

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



# **МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ АЗИИ**

**Выпуск 2**

Томск  
2013

### *Литература*

1. Бабин А.А. Геолого-гидрологическое строение и полезные ископаемые листа 0-44-XXIX (окончательный отчет Бакчарской геолого-съёмочной партии по работам за 1962-1964 гг.) / А. А. Бабин и др. – Томск, 1964.
2. Дриц В.А. Глинистые минералы: Слюды, хлориты / В.А. Дриц, А.Г. Коссовская // Тр. ГИН АН СССР, Вып. 465. – М.: Наука. 1991. – 174 с.
3. Жабин А.В. Аутигенное минералообразование в палеогеновых и верхнемеловых отложениях Воронежской антеклизы / А.В. Жабин, Д.А. Дмитриев // Вестник Воронеж. ун-та. Сер. Геология. – 2002. – № 1. – С. 84–94.
4. Западно-Сибирский железорудный бассейн / гл. ред. Ф. Н. Шахов. - Новосибирск: РИО СО РАН СССР, 1964. – 447 с.
5. Котельников Д.Д. Глинистые минералы осадочных пород / Д.Д. Котельников, А.И. Конохов. – М.: Недра, 1986. – 247 с.
6. Минералы: Слоистые силикаты (смектиты, хлориты, смешанослойные), слоистые силикаты со сложными тетраэдрическими радикалами: Справ. Т.4, Вып. 2 / Гл.ред. Ф.В.Чухров. - М.: Наука, 1992. – 662 с,
7. Николаева И.В. Бакчарское месторождение оолитовых железных руд. – Новосибирск: АН СССР, 1967. – 129 с.
8. Николаева И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. – Новосибирск, 1977. – 321 с.
9. Япаскурт О.В. Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. Учеб. пособие. – М.: ЭСЛАН. 2008. – 356 с.
10. Mücke A. Whole-rock and mineralogical composition of Phanerozoic ooidal ironstones: Comparison and differentiation of types and // Ore Geology Reviews 26, 2005. – P. 227–262.

## **МИНЕРАЛОГИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ ИНДЕРТИНСКОГО МАССИВА (МОНГОЛЬСКИЙ АЛТАЙ)**

**А.А. Баева, С.И. Коноваленко, О.В. Бухарова**  
*Томский государственный университет, г. Томск*  
*e-mail: annab@ggf.tsu.ru*

Пегматиты редкометальной формации, открытые в середине прошлого столетия в ходе геолого-съёмочных работ в центральной части Монгольского Алтая [2, 4, 9], пространственно и генетически связаны с гранитами Индертинского массива. Гранитный плутон приурочен к складчатой структуре Уйэнчинского прогиба ограниченного Булганским и Тургенгольским разломами. Он выходит в месте сочленения субширотного Карагайтинского разлома с меридиональными нарушениями [1]. Массив представляет собой

гигантский штокверк, крупные линейные составляющие которого имеют пологое северное падение. Вмещающей рамой ему служат метаморфические породы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, среди которых наиболее распространены биотитовые и двуслюдяные сланцы с силиманитом, гранатом и ставролитом [4].

Плутон имеет сложную морфологию контактовой поверхности, благодаря присутствию многочисленных согласных, а также секущих апофиз и жил. В участках отщепления апофиз крупнопорфировидные граниты переходят в среднезернистые лейкократовые, двуслюдяные и биотитовые с пегматоидными обособлениями, которые, в свою очередь, связаны постепенными переходами с разномасштабными пегматоидными гранитами и пегматитами.

Пегматиты представлены двумя типами тел: первые – это интрузивные линзо- и штокообразные тела, вторые – жилы отжатые в метаморфические породы, вмещающие гранитный массив. Последние нередко являются продолжением тел, залегающих в гранитах или выступают частью гранитных апофиз.

Оба типа пегматитов имеют идентичный минеральный состав и зональное внутреннее строение, которое наиболее полно проявлено в крупных линзо- и штокообразных телах.

К настоящему времени в пегматитах Индертинского массива установлено 28 минеральных видов [8, 7]. Среди них присутствует 1 фторид, 1 карбонат, 2 фосфата, 2 сульфида, 9 оксидов и гидроксидов и 12 силикатов. Ведущее значение по числу представителей видов занимают силикаты (43 %) и оксиды (32 %). На остальные классы приходится 25 %. К породообразующим минералам относятся калиевый полевой шпат, плагиоклазы и кварц. На долю их приходится до 95 % объема пегматитовых жил.

Данные минералы в пегматитах слагают последовательно сменяющие друг друга парагенетические ассоциации, формирующие аплитовую, графическую, апографическую, пегматоидную и блоковую зоны.

Красевая мелкозернистая аплитовая оторочка сложена микроклином, плагиоклазом, кварцем, иногда в ней присутствуют мусковит, гранат, биотит и турмалин. Соотношение главных минералов в этой зоне соответствует гранитному: калиевый полевой шпат – 35–40 %, плагиоклаз – 15–20 %, кварц – 25–35 %. Калишпат образует идиоморфные зерна размером от 0,3 до 2 мм. Плагиоклаз наблюдается в виде таблитчатых идиоморфных выделений, часто с полисинтетическим двойникованием. По составу он отвечает альбит-олигоклазу (№ 9–15). Кварц образует ксеноморфные выделения, которые выполняют промежутки между полевыми шпатами. Размер его зерен составляет от 0,4 до 3 мм. Содержание мусковита в аплите не превышает 1–3 %. Он слагает чешуйки размером до 3 мм. Биотит встречается в виде единичных чешуек, обладающих отчетливым плеохроизмом. Гранат наблюдается в виде отдельных мелких (до 1 мм) кристаллов тетраэдрической формы светло-розового и розового цвета. Суммарное количество минерала не превышает 1–2 %. Турмалин аплитов представлен шерлом. Он образует игольчатые кристаллики размером до 3 мм.

Следующая парагенетическая ассоциация сложена мелко-среднеграфическим пегматитом с редким лейстовым биотитом. Полевошпатовая матрица представлена, в основном, микроклином-пертитом. Пертитовые вростки имеют линзовидную, неправильно-удлиненную форму и соответствуют сегрегационному типу. Окраска полевого шпата зоны графики изменяется от молочно-белой до кремовой. Кварц образует ихтиоглипты, размер которых плавно увеличивается по мере удаления от края зоны к центру от первых мм до первых сантиметров. Кварцевые индивиды, в зависимости от сечения, имеют коробчатую, треугольную, удлиненно-угловатую формы. На поверхности вростков наблюдается грубая индукционная штриховка. Окраска их серая, темно-серая и серовато-белая.

Графическая зона постепенно сменяется к центру апографической. По мере перехода отмечается уменьшение содержания кварца. Он наблюдается в виде все более крупных разноориентированных выделений. К данной ассоциации можно отнести и сегрегационно-метасоматические скелетно-графические образования, которые неравномерно располагаются в тонкозернистой графической зоне некоторых пегматитовых тел. Эти минеральные агрегаты кварца имеют симметричное строение с всесторонне развитыми двухглавыми формами, в которых доминируют вершинные грани. Ихтиоглипты обладают крестообразными очертаниями, напоминающими по форме «снежинки». Их размер не превышает 8 см. Окраска кварца изменяется от светло- до темно-серой. Полевой шпат данной ассоциации имеет молочно-белую окраску и представлен обычно плагиоклазом. Вместе с ним и кварцем в зоне встречаются биотит, гранат и берилл.

Апографика далее сменяется зоной относительно крупных (десятки см) чередующихся блоков кварца и полевого шпата, которые переходят в сплошной блоковый полевой шпат. Последний представлен крупными обособленными выделениями калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Калишпат образует блоки размером до полутора метров в поперечнике. Окраска минерала белая, розовая или бурая. Последняя обусловлена присутствием оксидов и гидроксидов железа. В шлифах микроклин диагностируется по прекрасной микроклиновой решетке и низкому показателю преломления. В его выделениях наблюдаются довольно многочисленные пертитовые вростки линзо- и веретенообразной формы.

Плагиоклаз также образует в данной зоне крупные блоки молочно-белого цвета. Размер их достигает в диаметре 2-х метров. Рентгеноструктурный анализ показал, что минерал отвечает в основном альбиту (№3-9) и лишь в краевых зонах – альбит-олигоклазу (№10-15). Индекс структурной упорядоченности плагиоклаза краевых и центральных зон близок к 100 % (92-100).

Калиевый полевой шпат во всех зонах пегматитовых тел представлен максимальным микроклином с рентгеновской триклинностью ( $\Delta\rho$ ) от 0,92 до 0,97 и степенью моноклиной упорядоченности ( $\Delta z$ ) от 0,95 до 0,98. Содержание ортоклазового компонента (% Or) в нем от краевых зон к центральным уменьшается от 92 до 88 %. Из элементов примесей в калиевых

полевых шпатах изученных пегматитов наиболее информативными являются Li, Rb, Cs, Ba и Sr. Установлено, что в ходе кристаллизации тел содержания Li, Rb и Cs в калишпатах растут на фоне падения концентрации Ba и Sr, а также уменьшения значений отношений K/Rb, Rb/Cs, Ba/Rb (табл. 1).

Таблица 1 – Содержание K, Na (вес.%) и редких элементов (г/т) в калиевых полевых шпатах из редкометалльных пегматитов

Зона	n	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	K/Rb	Rb/Cs	Ba/Rb
Графическая	7	2,2	12,3	1,7	488,8	16,3	889,0	165,9	228,0	31,5	2,39
Блоковая	14	2,8	12,1	3,0	1056,0	42,0	216,2	57,8	101,5	29,0	0,20

Примечание: n – количество проб

Центральные части крупных хорошо дифференцированных пегматитовых тел выполняет ядерный кварц. Окраска минерала белая, серая и розовая. Розовый кварц обычно слагает не все ядро, а только его внутреннюю часть, постепенно переходя к краям и к контакту с полевым шпатом в обычную молочно-белую или серую разновидность.

Спектральный анализ кварца различных парагенетических ассоциаций показал, что в нем постоянными элементами-примесями являются: Ni, Co, Ti, Mn, Cu, Ge, Ga, Yb, Pb, Be, Nb (табл. 2). Каких либо резких различий в составе кварца различных генераций и цветов не наблюдается.

Таблица 2 – Средние содержания элементов-примесей (г/т) в кварце из редкометалльных пегматитов

Зона	n	Ni	Co	Ti	Mn	Cu	Ge	Ga	Yb	Pb	Be	Nb
Аплитовая	2	4,5	11,0	46,5	49,0	6,0	3,5	5,0	1,5	6,5	10,0	10,5
Графическая	8	4,6	11,3	77,9	34,8	6,0	3,8	7,1	1,0	26,5	6,9	11,6
Блоковый пегматоид	3	4	11,5	56	20,7	6,3	4,4	3	1	4	17	11,3
Блоковый серый	5	4,0	12,4	63,0	23,0	8,0	5,2	3,7	1,0	4,2	5,4	11,8
Блоковый розовый	4	3,5	11,3	63,0	24,0	7,3	5,0	4,0	1,0	3,5	3,5	14,5

Примечание: n – количество проб

Комплексы автотетасоматического замещения в пегматитах развиты слабо. В основном это участки или гнезда альбитизации, с которыми связана главная редкометалльная минерализация. Кварц-мусковитовый комплекс наблюдается в единичных телах в виде гнездообразных выделений, образованных в ходе гидролиза калиевого полевого шпата зон графики и апографики. В отдельных телах мощно проявлен необычный серицит-турмалиновый агрегат, образованный, вероятно, в ходе переработки пегматитовым расплавом, попавших в него из ксенолитов вмещающих сланцев.

Кроме вышеперечисленных породообразующих минералов в пегматитах встречаются следующие второстепенные и акцессорные минералы: мусковит

биотит, турмалин, гранат, берилл, апатит, ортит, эпидот, топаз, триплит, колумбит, флюорит, ильменит, поликраз, гатчеттолит, гематит, пирит, циркон, пирротин, базобисмутит, бисмутит.

**Мусковит** в пегматите встречается в виде отдельных листочков, пластинок и гнездообразных скоплений зеленоватого и зеленовато-серого цвета. Размер его выделений в зоне аплита не превышает 1–2 мм. Содержание в породе 1–3 %. В графическом пегматите мусковит достигает более крупных размеров 2–3 см, а его содержание возрастает до 5–8 %. Крупнолистоватый мусковит и его гнездообразные выделения, приурочены к приконтактовым частям кварцевых ядер и блокового полевого шпата. Здесь клиновидные кристаллы минерала достигают 15–20 см в поперечнике, а по удлинению – до 1 метра. Причиной образования таких клиновидных кристаллов, по мнению Е.Д. Белянкиной и соавторов [5], служат явления расщепления (или скручивания) индивидов в процессе свободного роста. В некоторых пегматитовых телах Индертинского поля клиновидные кристаллы мусковита обладают так называемой «ельчатостью», т.е. характеризуются наличием нескольких серий своеобразных полос, идущих от центра индивида к его периферии. Считается, что ельчатость мусковита является дефектом, образовавшимся в процессе роста, и теснейшим образом связана с изгибанием и расщеплением кристалла в ходе кристаллизации из относительно маловязкого расплава.

Мусковит широко распространен и в поздних замещающих комплексах пегматитов. В кварц-мусковитовом комплексе он образует мелкие чешуйки белого цвета, размером до 3 мм. Содержание его в отдельных гнездах достигает 30 %. Мусковит из турмалин-мусковит-серицитового комплекса имеет табачно-зеленый цвет. Размеры его листочков не превышают 2–3 мм.

По результатам рентгеноструктурного анализа все генерации мусковита, относятся к одному поли типу 2M<sub>1</sub>. В таблице 3 приведены данные о содержании щелочей, редких элементов, а также Ba и Sr в мусковитах. Характер их распределения в мусковите различных комплексов свидетельствует об эволюционировании минералообразующей среды в ходе становления жил.

Таблица 3 – Содержание К, Na (вес. %) и редких элементов (г/т) в мусковитах из редкометалльных пегматитов

Характеристика	n	K	Na	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	K/Rb	Rb/Cs
Мусковит из зоны графики	1	10,3	0,5	1307	1189	123	63	9	72,1	9,7
Ельчатый мусковит	3	10,3	0,5	470	1494	151	72	9	58,0	11,5
Кварц-мусковитовый комплекс	2	10,3	0,6	499	1061	33	22	9	84,2	36,8
Серицит-турмалиновый комплекс	2	10,6	0,4	222	1235	63	54	9	70,9	19,7

*Примечание:* n – количество проб

**Биотит** встречается не во всех пегматитовых телах. В эндоконтактных зонах он встречается в виде мелких чешуек размером до 1–2 мм темно-коричневого цвета. Наибольшая концентрация биотита наблюдается в зонах графитки и алогографитки, где он образует лейсты достигающие по удлинению 10–15 см при ширине 1–2,5 см. Часто выделения биотита замещаются более поздним мусковитом.

Рентгеноструктурный анализ показал, что все исследованные биотиты относятся к политипу 1М. По составу они принадлежат к аннит-флогопитовому изоморфному ряду с незначительной примесью истонит-сидерофиллитовой компоненты. Содержание аннитового минала варьирует от 50 до 62 %, а на флогопитовый приходится от 16 до 34 %.

**Турмалин** в пегматитах образует несколько генераций. Ранний турмалин встречается в аплитовых оторочках тел, более поздний приурочен к зонам выделения блокового полевого шпата и замещающим комплексам. Окраска минерала черная. По химическому составу турмалин относится к шерлоленитовому ряду с незначительной примесью (до 6 %) дравитового компонента.

Турмалин эндоконтактных оторочек встречается в ассоциации с кварцем, полевым шпатом, и мусковитом. Шерл здесь образует мелкие кристаллики размером до 1,5 мм. На его долю приходится не более 1 % породы. Он четко диагностируется по поперечным сечениям индивидов в форме сферического треугольника и высокой твердости. В центре, на границе блокового полевого шпата и кварцевого ядра турмалин наблюдается уже в виде редких довольно крупных (до 15 см по удлинению) и плохо оформленных призматических кристаллов. В промежуточных зонах шерл обнаруживается в виде псевдографических сростаний с кварцем, реже он наблюдается в ассоциации с гранатом и мусковитом.

Основная масса турмалина локализуется в одном из пегматитовых штоков поля, где она приурочена к серицит-турмалиновому замещающему комплексу. В нем турмалин дает густую вкрапленность хорошо образованных длиннопризматических кристаллов размером от 1 до 15 см по удлинению с характерным поперечным сечением в форме сферических треугольников и относительно гладкими блестящими гранями, несущими тонкую комбинационную штриховку. Концевые грани их выражены плохо. Многие кристаллы искривлены и разбиты на отдельные фрагменты поперечными трещинами. На контакте серицит-турмалиновой породы с внутренней блоковой плагиоклазовой зоной пегматита и вдоль нее по границе с кварцевым ядром локализован гигантский параллельный сросток кристаллов шерла, достигающий по удлинению более 4,5 м при максимальной ширине 4 м.

**Гранат** в пегматитах распространен спорадически, представляя собой аксессуарную фазу. Содержание его достигает сотых долей процента. Он встречается только в пяти телах из нескольких десятков известных. В этих жилах присутствуют три генерации граната: ранняя – наблюдается в краевых оторочках, средняя – в зонах кварц-мусковитового комплекса замещения, и поздняя – связанная с процессом альбитизации. Все генерации никогда не

встречаются вместе в одном и том же пегматитовом теле. Наиболее часто гранат присутствует в замещающих комплексах. Он образует в них отдельные тетрагонтриоктаэдрические кристаллы характерного красно-коричневого цвета с черными пленками оксидов марганца по трещинам. Максимальный размер зерен достигает 1 см и свойственен позднему гранату, который ассоциирует с клеветаландитом. Ранний гранат встречен только в одной жиле, где он формирует в аплите краевой зоны густую мелкую вкрапленность плохообразованных кристалликов розового цвета.

Все изученные гранаты по химическому составу относятся к пиральспитам и принадлежат альмандин-спессартиновому ряду, с доминированием марганцевой составляющей (>60%). На долю пиропового компонента приходится не более 3%.

**Фосфаты** в пегматитах представлены двумя минералами. Первый – апатит, образует гнезда размером до 0,3×0,8 м. Зернистые агрегаты апатита встречаются среди блоков плагиоклаза, микроклина и гнездообразных скоплений мусковита, а также на контакте блокового и грубозернистого пегматита. Цвет их зеленовато-серый. Анализ показал, что минерал является манганфторапатитом.

Второй фосфат – триплит темно-зеленой, темно-бурой окраски. Он встречается совместно с апатитом, образуя крупные блоковые выделения размером 0,5×1 м. В качестве изоморфных элементов-примесей в триплите присутствуют ряд халькофильных элементов (Bi, Zn, Ni, Cu, Pb), редких земель (La, Yb), а так же Zr, Y и Sr.

**Флюорит** наблюдается в виде небольших гнездообразных выделений в блоках плагиоклаза и в участках турмалин-мусковит-серицитового замещающего комплекса. Их максимальные размеры не превышают 8–10 см. Окраска минерала пятнистая, фиолетовая, светло-фиолетовая, голубоватая, белая.

Рудная минерализация представлена, в основном, тантало-ниобатами (колумбитом и поликразом), гатчетолитом, ильменитом, цирконом, ортитом и бериллом.

Колумбит образует пластинчатые кристаллы размером до 1,5 см, а также встречается в виде сростаний с поликразом, образуя гнездообразные скопления площадью до 0,7 м<sup>2</sup>. Гнезда приурочены к зонам альбитизации блокового полевого шпата. Часто колумбит находится в тесной ассоциации с бериллом. Его плохообразованные кристаллы, размером в первые доли см, нарастают на призматические грани индивидов берилла.

**Поликраз**, помимо сростаний с колумбитом, образует плотные зернистые массы и отдельные мелкие выделения неправильной формы до 2 см в поперечнике. Поликраз встречается как в зонах альбитизации, так и в блоках полевых шпатов не затронутых процессами замещения. Окраска минерала черная. Блеск смолистый. Излом раковистый.

**Ильменит** встречается в виде сплошных выделений неправильной формы размером 15×20 см. Очень редко он образует пластинчатые кристаллы размером не более 2×3 см. Часто ильменит покрыт ржаво-бурыми и желто-



коричневыми пятнами гидрооксидов железа. Как правило, минерал приурочен к блоковому пегматиту, где встречается внутри блоков полевого шпата и на контакте этих блоков с блоками кварца.

**Ортит** наблюдается в тесном сростании с турмалином, а также в гнездообразных скоплениях тантало-ниобатов.

**Гатчетолит** встречается в незначительном объеме большей частью в блоковом и реже в грубозернистом пегматите. Он представлен зернами ярко-коричневого цвета с очень сильным смолистым блеском. Излом раковистый. Поверхность зерен покрыта светло-бурыми, желтыми, желтовато-коричневыми корочками продуктов замещения. Минерал твердый, хрупкий, слабомагнитный.

**Берилл** характерный второстепенный минерал пегматитов, наблюдается в виде хорошо образованных гексагональных длинно-призматических, реже усеченно-дипирамидальных, конусовидных кристаллов размером до 1,2×0,2 метров. В пегматитах он наиболее часто находится в приконтактовых участках блоков плагиоклаза, микроклина, кварца, гораздо реже в центральных частях блоков полевых шпатов и кварца. Нередко скопления его кристаллов наблюдаются в блоковом пегматите вдоль границы с грубозернистым пегматитом. Цвет минерала бурый, буровато-желтый, зеленый, голубой, зеленовато-голубой, голубовато-зеленый. Наиболее распространен берилл зеленого и голубого цвета. Грани кристаллов ровные, шероховатые, реже гладкие со стекляннным блеском. Иногда на гранях берилла встречается мелкая (до 1 мм) присыпка кристалликов колумбита. По данным В.И. Чернявского, З.П. Сафронова [9] в пегматитах встречается аквамарин. Он образует небольшие уплощенные кристаллы светлого голубовато-зеленого цвета. Размеры кристаллов: длина 6–8 см, ширина 1–1,5 см, толщина 0,5 см.

Помимо охарактеризованных выше минералов, предшествующими исследователями были отмечены также циркон, гематит, пирит, пирротин, ставролит, базобисмутит, бисмутит и топаз. Часть из них была установлена только минералогическим анализом в протоколках проб пегматитов [2].

Анализы приведенные в работе выполнены в «Аналитическом центре геохимии природных систем» ТГУ (г. Томск), в лаборатории ОиГГМ им. А.А. Трофимука, (г. Новосибирск) и лаборатории ИГЕМ РАН (г. Москва).

*Работа выполнена в рамках проекта ВЦП Кадры №14. В 37.21.0686.*

#### *Литература*

1. Гаврилова С.П., Хасин Р.А. Каледонская Монгольско-Алтайская складчатая система // Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. – М.: 1975. – 289 с.
2. Гаврилова С.П., Павленко В.С., Арсеньева А.Д. и др. Гранитоидные формации Монгольского Алтая, их редкометальная специализация и перспективы танталоносности расщепленных щелочных гранитов МНР. – М.: 1973. – 296 с.
3. Гордиенко В.В. Гранитные пегматиты. – СПб.: Изд-во С.-Петербургского университета, 1996. – 272 с.

4. Жилевский Б.Ф., Ковтунов А.П. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-западного склона хр. Монгольский Алтай (отчет по поисково-съёмочным работам партии № 164/165 за 1953 г.). – Улан-Батор, 1955. – 169 с.
5. Генезис и типизация промышленного мусковита / Е.Д. Белянкина, Э.Я. Гурьева, М.Д. Игнатова и др. // Труды ИГЕМ – М.: АН СССР, 1958. – 153 с.
6. Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М. и др. Редкометалльные пегматиты (Гранитные пегматиты. Т.2). – Новосибирск.: Наука. Сиб. предприятие РАН, 1997. – 285 с.
7. Коноваленко С.И. Сравнительная топоминералогия гранитных пегматитов щелочного и нормального ряда Западной Монголии // Геммология: Сборник статей. – Томск: Томский ЦНТИ, 2011. – С. 39–46.
8. Хасин Р.А., Чернявский В.И. Пегматиты района среднего течения р. Булган-Гол В Западной Монголии // Материалы по геологии МНР. – М.: Гостоптехиздат, 1963. – С. 191–218.
9. Чернявский В.И., Сафронова З.П. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рр. Индэртиин-Гол, Бага-Тумуртин-гол, Чичирту-Гол, Мамбин-Гол и среднего течения р. Булган-Гол в Монгольском Алтае (отчет по поисково-съёмочным работам партии № 227 за 1955 г.). – Улан-Батор, 1956. – 169 с.

## **МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ МЕТАСОМАТИТОВ И ЩЕЛОЧНО-ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТОИДОВ УЧАСТКА ЦАХИРИН (ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ)**

**К.С. Зенина, С.И. Коноваленко**

*Томский государственный университет, г. Томск  
e-mail: kseniazenina@ngs.ru*

Цахиринское редкометальное проявление относится к Халдзан-Бурегтейскому комплексу щелочных гранитоидов. Оруденение в нем концентрируется в телах щелочно-гранитных пегматоидов и кварц-циркон-ортит-эпидотовых метасоматитов, развитых по таким пегматоидам. Морфология рудных тел разнообразна. Это гнезда, линзы, шпирь, полого-крутопадающие залежи и жилы, штокообразные тела. Размеры их варьируют по мощности от первых сантиметров до десятков метров.

Рудная минерализация в метасоматических породах и пегматоидах представлена цирконом, фергусонитом, ортитом и ильменитом. Общий список минералов, установленных в рудах и оруденелых породах гораздо обширней. В настоящее время здесь установлено более 60 минеральных видов, представленных первичными и экзогенными образованиями [1]. Рудные