.: Наука, 1986. - С. 98-119.
- Горбачев Н.С. Флюидно-магматическое взаимодействие в сульфидно-силикатных системах. - М.: Наука, 1989. - 127 с.
- Гурулев С.А., Самбуев К.С. Магматическое замещение в Чайском габбро-перидотитовом массиве. - Улан-Удэ: Бур. кн. изд-во, 1967. - 247 с.
- Гурулев С.А. О формационной принадлежности интрузий довыренского комплекса // Зап. Сиб. фил. Географ. об-ва СССР. - Чита, 1972. - Вып. XXV. - С. 10-13.
- Гурулев С.А., Трунева М.Ф., Кавиладзе М.Ш., Мелашвили Т.А. Изотопный состав серы медно-никелевых месторождений Северного Прибайкалья в связи с процессами магматического замещения // Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. - М.: Наука, 1979. - С. 125-134.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. - М.: Мир, 1965. - Т. 2. - 405 с.
- Добрецов Н.Л. Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых: Совещ. Улан-Удэ, июнь 1979. - Новосибирск, 1983. - С. 11-19.
- Добрякинская Л.Ф. Петрохимия и геохимия вулканогенных и плутоических базит-гипербазитовых пород Байкало-Витимского зеленокаменного пояса раннего протерозоя // Геохимия. - 1985. - № 7. - С. 930-945.
- Клиппин К.А., Домнина Е.А., Риле Г.В. Стрoение и возраст офиолитового комплекса Байкало-Витимского поднятия // Бюл. МОИП, Нов. сер. - 1975. - Т. XXX. - Отдел геол. - № 1. - С. 82-94.
- Конников Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья (петрология и рудообразование). - Новосибирск: Наука, 1986. - 127 с.
- Конников Э.Г., Кислов Е.А., Цыганков А.А. Формационные типы никеленосных ультрамафитов Северного Прибайкалья // Геология рудных месторождений. - 1987. - № 6. - С. 38-45.
- Конников Э.Г., Цыганков А.А. Построение рудогенетических моделей никеленосных ультрамафит-мафитовых систем на основе минералого-геохимических исследований // Оценка перспектив рудоносности геологических формаций при крупномасштабном геологическом картировании и поисках минералого-геохимическими методами: Тез. докл. Всес. петрол. симп. - Л., 1988. - С. 144-145.
- Конников Э.Г., Качаровская Л.Н., Кислов Е.В., Цыганков А.А. Контактное взаимодействие в мафит-ультрамафитовых интрузиях и его роль в локализации сульфидного оруденения // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Украины, Урала, Сибири и Дальнего Востока: Тр. ГИ Кольского филиала АН СССР. - Апатиты, 1988. - С. 42-46.
- Конников Э.Г., Цыганков А.А., Загузин Г.Н. О находке гранатовых пироксенитов в Северном Прибайкалье: геологические следствия // Геология и геофизика. - 1990. - № 3. - С. 78-84.
- Конников Э.Г., Орсов Д.А., Цыганков А.А. Модель сульфидного рудообразования в полихронных ультрамафит-мафитовых комплексах // Геология рудных месторождений. - 1992. - № 1. - С. 110-118.
- Лихачев А.П. Об условиях образования пентландита // Геохимия. - 1972. - № 9. - С. 1041-1052.
- Левинский В.В., Одинцова Н.В. Новые данные о формационном типе и соотношении вулканитов муйской серии с патомской серией Байкальской области // Докл. АН СССР. - 1986. - Т. 286. - № 2. - С. 441-444.
- Леснов Ф.П. Геология и петрология Чайского габбро-перидотитового никеленосного плутона (Северное Прибайкалье). - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1972 - 179 с.
- Медь-никеленосные габброидные формации складчатых областей Сибири // Кривенко А.П., Глотов А.И., Балькин А.П. и др. - Новосибирск: Наука, 1990. - 237 с.
- Митрофанов Г.Л. Поздний докембрий и ранний палеозой центральной части Байкальской горной области: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. - Иркутск, 1978. - 16 с.
- Надретт А.Дж. Сульфидные никелевые месторождения: классификация, состав и генезис // Генезис рудных месторождений. - М.: Мир, 1984. - Т. 2. - С. 253-334.
- Орсов Д.А., Цыганков А.А. Минералого-геохимические особенности сульфидного медно-никелевого оруденения в Чайском ультрабазит-базитовом плутоне (Северное Прибайкалье) // Геолого-генетические модели эндогенного оруденения в Забайкалье. - Новосибирск, 1991. - С. 20-31.
- Перчук Л.Л. Усовершенствование двупироксенового геотермометра для глубинных перидотитов // Докл. АН СССР. - 1977. - Т. 233. - № 3. - С. 456-459.
- Руденко В.Е., Руденко Ю.Л. Реконструкция метаморфизованных и метасоматически измененных пород докембрия. - Новосибирск: Наука, 1979. - 172 с.
- Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. - М.: Недра, 1964, 1967. - Т. 1, 2.
- Скинер Б.Дж., Пэк Д.Л. Несмешивающийся сульфидный расплав с острова Гавайи // Магматические рудные месторождения. - М.: Недра, 1973. - С. 195-207.
- Трунева М.Ф., Гурулев С.А., Жмодик С.М., Огурцов А.М. Некоторые особенности генезиса сульфидных медно-никелевых руд Чайского месторождения // Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. - М.: Наука, 1979. - С. 125-134.
- Цыганков А.А., Посохов В.Ф., Шалагин В.Л. О формационной принадлежности Чайского плутона (Северное Прибайкалье) по изотопно-геохимическим данным: Тез. докл. XII Всес. симп. по стабильным изотопам в геологии. - М., 1989. - С. 356-357.
- Цыганков А.А. Петрология, контактные процессы и оруденение Чайского гипербазит-базитового массива (Северное Прибайкалье): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. - Улан-Удэ, 1991. - 22 с.
- Цыганков А.А. Типоморфизм хромшпинелидов Чайского никеленосного плутона // Геология и геофизика. - 1991. - № 6. - С. 46-53.
- Шишкин Н.Н., Кумпан Е.А. О медно-никелевом сульфидном оруденении в Безьянском массиве основных и ультраосновных пород // Тр. НИИ "Типроникель"; Вып. 21. - Л., 1964.
- Шишкин Н.Н., Карпенков А.М., Кулаков Э.А., Митенков Г.А.

- О классификации минералов группы пентландита // Докл. АН СССР. - 1974. - Т. 271. - №1. - С. 194-197.
- Якимов Л.И., Викулов В.Е. Вмещающая среда и вещественный состав руд Чайского сульфидно-никелевого месторождения // Материалы по геологии и полезным ископаемым БурССР. - Вып. 15. - Улан-Удэ, 1971.
- Boudreau A.D., Kruger F.J. Variation in the composition of apatite through the Merensky Cyclic Unit in the Western Bushveld Complex // Econ. Geol. - 1990. - Vol.85. - P.737-745.
- Carmichel I.S.E., Nicholls J. and Smith A.L. Silica activity in igneous rocks // Amer. Miner. - 1970. - Vol.55. - P.246-263.
- Finnerty A.A., Boyd F.R. Evolution of thermobarometers for garnet peridotites // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1984. - Vol. 48. - № 1. - P.15-27.
- Gasparik T. Two-pyroxene thermobarometry with new experimental data in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ // Contrib. Mineral. and Petrol., 1984. - Vol.87. - № 1. - P.87-92.
- Hervig B.L., Smith J.V. Sodium thermometer for pyroxenes in garnet and spinel lherzolites // J.Geol. - 1970. - P.337-342.
- Hill R., Roeder P. The crystallisation of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity // J. Geol. - 1974. - Vol. 82. - № 6. - P. 709-729.
- Kullerud G., Yoder S.H/ Sulfide-silicate reactions and their bearing on ore formation under magmatic, postmagmatic and metamorphic conditions // The conference "The problems of magmatic ore formation". - Prague, 1965. - Vol. 2. - P.327-331.
- Lindsly D.M., Dixon S.A. Diopsid-enstatite equilibrium at 850⁰ to 1400⁰ C. 5 to 35 kbar // Am. Sci., 1976. - Vol. 276. - P.1285-1301.
- Wells P.R.A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // Contrib. Mineral. and Petrol. - 1977. - Vol. 62. - №2. - P.129-139.

* * *