

ТИПЫ ЖЕЛЕЗО-ТИТАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В БАЗИТАХ ПАТЫНСКОГО КОМПЛЕКСА

С. С. ИЛЬЕНОК

(Представлена научным семинаром кафедры петрографии)

На территории Горной Шории известно несколько пунктов железо-титанового оруденения. Все они приурочены к выходам габбровых массивов, выступающих в виде гор Патын, Большая Куль-Тайга, Купча, Калбук и ряда других. Эти массивы вытянуты в виде цепочки дугообразной формы и отмечают проявление крупного разлома, который в восточной части района примыкает к тектоническим зонам, ограничивающим Таштыпский грабен. Возраст этих массивов девонский, что подчеркивается не только структурно-тектоническими особенностями их расположения, но и признаками непосредственной связи с эффузивами, среди которых встречаются прослои осадочных пород с девонской флорой.

Железо-титановое вкрапленное оруденение встречено также среди габбровых пород Кондомского железоносного комплекса. По абсолютному возрасту пород этот комплекс также отнесен к девону.

Каждый из габбровых массивов имеет отдельные индивидуальные особенности обусловленные различиям в форме, строении и фациальных особенностях. Это имеет отражение в характере и типе железо-титанового оруденения. Наиболее значительный масштаб последнего проявлен в массивах горы Патын и Большая Куль-Тайга.

Типы железо-титанового оруденения

Габбровые массивы Патынского магматического комплекса имеют воронкообразную форму и сложный расслоенный характер. Минеральный состав контактово-метасоматических ореолов, принадлежащий к геленит-монтичеллитовой фации по Д. С. Коржинскому подтверждают приповерхностные условия их формирования. В составе отдельных горизонтов массивов наблюдаются следующие типы пород — форелленштейны, пироксениты, косьвиты, сливиновые и нормальные габбро, нориты, титаномagnetитовые габбро, пегматоидные габбро, лейкократовые габбро и анортозиты. Наиболее высокие содержания рудных минералов наблюдаются в титаномagnetитовых и пегматоидных габбро, а также косьвитах. В результате поисково-разведочных работ на титановые руды на участке горы Патын вскрыто 13 мощных горизонтов титаномagnetитовых габбро, хотя общее их число много больше. Наиболее мощный горизонт оруденелых габбро расположен в центре массива и достигает

50 м мощности. Вместе со слабооруденелыми породами эта мощность может быть увеличена до 60—80 м.

Петрографические и геологические данные указывают на связь оруденения с накоплением рудного остатка при кристаллизации магмы и интерстициальной интрузии его среди оливинового и безоливинового габбро, а также отчасти пироксенитов. При этом путями проникновения расплава были также зоны, по которым проявлялись глыбовые подвижки застывающих пород (ширзоны). Поэтому оруденелые габбро всегда несут следы катаклаза. Рудные минералы располагаются не только между зернами породы с образованием сидеронитовой структуры, но и проникают по трещинам в плагиоклазе и пироксене.

Можно выделить следующие типы оруденения в пределах отмеченных массивов: а) железо-титановое, б) железо-титаново-сульфидное, в) сульфидное.

Железо-титановое оруденение. Оно проявляется в виде вкрапленного и сливного типов. К вкрапленному типу мы относим проявление рудных минералов в виде отдельных зерен, их скоплений с образованием сидеронитовой структуры. Умеренное содержание рудных минералов обеспечивает слияния рудных скоплений в сплошную массу. Они развиты мелкими гнездами, обычно равномерно распределенными в массе породы. На фоне породы, наиболее обогащенной рудными минералами, развиты сплошные скопления последних. Они образуют линзообразные гнезда, вытянутые согласно трахитоидной структуре породы. При этом в составе этих гнезд встречаются редкие резорбированные включения нерудных минералов.

Состав вкрапленного оруденения различен в количественном отношении слагающих минералов. Основными рудными минералами являются: титаномагнетит, ильменит, макгемит и гематит; среди тонких включений наблюдаются глиноземистая и титанистая шпинели, рутил. Нужно отметить, что в составе комплекса рудных минералов наблюдаются первичные продукты выделения, продукты распада твердого раствора и, наконец, продукты окисления и изменения первичных минералов.

Вокруг зерен и агрегатов рудных минералов, слагающих обычно сидеронитовые структуры, всегда наблюдаются реакционные оторочки бурого керсутитового амфибола, одного или вместе с биотитом. При этом заметны следы резорбции рудных минералов. Наиболее глубокие заливы и следы разъедания проявились по магнетиту; ильменит сохранился лучше. Такие реакционные оторочки указывают, что с отложением рудных минералов в остаточном расплаве сильно возросло содержание летучих компонентов, щелочей, кремния. Это приводило к остановке отложения рудных минералов и формированию железо- и титан-содержащих силикатов, в состав которых входят и летучие компоненты. Особенности соотношения содержания натрия и калия в остаточных расплавах обусловили появление не только натрий-содержащего амфибола, но и калиевой слюды — биотита. Другой особенностью вкрапленных оруденелых габбро является высокое содержание в них апатита. Содержание этого минерала достигает от 5—7% до 15%. Высокие содержания апатита характерны также для рудных пироксенитов. Что касается рудных минералов, то их содержание колеблется в различных пределах, составляя чаще 10—15%, реже до 20—30%.

Железо-титановые минералы на отдельных участках массива сопровождаются сульфидами — обычно пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом. Сульфиды образуют мелкие вкрапления, выделения их более поздние, чем железо-титановых минералов.

По составу и особенностям взаимоотношений минералов вкрапленные оруденелые образования можно подразделить на несколько типов:

1. Существенно титаномагнетитовые. Они содержат тонкую сетку пластинок ильменита, имеющих характер распада твердого раствора.

2. Титаномагнетитово-ильменитовые. Кроме титаномагнетита с тонкими включениями пластинок ильменита имеются грубые пластины последнего в сростках с первым. Это отдельные выделения ильменита, образованные параллельно с титаномагнетитом. Имеются разновидности пород, где ильменит образует самостоятельные зерна.

3. Ильменито-титаномагнетитовые. Оруденелые породы данного типа имеют переходы к вышеописанному типу. Они отличаются значительным содержанием самостоятельных зерен ильменита, от равных соотношений с титаномагнетитом до преобладания над последним.

4. Ильменитовые. Они образуют небольшие по мощности полосы. Содержание ильменита в них колеблется от 3—4% до 15—20%.

Первый тип оруденения встречается в верхних горизонтах Патынского массива. Остальные типы распространены как на Патыне, Большой Куль-Тайге, так и других массивах этого комплекса.

Пегматоидные габбро отличаются грубозернистостью. Размер зерен основных породообразующих минералов — лабрадора и титан-авгита — достигают 2—3 см. Такие же размеры имеют и зерна рудных минералов. При этом ильменит здесь образует как самостоятельные зерна изометричных очертаний, так и систему параллельных широких пластин внутри титаномагнетита. Эти пластины имеют равномерную толщину и пересекают зерно магнетита до его границы. Размеры пластин увеличиваются к краевой части зерен магнетита. Внутри магнетита также видны тонкие цепочки шпинели.

Пегматоидные габбро обычно образуют тонкие инъекции параллельно расслоенности пород массива. Мощность горизонтов этих пород часто небольшая: от 2—3 см до 20—30 см, 1,5 м. В северной части массива имеются горизонты грубозернистых пегматоидных габбро мощностью от 20—30 м до 50 м.

Сливные железо-титановые руды отмечены как на участке горы Патын, так и на участке Большой Куль-Тайги. Кроме крупных зерен титаномагнетита, содержащего пластинки ильменита, как результат распада твердого раствора, а также крупных самостоятельных зерен ильменита здесь имеются прожилки магнетита и ильменита, секущие ранние минералы. Развита гематит по магнетиту.

Железо-титано-сульфидное оруденение. Этот тип оруденения развит слабо. Рудные скопления образуют небольшие линзы, выполняющие трещины, расположенные перпендикулярно к полосчатости и трахитоидности пород. Это указывает на их более поздний возраст по отношению к железо-титановому оруденению. В линзах наблюдается пирит, составляющий 60—70% от общего количества минералов, магнетит и халькопирит. На границе магнетита и пирита заметны следы разъедания первого минерала со стороны второго.

Сульфидное оруденение. Проявляется в виде оруденения различного генезиса. Так, выделены нами: а) вкрапленные сульфиды магматического происхождения в основных породах, б) вкрапленные сульфиды в мелилит-нефелин-гранатовых породах, в) сульфиды эманационного происхождения в эндо- и экзоконтактных зонах с вкрапленностью и гнездовыми скоплениями.

Сульфиды магматического происхождения образуют обычно очень тонкую вкрапленность среди габбро, лейкократовых пород — габбро-агортозитов, а также в меланократовых габбро и пироксенитах. Вкрап-

ленность эта недостаточно обильная, обнаруживается с трудом. Сульфиды не сопровождаются вторичными гидротермальными минералами. Среди сульфидов наблюдается пирротин, пирит, марказит, халькопирит, ковеллин. Марказит и ковеллин являются вторичными минералами. Зерна и шарики сульфидов, вероятно, связаны с ликвацией силикатного расплава при его остывании и кристаллизации.

Среди мелилит-нефелин-гранатовых пород в южной части массива встречается тонкая густая вкрапленность сульфидов. Эти породы образуют дайки и желвакообразные и линзовидные обособления среди кальцифиров. При этом вкрапленность сульфидов только ограничивается указанными щелочными породами и не распространяется на вмещающие их образования. Характерно наличие этой вкрапленности даже в мелких желваках. Все это указывает на тесную генетическую связь их с щелочным расплавом, давшим породы мелилит-нефелин-гранатового состава. Среди сульфидов наблюдается обильный алабандин, пирротин, пирит, редкий молибденит.

В южной части массива горы Патын встречено широкое поле сульфидной минерализации, захватывающей приконтактные части интрузивных, а также вмещающих пород. Вместе с сульфидами наблюдается образование везувиана, скаполита, альбита, кальцита, волластонита, биотита, актинолита, хлорита. Среди сульфидов развиты пирротин, пирит, алабандин, пентландит, миллерит, гаухекорнит, сфалерит, халькопирит, редкий молибденит. Из гипергенных минералов встречаются марказит, гипс, минералы группы лимонита. Следует отметить, что внутри массива, в верхних его горизонтах, изредка встречаются небольшие гнезда сульфидов в виде пирита и пирротина. Они всегда окружены зоной везувиана, развитого за счет основного плагиоклаза.

К вопросу происхождения железо-титанового оруденения

Происхождение подобного оруденения рассматривалось в ряде работ. Фогт (1927) придавал основное значение в образовании рудной магмы кристаллизационной дифференциации и гравитации. А. Н. Заварицкий (1937) считал титаномagnetитовые месторождения Урала фузивными образованиями позднемагматической стадии. И. И. Малышев (1957), основываясь на особенностях проявления, структурах и текстурах руд, относил их к остаточным пегматитовым расплавам основной магмы. Б. Асклунд (1959), А. П. Лебедев и О. А. Богатиков (1963, 1966) и ряд других придают ведущее значение явлениям ликвации.

Петрографические особенности Патынского комплекса показывают заметную последовательность в кристаллизации минералов и появлении рудных железо-титановых образований в заключительный этап формирования пород. Если подробно рассматривать структуру габбровых пород, с которыми связаны рудные образования, то бросается в глаза прежде всего раннее выделение основного плагиоклаза относительно пироксена. Более того, пироксен часто образует линзовидные скопления или иногда жилки, секущие плагиоклазы. Это указывает на миграцию расплава в ходе кристаллизации. Таким процессом объясняется обособление пироксенитов в верхах отдельных габбровых горизонтов.

Следом за пироксеном (титан-авгитом) шло выделение рудных минералов и апатита. Кстати, в этот период после кристаллизации основных пороодообразующих минералов в виде плагиоклаза, оливина и пироксена, образовавших скелет породы, прошли глыбовые подвижки и расплав, обогащенный рудными компонентами, летучими и щелочами, находясь под повышенным гидростатическим давлением, проникал по интерстициям и частью трещинам, образуя горизонты, обогащенные

рудными минералами. Это подтверждается не только приуроченностью обогащенных горизонтов к катаклазированным породам, но и наличием местами таких зон катаклаза и рудоотложения, секущих параллельные текстуры пород.

Значительную роль в ходе дифференциации базальтовой магмы, а также и в определении минералогического состава рудных минералов в последнее время придают кислороду. Особенно интересные работы в этом направлении даны Кеннеди (1948, 1955), Осборном (1959), Йодером и Тилли (1962) и другими. Осборн отмечает, что направление дифференциации базальтовой магмы с образованием либо кислых расплавов, либо железистых остатков определяется парциальным давлением кислорода. Безусловно роль кислорода при этом большая, но процесс не может рассматриваться с одних кислородных позиций, ибо в нем участвуют разнообразные компоненты и проявляются различные внешние условия.

Последовательность кристаллизаций рудных минералов, степень вхождения титана в изоморфную смесь титаномagnetита и крхтонита, проявления структур распада твердых растворов определялись температурным режимом, особенно скоростью охлаждения и, видимо, режимом летучих компонентов.

В более ранних наших работах была отмечена особенность дифференциации Патынской магмы, выражающаяся в непрерывном увеличении содержания полевошпатовой извести (по петрохимическим характеристикам А. Н. Заварицкого). Отмечалось, что это явление связано с ассимиляцией магмой известняков, среди которых располагается массив. На проявление этого процесса указывают особенности состава и структуры пород южной приконтактной зоны массива горы Патын, где проявляются своеобразные известково-щелочные породы, близкие к гурьянтам.

Эта ассимиляция приводила к обособлению рудного расплава ввиду повышения роли окисного железа, что ограничивало вхождение железа в кристаллическую решетку железо-магнезиальных силикатов. Часть извести идет также на формирование апатита. Среди местных дифференциатов встречаются породы, относящиеся к эвкритам. Некоторое повышение роли щелочей в процессе рудоотложения видно в образовании на поздних стадиях, после выделения рудных минералов, темноцветных силикатов, содержащих щелочи. Вместе с тем общее относительно невысокое содержание щелочей и воды не обеспечивает высокую подвижность железа, характерную для формирования монцопитсиенитовых и гранитоидных комплексов.

Роль кислорода непрерывно менялась в ходе кристаллизации рудного остатка. После кристаллизации титаномagnetита и ильменита пришла стадия своего рода пост рудных изменений, в которой повышение роли активного кислорода выразилось в окислении ранее образованных минералов и появлении макгемита, гематита и рутида. При этом указанный процесс не сопровождался сколько-нибудь заметным гидротермальным изменением минералов, что указывает на отсутствие влияния воды.

В отдельных участках массивов проявлялось изменение пород, сопровождающееся соссюритизацией, иногда скаполитизацией плагиоклаза и развитием актинолита по темноцветам. В этом случае наблюдается развитие сфена по краям зерен титаномagnetита. Ильменит остается более устойчивым и сохраняется даже при полном замещении титаномagnetита.