

Геология и особенности генезиса Качканарского рудного поля (Средний Урал)

Юлия Васильевна ВОЛОДИНА^{1, 2*}

¹АО «ЕВРАЗ Качканарский горно-обогатительный комбинат», Качканар, Свердловская область, Россия

²Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия

Аннотация

Актуальность работы. Качканарское рудное поле приурочено к Качканарскому ультрабазит-базитовому плутону и расположено в зоне сопряжения двух крупных геологических структур Среднего Урала – палеоконтинентальной и палеоостроводужной. Качканарский дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс представлен ассоциацией платиноносных дунитов, оливинитов, клинопироксенитов, оливиновых и амфиболовых габбро. Анализ разноплановых исследований массивов и титаномagnetитового оруденения показал эволюцию разнообразных представлений как о формировании собственно вмещающих ультраосновных пород рудного поля, так и о происхождении титаномagnetитов. Несмотря на это, и в настоящее время осталось много вопросов и проблем для последующих исследований, в том числе с учетом современных данных, полученных в период эксплуатации Гусевогорского и Собственно-Качканарского месторождений. В частности, по вопросу генезиса Качканарского рудного поля единого мнения до сих пор нет.

Цель исследования – определить геодинамическую позицию и генезис Качканарского рудного поля в связке со становлением Качканарского ультрабазит-базитового плутона в свете современных данных.

Методы исследования. Для решения задачи по определению особенностей генезиса Качканарского рудного поля использовались комплексный анализ, систематизация и обобщение данных о строении рудной залежи, характере распределения минеральных разновидностей руд, их минеральном и химическом составе по архивным и текущим геологическим материалам – планам, разрезам, результатам рядового опробования, документации керна, отбору и исследованию проб из скважин разведочного и взрывного бурения.

Результаты и выводы. По мнению автора, механизм образования Качканарского массива был следующим: при расплаве пород слэба в верхней мантии отделился сгусток полурасплавленных пород из смеси осадочных пород, офиолитов и толеитовых базальтов, который поднимаясь вверх, приподнимал породы мантийного клина. При застывании массива породы мантии образовывали дуниты, а на контакте с вмещающими породами за счет метасоматического замещения происходило образование пироксенитовой оболочки. При дальнейшем подъеме массив раскололся на две части. При этом происходила частичная ассимиляция пироксенитов и их фельдшпатизация. Габброидная магма в полупластичном состоянии продолжала подниматься вверх, срывая интрузивные контакты и образуя роговики и кытлымиты. Кроме того, внедрение габбро вызвало интенсивную амфиболитизацию (уралитизацию) пироксенитов с перекристаллизацией титаномagnetита, выносом титана и образованием зерен ильменита. В результате дифференциации в магматической камере последними из остаточных расплавов застывали габбронориты, выход которых наблюдается в центральной части Качканарского массива. Это вызвало выделение остаточных растворов, что привело к сосюритизации плагиоклаза габбро и образованию пород жильной серии – габбро-пегматитов и плагиоклаз-рогообманковых плагиоклазитов. Плагиоклазовые мономинеральные кварц-плагиоклазовые жилы связаны, по-видимому, с внедрением по тем же каналам пород диоритовой серии, которые наблюдаются вблизи габбро-пироксенитовых интрузий на других телах платиноносного пояса. А вблизи Качканарского массива наблюдаются на некотором удалении северо-восточнее. Таким образом, можно говорить о сложной истории, полигенности и полихронности формирования месторождения.

Ключевые слова: титаномagnetит, дунит, клинопироксенит, габбро, генезис месторождений, полигенность, полихронность.

Введение

Качканарское рудное поле приурочено к Качканарскому ультрабазит-базитовому плутону и включает два месторождения – Собственно-Качканарское и Гусевогорское, сближенных в пространстве, но различающихся

внутренним строением и технологическими свойствами руд. Качканарский интрузивный массив входит в состав Платиноносного пояса Урала (ППУ) [1–3]. Данная структура (пояс) приурочена к зоне сопряжения двух крупных

✉ ainoai@mail.ru

 <https://orcid.org/0000-0003-1156-957X>

геологических структур Среднего Урала – палеоконтинентального сектора (Кваркушский мегаблок), представленного выклинивающимся к востоку фундаментом Русской платформы, перекрывающегося отложениями пассивной континентальной окраины (венд–нижний палеозой), и палеоостроводужного сектора, сложенного в основном вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями нижнего-среднего палеозоя (Тагильский мегаблок). А также сутурным швом между ними, связанным с Главным Уральским глубинным разломом (ГУГР). Научные геологические исследования данного региона первоначально проводились с целью исследования месторождений платины ППУ, но начиная с 1930-х гг. широко охватили и железорудные месторождения [4–7].

Особенности строения Качканарского рудного поля

По особенностям внутреннего строения ультрабазитовые массивы ППУ делятся на два основных типа – концентрически-зональные и линейно-блоковые. Типичными представителями концентрически-зональных ультраосновных массивов (КЗУМ) до середины XX в. считались уральские. Однако с открытием и изучением массивов юго-востока Аляски в англоязычной литературе они получили название зональных массивов аляскинского типа [8]. В настоящей работе используется компромиссный вариант – массивы урало-аляскинского типа. В пределах ППУ выделяются два типа концентрически-зональных массивов: автономные тела (Нижнетагильский, Светлоторский, Вересовоборский массивы) и тела, структурно собранные в блоки с габброидными массивами (Качканарский, Павдинский и др.) [9]. Практически все эти массивы внедрены в метаморфизованные до зеленосланцевой фации вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы позднеордовикского возраста Тагильского синклиория (прогиба) [5]. Вокруг массивов наблюдаются ореолы кытлымитов, представляющих собой мигматиты симатического ряда [10], образованные по роговикам в результате их диафорических изменений в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

О. К. Иванов [11] предполагает, что материалом данных комплексов послужила толеитовая магма, прошедшая докристаллизационную дифференциацию на дунитовую и габброноритовую составляющие в островодужную стадию развития земной коры. Ю. А. Волченко и др. [2] считают, что формирование массивов происходило при взаимодействии андезитовой магмы из выплавлявшихся в мантии пород слэба с породами «мантийного клина». Е. В. Хаин и Д. Н. Ремизов [12] предполагают образования ультрабазит-базитовых комплексов при обдукции спредингового хребта на активную континентальную окраину, что приводит к разрыву субдуцируемой литосферы, подъему разогретой мантии (астеносферного окна) и ее внедрение в породы активной континентальной окраины.

Геодинамическое положение зональных массивов ППУ трактуется с трех точек зрения: субплатформенные рифтогенные образования, островодужные образования и образования активной континентальной окраины. При этом массивы часто имеют сорванные тектонические контакты с вмещающими породами. Однако наличие по периферии ореолов вулканитов, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, свидетельствует о про-

странственной связи ультрабазитовых массивов и вулканогенных, вулканогенно-осадочных пород окружения островной дуги.

Предполагаются различные механизмы образования ультрабазит-базитовых массивов. Реститовый – внедрение в твердопластичном состоянии сформировавшихся интрузий в верхнюю кору в виде диапира. Магматический – внедрение и дифференциация в магматической камере.

Дуниты при этом относят к породам, образовавшимся из пород верхней мантии или дифференцированной базальтовой магмы.

Относительно образования клинопироксенитов существуют две точки зрения: метаморфогенная – клинопироксениты являются контактово-метасоматическими породами, образующимися в результате взаимодействия дунитовой расплава на вмещающие вулканиты (клинопироксенитовые скарны); магматическая – клинопироксениты являются самостоятельной, более поздней магматической фазой, воздействующей на дуниты с образованием верлитов метасоматического происхождения.

В тектоническом отношении данный район приурочен к приосевой части Уральской складчатой системы и входит в состав Тагильского прогиба. Он представляет собой редуцированную палеоостроводужную структуру, по Главному Уральскому разлому сопряженную с Восточно-Европейским палеоконтинентом, и относится к Западно-Тагильской зоне Тагильской структурно-формационной мегазоны. В его строении принимают участие структурно-вещественные комплексы (СВК) нижнесреднепалеозойского структурного этажа.

Западная часть зоны сложена метаморфизованными породами углеродисто-терригенной и базальтовой формаций Выйского СВК (пальничнинская и выйская свиты), сформировавшимися в среднем-позднем ордовике в условиях океанической впадины и пассивной окраины. В дальнейшем породы подверглись мощным дислокациям в зоне Главного Уральского глубинного разлома вплоть до образования низкотемпературных зеленосланцевых динамометаморфитов (сутурная зона ГУГР).

Восточнее к ним примыкает сложный гетерогенный СВК, являющийся меланократовым основанием разреза островной дуги. Он состоит из пород базальт-долеритовой, дунит-клинопироксенит-габбровой, габброноритовой и подчиненной им габбро-плагиигранитовой формаций предположительно позднеордовикского возраста. Все перечисленные образования структурно совмещены в составе цоколя преддугового поднятия и в разной степени метаморфизованы в субдукционную стадию (Мариинский метаморфический комплекс). Выше по разрезу залегает СВК позднеордовикско-раннесилурийской юной вулканической дуги, сложенный субаквальными вулканитами базальт-риолитовой формации (кабанская свита). Базальтоиды свиты, датируемые поздним ордовиком, образуют структуры типа линейных гряд с генеральным пологим падением на восток.

Здесь же распространена область зрелой вулканической дуги, разбитая на многочисленные полигональные тектонические блоки с наложенными синформными и антиформными структурами. По составу представляет

собой комплекс вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород (павдинская, именновская и туринская свиты). Вулканиды имеют базальтовый, андезитобазальтовый, и базальт-трахитовый состав, в отдельных случаях с повышенной щелочностью. Осадочные породы в составе комплекса представлены известняками задугового моря. Широко развиты субвулканические образования, образующие совместно со стратифицированными единую вулканическую ассоциацию. Они залегают в виде штоков, даек, силлов.

Качканарский дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс впервые выделен В. А. Решитько [13]; представлен ассоциацией платиноносных дунитов, оливинитов, клинопироксенитов, оливиновых и амфиболовых габбро, слагающих большинство массивов Платиноносного пояса Урала. В данном районе массивы качканарского комплекса расположены в ее осевой части и представлены как крупными плутонами, так и мелкими телами простого и сложного строения. По принятой официально геодинамической классификации комплексов [14], к ним относятся Вересовоборский, Светлоборский, Качканарский массивы. В составе качканарского комплекса выделяют две фазы: к первой относятся дуниты и оливиниты, ко второй – клинопироксениты, оливиновые пироксениты и габброиды. Расположенные здесь двухфазные массивы с дунитовыми ядрами имеют овальную форму и относительно небольшие размеры: Вересовоборский, Светлоборский. Расположенный восточнее однофазный Качканарский массив представляет собой крупный, сложнопостроенный плутон. Качканарский массив размещается среди образований Мариинского метаморфического комплекса, слагая совместно с ними региональное поднятие, выдвинутое вдоль западного фланга силурийской вулканической дуги, а Светлоборский и Вересовоборский массивы залегают среди пород Выйского СВК.

С запада расположен Восточносалатимский разлом, входящий в систему ГУГРа как его крайняя восточная ветвь и ограничивающий Тагильский мегаблок. На широте Качканарского массива от его отщепляется Простокышский разлом. Он представляет собой западновергентный крутопадающий взброс вдоль западной периферии массива. Разлом является естественной границей между метаморфитами зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций (отложения выйской свиты и мариинского комплекса соответственно) и обновлен в позднемезозойское время. Восточнокачканарский разлом ограничивает с востока Качканарский тектонический блок и представляет собой западновергентный крутопадающий сброс. Разлом является восточной естественной границей метаморфитов эпидот-амфиболитовой фации (мариинский, качканарский и тагило-кытлымский комплексы).

Качканарский массив слагает одноименную горную грядку. Форма массива в плане близка к овалу, диаметром около 11 км, в плане имеет изометричное строение с падающей к центру псевдостратификацией брахисинклинального типа. Западная и юго-западная его части имеют северо-восточное падение, а южная – северное падение под углом 40–50°. Северо-восточная и восточная части интрузивного комплекса имеют преимущественно крутое

(70–80°) северо-восточное и восточное падение. Северная часть интрузивного комплекса характеризуется южным и юго-западным падением под углом от 40 до 85°.

В гравитационном поле массиву отвечает положительная аномалия, которая имеет изометричную форму с амплитудой 50 мГл. Магнитное поле контрастно-дифференцированное с полосовидным размещением многочисленных высокоинтенсивных (более 2000 нТл) положительных аномалий, подчеркивающих в общих чертах концентрически-зональное строение массива. Обобщенный контур магнитных аномалий в целом совпадает с его внешними границами. Эпицентр же гравитационной аномалии смещен от центра массива к востоку, т. е. он имеет крутое восточное погружение. По данным геофизики, форма массива близка к опрокинутому усеченному конусу с наклоном оси на восток под углом 70–80°. Вертикальная мощность тела 12 км. Концентрическое строение подчеркнуто полукольцевой формой рельефа, ясно выраженной на МАКС, и подтверждается линейной ориентировкой породообразующих минералов.

Массив сложен оливиновыми, амфиболовыми и пироксен-амфиболовыми габбро, которые вмещают два крупных обособленных массива клинопироксенитов серповидной формы. Габброиды занимают пространство между пироксенитовыми массивами и окаймляют их в периферических частях. В контактах пироксенитовых тел с габбро отмечается интенсивная амфиболитизация, приводящая к образованию амфиболитизированных пироксенитов и горнблендитов.

Пироксенитовые тела – Собственно-Качканарское на западе, проявляющееся в рельефе в виде горной гряды с вершинами Северный и Южный Качканар, и восточное – Гусевогорское, расположенное в предгорьях Качканара (горы Большая и Малая Гусева). Расчетная вертикальная мощность клинопироксенитов 1,5–2 км в пределах фронтальной дуги. К указанным телам клинопироксенитов приурочены промышленные залежи малотитанистых ванадийсодержащих титаномагнетитовых руд [1].

Генезис Качканарского рудного поля

Происхождение руд спорно, имеется несколько гипотез образования – от позднемагматической до гидротермальной. В составе этих руд главными рудными минералами являются титаномагнетит, магнетит, ильменит и ульвошпинель. К числу главных нерудных минералов относятся моноклинный пироксен (диопсид или диаллаг), оливин, роговая обманка, ромбический пироксен, серпентин, второстепенных – эпидот, хлорит, шпинель (плеонаст), тальк. В отдельных случаях наблюдаются также зоны сульфидизации, на верхних горизонтах встречаются зоны выветривания. Наблюдаются дайки плагиоклазитов (сложены плагиоклазом с примесью кварца и амфибола). Руды Качканарского массива в основном имеют вкрапленный характер, иногда встречаются сплошные руды в виде шпиров, жил и линз.

Западное тело клинопироксенитов имеет сложное строение; северная, юго-восточная и центральная его части сложены магнетитовыми диаллаговыми разностями, иногда со шпинелью и плагиоклазом [14]. Оливиновые и оливинсодержащие клинопироксениты слагают широкое поле размером 1,5 × 4,5 км в южной части массива. Оливи-

ниты и верлиты образуют согласные линзы, реже секущие жилы в основном в юго-западной части. Тело окружено кытлымитами и габброидами, прорывающими и замещающими клинопироксениты. Конжакиты приурочены к восточному и северному контакту массива с габброидами. В западной части широко развиты пироксенит-пегматитовые жилки до 20–30 см мощностью, сопровождаемые крупнозернистыми магнетитовыми жилами. В клинопироксенитах встречается полосчатость, проявляющаяся в шпирово-полосчатом распределении рудных выделений. Оруденение (Собственно-Качканарское месторождение) приурочено к диаллаговым пироксенитам и оливинитам.

Восточное тело (Гусевогорское) практически полностью сложено клинопироксенитами и располагается среди кытлымитов и габброидов. Контакты массива с кытлымитами резкие, с зонами милонитизации, закатынными обломками и блоками клинопироксенитов в кытлымитах. По-видимому, Гусевогорский массив является одним из выходов Качканарского плутона, тектонически выдвинутым во вмещающие породы и окруженным на глубине габброидами, выходящими на поверхность в юго-восточной части [5]. Отдельные участки центральной части сложены диаллаговыми пироксенитами, к которым и приурочено титаномагнетитовое оруденение. Западный блок расположен среди габбро и в основном представлен диаллаговыми и плагиоклазовыми пироксенитами. В центральной, северо-восточной и юго-западной части на значительных площадях развиты оливиновые пироксениты, характеризующиеся пониженным содержанием титаномагнетита, чаще всего безрудные. Среди них верлиты и оливиниты образуют сравнительно небольшие тела вблизи контакта с диаллаговыми пироксенитами. Контакты пироксенитов с габбро резко выражены. Жильный комплекс массива представлен плагиоклазитами (мономинеральными, кварцевыми, роговообманковыми), реже – габбро-аплинтами и гусевитами.

Амфиболитизация оливиновых габбро сопровождается увеличением кальциевости клинопироксена от 45 до 49 % и уменьшением железистости от 29 до 24 %. Сравнение нормативных составов оливинового габбро и амфиболовых габбро, образовавшихся по ним, указывает на слабую декальцитизацию первичных пород с параллельным выносом глинозема. Амфиболитизация клинопироксенитов широко проявлена в Качканарском массиве, степень ее в целом невысокая, содержание роговой обманки составляет 10–25 %. Вдоль контактов клинопироксенитов и габбро развиты горнблендиты, последние отмечаются также в виде узкой каймы на границе ксенолитов клинопироксенитов в плагиоклазитовых жилах. Расчет температур равновесия парагенезиса клинопироксен + роговая обманка + магнетит в клинопироксенитах Качканарского массива с использованием ильменит-магнетитового, клинопироксен-амфиболового и амфибол-плагиоклазового геотермометров указывает на образование титаномагнетитовой минерализации при температурах 700–800 °С, а амфиболсодержащих парагенезисов – 700 °С.

Начальный этап метаморфизма выражен в перекристаллизации пород в условиях гранулитовой фации с полной утратой исходных структур. Второй этап, отвечающий условиям амфиболитовой фации, характери-

зуется рядом устойчивости минералов в парагенезисе с амфиболом: оливин ® ортопироксен ® клинопироксен ® амфибол. Подобная смена парагенезисов соответствует многократно экспериментально подтвержденной температурной зональности метаморфизма.

Габброиды и гипербазиты качканарского комплекса не имеют аналогов среди вулканических образований вмещающего СВК, но по данным К. С. Иванова, относятся к глубинным аналогам зрелой островной дуги (Именновской формации), претерпевшим глубокие высокотемпературные изменения (перекристаллизация, водный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации) [15]. То есть можно предполагать, что возраст массива силурийский и он происходит из выплавливавшихся в мантии пород слэба, погружавшегося к востоку. А в данную формацию он был внедрен в результате тектонических движений. Так как вмещающие породы мариинской свиты имеют более низкую температуру метаморфизма, соответствующую эпидот-амфиболитовой фации, то возможна протрузия габброидов во вмещающие породы в полужидком состоянии. Об этом свидетельствуют кытлымиты, образующие вокруг данных массивов прерывистые ореолы различной ширины (до первых сотен метров).

Кытлымиты представляют собой тонкополосчатые, тонкоплойчатые породы, сложенные соссюритом и актинолитом с примесью зерен эпидота, хлорита, карбонатов. В них присутствуют реликтовые участки исходного субстрата с микроделеритовой структурой. В кытлымитах встречаются небольшие тела милонитизированного габбро с постепенными взаимопереходами, тектонические отторженцы клинопироксенитов, полосы тонкозернистых амфиболитов. Реже кытлымиты слагают небольшие единичные участки внутри клинопироксенитовых массивов. При этом они часто разрушены, а породы вдоль контактов перематы и раздроблены.

Возраст пород качканарского комплекса определяется условно как позднеордовикский по положению их в геологическом разрезе и в соответствии с «Легендой Среднеуральской серии...» [5]. Абсолютный возраст флогопитов и амфиболов из пород Светлоборского массива, по многочисленным определениям, отвечает интервалу 415–432 млн лет; возможно, он отражает время образования этих минералов в связи с метаморфизмом амфиболитовой ступени. В свою очередь, этот этап совпадает по времени с формированием силурийской островной дуги и, очевидно, обусловлен мощным тепловым потоком в пределах фронтальной дуги.

Отсутствие дунитов в чистом виде и кольцевой зональности в Качканарском ультраосновном массиве выделяет его из других изометричных массивов. При этом магнетитовые пироксениты находятся в центре, а оливиновые пироксениты приурочены к краям массива. О. К. Иванов считает, что эта зональность связана с уровнем эрозионного среза и тектонических взбросов. А В. Г. Фоминых связывает это с тем, что диаллаговые пироксениты развиваются по оливиновым от центра и отдельные тела верлитов и оливиновых пироксенитов в центре – это остаточные реликты метасоматоза. Тем более что, по данным В. Г. Фоминых, П. И. Самойлова и др. [10] пироксениты подразделяются на две группы: 1) пироксениты неизме-

ненные, с повышенным содержанием глинозема, двуокиси титана и железа; 2) пироксениты оливиновые с повышенным содержанием магния.

Но, по мнению автора, возможно, обратная зональность объясняется как внедрением различных типов дифференцированной магмы, так и (в некоторой степени) вторичной оливинитизацией пироксенитов при внедрении базальтовой магмы и формировании массивов габбро.

Формирование Собственно-Качканарского месторождения, по-видимому, происходило на меньшей глубине в условиях более быстрого охлаждения, что обусловило преобладание мелкозернистых пород.

Становление Качканарского массива сопровождалось интенсивным магматическим течением, обусловившим полосчатую текстуру рудных диаллагов и габбро. Внедрение магмы габброидного состава вызвало интенсивную уралитизацию пироксенитов в периферических частях Гусевогорского массива и обогащение их плагиоклазом.

В настоящее время из-за вскрытия карьером обнажен ряд контактов между различными породами. Это позволило более достоверно установить взаимоотношения пород и их положение в массиве.

По мнению автора, механизм образования Качканарского массива был следующим. При расплаве пород слэба в верхней мантии отделился значительный (до нескольких километров) ступок полурасплавленных пород – смеси осадочных пород, офиолитов и толеитовых базальтов. Отрыв, по-видимому, связан не с полным расплавлением, а с механическим разрывом. За счет архимедовой силы данный кусок поднимался вверх, приподнимая породы мантийного клина. Начало процесса приходится на середину силура (лландовери–венлок). Наиболее жидкая часть пород мантии проникала в верхнюю часть океанической коры, проплавливая ее по ослабленным зонам в виде вытянутых штоков. При этом застывающие породы мантии образовывали дуниты, а на контакте с вмещающими породами за счет метасоматического замещения происходило образование пироксенитовой оболочки. Так образовались тела Светлоборское и Вересовоборское. Данные тела характеризуются повышенной платиноносностью и хромитоносностью.

Менее текучие породы, частично смешанные с породами слэба, внедрялись в виде пироксенитового штока, по тем же путям, но менее глубоко. Подпираемый снизу уже расплавившимися породами слэба, близкими по составу к габброидам, частично застывший (в приконтактной части) пироксенитовый комплекс внедрялся во вмещающие породы в виде диапира. При застывании пироксенитовой магмы происходила дифференциация расплава с выделением оливина и образованием первичного оливинового пироксенита. В конечную стадию кристаллизации в центральной части образовались криптозернистые верлиты и оливиниты, имеющие вид отдельных линз и участков, которые значительно серпентинизированы. Остаточный оливиновый расплав в верхней части был обогащен рудными компонентами, за счет которых содержание рудных минералов в оливинитах может достигать 30–35 %. В нижней части верлиты и оливиниты в основном безрудные, иногда встречаются верлиты рудные, с выделе-

ниями магнетита графической структуры, что говорит об одновременной кристаллизации рудного и силикатного расплава в зажатой среде. Среди диаллаговых пироксенитов встречаются ксенолиты оливиновых пироксенитов, как правило, безрудные и частично перекристаллизованные в атакситовые оливиновые пироксениты. Контакт с диаллаговыми пироксенитами реакционный. Размеры ксенолитов оливиновых пироксенитов, встречающихся на участке, от 0,5 мм до 40–50 м. Обычно такой контакт сопровождается обогащением магнетитом в виде шлиров и гнезд. Окончательным этапом кристаллизации диаллаговых рудных пироксенитов являются пегматиты магнетит-пироксенового состава и жильные пироксениты (гусевиты).

Габброиды продолжали давить на пироксенитовый диапир, разорвали его на две части (западную и восточную) и приподняли восточную часть выше. При этом происходила частичная ассимиляция пироксенитов и их фельдшпатизация. Вдоль тектонически ослабленных контактов диапира габброидная магма в полупластичном состоянии продолжала подниматься вверх, срывая интрузивные контакты и образуя роговики и кытлымиты. Кроме того, внедрение габбро обусловило интенсивную амфиболитизацию (уралитизацию) пироксенитов с перекристаллизацией титаномагнетита, выносом титана и образованием зерен ильменита. Это вызвало интенсивный распад титаномагнетита (структуры распада твердого раствора), снижение содержания магнетита сидеронитовых вкрапленников за счет роста переотложенного магнетита в виде тонких пластинок по плоскостям спайности вторичной роговой обманки (уралита) и вынос ванадия в амфиболы.

Выделяющиеся при кристаллизации магмы растворы вызывали изменения пироксенитов и уже застывших пород интрузии. Под действием первой волны растворов произошла оливинитизация диаллаговых пироксенитов на окраинах массива. Контакт вновь образованных оливиновых пироксенитов на краях массива часто нечеткий, явно носит постмагматический тектонический характер и сопровождается зонами дробления и интенсивно насыщен жилами плагиоклазового состава, что может говорить о вторичной оливинитизации диаллаговых пироксенитов.

В восточной части Главного карьера вскрыт контакт между габбро и пироксенитами. Габбро явно внедрились позднее пироксенитов, а на контакте наблюдаются зоны смятия и катаклаза. Габбро на контакте с пироксенитами амфиболитизировано (кытлымит), а в свою очередь пироксениты обогатились плагиоклазом (конжакиты и плагиоклазовые пироксениты). Особенно это хорошо заметно в Западном рудном теле Гусевогорского месторождения, расположенном среди пород габбрового комплекса, где плагиоклазовые пироксениты имеют мощность более 500 м. По-видимому, этот массив представляет собой реликт пироксенитов, не до конца ассимилированный габбро.

В результате дифференциации в магматической камере последними из остаточных расплава застывали габбронориты, выход которых наблюдается в центральной части Качканарского массива. Это вызвало выделение остаточных растворов, что привело к соссюритизации

плаггиоклаза габбро и образованию пород жильной серии – габбро-пегматитов и плаггиоклаз-рогообманковых плаггиоклазитов. Плаггиоклазовые мономинеральные и кварц-плаггиоклазовые жилы связаны, по-видимому, с внедрением по тем же каналам пород диоритовой серии, которые наблюдаются в непосредственной близости габ-

бро-пироксенитовых интрузий на других телах Платиноносного пояса, а в районе Качканарского массива наблюдаются на некотором удалении северо-восточнее.

Таким образом, можно говорить о сложной истории, полигенности и полихронности формирования месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бузмаков В. Н., Володина Ю. В. Влияние массовой доли ильменита в руде Гусевгорского месторождения на качество производимого концентрата // Научные основы и практика переработки руд и техногенного сырья: материалы XXIII МНТК, проводимой в рамках XVI Урал. горнопромышл. декады. Екатеринбург: Форт Диалог-Исеть, 2018. С. 174–177.
2. Волченко Ю. А., Иванов К. С., Коротеев В. А., Оже Т. Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа. Ч. I // Литосфера. 2007. № 3. С. 3–27.
3. Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала // Труды ИГЕМ АН СССР. 1962. Вып. 65. 319 с.
4. Высоцкий Н. К. Месторождения платины Исковского и Нижнетагильского районов на Урале // Труды Геолкомитета. Новая серия. 1913. Вып. 62. 694 с.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. второе. Сер. Среднеур. О-40-XII (Качканар): объяснит. записка / Л. И. Десятниченко [и др.]. Екатеринбург: ГФУП УГОМЭ, 2001.
6. Дюпарк Л. Платина и платиновые месторождения на Урале // Горный журнал. 1913. Т. 1. № 2. С. 78–86.
7. Иванов О. К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала (минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 1997. 488 с.
8. Карпинский А. П. О вероятном происхождении коренных месторождений платины уральского типа // Изв. АН СССР. Сер. Геология. 1926. Т. 20. № 1-2. С. 159–170.
9. Нечухин В. М., Волченко Ю. А., Андреев М. И. Генетические типы титаномагнетитовых месторождений // Ежегодник-1974 / Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1975. С. 84–88.
10. Walton M. S. Jr. The Blashke Island ultrabasic complex with notes on related areas in southeastern Alaska // Transactions of the New York Academy of Sciences. 1951. Vol. 13. P. 320–323. <https://doi.org/10.3133/ofr5129>
11. Фоминых В. Г., Краева В. П., Ларина Н. В. Петрология и рудогенезис Качканарского массива. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 84 с.
12. Хаин Е. В., Ремизов Д. Н. Шесть типов ультрабазит-базитовых комплексов в складчатых сооружениях или проблема существования астеносферных окон под континентальными окраинами, испытавшими обдукцию офиолитов // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: материалы третьей междунар. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2009. С. 237–242.
13. Решитько В. А. Геологическое строение Качканарского габбро-перидотитового массива на Среднем Урале // Материалы I науч. конф. аспирантов. Ростов-на-Дону, 1959. С. 58–64.
14. Рупасова З. В. Качканарское месторождение титаномагнетитовых руд // Горный журнал. 1948. № 5. С. 3–6.
15. Иванов К. С. Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строения Урала: дис. ... д-ра геол.-минерал. наук в форме науч. доклада. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 1998. 252 с.

Статья поступила в редакцию 15 апреля 2024 года

Geology and features of the genesis of the Kachkanar ore field (Middle Urals)

Yuliya Vasil'evna VOLODINA^{1, 2*}

¹JSC "EVRAZ KGOK", Kachkanar, Sverdlovsk region, Russia

²Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia

Abstract

Relevance. The Kachkanar ore field is confined to the Kachkanar ultramafic-mafic pluton and is located in the junction zone of two large geological structures of the Middle Urals – paleocontinental and paleo-island arc. The Kachkanar dunite-clinopyroxenite-gabbro complex is represented by an association of platinum-bearing dunites, olivinites, clinopyroxenites, olivine and amphibole gabbros. Analysis of diverse studies, such as massifs, as well as titanomagnetite mineralization, showed the evolution of effective ideas about the development of the host ultrabasic rocks of the ore field, as well as the origin of titanomagnetites. Despite this, there are currently many questions and challenges for research. In particular, there are still no simple opinions on the origin of the Kachkanar ore field.

The purpose of the research. It is necessary to determine the geodynamic position and genesis of the Kachkanar ore field in connection with the formation of the Kachkanar ultrabasic-mafic pluton according to modern data.

Research methods. To solve this problem, we used a comprehensive analysis, systematization and generalization of data on the development of the ore deposit based on archival and current geological materials – plans, sections, results of routine sampling, core documentation, sampling and examination of samples from exploratory and blasting drilling wells.

Results and conclusions. The mechanism of formation of the Kachkanar massif was as follows: When the slab rocks melted in the upper mantle, a clot of semi-molten rocks separated from a mixture of sedimentary rocks, ophiolites and tholeiitic basalts, which, rising upward, lifted the rocks of the mantle wedge. When the massif solidified as a result of metasomatic transformation, dunites were formed in the mantle, and a pyroxenite rim formed at the contact with the host rocks. With further ascent, the massif split into two parts. At the same time, partial assimilation of pyroxenites and their feldspathization occurred. Gabbroid magma in a semi-liquid state continued to rise upward, tearing off intrusive contacts and forming hornfels and kytlymites. The introduction of gabbro caused intense amphibolitization (uralitization) of pyroxenites with recrystallization of titanomagnetite, removal of titanium and the formation of ilmenite grains. As a result of differentiation in the magmatic zone of the latter, gabbro-norites solidified from residual melts, the release of which is observed in the central part of the Kachkanar massif. It's caused the release of residual solutions, which led to the saussuritization of plagioclase and the formation of forms of the residential series – gabbro-pegmatites and plagioclase-hornblende plagioclases. Plagioclase monomineral quartz-plagioclase veins expand, apparently, with the appearance of diorite series rocks through the same channel, which are observed near gabbro-pyroxenite intrusions on other bodies of the platinum belt. And near the Kachkanar massif they are observed at some distance to the northeast. Thus, we can talk about the complex history, polygenicity and polychronicity of the deposit.

Keywords: titanomagnetite, dunite, clinopyroxenite, gabbro, genesis of deposits, polygenicity, polychronicity.

REFERENCES

1. Buzmakov V. N., Volodina Yu. V. 2018, Influence of the mass fraction of ilmenite in the ore of the Gusevogorsk deposit on the quality of the produced concentrate. Scientific foundations and practice of processing ores and technogenic raw materials: Proceedings of the XXIII International Scientific and Technical Conference, held within the framework of the XVI Ural Mining and Industrial Decade. Ekaterinburg, pp. 174–177. (*In Russ.*)
2. Volchenko Yu. A., Ivanov K. S., Koroteev V. A., Auger T. 2007, Structural and material evolution of the Ural Platinum Belt complexes during the formation of Ural-type chromite-platinum deposits. Part I. Litosfera [Lithosphere], no. 3, pp. 3–27. (*In Russ.*)
3. Vorobyova O. A., Samoiloova N. V., Sveshnikova E. V. 1962, Gabbro-pyroxenite-dunite belt of the Middle Urals. Proceedings of the IGEM USSR Academy of Sciences, issue 65, 319 p. (*In Russ.*)
4. Vysotsky N. K. 1913, Platinum deposits of the Isovsky and Nizhny Tagil regions in the Urals. Proceedings of the Geological Committee. New series, issue 62, 694 p. (*In Russ.*)
5. Desyatnichenko L. I. [et al.]. 2001, State Geological Map of the Russian Federation, scale 1:200,000. Second edition. Series: Sredneur. O-40-XII (Kachkanar): Explanatory note. Ekaterinburg. (*In Russ.*)

✉ ainoai@mail.ru

 <https://orcid.org/0000-0003-1156-957X>

6. Duparc L. 1913, Platinum and platinum deposits in the Urals. *Gornyy zhurnal* [Mining journal], vol. 1, no. 2, pp. 78–86. (In Russ.)
7. Ivanov O. K. 1997, Concentrically zonal pyroxenite-dunite massifs of the Urals (mineralogy, petrology, genesis). Ekaterinburg, 488 p. (In Russ.)
8. Karpinsky A. P. 1926, On the probable origin of the primary deposits of platinum of the Ural type. *Izvestiya Akademii Nauk SSSR. Seriya Geologiya* [News of the USSR Academy of Sciences. Geology Series], vol. 20, no. 1-2, pp. 159–170. (In Russ.)
9. Necheukhin V. M., Volchenko Yu. A., Andreev M. I. 1975, Genetic types of titanomagnetite deposits. Yearbook-1974. Institute of Geology and Geochemistry, Ufa Scientific Center of the USSR Academy of Sciences. Sverdlovsk, p. 84. (In Russ.)
10. Walton M. S. Jr. 1951, The Blashke Island ultrabasic complex with notes on related areas in southeastern Alaska. *Transactions of the New York Academy of Sciences*, vol. 13, pp. 320–323. <https://doi.org/10.3133/ofr5129>
11. Fominykh V. G., Kraeva V. P., Larina N. V. 1987, Petrology and ore genesis of the Kachkanarsky massif. Sverdlovsk, 84 p. (In Russ.)
12. Khain E. V., Remizov D. N. 2009, Six types of ultramafic-mafic complexes in folded structures or the problem of the existence of asthenospheric windows under continental margins that have experienced the obduction of ophiolites. Ultramafic-mafic complexes of folded regions and related deposits: Proceedings of the III international conference. Ekaterinburg, pp. 237–242. (In Russ.)
13. Reshitko V. A. 1959, Geological structure of the Kachkanar gabbro-peridotite massif in the Middle Urals. Proceedings of the I scientific conference of postgraduates. Rostov-on-Don, pp. 58–64. (In Russ.)
14. Rupasova Z. V. 1948, Kachkanarskoe deposit of titanomagnetite ores. *Gornyy zhurnal* [Mining journal], no. 5, pp. 3–6. (In Russ.)
15. Ivanov K. S. 1998, Main features of the geological history (1.6–0.2 billion years) and structure of the Urals, PhD thesis. Ekaterinburg, 252 p. (In Russ.)

The article was received on April 15, 2024