

Таблица

Химический состав (мас. %) колумбита и касситерита пегматитов Каравинского поля

Компоненты	1	2	3	4
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	15,60	35,22	41,73	2,62
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	62,40	44,14	40,41	1,63
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,68	1,54	0,06
SnO <sub>2</sub>	0,13	0,21	0,75	91,57
HfO <sub>2</sub>	0,05	0,06	–	0,08
ThO <sub>2</sub>	–	0,13	–	–
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,14	–	0,01	–
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	0,16	–	–
WO <sub>3</sub>	0,02	–	–	–
FeO	11,86	15,57	18,83	0,74
MnO	7,37	0,52	4,45	0,08
MgO	0,03	–	0,06	–
CaO	0,05	0,02	–	0,32
Na <sub>2</sub> O	–	0,04	–	0,0
Σ	<b>98,23</b>	<b>96,75</b>	<b>107,78</b>	<b>97,14</b>

**Примечание.** 1 – железистый колумбит из зоны клевеландита микроклиновых пегматитов; 2 – железистый колумбит из клевеландитового агрегата сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов; 3 – железистый колумбит из сахаровидного альбита микроклиновых пегматитов; 4 – касситерит из сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов.  
Кристаллохимические формулы:  
(Fe<sup>2+</sup><sub>0,60</sub>Mn<sub>0,38</sub>)<sub>0,98</sub>(Nb<sub>1,71</sub>Ta<sub>0,26</sub>Ti<sub>0,03</sub>Al<sub>0,01</sub>)<sub>2,01</sub>O<sub>6,06</sub>  
(Fe<sup>2+</sup><sub>0,89</sub>Mn<sub>0,03</sub>)<sub>0,92</sub>(Nb<sub>1,37</sub>Ta<sub>0,66</sub>Ti<sub>0,04</sub>Sn<sub>0,01</sub>)<sub>2,08</sub>O<sub>6,10</sub>  
(Fe<sub>0,77</sub>Mn<sub>0,23</sub>)<sub>1,00</sub>(Nb<sub>1,09</sub>Ta<sub>0,68</sub>Ti<sub>0,07</sub>Sn<sub>0,02</sub>)<sub>2,03</sub>(O<sub>5,55</sub>OH<sub>0,45</sub>)<sub>8,00</sub>  
(Sn<sub>0,94</sub>Ta<sub>0,02</sub>Nb<sub>0,02</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0,02</sub>)<sub>1,00</sub>O<sub>2,00</sub>

## Литература

1. Булах А.Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. – М.: Недра, 1967. – 144 с.
2. Ненахов В.М., Кузнецов Л.В. Позднепалеозойские гранитоидные комплексы Туркестано-Алая // Изв. АН СССР. Сер геол. – 1988. – № 5. – С. 17–29.
3. Редкометальные пегматиты. Гранитные пегматиты / В.Е. Загорский, В.М. Макагон, Б.М. Шмакин и др. – Новосибирск: Наука, 1997. – 285 с.
4. Солодов Н.А. Научные основы перспективной оценки редкометальных пегматитов. – М.: Наука, 1971. – 252 с.
5. Типоморфизм минералов: Справочник / под ред. Л.В. Чернышевой. – М.: Недра, 1989. – 560 с.

## ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГЕНЕЗИСА МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ МАССИВОВ НИЖНЕДЕРБИНСКОГО КОМПЛЕКСА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Ю.В. Гольцова

Научный руководитель доцент Т.Ю. Черкасова

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Район расположения массивов нижнедербинского мафит-ультрамафитового комплекса находится в северо-западной части Восточного Саяна на левобережье Красноярского водохранилища в междуречье рек Сисим, Кижарт, Дербина и Тубиль. Массивы комплекса приурочены к зоне Восточно-Саянского и Восточно-Кузбасского разломов и интрузируют дербинскую и урманскую свиты раннего протерозоя и позднего рифея.

Нижнедербинский интрузивный комплекс объединяет мафит-ультрамафитовые массивы, которые прослеживаются в виде широтного пояса протяженностью около 40 км в 100 км к югу от г. Красноярска.

Формационная принадлежность и металлогения мафит-ультрамафитовых массивов нижнедербинского комплекса Дербинской площади, выделяемых С.С. Сердюком и др. [5] в ранг весьма перспективных на обнаружение промышленных концентраций Cu, Ni и Cr, до сих пор не выяснены. Т.Я. Корневым и др. [4] массивы комплекса рассматриваются как офиолиты позднеархейского интрузивного магматизма, проявившегося в Кузеевском зеленокаменном поясе. А.Э. Изухом и др. [1] породы комплекса считаются производными габбро-монцодиоритового магматизма Алтае-Саянской складчатой области (АССО). С.С. Сердюком и др. [5] не исключается факт присутствия одновременно позднерифейских и ордовикских габброидов в составе нижнедербинского комплекса. Дискуссии по принципиально важным вопросам структурной позиции, генезиса и металлогении массивов продолжаются до настоящего времени.

Бурлакский массив сложен ультрамафитами и габброидами, в Нижнедербинском массиве встречаются только ультрамафиты.

Ультрамафиты представлены преимущественно верлитами, вебстеритами и клинопироксенитами при подчиненной роли аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитов. Вебстериты, клинопироксениты и верлиты между собой имеют постепенные переходы. Они сложены, главным образом, клинопироксеном при небольших содержаниях оливина, ортопироксена и реже роговой обманки, количественные вариации которых определяют различие пород. Породы часто обнаруживают кумулятивную структуру, в них кумулюсная фаза сложена таблитчатыми и субизометричными зернами клинопироксена и реже ортопироксена, интерстиции между которыми выполняют ксеноморфные зерна оливина и роговой обманки. Формирование полосчатой серии ультрамафитов, очевидно, связано с фракционной кристаллизацией расплава в стационарной камере. Наличие в верхних горизонтах разреза роговообманковых пироксенитов и горнблендитов, в которых роговая обманка является первично магматическим минералом, свидетельствует о достаточно высокой водонасыщенности магматического расплава (превышающей 3 %) на позднемагматической стадии кристаллизации. Верлиты и пироксениты обычно сохраняют свежий облик. Вторичные изменения в них связаны с замещением пироксенов тремолитом, актинолитом, либо уралитом, иногда с образованием псевдоморфоз. Оливин в них замещается пельчататым лизардитом. Дуниты и гарцбургиты в условиях формирования интрузии оказались неустойчивыми и полностью серпентинизированы, очевидно, в процессе аутометасоматических процессов. Оливин, как правило, замещается пластинчатыми и секториальными агрегатами лизардита, а ортопироксен – таблитчатыми зернами бастита.

Габброиды Бурлакского массива представлены преимущественно неизменными лейкократовыми габброноритами и частично оливиновым габбро. Для них характерна офитовая, реже габбровая структура и трахитоидная текстура. Габброиды претерпели интенсивные пластические деформации, что находит отражение в изгибе длиннопризматических кристаллов плагиоклаза, их рекристаллизации по краям и нередкой дезинтеграции на отдельные субблоки. Трахитоидность пород, вероятно, отражает плоскость и направление их пластического течения.

Оливины из верлитов Бурлакского и Нижнедербинского массивов по своему составу соответствуют высокомагнезиальным хризолитам ( $Fa = 14,3...15,3\%$ ). В оливинах Бурлакского массива с увеличением железистости возрастает содержание NiO. Близкая тенденция отмечается для оливинов из ультрамафитов Кингашского массива, расположенного восточнее в Канском зеленокаменном поясе. Значимые отличия наблюдаются для оливинов из исследуемых интрузий и метаморфических ультрамафитов Оспинского массива (офиолитовый комплекс ЮВ Восточного Саяна), в последних существенно ниже железистость при постоянно высоких содержаниях NiO. Подобная зависимость элементов в оливинах характерна для магматических пород, сформировавшихся в результате кристаллизационной дифференциации. Отличительной особенностью оливинов из пород нижнедербинского комплекса является отсутствие значительных признаков деформаций, характерных для оливинов из альпинотипных гипербазитов.

Преобладающим и самым распространенным минералом пород нижнедербинского комплекса является клинопироксен. Интересной особенностью его в массивах нижнедербинского комплекса является тот факт, что он образует идиоморфные зерна на фоне остальных ксеноморфных минералов, в частности, оливина. В верлитах, вебстеритах и клинопироксенитах по химическому составу он соответствует авгиту и диопсиду. Энстатитовая составляющая ( $En = Mg/(Mg+Fe+Ca) \cdot 100\%$ ) в клинопироксенах варьирует в пределах от 56 % в ультрамафитах до 41 % в габброидах. Феросиллитовая ( $Fs = Fe/(Mg+Fe+Ca) \cdot 100\%$ ) составляющая в этом же ряду варьирует от 5 % до 18 %. Волластонитовая составляющая ( $Wo = Ca/(Mg+Fe+Ca) \cdot 100\%$ ) изменяется от 29 % до 46 %. Ортопироксен имеет широкие вариации по химическому составу: в ультрамафитах он отвечает бронзиту с железистостью 17...21 %, а в габброноритах соответствует гиперстену ( $Fs = 32...33\%$ ), что в целом согласуется с процессами магматической дифференциации вещества.

Ортопироксен в габброноритах отличается от такового в ультрамафитах увеличением содержаний Ti, Mn, Fe, Na и уменьшением Al, Cr, Mg.

По оптическим свойствам (углу симметричного погасания) и химическим свойствам плагиоклаз соответствует лабрадору № 55...57. Мелкие зерна плагиоклаза также имеют свежий облик, однако их состав более кислый по сравнению с крупными вкрапленниками и соответствует андезину № 45...47. Зерна плагиоклаза иногда слабо серицитизированы и пелитизированы. По трещинам в них наблюдаются буровато-желтые гидроокислы железа, зеленовато-желтые чешуйки хлорита и мелкие зерна карбонатов. Плагиоклаз образует как крупные ленточные индивиды в габброноритах, формируя порфировидную структуру, так и мелкие зерна. Размер крупных порфировидных вкрапленников по длине составляет 4...8 мм, иногда достигает 15 мм. Плагиоклаз появляется на ликвидусе после оливина и пироксенов. Благодаря этому он имеет более кислый состав, отвечающий лабрадору -андезину. Тогда как для массивов с троктолитовым уклоном плагиоклаз кристаллизуется совместно с оливином и имеет более основной состав (анортит-битовнит).

Роговая обманка обнаруживает явный ксеноморфизм по отношению к индивидам оливина и клинопироксена и выполняет промежутки между ними. По химическому составу она соответствует эденитовой роговой обманке, для которой характерны повышенная магнезиальность и щелочность. В Нижнедербинском массиве мономинеральные породы, сложенные магматической роговой обманкой, венчают разрез расслоенной интрузии.

Полученные результаты петрографического изучения подтверждают принадлежность Бурлакского и Нижнедербинского массивов к расслоенным мафит-ультрамафитовым интрузиям. Наличие кумулятивных структур в ультрамафитах и офитовых – в габброидах, очевидно, свидетельствует о формировании массивов в мезоабиссальных условиях на сравнительно небольших глубинах. Присутствие признаков пластических деформаций в минералах свидетельствует о вовлечении пород массивов в постмагматическую стадию в интенсивные пластические деформации. Обязательным геологическим признаком, подтверждающим реститовую

природу офиолитовых комплексов (реликтовых фрагментов древней океанической коры), являются их тектонические контакты с вмещающими породами, линзовидно-полосчатое и полосчатое строение с преобладающей дунит-гарцбургитовой породной ассоциацией. Напротив, в правом борту ручья Фадеева (левый приток р. Дербины) А.Э. Изохом [2] отмечены интрузивные контакты Бурлакского массива с вмещающими породами, где обнажаются такситовые неравномернозернистые габброиды с крупными порфиоровыми выделениями плагиоклаза, среди которых наблюдаются мелкие ксенолиты роговиков. Контакт Нижнедербинского массива со сланцами урманской свиты вскрывался канавой в районе ручья Безымянного. В непосредственном контакте сланцы оказались ороговиковааны [2].

По химическому составу породы нижнедербинского комплекса разделяются на три группы: ультрамафитовую (дуниты, верлиты), субультрамафитовую (клинопироксениты, вебстериты) и мафитовую (габбронориты, габбро) [6]. Полученные спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированные по хондриту для пород Бурлакского и Нижнедербинского массивов, имеют однотипные спектры. Характерно обеднение легкими РЗЭ при практически «плоском» распределении тяжелых. Для большинства пород характерен слабый Eu минимум. На мультиэлементных спектрах, нормированных по примитивной мантии, породы нижнедербинского комплекса имеют ярко выраженные типоморфные признаки, которые характерны для магм, выплавляющихся из деплетированной надсубдукционной мантии. Они характеризуются обогащением крупно-ионными литофильными элементами (Rb, Ba, U, K) и Sr, а также обеднением высокозарядными элементами (Nb, Zr, Hf) [3].

Близкий характер распределения РЗЭ и редких элементов пород Бурлакского и Нижнедербинского массивов указывает на единый источник образования ультрамафитовых и мафитовых серий обоих массивов, сформированных в результате функционирования единого глубинного источника.

#### Литература

1. Изох А.Э., Шелепаев Р.А., Лавренчук А.В., Бородин Е.В., Егорова В.В., Васюкова Е.А., Гладкочуб Д.П. Разнообразие кембро-ордовикских ультрабазит-базитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение процессов взаимодействия плюма и литосферной мантии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований. – Иркутск. – 2005. – Т. 1. – С. 106–108.
2. Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин В.А., Егорова В.В. Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири: Материалы науч.-практ. конф. – Новосибирск. – 2001. – С. 68–73.
3. Интерпретация геохимических данных: Учебное пособие / под ред. Е.В. Скларова. – М: Интермет Инжиниринг, 2001. – 288 с.
4. Корнев Т.Я., Романов А.П., Еханин А.Г., Князев В.Н., Шарифулин С.К. Платиноносность зеленокаменных поясов Восточного Саяна и Енисейского кряжа // Платина России. – № 5. – Москва. – 2004. – С. 358–380.
5. Сердюк С.С., Кириленко В.А., Ломаева Г.Р., Бабушкин В.Е., Тарасов А.В., Зверев А.И. Геология и перспективы рудифидного этапа Pt-Cu-Ni оруденения Восточной части Алтае-Саянской складчатой области – Красноярск: Издательство «Город», 2010. – 184 с.
6. Черкасова Т.Ю., Чернышов А.И. Петрохимические особенности расслоенных мафит-ультрамафитовых массивов нижнедербинского комплекса (СЗ Восточного Саяна) // Вестник Томского государственного университета. – 2009. – № 324. – С. 390–394.

### ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА КАЛИЕВЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ ЗАРДАЛЕКСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА (КИРГИЗИЯ)

А.Н. Гуськов

Научный руководитель доцент С.И. Коноваленко

*Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия*

В силу большой распространенности калиевых полевых шпатов в природе и их полигенности исследование особенностей химизма КППШ помогает приоткрыть завесу тайн об условиях среды минералообразования, особенностях термодинамических условий системы. Автором были исследованы образцы калиевых полевых шпатов Зардалекского щелочного массива (Киргизия).

Зардалекский щелочной массив расположен в осевой части Кшемьш-Аллоудинского антиклинория зоны Высоких предгорий Тянь Шаня, вблизи от расположенной южнее границы с Сурметашской зоной. Вмещающими массив породами являются известково-сланцевые толщи лудлоу-уинлока, моноклиально падающими к югу. Массив занимает площадь около 13 км<sup>2</sup> и имеет почти изометричную форму, слегка вытянутую в северо-восточном направлении. В теле массива обнаружены многочисленные и нередко крупных размеров ксенолиты мраморизованных известняков, тела скарнов и гибридных пород.

Массив имеет сложное трехфазное строение. Состав пород последовательно сменявших друг друга фаз следующий: 1 – габбро и монцониты с подчиненными им тешенитами, тералитовыми габбро, анортозитами; 2 – трахитоидные сиениты, иногда монцониты и эссекситы; 3 – нефелиновые и нефелин-содержащие сиениты. Породы всех фаз сопровождаются жильной серией, наиболее характерны сиенит-порфиры, мелкозернистые сиениты и нефелин-содалитовые пегматиты [1].

Исследуемые образцы калиевых полевых шпатов были отобраны из пород второй и третьей фаз Зардалекского массива.