Томское отделение Российского минералогического общества
Томский государственный университет
Кафедра минералогии и геохимии

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ АЗИИ

Выпуск 2

Томск
2013

Восточно-Саянской никель-платиноносной провинции // Вестник ТГУ.– 2012. – № 363. – С. 214–218.
24. Смагин А.Н., Ренжин А.В. Новые данные по магматизму и рудоносности бассейна нижнего течения р. Агул // Рудоносность магматических формаций Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. – С. 24–33.
25. Справочник по геохимии / Г.В. Войткевич, А.В. Кокин, А.Е. Мирошников и др. – М.: Недра, 1990. – 480 с.
26. Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Мишенина М.А. Петрохимическая типизация ультрамафитов Идарского зеленокаменного пояса Канского блока (Восточный Саян) // Геохимия. – 2010. – № 2. – С. 126–150.

УЛЬТРАМАФИТЫ КИНГАШСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

А.И. Чернышов, М.А. Мишенина
Томский государственный университет, г. Томск
e-mail: aich@ggf.tsu.ru

Кингашский рудный район, на территории которого расположено одноименное Cu-Ni-Pt–месторождение, находится в северо-западной части Канской глыбы, которая представляет собой один из раннедокембрийских кристаллических выступов Сибирской платформы в пределах ее юго-западной окраины. Эта структура является реликтом древнего кратона, неоднократно переработанного более поздними протерозойскими и фанерозойскими процессами разных тектоно-магматических циклов [7]. Выходящие на поверхность кристаллические массивы этого кратона оконтуривают раннедокембрийскую гранит-зеленокаменную область, образованную метаморфизованными осадочно-вулканогенными толщами, включающими мелкие субсогласные тела ультрамафитового и мафит-ультрамафитового состава и более поздние крупные интрузии плагиогранитоидов трондьемит-тоналитового состава. Канская гранит-зеленокаменная структура по своим размерам сопоставима с мигматит-гранулит-гнейсовыми комплексами, которыми сложена большая часть Бирюсинской глыбы и другие блоки Иркутского Присаянья, а также Южно-Енисейский кряж [7].

Метаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи Идарского зеленокаменного пояса Канской глыбы, в пределах которого располагается Кингашский рудный район, сложены амфиболитами, плагиоклаз-амфиболовыми кристаллосланцами (метабазитами), стратифицированными тремолит-серпентиновыми, тальк-тремолит-серпентиновыми, нередко оливинсодержащими ультрамафитами (коматиитами), парагнейсами (грауваккамии), ортогнейсами (метавулканитами кислого и среднего состава) с горизонтами мраморов и кварцитов [7]. Характерной особенностью пояса является его насыщенность многочисленными телами ультрамафитов,

объединяемых в два комплекса: кингашский и идарский. Кингашский комплекс объединяет гипабиссальные и субвулканические ультрамафитовые тела, которые, можно рассматривать в качестве подводящих каналов для трещинного излияния коматиит-базальтовых расплавов [6]. Идарский комплекс включает реститовые ультрамафиты, трассирующие сутурные швы тектонически сближенных покровов.

Канская гранит-зеленокаменная область является типичной раннедокембрийской металлогенической провинцией, аналогичной провинциям Балтийского щита, блока Йилгарн западной Австралии, юга Южно-Африканского щита и Канады, с которыми связаны Cu-Ni, платиноидные и Au месторождения [4, 5, 8, 9].

Ультрамафиты кингашского комплекса представлены линзовидными телами, которые обычно имеют северо-западное простирание и являются конкордантными к структуре пород обрамления. Они представлены магматическими породами дунит-верлит-пикритовой ассоциации: включающими дуниты, верлиты, их серпентинизированные разности, а также разнообразные по составу метапикриты. Характерной особенностью этих пород является наличие в них кумулятивных и бластопорфировых структур, свидетельствующих об их образовании в гипабиссальных и субвулканических условиях. Такое разнообразие петрографического состава ультрамафитов предполагает наличие промежуточных магматических камер, в которых происходила дифференциация исходного высокомагнезиального магматического расплава пикрит-коматиитового состава. При этом дифференциация расплава, очевидно, осуществлялась, главным образом, гравитационной отсадкой оливина в неоднократно возникающих промежуточных камерах [4].

Наиболее представительным и эталонным объектом этого комплекса является Кингашский массив, который неоднократно изучался многими исследователями [1, 6, 13]. Согласно нашим представлениям [10, 12, 13, 14] ультрамафитовая часть разреза массива сложена, главным образом, кумулятивными дунитами и их серпентинизированными разностями, при этом верлиты и пикриты пользуются очень ограниченным распространением. Выделяемые породы не обнаруживает какой-либо стратификации в массиве, а распределяются хаотично Можно предположить, что образование ультрамафитового тела осуществлялось в магматической камере в условиях активной тектонической обстановки, когда режим сжатия периодически сменялся растяжением. В моменты растяжения, очевидно, происходило пульсационное внедрение в камеру по образовавшимся в ней ослабленным зонам неоднородных по составу ультраосновных расплавов, которые возникли в результате магматической дифференциации в глубинных промежуточных магматических очагах. Габброиды, перекрывающие ультрамафиты, представляют собой последующую, оторванную по времени, фазу внедрения. При этом наблюдаемые на контакте ультрамафитов и габброидов габбро-пироксениты, клинопироксениты, вероятно, являются реакционными образованеиями. Габброиды имеют довольно однородный состав и, вероятно,

возникли в результате одного акта внедрения, при незначительной дифференциации основного расплава на месте его кристаллизации. Габброиды интенсивно метаморфизованы и по минеральному составу и структуре отвечают матагаббро, реже амфиболитам. Габброиды встречаются также в виде многочисленных даек в ультрамафитах, где они представлены амфиболизированными метабазитами и амфиболитами. Многочисленные дайковые и жильные тела гранитоидов были внедрены в ультрамафиты и габброиды с явным временным перерывом. Их формирование сопровождалось интенсивной серпентинизацией дунитов с образованием антигоритовых серпенинитов и, нередко, метасоматических образований, сложенных антигоритом, тремолитом, хлоритом, флогопитом и карбонатом.

Установленные на исследуемых участках ультрамафиты кингашского комплекса имеют неоднородный петрографический состав. На Верхне-Кингашском участке они представлены, главным образом, дунитами, их серпентинизированными разностями и являются очень близкими ультрамафитам, слагающим Кингашский массив. На Куевском участке, в отличие от Кингашского и Верхне-Кингашского, ультрамафиты характеризуются значительным разнообразием петрографического состава. Они представлены дунитами, верлитами, их серпентинизированными разностями и неоднородными по составу метапикритами. На Кусканакском участке ультрамафиты кингашского комплекса представлены, преимущественно, различными по составу метапикритами, при подчиненной роли серпентинитов. Такое разнообразие ультрамафитов кингашского комплекса на исследуемой территории, вероятно, обусловлено значительной степенью дифференцированности исходных магматических расплавов коматиит-пикритового состава и глубиной их кристаллизации.

Ультрамафиты идарского комплекса представлены телами линзовидной формы и являются конформными к структуре вмещающих пород. Однако в отличие от кингашского комплекса они сложены метаморфическими ультрамафитами дунит-гарцбургитовой ассоциации, характерных для нижней части офиолитовых комплексов [3]. Характерной особенностью пород этой ассоциации является наличие в них гранобластовых и порфирокластовых структур, свойственных для метаморфических пород. Ультрамафиты идарского комплекса являются реститовыми образованиями, которые, вероятно, были выведены в верхние этажи литосферы по эшелонированным глубинным надвигам, обрамляющих с юго-запада Сибирскую платформу.

В результате тектонических процессов ультрамафиты обоих формационных типов нередко оказываются пространственно совмещенными.

Ультрамафиты кингашского комплекса по петрографическому составу подразделяются на следующие основные разновидности: дуниты, верлиты и пикриты. При этом для дунитов и верлитов характерны кумулятивные структуры, в которых количество минералов кумулусной фазы более 50%, чаще составляет 70–85%. Кумулусная фаза в первых представлена оливином, а интеркумулусная – тремолитом, рудными минералами, реже хлоритом, бруситом, флогопитом и тонкозернистым полуизотропным антигорит-

хлоритовым агрегатом. В верлитах клинопироксен может присутствовать в качестве минерала интеркумулусной фазы, либо наряду с оливином слагает кумулятивные зерна. В дунитах и верлитах с интеркумулусным клинопироксеном оливин являются наиболее магнезиальными (Fa≈15%), а клинопироксен представлен клиногиперстеном, очевидно, что эти породы являются наиболее ранними дифференциатами пикрит-коматиитового расплава. В верлитах с кумулятивным клинопироксеном железитость оливина возрастает (Fa≈22%), а клинопироксен по составу соответствует диопсиду. Эти верлиты, очевидно, образовались из более дифференцированного и железистого магматического расплава. Для пикритов характерна порфировая структура, количество вкрапленников в них составляет менее 50 %. Пикриты, вероятно, кристаллизовались из более дифференцированных расплавов, так как в них количество наиболее ранних выделившихся кристаллов не достаточно велико для образования кумулятивных структур, а хватает лишь для формирования порфировых структур. При этом составы оливинов и клинопироксенов в пикритах, обычно оказываются близкими таковым в верлитах с кумулятивным клинопироксеном. Однако в некоторых пикритах клинопироксен представлен клиногиперстеном. По минеральному составу вкрапленников пикриты подразделяются на следующие разновидности: оливин-амфиболовые, оливин-пироксен-амфиболовые, пироксен-амфиболовые и амфиболовые. Их последовательность также, очевидно, отражает увеличение степени дифференцированности магматических расплавов, из которых они кристаллизовались. Таким образом, дуниты, верлиты и пикриты образуют непрерывный тренд, между ними наблюдаются постепенные переходы, обусловленные количественными вариациями кумулусной и интеркумулусной фаз. Формирование выделяемых разновидностей, очевидно, связано с дифференциацией исходного единого коматиит-пикритового расплавова в промежуточных магматических очагах в процессе отсадки, главным образом, оливина и, реже, клинопироксена. В дальнейшей эволюции расщепленные порции кашеобразных расплавов, состоящих из кумулусных зерен оливина, клинопироксена и интеркумулусной жидкости находящихся в различных количественных соотношениях, внедрялись в близповерхностные горизонты земной коры. При этом состав интеркумулусного расплава также был очень неоднороден, что находит отражение в разнообразии минералов интеркумулусной фазы и их количественных соотношениях.

Первичные дуниты и верлиты очень редко сохраняют свежий облик. Обычно они в различной степени серпентинизированы вплоть до образования серпентинитов. Выделяются два последовательно проявившихся этапа серпентинизации. Первый этап осуществлялся автометасоматическими процессами с образованием псевдоморфоз лизардита по кумулятивным зернам оливина, поэтому в измененных породах хорошо сохраняется исходная кумулятивная структура. Второй этап аллометасоматический, он, очевидно, значительно оторван по времени от момента образования исходных пород и связан как с внедрением кислых интрузивных тел, так и с процессами регионального метаморфизма. В результате ультрамафиты претерпели

перекристаллизацию с образованием антигорита на месте исходных зерен оливина, либо псевдоморфоз лизардита по оливину. Этот процесс проявился очень неравномерно, о чем свидетельствуют значительные вариации в породах количественных соотношений лизардита и антигорита. Перекристаллизация способствовала редуцированию исходной кумулятивной структуры до ее полного уничтожения. При этом в сохранившихся интерстициях возрастает роль хлорита, брусита, антигорита в тесном срастании с рудными минералами. Для антигоритовых серпентинитов часто характерно присутствие карбонатов.

Ультрамафиты идарского комплекса представлены, главным образом, дунитами, гарцбургитами и их серпентинизированными разностями. Они по своему минералогическому составу и структурным особенностям оказываются близки метаморфическим дунитам и гарцбургитам Оспинского массива [2]. Для них характерны гранобластовые и порфирокластовые структуры, в отличие от ультрамафитов кингашского комплекса с их кумулятивным строением. Оливины в породах кингашского комплекса и Оспинского массива представлены форстеритами, а ромбические пироксены – энстатитом, при этом оба минерала в сравниваемых объектах по своему составу оказываются близкими. Оливины и энстатиты в породах идарского комплекса имеют повышенную железистость. В энстатитах изменяется соотношение волластонитовой и ферросилитовой составляющих (Wo/Fs), для идарского комплекса оно составляет ≈0,04, а для Оспинского массива – ≈0,20, при этом содержание энстатитовой составляющей в обоих объектах примерно равно 90 %. Отмечаются отличия и по составу хромшпинелидов, так в породах идарского комплекса они имеют пониженную хромистость и, преимущественно, представлены хромпикотитами. В породах Оспинского массива их хромистость выше и они соответствуют хроммагнетитам. Такое отличие главных породообразующих минералов, очевидно, связано с меньшей степенью деплетированности реститовых ультрамафитов идарского комплекса, по сравнению с ультрамафитами Оспинского массива.

Дуниты и гарцбургиты идарского комплекса также редко сохраняют свой свежий облик, они обычно в различной степени серпентинизированы и нередко преобразованы в серпентиниты. Иногда в них сохраняются признаки гранобластовых структур, подчеркиваемых тонкими жилками магнетита, обрамляющих полигональные псевдоморфозы серпентина по оливину. В серпентинитах идарского комплекса, наряду с лизардитом и антигоритом, значительным распространением пользуется хризотил, какую-либо отчетливую последовательность в их образовании не всегда удается установить. Чаще всего серпентиниты этого комплекса в значительной степени перекристаллизованы и имеют антигоритовый состав.

Ультрамафиты обоих комплексов часто преобразованы в метасоматические породы, обычно на контакте с кислыми интрузивными телами. Их петрографический состав очень разнообразен, они сложены одним, двумя и более минералами, главными из которых являются серпентин, тремолит, тальк, хлорит, кальцит, отмечаются брусит, флогопит и др.

Анализ химического состава ультрамафитов кингашского и идарского комплексов показал их отчетливые различия. Эталонным объектом для сравнения ультрамафитов кингашского магматического комплекса нами рассматривается одноименный Кингашский массив [13], а для идарского реститового – Оспинский [2], представляющий собой фрагмент нижней части Восточно-Саянского офиолитового покрова. Ультрамафиты обоих комплексов отчетливо различаются по своему вещественному составу [14, 15].

Ультрамафиты кингашского комплекса являются неоднородными образованиями, однако фигуративные точки их составов чаще всего соответствуют полям составов ультрамафитов эталонного кингашского массива. Их точки преимущественно обособляются в непрерывные тренды: так с возрастанием железистости пород и увеличением в них магния, соответственно, уменьшается количество никеля и кальция. А по содержанию кремнезема и титана для них устанавливается прямая зависимость. По соотношению хрома и титана ультрамафиты кингашского комплекса отчетливо разделяются на две группы, первая из них представлена дунитами, а вторая – верлитами и пикритами. Такое разнообразие петрографического состава ультрамафитов кингашского комплекса и непрерывное распределение их фигуративных точек на бинарных диаграммах, очевидно, обусловлено неоднородной магматической дифференциацией исходного коматиит-пикритового магматического расплава, осуществлявшейся в промежуточных глубинных очагах и последующим внедрением производных расплавов на место их кристаллизации.

Ультрамафиты идарского комплекса, также как и Оспинского массива, характеризуются близкими и очень низкими содержаниями кальция и титана. Однако они различаются по содержанию магния, кремнезема и хрома. Так, для идарских ультрамафитов характерны повышенная железистость, более высокие содержания кремнезема и низкие – магния и хрома, что может быть связано с меньшей степенью деплетированности мантийного субстрата в условиях меньших глубин формирования.

Ультрамафиты кингашского комплекса, согласно результатам петроструктурного анализа оливина и клинопироксена, сформировались в условиях ламинарного течения магматического расплава в режиме медленной скорости ($\varepsilon<10^{-6}c^{-1}$) и уменьшения температуры ($T\approx1200–800°$ C) под структурным контролем внешнего поля напряжения.

Ультрамафиты идарского комплекса, по данным петроструктурного анализа оливина, претерпели метаморфические преобразования в условиях прогрессивного регионального метаморфизма в режиме повышения температур (750–1000° C) и невысокого напряжения (10–20 МПа) с образованием гранобластовых структур. В активных динамических зонах они подвергались интенсивному пластическому течению в режиме широкого интервала температур (500–850° C) и высоких напряжениях (100–200 МПа) при возрастающей скорости деформации и увеличения роли синтектонической рекристаллизации, что способствовало формированию порфирокластовых структур.

Таким образом, на исследуемой территории Кингашского рудного района нами впервые предложены петрографический и петрохимический критерии разделения ультрамафитов на два генетически различных комплекса: кингашский магматический дунит-верлитовый и идарский реститовый дунит-гарцбургитовый. Наибольший интерес представляют потенциально рудоносные ультрамафиты кингашского комплекса, в которых повышенные значения рудных компонентов связаны с медно-никелевой сульфидной минерализацией. Однако, в свою очередь, ультрамафиты кингашского комплекса имеют очень пестрый петрографический состав, отражающий различную степень кристаллизационной дифференциации исходного коматиит-пикритового магматического расплава. Наиболее благоприятными для оруденения являются дуниты, которые представляют собой наиболее ранние дифференциаты и с которыми связано Кингашское месторождения благородных металлов, никеля и меди. Верлиты и пикриты, очевидно, менее благоприятны для оруденения, так как основная масса рудных компонентов, очевидно, была сосредоточена в более магнезиальном расплаве, насыщенном кумулятивными зернами оливина. Последующие метаморфогенные преобразования ультрамафитов могут способствовать разубоживанию, перераспределению и сегрегации ценных компонентов, как это было показано для ультрамафитов Кингашского массива [11, 13].

Литература

1. Глазунов О.М. Кингашский массив // Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири. – Новосибирск 1995. – С. 53–63.
2. Гончаренко А.И., Чернышов А.И. Деформационная структура и петрология нефритоносных гипербазитов. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1990. – 200 с.
3. Колман Р.Г. Офиолиты. – М.: Мир, 1979. – 269 с.
4. Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита. – Л.: Наука, 1988. – 192 с.
5. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. – М.: Мир, 1983. – 390 с.
6. Корнев Т.Я., Еханин А.Г. Эталон Кингашского базальт-коматиитового комплекса (Восточный Саян). – Новосибирск, 1997. – 89 с.
7. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикова Е.В., Пономарчук В.А. Строение, состав и условия формирования метаосадочно-вулканогенных комплексов Канского зеленокаменного пояса (СЗ Присаянье) // Геология и геофизика, 2001. – Т. 42. – № 7. – С. 1058–1078.
8. Полезные ископаемые Австралии и Папуа-Новой Гвинеи. – М.: Мир, 1980. – Т. 1. – 658 с
9. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. – М.: Мир, 1983. – 390 с.
10. Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. – СПб.: Наука, 1992. – 272 с.
11. Чернышов А.И., Кузоватов Н.И., Резников И.Г., Третьяков Н.А., Ступаков С.И. Петрографические особенности ультрамафитов Кингашского Cu-Ni-Pt-месторождения (СЗ Восточного Саяна) //

Материалы науч. конф. «Петрология магматических и метаморфических комплексов». Вып. 2. – Томск, 2001. – С. 266–280.
12. Чернышов А.И., Резников И.Г., Третьяков Н.А. Роль метаморфизма в распределении благородных металлов в ультрамафитах Кингашского месторождения (СЗ Восточного Саяна) // Платина в геологических формациях Сибири. – Красноярск, 2001. – С. 131–133.
13. Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Резников И.Г., Третьяков Н.А., Кузоватов Н.И., Геологическое положение Кингашского мафит-ультрамафитового массива в структурах Восточного Саяна и его внутреннее строение // Материалы науч. конф. «Петрология магматических и метаморфических комплексов». – Томск. – 2002– Вып. 3. – Т. 2. – С. 141–150.
14. Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Ступаков С.И., Балыкин П.А., Кузоватов Н.И., Резников И.Г., Третьяков Н.А., Прохорова В.А. Кингашский мафит-ультрамафитовый массив: геологическое положение, внутреннее строение, вещественный состав и петроструктурный анализ ультрамафитов (Восточный Саян) // Платина России. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. Сб. научн. Трудов. Т. V. – М.:ООО «Геоинформмарк», 2004. – С. 152–175.
15. Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Мишенина М.А Петрогеохимическая типизация ультрамафитов Канского блока (Восточный Саян) // Геохимия. – 2010. – № 2. – С. 126–150.
16. Chernyshov A. I., Nozhkin A. D., Mishenina M. A. Petrogeochemical Typification of the Ultramafic Rocks from the Idar Greenstone Belt, Kan Block, East Sayan // Geochemistry International. – 2010. – Vol. 48. – №. 2. – P. 118–139.

ОПЫТ ПЕТРОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КОЛИЧЕСТВЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ПОДСЧЕТОВ В ШЛИФАХ

Н.В. Шипулина, Г.Б. Князев
Томский государственный университет, г. Томск
e-mail: kgb@ggf.tsu.ru

Исследования полнокристаллических магматических горных пород обычно сопровождаются примерной полуколичественной оценкой их минерального состава. Считается, что эти оценки, даже с использованием специальных приспособлений и эталонов, являются приближёнными и часто не отражают в полной мере особенности состава горных пород. Фактически полуколичественные минеральные оценки можно рассматривать как измерения в порядковой шкале. Получаемые содержания минералов ранее, при недостатке химических анализов, использовали для расчёта химического состава пород и