

ОБ ИНТРАМАГМАТИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ АПАТИТ-ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ В ГАББРОИДАХ (ВОЛКОВСКИЙ МАССИВ)

Волковская многофазная интрузия представляет собой приподнятую глубинную часть тагильского железоносного вулкано-плутонического комплекса островодужного типа [2]. Выдвинутая с глубин 20-25 км, на что указывают данные пироксеновой барометрии (устное сообщение Ю.А.Полтавца), эта интрузивно-плутоническая составляющая комплекса имеет следующий разрез (снизу вверх): зона ранних габбро-норитов с телами титаномagnetитовых пироксенитов; главная габбровая зона, несущая многокомпонентное оруденение (ее мощность может быть оценена в 5 км); диоритовая зона с рассеянной халькопиритовой минерализацией. На северо-востоке интрузивного поля, принадлежащего главной зоне и соответствующего примерно средней части ее разреза, располагаются титаномagnetитовые габбро (более 15 мас.% FeO) с борнитом и апатитом (Волковское месторождение). Среди их такситовых разностей присутствуют "сплошные" мелко-среднезернистые руды, содержащие более 50 об.% титаномagnetита, сцементированного силикатами, представляющего срастания с разномзернистым апатитом или свободного от него. Рудные габбро с титаномagnetитом (далее для краткости магнетитом) присутствуют и в других частях зоны.

Разрабатываемое Волковское месторождение, не отвечающее классическим типам месторождений в комплексах основных пород, судя по многочисленным публикациям, десятки лет привлекает к себе внимание исследователей. И, тем не менее, для познания природы этого уникального объекта собрано еще немного данных. Предлагаемая работа представляет собой дальнейшее изучение петроструктурных особенностей оруденения Волковского массива, в частности, анализ отношений магнетита и апатита между собой и с породообразующими минералами в следующих группах пород, перечисленных в предполагаемой последовательности образования: мелкозернистых автолитоподобных обособлениях в рудных габбро, нормальных габбро главной зоны, автолитах рудных диоритов, рудных диоритах, автолитах диоритов, диоритах верхней зоны.

Если придерживаться общепринятых представлений о хадакрystalлах пойкилитовых структур как об образованиях наиболее ранних в их построении, то вся проблема генезиса внутригаббрового оруденения конкретизируется. Она сводится к выяснению времени и способа образования рудных минералов в интерстициальной позиции по отношению к породообразующим минералам габбро.

Главная петрографическая особенность габбро Волковского массива, где нормальные габбро содержат 7-10, а рудные более 20 об.% магнетита, состоит в том, что апатит и магнетит, вместе или порознь, часто образуют скопления. В рудных габбро на фоне ассоциации силикатов просматривается цепочечно-петельчатое расположение сближенных зерен в апатит-магнетитовых (с ильменитом) группах. Цепочки зерен этой ассоциации как бы подвешены в свободном пространстве, "поддерживая" друг друга и имитируя пересекающиеся гирлянды, гроздь. Такая группировка апатита и магнетита (или только магнетита) со шлейфами из отдельных разрозненных зерен создает в габбро сотовидный каркас. В узлах его, независимо, приходятся ли они на внутренние части зерен силикатного фона или на их стыки, зерна магнетита и апатита сближены, обычно укрупнены, нередко до пегматоидного облика, магнетитовые преобладают, представляя, по сути, рудную вкрапленность и пятнисто-шлировые выделения.

Графическое выражение структурной и, очевидно, генетической связи между пойкилитово- и интерстициально расположенными зернами апатита и магнетита и, соответственно, сплошность ячеистого каркаса нарастают от офитовых, через аллотриоморфные к такситовым габбро. В диоритах, с их призматическим плагиоклазом, степень выражения упорядоченной позиции апатита и магнетита подобна той, что имеет место в офитовых габбро.

Досиликатное структурирование в габбро по конкретным шлифам реставрируется так: рост взвешенных, сближенных и соприкасающихся кристаллов апатита, нарастание магнетита и ильменита на апатит, примыкание к нему. При образовании подобным образом апатит-магнетитовой ассоциации рудного габбро, переходило в кристаллическое состояние до трети объема расплава, пересыщенного соответствующими компонентами. Одной из причин пересыщения могла быть докристаллизационная дифференциация по схеме [2], усиленная сквозьмагматической миграцией металлоносных глубинных флюидов.

Апатит-магнетитовый кристаллический комплекс, занимавший около трети объема расплава, был достаточно устойчив при последующей цементации силикатами, формировавшимися из остаточного расплава, так как именно в таком объеме он наиболее четко выделяется из структуры габбро.

В условиях силикатного ликвидуса устойчивость апатит-магнетитовой кристаллической структуры обуславливается взаимосвязями индивидов апатита и магнетита. Здесь петрографически фиксируются два крайних случая. Первый - соотвидный каркас состоит почти из одного апатита, плотное обрастание которого магнетитом не оставляет места для последующей внутрикаркасной кристаллизации силикатов; второй - полная цементация силикатами безапатитовых сегрегационных скоплений: округлых, корродированных зерен магнетита, соприкасающихся по касательным или отстоящих друг от друга. Во втором случае магнетитовые зерна скрепляются силикатами с образованием пойкилитовых структур или зернистых. Очень выразительны пойкилитовые структуры, при которых, например, в кристалле пироксена, на срезе площадью 1 кв.см располагается до 30 округлых магнетитовых зерен размером до 3 мм. Некоторые из округлых магнетитов в такой позиции имеют замкнутые или незамкнутые каймы основного плагиоклаза или отделены друг от друга тонкими его перемышками в местах максимального сближения зерен. Плагиоклазовые полуоболочки и перемышки у магнетитов, целиком размещенных в монокристаллах пироксена, могли возникнуть как конечная фаза, соответствовавшая составу микрообъемов расплава, оттесненных в область неизбежного соприкосновения раздвигающейся пироксеновой матрицы и захватываемого ею магнетита.

Еще одним подтверждением досиликатного структурирования в базальтовом расплаве, давшем рудное габбро, одновременно указывающим на неустойчивость этой каркасной структуры при ограниченном количестве нарастающего на апатит магнетита, служат примеры, где растущие силикаты разрушают каркас. Размещение включений в силикатах оказывается беспорядочным. Они просто наполнены зернами апатита и магнетита в таких, например, соотношениях: зерно клинопироксена имеет на срезе площадью 1 кв.см 75 зерен апатита и 15 магнетита; зерно биотита - 70 и 20 соответственно (совпадение суммарных количеств на срезах, вероятно, случайно).

Таким образом, намечаются две главные формы рудообразующего досиликатного структурирования в макрообъемах базальтового расплава. Первая - "апатитовая", каркасная, возникала за счет интенсивного образования в богатой фосфором жидкой матрице зародышей апатита. Хотя кристаллы апатита в каркасе не равновелики, тем не менее в подавляющем большинстве случаев они обладают выраженным по оси "С" удлинением, почти совершенной огранкой. Огранка лучше сохраняется при обрастании апатита магнетитом, несмотря на часто выраженную коррозию последним, чем при включении в силикаты, с которыми он, как и магнетит, имеет общие элементы. Интерстициальные апатит и магнетит оказываются лишь частями упорядоченных групп, оставшимися не захваченными силикатами. Вторая - "магнетитовая" форма досиликатного структурирования заключалась в свободном росте кристаллов магнетита в расплаве, их однонаправленном перемещении вследствие потери гравитационной устойчивости или под воздействием конвекционных токов, неопределенной длительности транспортировке, сопровождавшейся эрозией кристаллов, от граней которых остаются толь-

ко следы, и, наконец, в неуплотненном осаждении. Отсутствие явлений кумулятивного дорастания, эрозия кристаллов, более похожая на растворение и отсутствие новообразованных кристаллов магнетита на месте отложения его зерен-мигрантов, свидетельствуют о том, что ко времени скопления мигрантов условия для кристаллизации магнетита были утрачены, надвигалась кристаллизация силикатов, начинавшаяся в области сегрегаций с клинопироксена. Можно предполагать, что источник сегрегационного магнетита - области расплава, бедные фосфором, где задержанию магнетита не содействовали группировки апатитовых зерен.

Наблюдения позволяют предполагать, что между возникновением апатит-магнетитовой минеральной ассоциации, соответствующим условиям досиликатного ликвидуса, и собственно кристаллизацией силикатов могла существовать некоторая пауза. Переход расплав-порода осуществлялся, по крайней мере, в две стадии. Первая из них оказалась собственно рудообразованием. Вторая, породившая габбровую минеральную ассоциацию, проявилась в остаточном объеме расплава.

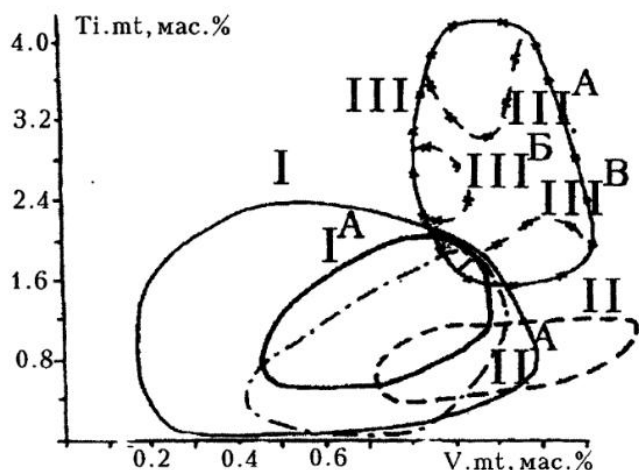
Длительность становления апатит-магнетитового каркаса и консервации его силикатами неопределенна. По-видимому, чем меньше градиент температур (больше глубина нахождения магматической камеры), тем подобный рассмотренному процесс консервации реализуется лучше. Период взаимодействия каркас-расплав - это время снижения температуры расплава от позволяющей кристаллизоваться магнетиту до вынуждающей отлагаться пироксен. В экспериментах с базальтовыми расплавами оно невелико, а сама кристаллизация расплавов как геологический процесс, выражающийся в разнообразии структур пород, не воспроизводится. Тем не менее появляются указания на порядок выделения минералов, отвечающие этому порядку температуры и давления. Возможность досиликатной кристаллизации магнетита из базальтового расплава, что известно и по природным объектам, в экспериментах устанавливается четко [3], причем в двух вариантах: для закрытой системы и условно открытой для железа, создаваемой подшихтовкой магнетитом [4].

Особенностью внутригаббровых титаномagnetитовых руд Волковского месторождения является насыщенность ванадием [8]. Если использовать этот признак при сопоставлении пойкилитовых и интерстициальных магнетитов, то петрографический вывод об их единстве получит подтверждение.

Ванадий и титан принято считать поступившими в магматический магнетит из расплава. Вариационная диаграмма (см. рисунок), составленная по данным микрозондовых определений, демонстрирует две группы составов магнетитов. Проанализирован ограниченный объем каменного материала, тем не менее охвачен весь спектр колебаний содержания ванадия, приведенный в [8]. Первая группа (контуры I-II) - магнетит апатит-магнетитового досиликатного каркаса - распространяется фактически на весь объем пород габбро-диоритового ряда. Имея в массе своей невысокий, устойчивый титан (максимальное содержание TiO_2 в изучавшихся породах габбро-диоритового ряда 1,5 мас.%), она очень разнообразна по содержанию ванадия. В конкретных микропозициях магнетит, включенный в одно зерно порообразующего минерала, тоже неоднороден по ванадию, колебания составляют до 0,45 мас.%. Для рудных габбро контур составов магнетита интерстициального и входящего в автолит не выделяется из поля составов пойкилитового магнетита, что, очевидно, снимает вопрос о принципиальных генетических различиях этих магнетитов. Поля составов магнетитов рудных диоритов в значительной части также не выходят из поля пойкилитовых магнетитов рудных габбро. Особенно сближены составы интерстициальных и автолитовых магнетитов разных групп пород (габбро и кварцевых диоритов) геологически разных фаз интрузии. Вторая группа составов (контур III) - это сегрегационные магнетиты. Их обособленность подтверждает ранее сделанный вывод о том, что безапатитовые сегрегационные скопления магнетита для габбродиоритового комплекса - аномальное явление. Сближенные зерна магнетита, находящие-

Вариации содержаний V и Ti в магнетитах, заключенных в порообразующих минералах и их межзерновых промежутках.

I-III- поля составов магнетита: I-I^A - рудного габбро и его автолита (шлиф Вл-10): I - включенный в силикаты (n-количество проанализированных зерен, n=11), I^A - интерстициальный габбро и его автолита (n=10); II-II^A - рудного кварцевого диорита и его автолита (шлиф Вл-19): II - включенный в силикаты (n=7), II^A - интерстициальный диорита и его автолита (n=8); III - сегрегационного (шлиф 16П/92, зерно клино-пироксена): III^A - n=5, III^B - n=5, III^C - n=4



ся в одном зерне клинопироксена, неся различный титан (контуры III5A-III5B), не сходны и по содержанию ванадия.

Позиции титана и ванадия в расплаве неизвестны, но условия их извлечения из расплава в магнетит примерно могут быть определены. Прежде всего, они представляют собой потребность в элементе для магнетита, удовлетворяющуюся распределением с переходом избытка в остаточный расплав или не обеспеченную им. При кристаллизации магнетита титан мог извлекаться из расплава неравномерно. В локальной области, где формировались магнетиты, поступившие в сегрегации, его извлечение было предельно полным, требовало отношения Ti/Fe порядка 6% при 4-5% по всему габбро-диоритовому комплексу. Полное извлечение отражено не только в высоком содержании титана в магнетите, но и в низкой титанистости цементирующего сегрегации пироксена (0,06-0,09 мас.% TiO_2). Для магнетита апатит-магнетитовой ассоциации требовалось меньше титана, чем могло быть извлечено из его общего содержания в расплаве, достаточно оказалось 3% отношения с железом.

Сложнее обстоит дело с распределением ванадия. Его зависимость от содержания титана в магнетите, скорее, отсутствует. Магнетит апатит-магнетитовой ассоциации, содержащий меньше титана, чем сегрегационный, во многих позициях приближается к последнему по содержанию ванадия.

В породах габбро-диоритового ряда (включая и рудные габбро) содержание V невелико - 0,007-0,031 мас.%, при котором отношение V/Fe составляет 0,08-0,2 мас.%. Чтобы сложилось имеющее место наложение ванадием магнетита сегрегационных руд и рудного габбро отношение, V/Fe в расплаве должно было бы быть порядка 1,4%, 1,1% соответственно. Такой пропорцией исходный расплав, отождествляемый по составу с составом пород, в целом не обладал. Приходится предполагать внутрирасплавную миграцию ванадия. Более того, ванадий обогащал магнетит аномальных участков кварцевых диоритов (рудных кварцевых диоритов, с FeO - 20,1 мас.%), находящийся в них в тех же отношениях с силикатами, какие описаны для рудных габбро (см.рисунок, контур II). Это обогащение железом и ванадием кварцевых диоритов оказывается как бы не согласованным с низкой основностью силикатной составляющей. Досиликатное структурирование предстает как явление, независимое от кремне-основной эволюции силикатного расплава. Оно могло поддерживаться за счет компонентов, привносимых в расплав интрателлурическим флюидным потоком. На базе подобной формы перемещения железа и элементов его группы мог развиваться последующий, скарново-рудный процесс.

Изложенные представления сводятся к двум положениям, важным для понимания природы волковского типа оруденения.

1. Не исключена независимость внутримигматического рудообразования от кремнекислотной эволюции силикатной части магм. Этот вывод в какой-то мере подтверждается анализом специфики петрохимического состава Волковского массива, позволяющим утверждать [1, с.126], "что и минералы (титаномагнетит, апатит) накапливались не в поздних продуктах дифференциации, т.е. не связаны с остаточными расплавами, а кристаллизовались на ранних этапах".

2. Внутримигматическое рудообразование в большей степени подчиняется флюидно-магматическому взаимодействию, чем собственно физическому разделению магматического расплава.

В работах [5-7], касающихся генезиса оруденения в волковских габбро, лишь незначительная часть магнетита и апатита на Волковском месторождении относится к раннемагматической стадии на основании их нахождения в виде включений в породообразующих силикатах, а главная масса магнетитовых руд - к поздне- и постмагматическим. По-видимому, оруденение раннемагматическое имеет более широкое распространение, чем принято думать.

Список литературы

1. Богнибов В.И., Балыкин П.А. Петрохимические особенности Волковского массива (Средний Урал) // Петрохимия рудоносных габброидных формаций. Новосибирск: Наука, 1990. С.118-130.
2. Дымкин А.М., Полтавец Ю.А., Нечкин Г.С. Геолого-петрологические особенности железосных вулканоплутонических ассоциаций. Свердловск, 1982.
3. Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965.
4. Мананков А.В., Шарапов В.Н. Кинетика фазовых переходов в базитовых расплавах и магмах. Новосибирск: Наука, 1985.
5. Фоминых В.Г., Холоднов В.В. Особенности состава апатита и условия образования титаномагнетитового оруденения Волковского габбрового массива на Среднем Урале // Минералы и минеральное сырье Урала. Екатеринбург, 1992. С. 89-98.
6. Холоднов В.В. Хлор и фтор как петро- и рудогенетические индикаторы (на примере Урала): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1993.
7. Холоднов В.В., Чашухина В.А., Краева Ю.П. Особенности режима хлора и фтора в различных типах титаномагнетитового оруденения Урала, связанного с габброидами // Ежегодник-1994 / Ин-т геологии и геохимии. Екатеринбург: УрО РАН, 1995. С.152-157.
8. Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г., Краева Ю.П. и др. О новом типе титаномагнетитового оруденения на Урале // Ежегодник-1992 / Ин-т геологии и геохимии. Екатеринбург: УрО РАН, 1993. С.94-96.