

СКАРНЫ И ПОСЛЕСКАРНОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ САРАЛИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

С. К. КНЫШ

(Представлена научным семинаром кафедры геологии и разведки МПИ)

1. Геологическая позиция

Саралинское рудное поле, расположенное в осевой части Кузнецкого Алатау, является одним из старейших объектов золотодобычи Западной Сибири.

В геологическом отношении рудное поле залегает в пределах сложной по составу эффузивно-осадочной толщи, сложенной основными, средними и кислыми эффузивами, их туфами и различными, преимущественно кластическими разновидностями осадочных пород. С востока к этой толще примыкают темные битуминозные известняки, выделяемые в качестве главстанской свиты верхнепротерозойского возраста.

В северной части рудного поля обнажаются интрузивные породы, слагающие несколько массивов. Геологическое картирование позволило разделить интрузивные массивы и выделить в них два магматических комплекса: габбро-диорит-плагиогранитный и гранит-гранодиоритовый.

Первый из них параллелизуется с кундустуюльским, а второй — с мартайгинским интрузивным комплексом, описанным М. П. Кортусовым [1] для Мариинской тайги. В пределах рассматриваемой площади скарновые тела и послескарновые метасоматиты пространственно тяготеют к контактам гранит-гранодиоритовой интрузии, что свидетельствует о их генетической связи с молодым магматическим комплексом. Реже эти образования приурочиваются к зонам разрывных нарушений на некотором удалении от интрузивных контактов.

Скарны и послескарновые метасоматиты образуются за счет скарнирования различных типов вмещающих пород: контактовых роговиков, ороговикованных плагиогранитов габбро-диорит-плагиогранитного комплекса, а также за счет карбонатных пород главстанской свиты. Описываемые породы залегают в виде довольно протяженных линз или же слагают неправильные по форме залежи.

Ниже приводится краткая петрографическая и геохимическая характеристики вышеназванных образований.

2. Краткая петрографическая характеристика

По минералогическому составу и по соотношению основных породообразующих минералов в известковых скарнах и послескарновых метасоматитах выделяются следующие разновидности:

а) гранатовые, пироксено-гранатовые, гранато-пироксеновые, пироксеновые;

б) пироксено-тремолитовые, тремолит-кальцитовые метасоматиты.

В результате вариаций количественных соотношений породообразующих минералов между выделенными разновидностями внутри каждой группы наблюдаются постепенные переходы.

а. Известковые скарны характеризуются мелко- до среднезернистой структурой. Окраска пород варьирует от светло-зеленой в пироксеновых скарнах до буровато-коричневой в гранатовых. Текстура пород массивная, реже пятнистая, обусловленная либо неравномерным распределением главных породообразующих минералов, либо наличием участков незамещенных пород.

Под микроскопом в описываемых породах проявляется гранобластовая структура. Иногда встречаются различия пироксен-гранатовых и пироксеновых скарнов с типичной порфиробластовой, нематобластовой структурой, обусловленной развитием спутанно-волокнистого агрегата тремолита.

Главными породообразующими минералами скарнов являются гранат и пироксен. Меньшим распространением пользуются амфибол, плагиоклаз, кварц, эпидот, цоизит, кальцит, тремолит, хлорит, серицит. В виде редких акцессорных минералов отмечаются сфен и апатит.

Гранат гроссуляр-андрадитового ряда в гранатовых скарнах составляет до 80% породы, в гранато-пироксеновых его содержание падает до 20—50%. Макроскопически он имеет бурую, темно-бурую до черной окраску. Распределение его в породе довольно неравномерное. Часто он создает почти мономинеральные скопления. Агрегаты, сложенные гранатом, имеют мелкозернистую структуру с размером отдельных зерен 0,2—0,8 мм. Но в некоторых случаях отмечаются порфиробластовые выделения размером до 2—4 мм.

В проходящем свете гранат имеет бурую и желто-бурую окраску. Изредка отмечаются бесцветные различия минералов. В скрещенных николях он изотропный. Показатель преломления колеблется от 1,773 до 1,855 в зависимости от типа скарнов. Большей частью он колеблется в пределах 1,827—1,834. Зерна граната изометричные, нередко с кристаллографической огранкой ромбододекаэдра. Последние относятся в первую очередь к порфиробластам минерала в более мелкозернистой массе. Отмеченные порфиробласты часто бывают переполненными более или менее корродированными включениями других минералов, придающими таким выделениям типичную пойкилобластовую структуру. Особенно отчетливо гранат разъедает зерна пироксена и плагиоклаза, а в участках, где проявились более поздние гидротермальные процессы, он в свою очередь интенсивно разъедается и замещается амфиболом, эпидотом и кварцем.

Пироксен наиболее широко распространен в пироксеновых скарнах, но в том или ином количестве встречается и в других разновидностях. Макроскопически он имеет светло-зеленую окраску. Под микроскопом в проходящем свете пироксен является бесцветным, иногда наблюдается очень светло-зеленоватый оттенок; плеохроизм отсутствует. Оптические константы ($2v = +56-60^\circ$, $SN_0 = 38-40$) соответствуют диопсиду. Реже в скарнах встречается геденбергит ($2v = +62-64^\circ$, $SN_0 = 48-49$). В породах пироксен составляет гранобластовый неравнозернистый агрегат с размером зерен от 0,1 мм до 2,0—2,5 мм. Форма зерен короткопризматическая или изометричная (рис. 1). Как один из ранних минералов пироксен отчетливо замещает плагиоклаз. В свою очередь он корродируется гранатом, сфеном. Из вторичных минералов характерным для пироксенов является хлорит.

Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом. Его содержание

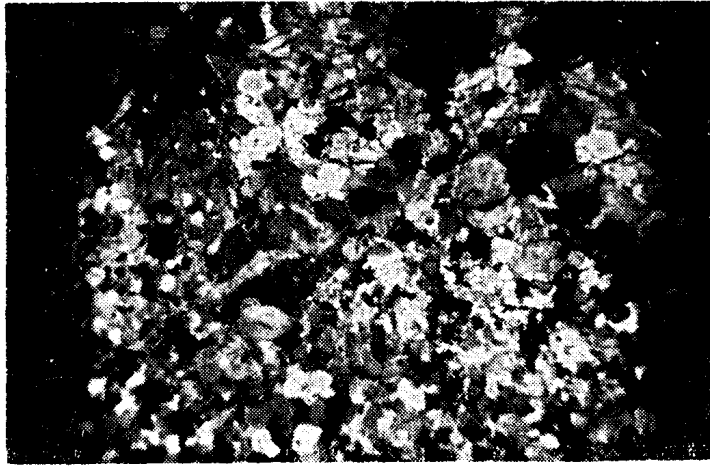


Рис. 1. Гранобластовая, неравнозернистая структура агрегата пироксена (пироксеновый скарн). Увеличение 50. Николи скрещены

редко превышает 10%. Макроскопически он не встречается. Под микроскопом в проходящем свете он имеет обычно мутную окраску из-за интенсивных вторичных изменений. В отдельных случаях отмечается нечетко выраженное двойниковое строение. Угол симметричного угасания равен $10-13^\circ$. Плагиоклаз образует мелкие зерна размером от 0,05 до 0,3 мм. Форма их изометричная с крайне неправильными, сильно корродированными очертаниями. Из вторичных минералов по плагиоклазу развиваются серицит, цоизит, эпидот. Можно предполагать, что плагиоклаз в скарнах является реликтовым минералом, сохранившимся при неполном скарнировании плагиогранитов.

А м ф и б о л отмечается в качестве примеси в гранатowych и пироксен-гранатowych скарнах. В них его количество не превышает 10%. Распределение его в породе неравномерное. Часто он образует округлые или линзообразные скопления. В проходящем свете амфибол имеет зеленую окраску и отчетливый плеохроизм по схеме: N_g — зеленый, N_m — буровато-зеленый, N_p — светло-зеленый, голубовато-зеленый. $2v = -57-60^\circ$, $CN_9 = 17-20^\circ$. По приведенным константам амфибол определяется, как гастингсит. Амфибол отчетливо разъедает пироксен. Иногда наблюдается нарастание амфибола вокруг зерен граната (рис. 2).

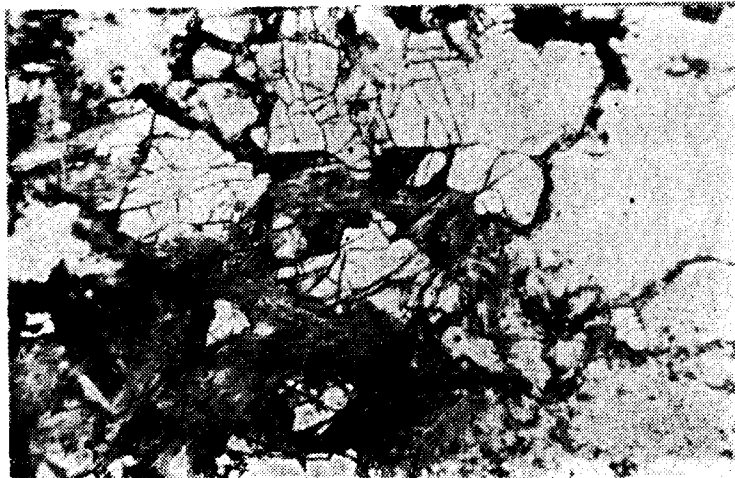


Рис. 2. Гранатовый скарн. Увеличение 30. Николи параллельны

Кварц, как и другие минералы наложенного комплекса, в скарнах встречается довольно редко и его количество не превышает 2—3%. Под микроскопом в проходящем свете кварц образует неправильные зерна, часто приуроченные к интерстициям зерен других минералов и отчетливо корродирует зерна плагиоклаза, пироксена, граната и амфибола. В свою очередь зерна кварца пересекаются прожилками эпидота.

Эпидот и цоизит отмечается в небольших количествах в гранатовых и гранато-пироксеновых скарнах. Размер зерен их варьирует от 0,01 до 1—2 мм. Эпидот и цоизит чаще развивается по плагиоклазу. Реже в скарнах отмечаются прожилки, выполненные эпидотом, которые пересекают выделения плагиоклаза, граната, пироксена и кварца.

Кальцит в описываемых породах встречается спорадически. В проходящем свете минерал бесцветен. Показатель преломления $N_o = 1,659$. В гранато-пироксеновых скарнах он создает скопления размером до 3—4 мм, состоящие из зерен размером до 0,5—1,0 мм. Такие скопления часто оказываются приурочены к центральным частям агрегатов граната. При этом зерна кальцита отчетливо выполняют интерстиции кристаллов граната, часто разъедая и корродируя его. Возможно, подобные скопления карбоната являются результатом перекристаллизации реликтов карбонатных пород в скарнах.

В пироксеновых скарнах кальцит тесно ассоциирует с тремолитом, цементируя игольчатые кристаллы последнего.

Тремолит отмечается только в пироксеновых скарнах, где его содержание достигает 10—15%. В проходящем свете он бесцветный. $2\gamma = -88^\circ$, $SN_g = 19^\circ$. Тремолит образует спутанно-волокнистые агрегаты с кристаллами размером до 3 см. Вместе с кальцитом тремолит замещает пироксен (рис. 3).



Рис. 3. Замещение пироксена (темно-серое, высокий рельеф) агрегатом тремолита. Увеличение 20. Николи скрещены

Хлорит является вторичным минералом, развивающимся по пироксену и амфиболу. Его содержание не превышает 1%. В проходящем свете он бледно-зеленый со слабым плеохроизмом. Хлорит образует мелкие пластинчатые и чешуйчатые агрегаты с размером зерен до 0,03 мм.

Сфен характерен исключительно для скарнов, возникших в результате скарнирования плагиогранитов габбро-диорит-плагиогранитного комплекса, в которых он является типичным аксессуарным минералом. Таким образом, можно полагать, что в скарнах он является ре-

ликтовым минералом, но испытавшим перекристаллизацию, и, возможно, локальный перекос.

В описываемых породах сфен образует клиновидные или неправильные по формам зерна размером от 0,05 до 1,5 (рис. 4). Мелкие зер-

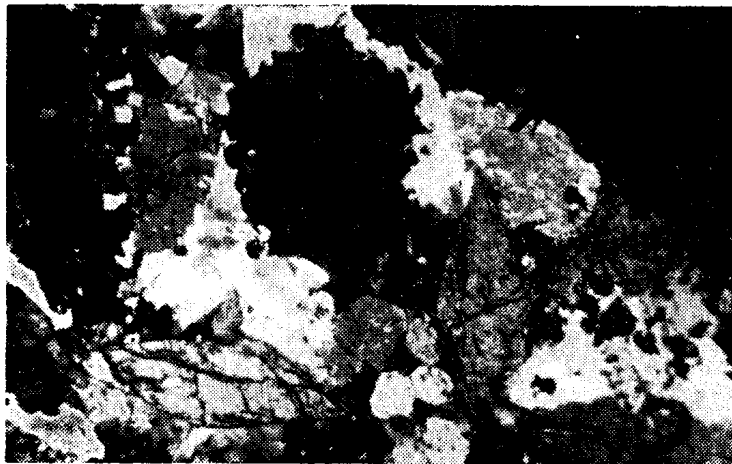


Рис. 4. Клиновидные выделения сфена. Увеличение 10. Николи скрещены

на иногда отличаются в виде пойкилобластовых вростков внутри крупных зерен пироксена. Более крупные его выделения проникают вдоль границ зерен пироксена, отчетливо корродируя их очертания. В свою очередь, зерна сфена разъедаются гранатом и кварцем.

Апатит, по-видимому, также является реликтовым минералом плагиогранитов. В виде удлинено-призматических кристаллов размером до 0,1 мм он встречается в зернах пироксена, сфена и других минералов.

Серицит развивается в виде мелкочешуйчатых агрегатов по плагиоклазу. Его количество не превышает долей процента.

б. Послескарновые метасоматиты представляют собой плотные с неравномерной зернистой структурой породы светло-серого цвета. Под микроскопом они характеризуются порфиробластовой, спутанно-волокнистой структурой и сложены диопсидом, тремолитом и кальцитом. В некоторых случаях пироксен оказывается полностью замещенным и породы приобретают тремолит-кальцитовый состав. Из рудных минералов в описываемых породах присутствуют пирротин, марказит, пирит, сфалерит, халькопирит.

Пироксен (диопсид). Его содержание редко превышает 60—65%. Под микроскопом он образует длинно-призматические зерна размером до 1,5 мм. Угол $2v$ изменяется от $+50^\circ$ до $+58^\circ$, $SN_0 = 38^\circ$. Показатель преломления: $N_0 = 1,679$, $N_r = 1,662$.

Тремолит образует спутанно-волокнистые агрегаты тонко-игольчатых кристаллов. Его содержание составляет 30—40%. Угол $2v = -88^\circ$, $SN_0 = 16-19^\circ$. Показатель преломления $N_0 = 1,631$, $N_r = 1,603$. Тремолитовый агрегат интенсивно развивается по пироксену и цементируется более поздним кальцитом.

Кальцит. Его содержание не превышает 5%. В проходящем свете он бесцветный. Показатель преломления $N_0 = 1,659$.

Пирротин — самый распространенный из числа рудных минералов. Он образует неправильные по своей форме скопления, сложенные мелкозернистым агрегатом.

Под микроскопом в отраженном свете пирротин характеризуется

средней отражательной способностью. В скрещенных николях отчетливо проявляется эффект анизотропии в розовых и голубовато-серых тонах. Выделения описываемого минерала цементируют агрегат тремолита и в свою очередь замещаются более поздним сфалеритом и марказитом, который проникает внутрь зерен по трещинкам.

Марказит образует неправильные по форме выделения. Под микроскопом в отраженном свете окраска его светло-желтая и несколько темнее, чем у пирротина. Весьма характерным для марказита является его форма выделения. В отличие от пирита в описываемых породах он не образует правильных форм, выделения его цементируют спутанно-волоконный агрегат тремолита, по трещинкам разъедают зерна сфалерита.

Пирит отмечается в виде мелкой неравномерной вкрапленности кристаллов кубического габитуса. Размер их не превышает 1 мм. В описываемых породах пирит замещается пирротинном и марказитом.

Сфалерит образует сравнительно крупные выделения. Структура его агрегатов мелкозернистая с размером зерен до 1—2 мм. Для большинства зерен характерно наличие эмульсионной вкрапленности халькопирита. Сравнительно редко в сфалерите отмечаются округлые зерна пирротина.

Халькопирит макроскопически отмечается редко. Он образует мелкую эмульсионную вкрапленность в сфалерите, а также встречается в виде отдельных зерен размером не более 0,08 мм. Форма его выделений большей частью неправильная.

3. Геохимические особенности скарнов и послескарновых метасоматитов

В описываемых породах спектральным анализом отмечено присутствие Ge, Pb, Ni, Co, U, Cr, Ti, Zr, Mo, Ba, Sr, P. Совершенно не устанавливается примесь As, Cd, Be, Bi и редких земель.

Известковые скарны отличаются заметной примесью элементов семейства Fe, особенно Mn и Ti (до 0,5%).

Присутствие Ni, Co, устанавливается почти повсеместно, но их содержание не превышает тысячных долей процента. Cr отмечается спорадически, и его содержание не превышает 0,003%. Из халькофильных элементов наиболее широко распространены Zn с содержанием от 0,01% до 0,1%, Cu—(0,001%), Pb—(0,001—0,005%). Другие халькофильные элементы Ge, Mo встречаются в единичных пробах в количестве значительно ниже кларкового. Литофильные элементы распространены также слабо. Из них чаще отмечается примесь Zr—(0,005—0,01%), P—(до 0,1%). Реже устанавливается примесь Ba—(0,05%) и Sr (0,02—0,03%). В одной пробе отмечается примесь Sn (до 0,001%).

В целом комплекс элементов примесей в скарнах прост и по своему составу близок к плагиогранитам, за счет которых эти скарны сформировались.

В послескарновых метасоматитах комплекс элементов примесей несколько отличается от вышеописанного. В первую очередь эти отличия касаются распространения и роли элементов группы Fe. Эти элементы за исключением Mn встречаются спорадически (Ni до 0,001%, а примесь Cr совсем не устанавливается. Более заметную роль играют халькофильные элементы. Содержание Zn достигает 0,3%. Устанавливается примесь Ge, Ag с содержанием до 0,0001%. Совершенно не устанавливается примесь Mo.

Из числа литофильных элементов отмечается лишь спорадически Р (до 0,1%), Zr (до 0,005%), Ga (до 0,001%).

Заключение

Сходство геологического строения описываемой площади с геологическим строением золоторудных месторождений скарнового типа Саяно-Алтайской складчатой области послужило предпосылкой для поисков золотоносных скарнов и в пределах Саралинского района.

Обращает на себя внимание сходство минералогических особенностей скарнов Саралы с золотоносными скарнами других месторождений: Натальевского, Майского, Калиостровского.

Однако, проведенное штучное опробование скарнов и послескарновых метасоматитов, распространенных на описываемой площади, дало отрицательные результаты. Содержание золота обычно не превышает 1—2 г/т. Шлихи, отобранные на площади развития скарнов, также показали отсутствие золота. Этот факт может быть объяснен различными причинами.

Золотое оруденение Саралинского рудного поля генетически связывается с древней интрузией габбро-диорит-плагиогранитного магматического комплекса. В пользу такой генетической связи говорит пространственная близость золотоносных кварцевых жил с этой интрузией, а также некоторые геохимические особенности изверженных горных пород района.

В то же самое время, как было отмечено выше, скарны и послескарновые метасоматиты северной части Саралинского рудного поля генетически связаны с более молодой интрузией гранит-гранодиоритового состава.

ЛИТЕРАТУРА

1. М. П. Кортусов. Палеозойские интрузивные комплексы Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау). Т. 1, Томск, Изд. ТГУ, 1967.