КУШВИНСКО-ВЫСОКОГОРСКАЯ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА И ЕЁ ОТНОШЕНИЕ К ПЛАТИНОНОСНОМУ ПОЯСУ УРАЛА

Г.С. Нечкин

Принципиальным из выдвинутых в [Ефимов, 1999; Смирнов и др., 2003] постановок является представление о вероятной принадлежности ультрамафит-габбровых массивов зоны Платиноносного пояса (ПП) и вмещающих их толщ высокометаморфизованных пород к единому глубинному геологическому телу, протягивающемуся, по крайней мере, через Средний, Северный и Приполярный Урал и представленному в современной структуре в виде блоков с тектоническими ограничениями. Именно на такую предполагаемую региональную целостность массивов «платиноносной габбро-перидотитовой формации» вместе с сопряженными с этими массивами гранитоидами опирался Л.Н. Овчинников, выделяя Главный западный пояс скарново-магнетитовых месторождений Среднего и Северного Урала [Овчинников, 1960]. Этот железорудный пояс приходится на область сочленения зон ПП и Тагильской (ТЗ). Большинство скарново-магнетитовых рудных полей пояса, в которых главной структурообразующей единицей являются гранитоиды вулкано-интрузивных ассоциаций, в плане перекрывают восточные, верхние, части блоков ПП и прилегающие к блокам вулканиты ТЗ. В объёмном выражении существуют две главных формы вхождения рудных полей в структуру блоков ПП. Первая – метасоматическое магнетитовое оруденение глубинных (корневых) частей рудных полей в сопровождении нескарновых метасоматитов накладывается на верхнюю часть метаморфической рамы ультрамафит-габбровых массивов, местами и на сами габброиды ПП, одновременно находясь в лежачем боку структурообразующих гранитоидов (Хорасюрский, Кумбинский, Тагило-Баранчинский блоки). Вторая – гранитоиды скарново-магнетитовых полей входят в блоки ПП таким образом, что занимают в них место верхней метаморфической рамы и контактируют непосредственно с габброидами платиноносной ассоциации (Чистопский, Помурский блоки, возможно, блок Денежкина Камня). В целом, скарново-магнетитовые рудные поля западного пояса, как и блоки ПП, вписываются в сегменты Уральского гравитационного супермаксимума. Их стержневые магматические колонны опираются на плутонические габброиды ПП в местах, где последние несут титаномагнетитовое оруденение непосредственно в габбро или в сопряженных с ним пироксенитах, как бы наращивающее скарново-магнетитовое оруденение снизу, расширяя границы рудоносного пространства.

Вопрос образования большеобъёмного эндогенного оруденения – одно из ключевых в рудогенезе. Для обозначения полной геологической границы рудоносного пространства необходимо моделирование состояния его глубинной части, недоступной прямым наблюдениям, а часто и верхней, утраченной в пострудный период. Это моделирование может базироваться на экстраполяции системных связей, устанавливаемых между структурно-вещественными комплексами, в доступной наблюдениям части рудоносного пространства. Именно такое направление анализа, на основе концепции вулкано-плутонизма, выбрано автором при попытке реставрировать механизм рудообразования, ответственный за возникновение в Тагило-Кушвинском рудном районе крупных скарново-магнетитовых месторождений. Суть концепции состоит в признании вероятного существования в рудоносном разрезе следов пятиэлементной целостной системы прошлого, состоявшей из вертикально взаимосвязанных магматических тел. Составляя вулкано-интрузивно-плутоническую структуру (ВИПС), они принадлежали: 1) вулканическим сооружениям; 2) их подводящим каналам; 3) питавшим каналы магматическим резервуарам – прототипам будущих гипабиссальных интрузий, центральных в палеоструктурах; 4) магмоводам, соединявшим подвулканические резервуары с областями первичного магмонакопления и 5) самим этим областям. Становление вертикальной гаммы магматических тел сопровождалось миграцией глубинных флюидов, оставивших железные руды в различных позициях [Полтавец и др. 2005]. Последнее позволяет рассматривать намеченную целостную систему как рудно-магматическую (РМС). Фактическим материалом для прибли-

зительной реставрации в геологическом разрезе Тагило-Кушвинского рудного района элементов указанной целостной системы служат собственные многолетние наблюдения, многочисленные опубликованные и не опубликованные материалы картирования, разведки и разработки месторождений.

Рудно-магматическая система (рис. 1) охватывает северную часть Тагильского магматического комплекса и описывается базальт-трахитовой ВИПС, принадлежавшей островодужному магматическому центру. Под влиянием коллизионных процессов структура изменила свою палеозойскую пространственную ориентацию. Она наклонилась таким образом, что современный эрозионный срез проходит под острым углом к её первичной осевой вертикальной плоскости. Граничные поверхности в структуре оказываются наклоненными к востоку. Этим срезом вскрывается фактически полный разрез структуры, представленный на модели как первичная вертикальная последовательность. Верхней границей рудоносной части структуры служит область субвулканических тел и куполов субщелочных сиенитов, составляющих одновременно зону перехода от Кушвинского и Высокогорского массивов к вулканогенному разрезу. Этот разрез имеет мощность до 3 км и содержит обширные накопления туфов трахитов, нигде более среди базальт-трахитового комлекса не встречающиеся [Чурилин, Малахова, 1973]. Нижележащие неизлившиеся магматиты, расчетные глубины становления которых составляют 3-5км [Полтавец, 2004; Полтавец и др., 2005], были представлены лакколитоподобной габбро-диорит-сиенитовой интрузией. Её составные части полностью не разделены ни стратифицированными образованиями, ни эрозионными поверхностями. Плутоническая составляющая структуры (предполагаемые элементы 4 и 5 ВИПС) погребена в габбро-гипербазитовых массах Платиноносного пояса, вскрывающихся в её основании (Баранчинский, Волчевский массивы), фактически ими и представлена. В качестве главной системообразующей связи в магматической составляющей РМС выступает её кремнекислотная эволюция.

Сборная интрузия включает группу массивов, сменяющих друг друга по меридиану (с севера на юг): Кушвинский (сиенито-диоритовый), Волковский (габбровый), Черновский (диоритовый), Лайский (габбровый), Высокогорский (сиенито-диоритовый). Диоритовый Черновский массив занимает ядро лакколита. Окружающие его габбровые – главное мезоабиссальное тело. Сиенито-диориты составляли гипабиссальную подкупольную часть лакколита. Они веером распространялись от габбро-диоритового центра, создавая перистые внедрения в окружающий субстрат. От купольной части остались лишь два фрагмента крыльев (массивы Кушвинский и Высокогорский), в которых сохранились фронтальные области сетчатого проникновения (север Гороблагодатского и юг Высокогорского). По латерали в массиве также проявляется зональность, выражающаяся в степени вытеснения проникающей магмой пород субстрата. В высокогорском крыле такую зональность намечает полоса теневых структур, протягивающаяся с некоторой выпуклостью к югу – от Естюнинского месторождения к Лебяжинскому. К северу от этой полосы останцы в массиве встречаются эпизодически. Южнее он наполнен ими. В области перехода выражена тенденция обволакивания диоритами останцов пород роговикового облика, как-бы независимо от положения останца в вертикальном разрезе массива. Внутренними диоритами фиксируется тыловой фронт магмораспространения. Предполагается, что со стабилизацией этого фронта связано начало рудообразования, формирования фактически безсульфидного и малосульфидного скарново-магнетитового оруденения (Естюнинское, Восточно-Выйское и Петраковское месторождения, западный и восточный пояса Лебяжинского). Позиция палеофронта подтверждается расположением вдоль него следующих друг за другом ветвящихся тел порфировидных диоритов, связанных с внутренними неравномернозернистыми диоритами постепенными переходами.

К югу от палеофронта интрузивный массив сужается. Сужение происходит за счет ступенчатого смещения вверх по разрезу (к востоку) границы лежачего бока. Габбро и габбро-диоритовая зоны на юг не продолжаются. Здесь, в области их выклинивания, располагается Ново-Естюнинское месторождение. В целом, южная часть массива предстает как область торможения процесса магматического внедрения. Интрузия здесь, судя по представленному на современной поверхности (частному) эрозионному срезу, фактически оказывается сетчатой, с обилием обстановок пря-

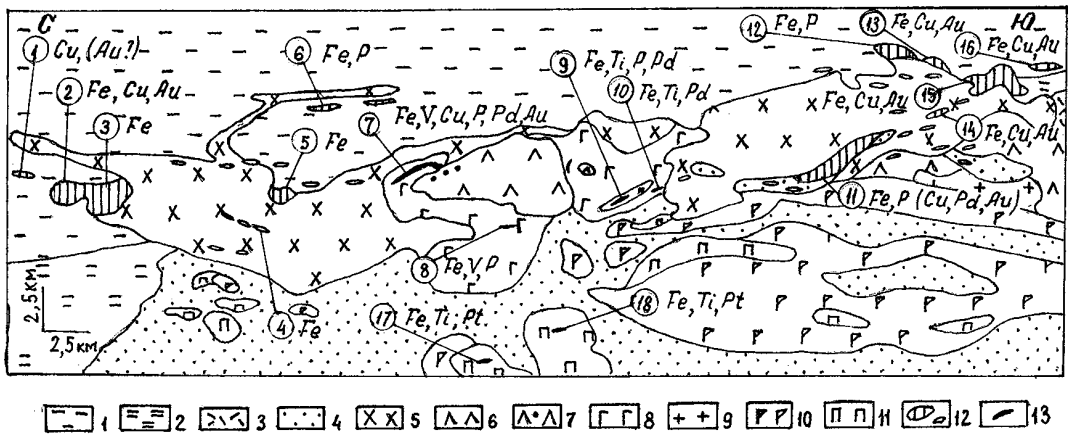

Рис. 1. Модельный меридиональный разрез Кушвинско-Высокогорской вулкано-интрузивно –плутонической структуры (ВИПС), отождествляемой с железоносной рудно-магматической системой (составлен по материалам Тагильской ГРЭ с дополнениями)

1-4 – вулканическая составляющая ВИПС: 1 – надинтрузивная область: туринская и тагило-кушвинская свиты, нерасчлененные; 2-4 – подинтрузивная область: 3– именновская и гальянская свиты, 4 – полиметаморфические породы. 5-8 – интрузивная составляющая ВИПС: 5 – сиениты и сиенито-диориты Кушвинского и Высокогорского массивов; 6 – диориты Черновского и Долгогорского массивов, 7 – сульфидизированные автолиты в диоритах; 8 – габбро. 9 -11 – плутоническая составляющая: 9 – гранитоиды, 10 – габброиды, 11 – пироксениты. 12-13 – железооруденение: 12 – постмагматическое, 13 – магматическое. Цифры и индексы на рисунке – номера месторождений, состав их руд. 1 – Половинкинская группа – скарновые эпидозиты с халькопиритом, предполагаемым Au; трещинные и гнездовые формы; уровень гороблагодатской толщи тагило-кушвинской свиты. 2 – Северо-Гороблагодатское – руды магнетит-малосульфидные и сульфидно-магнетитовые, в т.ч. меденосные с Au; пластовые формы в окружении скаполитовых метасоматитов, часто сопровождающие автономные тела микросиенитов. 3 – Гороблагодатское – руды магнетитовые и магнетит-малосульфидные; мощные пласты и рудные штоки в сопровождении скарнов, вдающиеся в верхний эндоконтакт интрузии вдоль системы апофиз. 4 – Надеждо-Коммерческая группа – серия карбонатных ксенолитов с магнетитовыми рудами в магнезиальных скарнах; центральная часть интрузии. 5 – Валуевское – магнетитовые руды в магнезиальных скарнах и флогопитовых метасоматитах по карбонатным породам глубокого провеса кровли интрузии; пластовые формы, облегающие экзоконтакт; особенность – флогопит-пирротиновые линзы, мощностью до 10 м. 6 – Осокино-Александровское – магнетитовые и магнетит-малосульфидные руды с апатитом среди скаполитовых метасоматитов; пластовые формы под нижней, экранирующей поверхностью сопутствующего интрузии крупного силла. 7 – Волковское – титаномагнетитовые с апатитом кумулятивные руды; пластовые формы в верхнй части тела расслоенных габбро ранней фазы интрузии; телескопированное позднемагматическое медносульфидное оруденение [Нечкин и др. 2003] с платиноидами и Au. 8 – Лиственное – титаномагнетитовые с апатитом кумулятивные руды без существенной медносульфидной минерализаци; мелкопластовые формы в средней части тела расслоенных габбро ранней фазы интрузии. 9 – Баронское – титаномагнетитовые, местами с апатитом, кумулятивные руды с пироксенитовым сопровождением; мелкопластовые формы в нижней части тела расслоенных габбро ранней фазы интрузии; ассоциируют с зонами рассеянной платиноидной минерализации [Волченко и др. 2000] во вмещающих габбро. 10 – Клюевское – малые тела титаномагнетитов в расслоенных габброидах, несущих платиноидную минерализацию [Аникина и др. 2003]. 11 – Естюнинское – магнетитовые, апатит-магнетитвые и магнетит-малосульфидные руды в нескарновых и скарновых метасоматитах, формировавшихся по породам полиметаморфического основания интрузии и по самой интрузии; многочисленные субпластовые тела, залегающие согласно с инъекционными мигматитоподобными формами, составляющими нижний эндоконтакт интрузии; особенности – меденосные фации подавлены, многочисленные пегматоидные формы рекристаллизации метасоматитов и руд, последнее может рассматриваться как свидетельство особо термостатированных условий становления месторождения в нижнем экзоконтате интрузии. 12 – Лебяжинское – магнетитовые, апатит-магнетитовые и магнетит-малосульфидные руды в экзо- и эндоскарнах в контактах апофиз сиенитов; преобладают рудные штоки. 13 – Южно-Лебяжинское – магнетит-сульфидные, в т.ч. меденосные руды с золотом; пластовые, надстраивающие друг друга формы в скарнах и скаполитовых метасоматитах по вулканогенно-карбонатным породам, отдаленный экзоконтакт интрузии. 14 – Выйское – магнетит-сульфидные, в т.ч. меденосные руды в скарнированных известняковых ксенолитах среди сиенитов; унаследованные от ксенолитов формы, известны и пластообразные залежи; центральная часть сиенитовой интрузии.15 – Высокогорское – магнетитовые и магнетит-сульфидные маломедистые руды с Au [Мурзин и др. 1997] преимущественно в апокарбонатных скарнах и непосредственно в известняках; протяженные пластовые залежи многоуровневого размещения в сложных экзоконтактах сиенитов. 16 – Меднорудянское – южное продолжение Высокогорского месторождения, магнетит-сульфидные меденосные руды; пластообразные тела в известняках; отдаленный экзоконтакт сиенитовой интрузии. 17 – Синегорское – серии титаномагнетитовых горизонтов в пироксенитах. 18 – Шумихинское – одиночные титаномагнетитовые горизонты в пироксенитах.

мого контакта магматических масс с известняком. Здесь в массовом порядке проявляется скарновое оруденение. Особенность его – небольшие масштабы и очаговость развития.

Скарново-магнетитовое оруденение сопровождало веерные внедрения на всем интервале глубинности их проявления. От центральной части купола лакколита остались малые сиенитовые интрузивные формы, около которых также проявлялось скарновое оруденение. В целом, оруденение охватывало сиенит-диоритовую часть лакколита по образующей. Сейчас сохранились: в областях оконечности крыльев лакколита – Гороблагодатское, Высокогорское, Меднорудянское, в прикупольной части – Валуевское, в подошве – Выйское и Естюнинское месторождения.

По образующей лакколита разнообразны формы взаимодействия магматических масс с породами рамы. В области лежачего бока выделяются краевые мигматиты двух типов: 1) »внутриинтрузивной» инъекции типа диорит в габбро, сиенит в диорите, с преобладанием уплощенно-линзовых форм (нескарновые и скарновые гнейсовидные магнетитовые с апатитом метасоматиты Клюевско-Естюнинской зоны); 2) мигматизации с согласными проникновениями диоритового и диорит-сиенитового состава в породы рамы, со сменой стрессовых форм метасоматоза блочными (нескарновые и скарновые магнетитовые метасоматиты Южно-Естюнинской зоны). Структурно выше, в области заложения сиенитовых крыльев лакколита, проявлен магматический захват многочисленных отторженцев пород рамы. В ксенолитах, согласно с их ориентацией, развиваются скарновые и нескарновые магнетитовые метасоматиты (Надеждо-Коммерческая зона), в которых проявляется и зональность: от магнетитовых к медно-магнетитовым (Выйская зона). Здесь, по-видимому, рассредоточенность магматического давления влекла за собой и рассеивание флюидных потоков. Тем не менее, и в этих условиях, в связи с отдельными скрытыми протяженными выносами интрузии, возможно появление сближенного масштабного магнетитового оруденения, обогащенного медью. На прикровлевую область лакколита приходится обстановка прямой интрузии флюидизированного материала, близкого к известково-щелочным сиенитам. Обстановки фронтального магматического давления сиенитов (нависающий контакт) максимально благоприятны для тотальных экзоконтактовых преобразований, с магнетитовым оруденением, выраженным в крупноблочных и столбчатых формах (Гороблагодатское, менее – Высокогорское месторождение). Во всех обстановках последовательно нарастает насыщение магнетитового оруденения медью.

Общее направление внедрения интрузивных масс, по-видимому, было ориентировано тангенциально к палеоповерхности и в западном направлении. Их фронтальная западная часть утрачена, вероятно, утрачена и значительная часть оруденения в форме самостоятельных месторождений. Оставшиеся – тоже подверглись разрушению, о чем свидетельствуют большие объёмы валунчатых руд. Вулкано-интрузивная часть ВИПС создавалась порционными магматичаскими поступлениями. Это может указывать на существование в прошлом относительно стабильного глубинного магматического очага, а накапливавшиеся в пределах структуры руды железа и меди, сера, фосфор, платиноиды и золото – о размещении этого очага в пределах интрателлурического флюидного потока.

Внедряясь, интрузивные массы пропускали рудогенные флюиды. Их внутриинтрузивное перемещение происходило в направлении интрудирования. В том же направлении осуществлялось истечение рудогенных растворов после замедления (остановки) движения магматической каши, в наведенном ею тепловом поле. Пути миграции флюидов фиксируются в краевых сиенитах пространственно устойчивыми минерализованными зонами. Эти зоны в районе подкупольной части лакколита, где текстура сиенита массивна, занимали секущее положение к непосредственному контакту интрузии (Валуевское месторождение), а в области лежащего бока использовали краевую трахитоидность сиенитов (Выйское, Естюнинское). В принципе, области истечения флюидов и охвата окружающего субстрата, в объёмном толковании превосходили области рудоотложения, руды оказывались в ареале воздействия флюидов на среду, вмещающую интрузию. Часто они занимали краевую позицию в этих ареалах. Проявлялась струйность. Струи, их центральные «долгоживущие» зоны, насыщались рудогенными компонентами, в первую очередь железом. На весь ареал металла как бы не хватало. Он продолжал поступать по центру флюидного потока, освобождавшему-

ся от механического и химического противодействия субстрата. В центре закладывался, а затем утверждался рудный «столб» или подобный ему элемент неоднородности в накапливавшейся рудной массе, в целом, стремившейся использовать анизотропию субстрата. Так формировались рудные штоки (раздувы), вложенные в пластовые залежи.

Естюнинское месторожение, где в южной части недавно выявилась серия новых рудных зон, кулисно поднимающихся вдоль образующей лакколита, указывает на одну из главных генетических проблем Тагила: возможно, известные отработанные и отрабатываемые месторождения не автономны. Они могли в прошлом сливаться между собой в уничтоженном эрозией околоинтрузивном пространстве. Остатки такого слияния могут иметь место по скатыванию к востоку интрузии, вдоль её образующей, на условных линиях между Естюнинским, Высокогорским, Лебяжинским, Гороблагодатским и Валуевским месторождениями и вдоль собственно лежачего бока от Естюнинского к Баронскому.

От интрузивной части ВИПС к плутонической прослеживается габбровый стержень с магматическими железными рудами: волковскими, баронскими, синегорскими, где снизу вверх поисходит замена сопряженного с железными рудами платинового оруденения палладиевым. В железных рудах фиксируются следы кумулятивных и конвективных явлений, которые могли быть свойственны как нижним частям интрузии, так и плутоническим составляющим ВИПС. Оконтуренные месторождения габбрового стержня, по-видимому, представляют собой не первично самостоятельные образования, а части иных, тектонизированных рудных скоплений, облик которых ещё предстоит восстановить.

Список литературы

Аникина Е.В., Русин И.А., Филиппова В.Н. и др. Благороднометальное оуденение в ультрамафитах Волковской интрузии на Среднем Урале: минералы и минеральные парагенезисы // Ежегодник-2002. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 250-260.

Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Неустроева И.И. и др. Основные минералого-геохимические черты нового Баронского типа золото-палладиевых руд Урала // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 148-157.

Ефимов А.А. Платиноносный пояс Урала: тектоно-метаморфическая история древней глубинной зоны, записанная в её фрагментах // Отечественная геология. 1999. № 3. С. 31-39.

Мурзин В.В., Сазонов В.Н. Сульфидная золото-кобальт-медная минерализация Высокогорского скарново-магнетитового месторождения (Урал) // Ежегодник-1996. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. С. 168-170.

Нечкин Г.С., Полтавец З.И. Некоторые генетические особенности медных руд с благороднометальной минерализацией на Волковском месторождении (Средний Урал) // Ежегодник-2002. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 286-290.

Овчинников Л.Н. Контактово-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1960. 495 с.

Полтавец Ю.А. Возможные физико-химические параметры формирования габброидов Волковского массива (Средний Урал) // Ежегодник-2003. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 187-189.

Полтавец Ю.А. К вопросу о физико-химических условиях формирования Кушвинского диорит-сиенитового массива (Средний Урал) // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 140-141.

Полтавец Ю.А., Полтавец З.И., Нечкин Г.С. К вопросу о зависимости состава рудных ассоциаций от глубины их образования и окислительно-восстановительных условий (на примере железорудных месторождений Тагило-Кушвинского рудного района) // Ежегодник-2004. Екатериненбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 142-147.

Смирнов В.Н., Ферштатер Г.Б., Иванов К.С. Схема тектоно-магматического районирования территории восточного склона Среднего Урала // Литосфера. 2003. №2. С. 40-56.

Чурилин Н.С., Малахова Л.В. История формирования эффузивных и интрузивных членов базальт-трахитовой ассоциации в Тагильском прогибе на Среднем Урале // Труды ИГГ УНЦ АН СССР. Вып. 100. Свердловск, 1973. С. 171-177.