Казахский национальный исследовательский технический университет имени К.И. Сатпаева

УДК:553,22(574) (043)

На правах рукописи

БАЙСАЛОВА АКМАРАЛ ОМАРХАНОВНА

Особенности метасоматических процессов редкометальных проявлений гранитного массива Акжайляутас и сопредельных районов

6D070600 – Геология и разведка месторождений полезных ископаемых

Диссертация на соискание степени доктора философии (PhD)

Научные консультанты Доктор геол.-мин. наук, ассоциированный профессор – Бекенова Галия Кабешовна.

Доктор PhD, заместителя директора Центра Российских и Среднеазиатских минеральных исследований (CERCAMS), Музей Естественной Истории (NHM) г. Лондон, Великобритания. Dolgopolova Alla Vladimirovna

Республика Казахстан Алматы, 2018

СОДЕРЖАНИЕ

ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ	4
ВВЕДЕНИЕ	5
1 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ И ХАРАКТЕРИСТИК	A
АКЖАЙЛЯУТАССКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА И ИЙСОР	12
1.1 Краткая характеристика Акжайляутасского гранитного массива	13
1.1.2 Щелочные граниты	17
1.1.3 Жильная формация	18
1.2 Краткая характеристика Ийсорского гранитного массива	20
2 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РЕДКОМЕТАЛЬНОГ	0
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЕРХНЕЕ ЭСПЕ	23
2.1 Краткие сведения об истории геологических исследований	23
2.1.1 Стратиграфия	25
2.1.2 Магматизм	29
2.1.3 Полезные ископаемые	32
2.2 Классификация метасоматических процессов и метасоматически	ΛX
образований	33
2.2.1 Общая характеристика	33
2.2.2 Классификация метасоматических процессов и их продуктов	35
2.2.3 Жильные рудные тела	40
2.2.4 Пегматиты	43
3 МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ	44
3.1 Методика подготовки проб пород и минералов для аналитически	λX
исследований	44
3.2 Петрографические исследования	44
3.3 Минералогические изучения	46
3.4 Катодолюминесцентный анализ	48
3.5 Геохронология	50
4 МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АПОГРАНИТОВ	И
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИИ ВЕРХНЕ	E
ЭСПЕ	52
4.1 Породообразующие минералы месторождения Верхнее Эспе	52
4.1.1 Кварц	52
4.1.2 Полевые шпаты	54
4.1.2.1 Микроклин	54
4.1.2.2 Альбит	56
4.1.3 Группа амфиболов	57
4.1.3.1 Арфведсонит	58
4.1.3.2 Рибекит	52
4.1.3.3 Флюороликит	53
4.1.4 Эгирин	53
4.2 Главные рудообразующие минералы редкоземельного месторождени	Я
Верхнее Эспе	55
4.2.1 Гагаринит	55

4.2.2 Циркониевые минералы представленные цирконом и эльпидитом	71
4.2.2.1 Циркон	71
4.2.2.2 Эльпидит	74
4.3 Титановые и титансодержащие минералы	80
4.3.1 Рутил	81
4.3.2 Ильменит	81
4.3.3 Натротитанит	83
4.3.4 Нарсарсукит	84
4.3.5 Нептунит	90
4.3.6 Лоренценит	90
4.4 Минералы группы астрофиллита	91
4.4.1 Астрофиллит	91
4.4.2 Куплетскит	92
4.4.3 Тарбагатаит	94
4.4.4 Бафертисит	95
5 ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИ	ИЙ
ВЕРХНЕЕ ЭСПЕ И ИЙСОР	. 98
5.1 Поведение лантаноидов в минералах метасоматитов	.98
5.1.1 Литий	.99
5.1.2 Бериллий	99
5.1.3 Цирконий	101
5.1.4 Ниобий	101
5.1.5 Торий	102
5.1.6 Олово	104
5.1.6 Уран	104
5.2 Геохимические особенности пород и сравнительная характеристика	
месторождений Верхнее Эспе и Ийсор	105
6 ГЕОХРОНОЛОГИЯ	124
6.1 Определение абсолютного возраста редкоземельного оруденения щелоч	ных
гранитов методом лазерной абляции (LA-ICPMS)	124
7 ОСОБЕННОСТИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ	HA
МЕСТОРОЖДЕНИИ ВЕРХНЕЕ ЭСПЕ	127
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	137
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	139
ПРИЛОЖЕНИЯ	148

ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

ИГН – Институт геологических наук КазНИТУ им. К.И. Сатпаева – Казахский национальный исследовательский технический университет им К.И. Сатпаева ВАГТ - Всесоюзный аэрогеологический трест КазФАН СССР – Казахский филиал Академии наук РЭМ – растровый электронный микроскоп HREE (ТРЗЭ) – тяжелые редкоземельные элементы LREE (ЛРЗЭ) – лёгкие редкоземельные элементы ICP-MS – Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой CERCAMS – (Centre for Russian and Central EuroAsian Mineral Studies) NHM – Музей естественной истории РЗЭ - Редкоземельные элементы ЯГР- ядерная гамма-резонансная спектроскопия ВІЕ – изображение в обратнорассеянных электронах SEI – изображение во вторичных электронах Bt – биотит Мс – микроклин Pl – плагиоклаз Nar – нарсарсукит Arf – арфведсонит Q – Кварц Si/Na – молекулярное отношение (Si Na) Zr – циркон Рb – свинец Baf – бафертисит ФК – формульный коэффициент

введение

Редкометальные проявления гранитного массива Акжайляутас и сопредельных районов, в ближайшее время при бурном развитии технологий извлечения, рассматриваются как потенциальные источники полезных компонентов. Первым в списке значится месторождение Верхнее Эспе с основными рудными элементами: цирконием, ниобием, танталом, иттрием и редкими землями.

РЗЭ являются одним из главных видов стратегического минерального сырья во всем мире. Редкие земли получили широкое распространение в Казахстане. Выделяется два типа редких земель: цериевые и иттриевые редкие земли. Наибольшим распространением пользуются редкие земли цериевой качестве попутного компонента встречаются групы. В Они BO всех генетических типах редкометальных месторождений; пегматитах, грейзенах, грейзеново-штокверковых образованиях и других редкометальных В проявлениях. Кроме того, редкие земли цериевой группы в качестве попутного компонента получили большое распространение в россыпях, это титанциркониевые россыпи и сопутствующий компонент – монацит. Эти россыпи известны в северном и западном Казахстане, некоторые из них имеют практическое значение – например, россыпь Дружба.

Вторая группа представлена редкими землями иттриевой группы. Они наиболее важны как в практическом, так и в научном отношении. Типичным представителем иттриевой группы РЗМ является месторождение Верхнее Эспе, которое входит в состав Верхнеэспинского рудного поля. Само рудное поле протягивается с запада на восток и юго-восток – от выходящих на поверхность в виде отдельно разрозненных тел (Ийсор, Биесимас, Северное и др.), Большого и Малого выходов месторождения Верхнее Эспе до погруженных тел, связанных с щелочными гранит-порфирами, с повышенными концентрациями ниобия, циркония, тория, бериллия, иттрия, РЗЭ и др. Здесь редкоземельное оруденение с промышленным средним содержанием суммы РЗМЭ составляет 0,35%. Месторождение нуждается В доразведке И дополнительном исследовании по обогащению тонковкрапленных руд.

Сложность тектонической обстановки местности (подвижки, разломы, передвижения), относительно близповерхностные условия внедрившихся интрузий, что обусловило легкое «вскипание» и образование «потоков» выделявшихся компонентов, контрастность составов вмещающих пород с щелочно-гранитным материалом интрузии делает изучение месторождения Верхнее Эспе с различными типами рудопроявления трудновыполнимой задачей.

Основные концентрации редких элементов месторождения Верхнее Эспе связаны с приконтактовыми метасоматитами, альбитовыми гранитами и, в меньшей мере, с редкометально-замещенными пегматитами. Основными редкими элементами являются: цирконий, ниобий, тантал, иттрий и редкие земли. В небольших количествах присутствуют: литий, бериллий, торий, олово, свинец и др.

Иттриевые редкие земли в практическом отношении используются в металлургии для получения твердых сплавов, авиационной технике, космической технике и других промышленных отраслях. Около 55% РЗЭ используется в качестве катализатора крекинга нефти, – около 25% в металлургии, около 20% – в производстве стекла и керамики, а также и в создании мощных сверхпроводников В электронике, генераторов, трансформаторов и др.

В настоящее время, иттриевые ферриты-гранаты нашли применение в микроволновой технике; У и Еи используются как люминофоры в цветном телевидении, изотоп Ce, как источник тока космических аппаратов, Eu, Dy и Gd, как поглотители нейтронов в атомных реакторах. Редкоземельные металлы производстве гибридных автомобилей применяются при И ветряных редкоземельные востребованы генераторов. Кроме того, элементы в производстве приборов ночного видения, гаджетов, таких как смартфоны, ноутбуки, планшетные компьютеры и др. Так, в смартфонах крошечные добавки празеодима, тербия, гадолиния, иттрия, европия и диспрозия делают экраны телефонов цветным и защищают от воздействия ультрафиолетовых лучей, а для изготовления микрофона, динамика и вибрирующих деталей используют материалы, содержащие неодим, диспрозий, празеодим, а также бор и железо. Из сплава «неодим-железо-бор» часто изготовляют постоянные магниты. Поэтому редкие земли иттриевой группы имеют большое практическое значение.

Актуальность темы исследования

Пока не найдены альтернативные материалы редкоземельным элементам, поэтому потребность в них из года в год растет, т.к. без них немыслима современная электроника. В послании Главы нашего государства Нурсултана Назарбаева народу Казахстана «Казахстанский путь – 2050: единая цель, единые интересы, единое будущее» констатируется, что «важно наращивать разработку редкоземельных металлов, учитывая их значимость для наукоёмких отраслей – электроники, лазерной техники, коммуникационного и медицинского оборудования».

Исследователи рассматриваемого нами региона (А.В. Степанов, Я.А. Косалс, А.А. Беус, В.И. Чернов, Э.А. Северов, Д.А. Минеев, А.А. Калаченко и отмечали. важнейшей залачей др.) что лальнейших исследований Верхнеэспинского месторождения является проведение минералогогеохимического направления. Комплексное освоение природных богатств немыслимо без изучения вещественного состава месторождения: определения минерального состава руд; выявления типоморфных особенностей минералов в рудах; определения элементов-примесей в минералах и форм их вхождения; установлении последовательности образования минералов и зональности в их распределении и т.д.

Целью диссертационной работы является детальное петрографическое, минералогическое и геохимическое изучение апогранитов Акжайляутасского массива (Ийсор и Верхнее Эспе) современными методами для определения практической значимости данных объектов в частности и рудного поля в целом, а также выявления последовательности минералообразования в гранитах и авто- и метасоматитах и определения абсолютного возраста редкоземельного оруденения щелочных гранитов Верхнего Эспе.

Исходя из этого, были поставлены следующие задачи:

- изучить породы и руды Акжайляутасского гранитного комплекса современными методами (оптическая микроскопия, рентгенофазовый анализ, электронная микроскопия, спектральный анализ и др.);

- изучить метасоматиты массива и определить основные стадии минералообразования в них;

- изучить распределение редкоземельных элементов в породах и отдельных минералах (циркон, гагаринит, гадолинит, пирохлор и др.)

для определения особенностей метасоматических процессов в редкометальных проявлениях месторождения Верхнее Эспе.

- определить абсолютный возраст редкоземельного оруденения щелочных гранитов Верхнеэспинского месторождения, данные которых способствуют положительному решению вопроса прогнозирования месторождений и редкоземельных полезных ископаемых в других районах республики.

Защищаемые положения

Первое защищаемое положение.

Минералогические исследования рудоносных гранитов Акжайляутасского массива с применением комплекса современных методов выяснить важнейшие вопросы определению лали возможность ПО минералообразования распределения последовательности И характера редкоземельного оруденения в метасоматитах.

Второе защищаемое положение. Установлены минералы-носители минерализации редких элементов, включая нарсарсукит, циркон и гагаринит, в которых заключена генетическая информация последовательности и интенсивности метасоматических процессов, сыгравших роль в концентрации РЗЭ.

Третье защищаемое Доказан абсолютный положение. возраст Верхнеэспинского редкоземельного щелочных гранитов оруденения наиболее интрузивного массива циркону, устойчивому по как И информативному минералу.

Результаты изучения будут способствовать положительному решению вопросов по прогнозированию идентичных редкоземельных месторождений постколлизионного этапа.

Научная новизна работы:

- определен и уточнен абсолютный возраст редкоземельного оруденения гранитов месторождения Верхнее Эспе с применением современных методов изучения;

7

- уточнена последовательность стадий минералообразования в гранитах и фенитизированных породах месторождения;

- изучена форма вхождения редкоземельных элементов в кристаллах циркона щелочных гранитов.

Практическая значимость

Общеизвестно, что результаты именно минералогических исследований оказывают значительную помощь обогатителям и технологам. Определение минерального состава руд на макроуровне и микроуровне с выявлением типоморфных особенностей минералов, определение элементов-примесей в установление минералах И форм их вхождения, последовательности образования минералов и характера зональности в их распределения; выявление физико-химических условий образования минералов и установление минералов-индикаторов существенно облегчают решение важнейших вопросов по определению генезиса и возраста формирования месторождении, а также по разработке новых поисковых критериев. В настоящее время ни одно разведанное месторождение не может быть сдано в эксплуатацию без детального изучения минерального состава и промышленной типизации руд, слагающих это месторождение. Изучение минерального состава руд на макрои микроуровне позволит разработать новые прогрессивные методы обогащения и рациональных схем извлечения полезного компонента. В предлагаемой диссертации рассмотрен приведенный выше круг вопросов, что определяет ее практическую значимость.

Фактический материал и личный вклад автора

Диссертационная работа базируется на материалах полевых (более 120 обр.) и камеральных исследований докторанта во время учебы в докторантуре в период 2014-2017 гг. в КазНИТУ им. К.И.Сатпаева, а также на изучении образцов коллекционных пород И минералов первооткрывателя месторождения Верхнеэспинского Александра Васильевича. Работа проводилась при выполнении госбюджетных научно-исследовательских тем по заказу Комитета науки МОН РК по темам: «Открытие новых минералов в Казахстане для глубокой переработки природного сырья» (руководитель Бекенова Г.К.), «Создание базы данных по уникальным, редким и недостаточно изученным минералам месторождений благородных и редких элементов Казахстана для комплексного освоения минерального сырья» руководитель Бекенова Г.К.). работе кроме собственных материалов диссертанта В использованы также результаты исследований А.В. Степанова и научного руководителя Г.К. Бекеновой. Были использованы также опубликованные и фондовые материалы ряда предыдущих исследовательских работ – Д.С. Коржинского, Д.А. Минеева, А.А. Беуса, Ю.А. Балашова, Н.А. Белова, А.В. Степанова, Я.А. Косалса и др., а также группы зарубежных авторов, перечень которых и ссылки на которые приведены в списке использованных источников.

Все исследовательские и аналитические работы выполнены в лабораториях ТОО «ИГН им К.И. Сатпаева», в отделе Наук о Земле Музея

Естественной Истории (г. Лондон, Великобритания) и в Сатпаевском университете. Содержание выполненных работ касались проведения геохронологических, петрохимических, минералогических и геохимических (в том числе изотопных) изучений пород.

Проведено оптико-микроскопическое изучение более 100 прозрачнополированных шлифов исследуемых объектов (Polam – MCP300 ZEISS- Axio Scope. A1). Получены полуколичественные данные (графики, диаграммы и изображения) на низковакуумном сканирующем электронном микроскопе «Zeiss EVO-15LS» (около 200 анализов) в Научной Лаборатории Музея Естественной Истории (г. Лондон, Великобритания).

В ряде случаев диагностика минералов уточнена в секторе минералогии ИГН методом порошковой рентгенографии на автоматизированном дифрактометре ДРОН-3,0 (СиКα-излучение). Условия съемки дифрактограммы: ускоряющее напряжение 35 кВ; ток анода 20 мА; съемка детектор 2 град/мин.

Проведено более 45 полных силикатных анализов (методом мокрой химии) с целью изучения петрохимических особенностей массивов в Научной Лаборатории Музея Естественной Истории (г. Лондон, Великобритания).

Изучение химического состава 50 образцов было проведено в секторе минералогии ИГН с помощью электроннозондового микроанализатора JCXA 733 с применением энергодисперсионного спектрометра INCA ENERGY при ускоряющем напряжении 25 кВ, токе зонда 25 нА и сфокусированном (диаметр 1-2 мкм) или расфокусированном (10 мкм) зонде. В качестве образцов сравнения были использованы: альбит (Na), MgO (Mg); Al2O3 (Al); SiO₂ (Si); адуляр (K); CaF₂ (F,Ca); TiO₂ (Ti); Pb (PbS); Fe₂O₃·MnO (Fe, Mn), металлический Sn (Sn); V (V); Zn (Zn), U (U); Nb (Nb); Ta (Ta); ZrO₂ (Zr); x(PO₄) (x - REE); P (GaP).

Проведены диагностика и детальное исследование химического состава рудных и редкоземельных минералов на рентгеноспектральном микроанализаторе Cameca SX-50 (более 60 анализов) в Научной Лаборатории Музея Естественной Истории (г. Лондон).

Определение валентности железа в арфведсоните и минералах астрофиллитовой группы осуществлено методом мессбауэровской спектроскопии.

Проведен катодолюминесцентный анализ 125 кристаллов циркона на электронном микроскопе (EVO) с катодолюминесцентной приставкой в Научной Лаборатории Музея Естественной Истории (г. Лондон, Великобритания). Определен абсолютный возраст щелочного гранита (по циркону) с использованием современного высокочувствительного метода массспектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией (ИСП-MC-ЛА) (ICP-MS-LA) в Научной Лаборатории Музея Естественной Истории (г. Лондон).

Автором в 2016 году дважды была пройдена зарубежная научная стажировка в отделе Наук о Земле Музея Естественной Истории (Natural History Museum) в г. Лондоне (Великобритания). Данное обстоятельство имело

большое значение для выполнения аналитических исследований на современном аналитическом оборудовании.

Апробация работы. Результаты исследований и основные положения диссертационной работы докладывались на Международной научнопрактической конференции, посвященной 100-летию со дня рождения академиков АН КазССР Каюпова А.К., Щербы Г.Н., члена-корреспондента АН КазССР Жилинского Г.Б. и 90-летию академика АН КазССР Абдулина А.А. на тему «Геологическая наука и развитие минерально-сырьевых ресурсов Казахстана в рамках стратегии развития 2050» в ИГН им. К.И. Сатпаева (Алматы, 18-19 декабря 2014 г.), Международной конференции «Сатпаевские чтения» на тему «Роль и место молодых ученых в реализации новой экономической политики Казахстана» (Алматы, КазНТУ, 11-13 апреля 2015 г.), а также Международной конференции на тему «Онтогения, филогения и система минералов» (Миасс, Россия, 05-09 октября 2015 г.). Основные выводы исследования докладывались на зарубежной 15-ой ежегодной конференции «15th International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM 2015» (Albena, Bulgaria, 13-20 июня 2015 г.), Международной научно-практической конференции «Устойчивое научно-технологическое развитие тренды технологии», посвященной 25-летию Национальной инженерной академии РК (Алматы, 10-11 октября 2016 г.), 39-ой Международной ежегодной зимней конференции «Mineral Deposites Studies Group» University College Dublin (Ирландия, 4-7 января 2016 г.), а также на 40-й Международной ежегодной зимней конференции «Mineral Deposites Studies Group», University College Bristol (Бристоль, Великобритания, 19-21 декабря 2016 г.).

Публикации. По теме диссертации опубликованы 15 работ, из них 3 статьи в журналах, рекомендованных ККСОН МОН РК (Известия НАН РК (серия геологии и технических наук), Вестник ВКГТУ, Вестник КазНИТУ); 2 статьи в журнале, входящем в базу Scopus; 2 тезиса докладов в журнале «Applied Earth Science», входящем в Thomson Reuters; 8 статей в материалах международных научных конференций дальнего и ближнего зарубежья.

Структура и объем работы. Диссертационная работа состоит из введения, шести глав, заключения, приложения и списка использованных источников (103 наименования). Общий объем работы составляет 147 страницы, в том числе 93 рисунка и 21 таблиц.

Автор выражает глубокую признательность и благодарность за практическую и моральную помощь при выполнении и оформлении диссертационной работы:

– Научным консультантам – доктору геол.-мин. наук Бекеновой Г.К. (Казахстан), доктору PhD Долгополовой А.В. (Великобритания);

– работникам сектора минералогии ИГН им. К.И. Сатпаева и непосредственно директору «ТОО Институт геологических наук им К.И. Сатпаева» профессору Жолтаеву Г.Ж;

– Левину В.Л., кандидату геолого-минералогических наук, ведущему научному сотруднику сектора минералогии Института геологических наук им. К.И. Сатпаева за помощь в проведении электроннозондовых исследований;

– А.В. Степанову – первооткрывателю Верхнеэспинского месторождения за ценные советы при изучении пород и минералов;

– сотрудникам кафедры «Геологическая съемка, поиск и разведка месторождений полезных ископаемых» Института геологии и нефтегазового дела им. К. Турысова;

– Seltmann R., доктору геологических наук, профессору, директору Центра Российских и Среднеазиатских Минеральных Исследований (CERCAMS), за ценные научные консультации;

- Стрекопытову С., доктору геологических наук, мэнэджеру Лаботатории аналитической химии Музея естественной истории за проведение химического анализа гранитоидов;

- Spratt J., начальнику отдела электронной микроскопии Музея естественной истории, за помощь в проведении электроннозондовых исследований;

– Бекботаевой А.А., доктору PhD, зав. кафедрой «Геологическая съемка, поиск и разведка месторождений полезных ископаемых» Института геологии и нефтегазового дела им. К. Турысова;

1 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ И ХАРАКТЕРИСТИКА АКЖАЙЛЯУТАССКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА И МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЕРХНЕЕ ЭСПЕ И ИЙСОР

Первый наиболее подробный обзор месторождений полезных ископаемых восточной части Тарбагатайского хребта был проведен Г. Д. Романовским в 1903 г. Он детально описал Аягозские месторождения и пришел к заключению, что это перспективные месторождения угля, полиметаллов и меди. В геологических исследованиях Тарбагатайского хребта в разное время принимали участие В.А. Обручев (1905 г.), А.К. Мейстер (1906 г.), П. М. Половой, М.Н. Василевский, А.Н. Рябин и П.В. Чурин (1911-1916 гг.), Н.М Василевский (1912-1913 гг.) [1,2].

Начало систематическому изучению Тарбагатая положили Д.С. Коржинский и В.Н. Лодочников. В 1926 г. Д.С. Коржинский сделал подробное геологическое описание Аягуз-Иртышского водораздела к востоку от хребта Шынғыс. В его работе дана детальная петрографическая характеристика изверженных пород с приведением их химического состава и оптических констант минералов. В 1935 г. на южном склоне хребта Тарбагатая работал Е.Д. Шлыгин, который составил геологическую карту южного склона восточной части хребта Тарбагатая и произвел стратиграфическое расчленение осадочноэффузивных комплексов [1, с. 6].

В продолжении геологических исследовательских работ по региону Тарбагатая принимали участие В.М. Синицын, Г.М. Гапеев (1937 г.), Н.Г. Кассин (1941 г.), А.И. Егоров, П.Н. Кропоткин, Ф.И. Вольфсон (1942 г.), Г.П. Волгов, С.Т. Взнуздаев [1, с. 6].

В 1944 г. в Западно-Аягозском районе проводил исследования К.Н Ерджанов КазФАН СССР. Им была составлена геологическая карта Батпакского гранитного массива на площади около 800 кв. км, а также дано детальное петрографическое описание интрузивных комплексов [1, с. 7].

Начиная с 1950-51 гг. систематические геолого-съемочные работы на территории Тарбагатая проводились Южно-Казахстанским геологическим управлением и Всесоюзным аэрогеологическим трестом (ВАГТ). К ним относятся работы М.Ц. Медоева, Д.Д. Пономарева, М.Б. Стааль, К.Т. Куликовского, Н.В. Морозова, А.В. Степанова, К.Н. Ткаченко, С.Н. Голышева [1, с. 7].

В 1956 г. К.Н. Ерджановым были изучены пегматитовые поля Батпакской и Акжайляуской интрузий и дана их минералого-геохимическая характеристика. В этом году В.А. Кормушин и И.Я. Кротов проводили (от ЮКГУ) разведку Акжайляуского месторождения пегматитов на наличие пьезооптического сырья. В 1957 г. на северном склоне Тарбагатайского хребта Г.Г. Астраханцев, Р.С. Качурин, М.Н. Гринвальд, В.А. Белов и другие проводили поисково-разведочные работы на редкие элементы. Одновременно с ними в пределах Тарбагатая работала большая группа геологов ВАГТа, занимавшая редакцией геологической карты. [1, с. 7].

1.1 Краткая характеристика Акжайляутасского гранитного массива.

Гранитный комплекс массивов Акжайляутас находится в 100 километрах к востоку от города Аягоз, занимает по площади более 1500 км². Район расположения гранитоидных массивов сложен на 60% интрузивными образованиями, на 25 % осадочными породами и 15% занимают четвертичные отложения (рисунок 1), приложение А 1-3.

Исследуемый район характеризуются гористо-мелкосопочным рельефом, на фоне которого резко вырисовывается Акжайляутасский гранитный интрузив. Гранитный массив Акжайляутас состоит из трех параллельно расположенных высоких дугообразных гряд, обращенных вогнутостью к северу. Южная сторона имеет наиболее высокие скалистые вершины с абсолютными отметками до 1490 м [1, с. 94].



Рисунок 1 – Северо-восточная сторона Акжайляутасского гранитного массива

С севера массив ограничен узким, глубиною 350-400 м, ущельем, за которым тянется вторая горная гряда. В 200 м севернее от нее расположена третья дугообразная ветвь, отличающаяся еще более пониженным рельефом.

Формы рельефа Акжайляутасского гранитного массива обусловлены вмещающих сложным тектоническим строением палеозойских толщ. дугообразной формы могут Параллельные гряды быть объяснены строением складки, в которую ранее были собраны изоклинальным палеозойские образования. Некоторые участки интрузии к настоящему времени значительно денудированы, вследствие чего местами обнажены наиболее глубинные зоны интрузива, представленные гранитами грубозернистой структуры (рисунок 2) приложение А 4 [1, 2 с. 94].



Рисунок 2 – Сильно денудированный гранитный массив, центральная часть Акжайляутасского гранитного массива

Под воздействием денудационных процессов в отдельных местах обнажаются наиболее глубинные части гранитной интрузии с характерной грубозернистой или крупнозернистой структурой. Недавно освободившиеся граниты, обычно характеризуется мелкозернистой или порфировидносреднезернистой структурой. Такие граниты чаще всего слагают наиболее возвышенные участки гранитного массива [1, с. 95].

Интрузивные породы Акжайляутасского массива представлены габбро, габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и роговообманковыми гранитами (рисунок 3). Наиболее ранними образованиями исследуемого комплекса являются габбро и диориты. Они характеризуются ограниченным распространением и обычно встречаются в интрузивных телах совместно, образуя между собой постепенные переходы [1, с. 94-96; 2, с. 8-12].

Гранодиориты распространены более чем габбро и диориты. В восточной части Акжайляутасского гранитного массива расположен наиболее крупный по размеру выход гранодиоритов. Небольшой выход гранодиоритов находится в центральной части массива [1, с. 99; 2, с. 12].



Рисунок 3 – Схематическая и геологическая карта Акжайляутасского гранитного массива [2, с. 8]

Биотитовые граниты – широко распространенные породы, слагающие около 80% площади Акжайляутасского массива. Среди них значительным распространением пользуются жильные породы, представленные аплитами, гранит порфирами, кварцево-полевошпатовыми пегматитами и щелочными гранитами. По структуре они делятся на грубозернистые и крупнозернистые граниты со средним размером зерен от 2 до 7 мм, а также среднемелкозернистые и порфировиднозернистые граниты размером зерен от 1 до 2 мм [1, с. 103-106; 2, с. 12]

Порфировидные и мелкозернистые граниты образуют ряд вытянутых тел дугообразной формы. Переход от крупнозернистых гранитов к порфировидным и среднезернистым является постепенным (рисунок 4), приложение А 4-6.



Рисунок 4 – Среднезернистый биотитовый гранит из центральной части Акжайляутасского массива

Порода состоит из микроклин-пертита, кварца, плагиоклаза (олигоклаз) и биотита. Из акцессорных минералов встречаются циркон, сфен, апатит, редко монацит и рудные минералы. Плагиоклаз образует ксеноморфные зерна с полисинтетическим двойниковым сложением. Редко характеризуется слабо выраженным зональным строением (рисунок 5) приложение Б 1, 2.

Широкотаблитчатые кристаллы образует решетчатый микроклин-пертит величиной 4-5 и более мм в поперечном срезе. Наблюдается слабая пелитизация микроклина.

Биотит встречается в виде пластинчатых, иногда изогнутых, листочков с резким выраженным плеохроизмом от светло-желтого до красно-бурого цвета. Кварц развивается в виде крупных ксеноморфных зерен, заполняя промежутки между полевыми шпатами и биотитом, а также образуя мелкие мирмекитовые вростки на стыке плагиоклазовых зерен. Часто бывает трещиноватым и характеризуется волнистым погасанием.



Рисунок 5 – Таблитчатый микроклин-пертит (Мс) с решетчатым строением, слегка серицитизированы плагиоклаз (Pl), ксеноморфные зерна кварца (Q) и биотит (Bt)



Рисунок 6 – Крупные кристаллы серицитизированого плагиоклаза (Pg) с полисинтетическим сложением. Николи скрещенные, увеличение 10х

1.1.2 Щелочные граниты – встречаются в виде мелких штоков длиной около 1 км и в виде резко вытянутых малоглубинных тел, при мощности от 250 до 300 м. Щелочные граниты расположены в приконтактовой части плутона, давая секущий интрузивный контакт с вышеописанными гранитами. Они

отличаются своей пятнисто-серой и розовой окраской и общим порфировидным плотным сложением.

Порода по внешнему виду отличается своей серой и розовато-серой окраской, массивной текстурой и порфировидной структурой. По минеральному составу состоит из плагиоклаза (олигоклаз, альбит), микроклинпертита и микроклина (приложение Б 3), кварца, биотита. Из фемических минералов, встречается щелочная роговая обманка (рибекит, арфедсонит). В виде акцессорных минералов часто встречаются апатит, циркон, титанит, монацит и как вторичные минералы наблюдаются хлорит, серицит и пелит.

1.1.3 Жильная формация

Жильная формация связана с завершающей стадией кристаллизации гранитной интрузии и представлена кварцевыми жилами, аплитами, кварц полевошпатовыми пегматитами (рисунок 7).



Рисунок 7 – Лейкократовый гранит из Акжайляутасского гранитного массива

Кварцевые жилы распространены в западной части плутона и сложены белым и серым, местами желтоватым кварцем. В жильном кварце встречается вкрапленность пирита, халькопирита, малахита[1, с. 111].

Аплиты распространены незначительно, встречаются в виде маломощных даек, секущих вмещающие толщи и лейкократовые граниты. Порода имеет характерную мелкозернистую структуру и массивную текстуру. Цвет белый и серовато-белый. Породы состоят из тонкозернистого кварца, кислого плагиоклаза (олигоклаз или альбит) и микроклина, а также темного биотита. Встречаются мелкие зерна мусковита, кальцита и магнетита [1, с. 113-118].

Лейкократовые крупнозернистые биотитовые граниты состоят из призматического плагиоклаза (рисунок 8), микроклин-пертита, ксеноморфного кварца и биотита. В виде акцессорных минералов постоянно присутствуют циркон, титанит (сфен), апатит, магнетит, а также флюорит, монацит и рутил.

Редкометальные минералы пегматитов Акжайляутаса часто привлекали внимание исследователей. Разными геологами и минералогами были описаны крупные кристаллы отрита, эвксенита, бесщелочной берилл (К.Н. Ерджанов, Сатрапинская, 1960, 1961), псевдоморфозы бастнезита и иллита по ортиту. (Чернов, Кроль, А.В. Степанов, 1966), редкие цериево-иттриевые разновидности фергусонита и эвксенита, а также монацита, ксенотима, торита и колумбита [2, с. 12-14; 3].



Рисунок 8 – Кварцевая жила в лейкократовом граните из западной части Акжайляутасского массива

1.2 Краткая характеристика Ийсорского гранитного массива.

Гранитный массив Ийсор является северным выходом гранитного массива Акжайляутас. Основная часть массива состоит из средне- и крупнозернистых порфировидных биотитовых гранитов, пегматитов, гранодиоритов и граносиентов. В северо-западной части массива представлены средне- и мелкозернистыми рибекит-альбитовыми гранитами и пегматитовыми жилами. Альбитизированные рибекитовые граниты и биотитовые неизмененные граниты связаны между собой постепенными переходами. По данным геологов переход от биотитовых к рибекитовым разностям отражается на минеральном составе пород (рисунок 9) [2, с.14-16; 4; 5].



1 Четвертичная система, аллювиальные отложения, суглинки, пески, глины; 2 граниты; 3 карбоновая система, нижний отдел. Коконьская свита. 4 темносерые полимиктовые песчаники, алевролиты, туфопесчаники; 5 биотитовые граниты; 6 метасоматиты; 7 рудное тело; 8 тектонические нарушения; 9 границы фации (Составлена Э.А. Смирновым) [2, с. 15].

Рисунок 9 – Геологическая карта Ийсорского месторождения

При микроскопических исследованиях пород отчетливо видна ранняя микроклинизация плагиоклаза (олигоклаз), сменяющая микроклин-пертиты и первичной плагиоклаз из биотитовых гранитов, также четко наблюдается псевдоморфоза альбита по калишпату. В шлифах наблюдается развитие игольчатого рибекита и зеленого хлорита по биотиту. Геологические и петрографические данные показывают, что рибекит-альбитовые породы образуются в результате метасоматического преобразования порфировидных биотитовых гранитов (рисунок 10). Среди гранитоидов массива Ийсор широко распространены кварц-полевошпатовые пегматоидные тела [2, с. 18]



Рисунок 10 - Пегматитовая линза с микроклином в рибекитовом граните из Ийсорского месторождения

Щелочные альбитизированные граниты развиты по периферии и частично внутри Ийсорского выхода порфировидных гранитов вдоль трещинных зон. Альбитизированные щелочные граниты по внешнему виду отличаются от неизмененных «плутонитов» своим очень светлым цветом. Также они отличаются значительным разнообразием структур, текстур и однородным составом. Наиболее наглядный пример обнажения «слоистых» щелочных гранитов имеется на юге Ийсора [2 с.12]. Под микроскопом эти породы отличаются ОТ плутонитов бластовыми структурами, а гипидиоморфнозернистые структуры сохраняются в качестве реликтов. Альбитизированные граниты состоят из кварца, микроклина, альбита и рибекита. Кварц образует крупные ксеноморфные волнистопогасающие и мелкие округлые роговиковые недеформированные зерна. Микроклин обычно образует решетчатую неправильную форму и не содержит пертитовых вростков и пелитоморфных частиц (рисунок 11).



Рисунок 11 – Альбитизированный гранит из массива Ийсор

2 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЕРХНЕЕ ЭСПЕ

2.1 Краткие сведения об истории геологических исследований

Верхнеэспинское месторождение открыто А.В. Степановым в 1955 г. в результате комплексной геологической съемки масштаба 1:200 000. С 1957 по 1961 годы на месторождении проводились поисково-разведочные работы (М.Н. Гринвальд, К.Н. Ткаченко, В.А. Белов, С.С. Сермагулов, В.И. Налиев, Л.М. Семиврагова, А.А. Калаченко) [6].

В геологических исследованиях района месторождения в разное время принимали участие Д.С. Коржинский (1929 г.), К.Н. Ерджанов (1946 г.), А.В Степанов, Л.Б Иванов, Г.Ц. Медоев (1954-1955 гг.), Р.С. Качурин. Э.Б Диаров (1957 г.), В.А. Кормушин и А.Б Диаров (1975 г.), А.М. Смирнов и др. (1959-1961г.г.) [6, с. 248].

В изучении петрографии и минералогии месторождения принимали участие: А.А. Калаченко (1961-1965 г.г.), В.И. Чернов, А.В. Степанов (1958-1962), Э.А. Северов (1959 г.). Изучением шлифов, шлихов и протолочек с этого месторождения занимались В.А. Плужникова, С.Н. Идельсон, М.Г. Георгиевская, М.М. Михайлова и др. Кроме того, на месторождении Верхнее Эспе и в его районе проводились следующие тематические работы: В.Е. Гендлер занимался изучением гранитоидов Тарбагатая; Э.А. Северов – исследованием ниобиеносных гранитов (1958-1959 г.г.), А.А. Калаченко изучал петрографические особенности гранитоидов [6, с. 248, 249].

Детальное геохимическое исследование гранитоидов проводил Д.А. Минеев (1960-1964 гг.) под руководством доктора геолого-минералогических наук А.А. Беуса в лаборатории геохимии месторождений редких элементов, связанных с метасоматически измененными гранитоидами (ИМГРЭ МГ).

Работы по изучению месторождения были возобновлены лишь в конце 80х годов под руководством Я.А. Косалса (до 1993 г.) и Ф.Г. Губайдулина вплоть до 1995 г. Большой вклад в изучение кристаллических структур новых и редких минералов (ифтисит, каппелинит, кейвиит, кайсикхит, кайнозит, роуландит, таленит) внес сотрудник КазИМСа Ю.В. Шаповалов. Результаты исследований отражены в отчетах и трудов КазИМСа, тезисах и докладах отраслевых конференций. В последующие годы планомерное изучение месторождения было прервано, но имели место кратковременные посещения и сборы материала, которые продолжаются по настоящее время [6, с. 248, 249].

С 2004 г. при детальном изучении редкометальных и редкоземельных минералов месторождения группа исследователей А.В. Степанов, Г.К. Бекенова, В.Л. Левин и П.Е. Котельников открыли новые минералы и минеральные разновидности. Все новые минералы утверждены Комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации Международной минералогической ассоциации (КНМ КиН ММА) (2009-2012 гг.) [6, с. 248, 249; 7].

Впоследствии группой геологов, изучавших регион, был поставлен вопрос о необходимости сохранения в качестве заповедника Акжайляутасского прилегающих территорий, Верхнеэспинское массива И куда вошли месторождение и Ийсорский выступ, как уникальные природные объекты для исследований и познавательного туризма. В Постановлении научных Правительства РК №657 от 30.06.05 г. Верхнеэспинское месторождение вошло в перечень геолого-геоморфологических и гидрогеологических объектов государственного природного заповедного фонда, представляющих особую экологическую, научную, культурную и иную ценность [6, с. 250-253; 8]



Рисунок 12 – Топографическая карта исследуемого района с координатами геологических маршрутов



Рисунок 13 – Геологическая и схематическая карта Верхнеэспинского месторождения (масштаб 1:200 000)

2.1.1 Стратиграфия

В строении района принимают участие породы палеозоя и кайнозоя. Среди палеозойских пород выделены отложения силура, девона и нижнего карбона, прорванные интрузивными породами различного состава. Мезозойские отложение в районе отсутствуют. Кайнозой представлен неогеновыми и четвертичными отложениями. Описание стратиграфии приводится по данным работ А.М. Смирнова, К.Н. Ерджанова и Э.К. Шугрина [1, с. 23].

Силур (S) представлен двумя отделами: нижним (лландоверский и венлокский ярусы) и верхним (лудовский ярус).

Нижний ярус (лландоверский S₁) – представлен переслаиванием роговообманковых и плагиоклазовых порфиритов и их туфов.

Венлокские (Sv) отложения залегают на образованиях лландовери с перерывом, выраженным туфоконгломератами, туфопесчаниками с мелкими линзами известняков и прослоями алевролитов [1, с. 23, 24].

Девон (D) Девонские отложения расчленены на три свиты: среднедевонские (D_{1/2}) и верхнедевонские отложения.

Нижнесредний девон – кайдульская свита, нижняя подсвита представлена пироксено-роговообманковыми андезитовыми порфирами, миндалекаменными и дацитовыми порфиритами. Верхняя подсвита – это переслаивающиеся флюидальные и массивные лавы базакварцевых и кварцевых порфиров, альбитофиров, дацитовых порфиров и их туфы.

Среднедевонские отложения представлены порфиритами среднего состава и их туфами с прослоями конгломератов и покровами кислых эффузивов, а также, мелко-крупнозернистыми полимиктовыми песчаниками, гравелитами, туфами андезитовых профиритов.

Верхний девон (франский ярус) представлен кремнистыми алевролитами, конгломератами, известняками с фауной и тонкослоистыми песчаниками с фауной франкского возраста [1, с. 24, 25; 9].

Карбон (С)

В геологическом строении Верхнее Эспе месторождения принимают участие осадочные породы второй, третьей и четвертой подсвиты (по Э.К. Шугрину [87]) коконьской свиты, отложения неогена и четвертичного возраста.

По данным проведенных на территории месторождения поисковосъемочных работ масштаба 1: 10 000 (1960 -1961 гг.), каждая подсвита в свою очередь расчленяется на отдельные горизонты с учетом литологических, структурных и цветовых признаков, а также наличия органогенных остатков [1, с. 25].

Вторая средняя подсвита (песчаниковая) расчленяется на четыре горизонта. 1) C_{1V1KK}^{12} , 2) C_{1V1KK}^{22} , 3) C_{1V1KK}^{32} , 4) C_{1V1KK}^{42}

Третья – (песчаниково-алевролитовая) подсвита, расчленяется на два горизонта: 1) C_{1V1KK}¹₃, 2) C_{1V1KK}²₃

Четвертая – верхняя (туфогенная) подсвита делится на три горизонта:

1) $C_{1V1KK}^{1}_{4}$, 2) $C_{1V1KK}^{2}_{4}$, 3) $C_{1V1KK}^{3}_{4}$

Осадочные образования на территории месторождения слагают Егинды-Булакскую антиклинальную структуру, осложняющуюся расположенной к северо-востоку от месторождения антиклинальную системой складок. В северовосточном крыле Егинды-Булакской антиклинали отмечается ряд складок более мелкого порядка, иногда имеющих изоклинальную форму [1, с. 25; 10]

В целом залегание осадочных пород в антиклинальной складке очень крутое – 60°-80°, иногда почти вертикальное; в юго-западном крыле антиклинали падение слоев более пологое. Исключительно однообразный песчано-алевролитовых тонкопереслаивающихся отложений состав И отсутствие маркирующих горизонтов создают значительные трудности в картировании осадочных пород на территории месторождения, что естественно затрудняет стратиграфическое расчленение подробное И выявление изоклинальных структур с неясно выраженными замковыми соединениями. Это обстоятельство в какой-то мере отразилось, по-видимому, на вычислении мощности отдельных подсвит и горизонтов. Каждой горизонт условно подразделяется на отдельные пачки по преобладанию в разрезе тех или других пород, переслаивание различных так как тонкое литологических

26

разновидностей, вообще характерное для коконьской свиты, не позволяет выделить даже на небольшом участке достаточно мощной слой однотипного состава [[1, с. 25].

Первый горизонт С_{1V1KK}¹2

Отложения первого горизонта слагают на месторождении ядро Егинды-Булакской антиклинали и характеризуются преобладанием ороговикованных туфопесчаников, песчаников и полимиктовых песчаников с редкими прослоями алевролитов.

Наиболее полные разрезы отложений первого горизонта представлены на северо-западе от Большого выхода, а также между Большим и Малым выходами апогранитов.

Под микроскопом *ороговикованные туфопесчаники* имеют бластопсамитовую структуру. Состав обломков: кварц, плагиоклаз, кислые эффузивы, микрокварциты. Порода интенсивно эпидотизирована, хлоритизирована, карбонатизирована и биотитизирована [1, с. 23-26; 87].

Углеродисто-глинистый сланец имеет пелитовую структуру. Порода состоит из примерно равных количеств частиц пелитовых, глинистых и углеродистого вещества, незначительной примеси тончайших чешуек серицита, мелких зерен кварца, плагиоклаза и графита.

Интенсивно ороговикованный алевролит имеет порфиробластовую структуру с гранолепидобластовой основной массой. Состав: кварц, альбит, биотит, редкие зерна апатита, графита и рудного минерала. Основная тонкозернистая масса сложена кварц-плагиоклазовым агрегатом с примесью биотита.

Второй горизонт C_{1V1KK}²₂. На туфопесчаники первого горизонта согласно налегают отложения второго горизонта. Граница между ними проведена условно. Второй горизонт отличается по преобладанию в разрезе алевролитов и алевропесчаников.

Породы второго горизонта располагаются на территории месторождения в виде узкой полосы на северо-западе от Большого выхода и между Большим и Малым выходами. Восточнее Малого выхода отложения данного горизонта вскрыты эрозионным срезом в виде отдельных небольших участков в погружающейся на юго-восток осевой части антиклинальной складки. Разрез по второму горизонту наиболее полно представлен между Большим и Малым выходами.

Под микроскопом все породы II-го горизонта: алевролиты, алевропесчаники, туфопесчаники и углистые алевролиты – выглядят так же, как породы 1-го горизонта [1, с. 23-26, 88].

Третий горизонт (C_{1V1KK}³₂), отложения горизонта протягиваются с юговостока на северо-запад в виде полосы шириной 400-460 м вдоль северовосточных контактов гранитоидных выходов.

Породы данного горизонта характеризуются примерно равным соотношением в разрезе, углистых алевролитов, алевролитов, алевролитов, алевропесчаников и песчаников.

Четвертый горизонт (C_{1V1KK}^{3}). Породы данного горизонта протягиваются через весь планшет М-44-139-Г-б-2 с северо-запада на юго-восток, (захватывая часть планшета М-44-140-В-а-1) довольно широкой полосой, ограниченной с юго-запада третьим горизонтом второй подсвиты, и с северо-востока основным разломом. В составе горизонта преобладают песчаники, туфопесчаники и полимиктовые песчаники, алевролиты играют резко подчиненную роль. Наиболее полный разрез горизонта наблюдается на юго-востоке от Малого выхода [1, с. 23-26; 11].

Третья подсвита (С_{1V1КК3})

Первый горизонт (C_{1V1KK}^{1}). Породы первого горизонта третьей подсвиты занимают самую значительную площадь и тянутся неравномерной, постепенно расширяющейся полосой с северо-запада на юго-восток севернее основного разлома. На планшетах М-44-140-В -а-1,2,4 породы данного горизонта занимают всю южную часть. Отложения данного горизонта характеризуются широким развитием известковистых пород с органогенными остатками. Самый полный разрез горизонта представлен к северо-востоку от Малого выхода.

Второй горизонт (C_{1V1KK}²₃). Породы данного горизонта согласно налегают на отложения предыдущего горизонта и широкой полосой прослеживаются на северо-западе листа М-44-139-Г-б-2 и на востоке листа М-44-139-Г-б-1 сужающейся к востоку на листах М-44-140-В-а-1, 2.

Второй горизонт третьей подсвиты характеризуется преобладанием туффитов, туфопесчаников, полимиктовых песчаников и пепельно-серых алевролитов с флорой Lepidodendron sp. Knozzia sp. Ptezidorachis sp [1, c. 23-26, 89-91].

Четвертая подсвита (С_{1V1КК4})

Первый горизонт (C_{1V1KK}¹₄). Пространственно породы горизонта занимают территорию по обе стороны срединного разлома на северо-западе планшета М-44-139-Г-б-2. Восточнее отложения этого горизонта идут только севернее разлома, а на планшетах М-44-140-В-а-1, 2 – они располагаются между срединным и основным разломами.

Второй горизонт ($C_{1V1KK}^2_4$). Породы данного горизонта слагают ряд мелких складок с крутым падением крыльев, иногда опрокинутых в северо-восточной части площади. Складки прекрасно дешифрируются по аэрофотоснимкам, картируются по остроугольным замкам. В составе горизонта преобладают среднезернистые табачно-зеленые полимиктовые песчаники и пепельно- серые алевролиты с прослоями туфопесчаников.

Третий горизонт (C_{1V1KK}³₄). Породы третьего горизонта смяты в узкие, часто незавершенные, складки с крутыми углами падения крыльев. Пространственно они занимают весь северо-восточный угол планшета М-44-139-Г-б-2. [1, с. 23-26; 91].

Неогеновые отложения (N₁)

Отложения кайнозойского возраста в пределах территории месторождения имеют очень ограниченное распространение, отмечаются к югу от гранитоидных выходов, заполняя долину рек Эспе и Егинды-Булак и представлены миоценовыми гипсоносными глинами, которые перекрываются маломощным чехлом четвертичных отложений, представленных глинами и песками с прослоями алевритов.

Четвертичные отложения (Q)

Отложения четвертичной системы, как правило, маломощны и имеют ограниченное распространение. Они могут быть разделены на следующие группы:

1) элювиально-делювиальные;

2) делювиально-пролювиальные отложения;

3) аллювиальные отложения

1) Элювиально-делювиальные отложения развиты повсеместно. Состав этих отложений находится в тесной зависимости от состава материнских пород. Около массивов Акжайляутас и Верхнее Эспе элювий представлен дресвой с примесью разнозернистого не окатанного песка. В пределах же развития осадочных пород элювий представлен щебенкой с примесью суглинков. Мощность элювия незначительна и не превышает первых десятков сантиметров [1, с. 23-26, 91-93].

2) Делювиально-пролювиальные отложения заполняют узкие межсопочные долины и лога, а также в виде маломощного чехла перекрывают пологие склоны придолинных понижений. Представлены они дресвой, щебенкой и суглинками.

3) Аллювиальные отложения слагают поймы современных рек и ручьев и представлены обломочным материалом различной степени окатанности. Русловые отмели обычно сложены хорошо окатанной галькой и песком.

2.1.2 Магматизм

Описываемый район характеризуется обилием и разнообразием интрузивных проявлений. Все они прорывают палеозойские, в том числе нижневизейские, отложения. По составу выделяются интрузии: габбро, габбродиоритов и диоритов, гранодиоритов и граносиенитов, гранитов, щелочных гранитов с различными жильными породами (рисунок 14).



Рисунок 14 – Месторождение Верхнее Эспе (Большой и Малый выходы)

По времени выделения наиболее ранними из них являются интрузии габбро, габбро-диоритов и диоритов.

Следующими являются гранодиориты и граносиениты, затем нормальные граниты. Среди гранитов в свою очередь выделяются: зернистые роговообманково-биотитовые граниты; мелкозернистые лейкократовые аплитовидные граниты; мелкозернистые порфировидные граниты; щелочные граниты.

Сравнительно крупная интрузия габбро прослеживается в 4-х км к северу от Большого выхода на левом склоне реки Балта-Кара. Размер интрузии – 4,8х2,2 км. Габбро состоит из основного плагиоклаза-лабрадора, авгита, оливина, роговой обманки и рудных минералов [1, с.96-110; 2, с. 17-19].

Диориты слагают южную часть Сандыктасского гранодиоритового массива, располагающегося в северной части района, состав их колеблется от кварцевых диоритов до диоритов.

Гранодиориты и граносиениты, сиениты, слагают краевую зону крупного гранитоидного массива горы Акжайляутас, располагающегося непосредственно к югу от месторождения и массива Сандыктас в 6 км к северу от месторождения. Породы – средне- и крупнозернистые, иногда порфировидные и состоят из плагиоклаза-андезина (с зональным строением), микроклинпертита (с решетчатой структурой), кварца, биотита и роговой обманки.

Щелочные граниты образуют дайкообразные тела на Биесимасском массиве и небольшие пятна в северо-западной части Ийсора. Они имеют фациальные переходы в одних случаях к порфировидным субщелочным, в других к щелочным гранитам [1, с.96-110; 2, с. 19-21; 13].

Щелочные альбитизированные граниты развиты по периферии и частично внутри Ийсорского выхода порфировидных биотитовых гранитов вдоль трещинных зон, а также почти целиком слагают два небольших овальных Верхнеэспинских выхода – Большой и Малый выходы (рисунок 15).



Рисунок 15 – Щелочные альбитизированные апограниты Большого выхода

Альбитизированные щелочные граниты по внешнему виду отличаются от интрузивных щелочных гранитов своим очень светлым, почти белым, иногда голубоватым оттенком. Альбититы состоят из кварца (30-40 %), микроклина (20-30%), альбита (20-25%), рибекита около 5%, также в небольших количествах встречаются – эгирин, биотит, астрофиллит. Кроме этих минералов отмечаются – лепидолит, гидрослюды и в отдельных случаях редкий цирконсиликат – эльпидит. Из акцессорных минералов больше всего представлены: циркон, флюорит, гагаринит, монацит, пирохлор, торит и др.

Порфировидные лейкократовые биотитовые граниты слагают небольшие участки на юге Большого выхода и представляют собой «окна» неизмененных гранитов среди щелочных гранитов (рисунок 16). В более эродированном Ийсорском выступе, находящемся в 10 км к западу, подобные граниты являются преобладающими и местами по периферии постепенно сменяются щелочными рибекитовыми «интрузивными».



Рисунок 16 – Среднезернистый порфировидный биотитовый гранит на юге-Большого выхода

Мелкозернистые, аплитовидные, порфировидные субщелочные, а также щелочные граниты и гранит-порфиры внедрились в уже консолидированные складчатые структуры, т.к. образовали секущие по отношению к ним тела. Впоследствии и эти позднейшие интрузии тоже испытали на себе отголоски горообразовательных напряжений, нашедших свое отражение в возникновении ориентированных текстур динамометаморфического происхождения, пластических деформаций, сопровождающих метаморфизм. Абсолютный возраст, определенный калий-аргоновым методом (Т.П. Семенова, 1963 г.), дает следующие значения: для гранодиоритов 327 млн лет, для средне- и крупнозернистых гранитов Акжайляутасского массива – 293 млн лет, для щелочных «интрузивных» и метасоматических соответственно – 246-260 млн лет (по валовым пробам) [1, с.96-110; 2, с. 17-21; 14; 15]

2.1.3 Полезные ископаемые

Месторождение Верхнее Эспе по содержанию полезных ископаемых является комплексным – присутствуют ниобий, цирконий, тантал, иттрий, иттербий. Основными рудными минералами являются циркон, пирохлор и гагаринит, второстепенными – фторо-карбонат редких земель иттриевой группы, торит, монацит, ксенотим, рутил, ильменит. Минерализация приурочена к апофизу метасоматически измененных гранитоидных пород, ответвляющейся от северо-восточной оконечности Малого выхода во вмещающие песчано-сланцевые отложения, а также, к прилегающим к апофизе метасоматически измененных гранитов эндоконтактной части [6, с. 252-258].

Распределение полезных компонентов на месторождении от неравномерного до весьма неравномерного, однако в пределах определенных блоков или даже типов оно может быть и достаточно выдержанным.

Максимальные концентрации редких элементов, в целом по месторождению, отмечаются в редкометально-замещенных пегматитах и альбитах. В отдельных телах и жилах содержание достигает: двуокиси циркония до 20% и более; пятиокиси ниобия до 1-2% и больше; окислов редких земель и иттрия до 5-10% [17,18].

В плащевидной залежи Малого выхода – содержания относительно равномерные и невысокие, весьма заметно возрастают в вертикальных гребневидных ответвлениях – трещинах и ослабленных зонах – являющихся, очевидно, коллекторами проникающих рудоносных растворов и быстро падают с удалением от экранирующей поверхности.

Неравномерность распределения полезных минералов здесь, помимо конфигурации первичного потока растворов, определяется конфигурацией экранирующей поверхности и расстоянием от нее, неоднородностью состава пород, подвергшихся воздействию рудообразующих растворов.

Характер распределения полезных компонентов вдоль экранизирующей поверхности свидетельствует об относительной замкнутости системы в момент рудообразования. Рудоносные растворы, очевидно, продвигались путем инфильтрации по мелким трещинам и диффузии с соизмеримыми скоростями [16;17;18].

2.2 Классификация метасоматических процессов и метасоматических образований

2.2.1 Общая характеристика

По описанию геологического строения района месторождения Верхнее Эспе приурочено к гранитоидному массиву, расположенному в области сопряжения каледонских герцинских И складчатых структур, сопровождающихся развитием региональных глубинных разломов, в свою очередь, контролирующих размещение кислых интрузий познепалезойского комплекса. В апикальных гнейсах отдельных гранитоидных массивов (Ийсор, Верхнее Эспе) получили интенсивное развитие процессы высокотемпературного послемагматического метасоматоза, состоящие из трех составных частей, таких как: площадной, околотерщиновый и приконтактовый метасоматоз [2, с. 43-48; 19; 20]

Наиболее ранний метасоматический процесс – это площадной метасоматоз, который характеризуется площадным распределением в породах – микроклинизация. Под микроклинизацией понимается образование мономинеральных полевошпатовых зон, состоящих из микроклина, альбита и темноцветных минералов.

Породы, подвергшиеся площадной микроклинизации, становятся мощной зоной натрия, щелочноземельных элементов, многих редких элементов и минерализаторов. Накопление последних в растворе способствует превращению щелочного метасоматоза в щелочно-галоидный и переходу калиевой стадии метасоматоза в натриевую и натриево-фтористую [21].

33

B каждой фациальной зоне при изменении пород происходили ококлотрещинные метасоматические процессы, приводивщие к образованию симметрично-зональных кварц-полевошпатовых жильных тел и прожилков. Хрусталеносные пегматоидные образования Акжайляу И Ийсор характеризуются обычной инфильтрационной метасоматической зональностью. Парагенезисы зон:

микроклин + альбит + биотит +кварц; микроклин + биотит + кварц; микроклин + кварц; кварц

кварц.

В соответствии с закономерной эволюцией фациональных условий метасоматоза в направлении: Акжайляу → Ийсор → Верхнее Эспе уменьшаются масштабы трещинновых процессов и размеры образующихся жильных пегматоидных тел. Различие площадных и трещинновых процессов кислотной стадии высокотемпературного послемагматического метасоматоза, происходящих в гранитоидах при повыщенном потенциале щелочей состоит в том, что площадные просессы в этих условиях ведут лищь к дебазификации (Коржинский, 1964), а трещиноватые – к полному кислотному выщелачиванию с образованием инфильтрационных метасоматических колонок обычного типа с уменьшающимся числом инертных компонентов вплоть до формирования мономинеральной (полевошпатовой или кварцевой) тыловой зоны [2, с. 43-48; 21, с. 69-71].

оторочки Анализ изменчивости метасоматитов свидетельствует 0 приуроченности ее максимальных значений к куполовидным выступам и контактов рибекит-альбитовых участкам наиболее пологих массива апогранитов, т.е к структурам, наиболее благоприятным для интенсивного проявления процессов метасоматической гранитизации и сиенитизации осадочных пород кровли [22].

Взаимоотношения метасоматитов ороговикованными с осадочными породами кровли характеризуется очень постепенными взаимопереходами, выраженными в осветлении пород по мере приближения к оторочке полосчатости более четком проявлении И метасоматитов, появлении метасоматических новообразований рибекита, эгирина, альбита, микроклина и рудных минералов, качество которых в породе увеличивается в направлении контакта (рисунок 18).



Рисунок 18 – Метасоматически измененный сланец экзоконтакта щелочных гранитов, северо-восточная часть Малого выхода

Весьма показательным является тот факт, что общее направление вмещающих осадочных пород сохраняется за некоторыми слоистости исключениями и в метасоматитах. При этом затушеванная общим серым фоном слоистость осадочных пород при переходе к метасоматитам проявляется очень четко, что обусловлено чередованием неравноценных по составу светлых (существенно альбитового состава), розовых (микроклиновых) и темных (обогащенных рибекитом) полос слоев. Зачастую эти полосы отличаются размытыми структурами (от тонкозернистых до порфировидных И пегматитоидных), отражающими не одинаковую степень перекристаллизации отдельных слоев вмещающих пород при их метасоматической переработке.

Отличительной особенностью метасоматитов приконтактовой зоны является общее закономерное изменение их состава от периферии в сторону контакта гранитоидного массива. Наружная часть метасоматической оторочки сложена, главным образом, полевошпато-рибекитовыми и полевошпато-рибекит-эгириновыми бескварцевыми метасоматитами, соответствующими по составу щелочным сиенитам. С приближением к контакту массива апогранитов в составе метасоматитов наблюдается постепенное увеличение содержания кварца. На границе наблюдается их переход к мелкозернистым рибекит-альбитовым апогранитам и они приобретают состав типичных щелочных гранитов [21, с. 69-72, 22, с. 4; 23].

2.2.2 Классификация метасоматических процессов и их продуктов

Приведенная выше общая характеристика метасоматитов приконтактовой рудной зоны гранитоидного массива свидетельствует о наличии среди них

целого ряда разновидностей, отличающихся по составу и текстурноструктурным параметрами.

В метасоматитах сиенитового состава, слагающих периферическую часть зоны, в общем наблюдается преобладание рибекит-полевошпатовых прослоев, различающихся в свою очередь по содержанию рибекита (иногда эгирина) и степени концентрации альбита и микроклина. По этому признаку выделяются альбит-рибекитовые; рибекит-альбитовые; рибекит-микроклинпрослои: альбитовые; микроклин альбитовые; с очень незначительным количеством реже существенно микроклиновые с резко подчиненным рибекита и мере приближения количеством альбита. По к контакту массива В метасоматитах постепенно увеличивается содержание кварца, при этом перечисленные разновидности прослоев в общем сохраняют свой состав, лишь в значительной мере обогащаясь кварцем.

В этом же направлении, от периферийной зоны к контакту, заметно увеличивается степень раскристаллизации метасоматитов, однако она далеко не равноценно для отдельных прослоев. Отдельные слои, в большей степени метасоматической переработке, обнаруживают подвергшиеся более порфировидной, крупнозернистую, структуру на общем мелкодо тонкозернистом виде соседних прослоев. Порфиритовидность таких слоев крупными обусловлена сравнительно 0,5-1,0 CM) (до выделениями короткостолбчатых призматических кристаллов рибекита и реже эгирина. Нередко в метасоматитах с составом щелочных гранитов (т.е. расположенных ближе к контакту массива) наблюдаются участки пегматоидной структуры, сложенные грубозернистыми агрегатами кварца и микроклина, иногда с крупными призмами рибекита и пластинами астрофиллита. Подобные пегматоидные участки имеют обычную форму линзовидных обособлений и шлирок размером от нескольких сантиметров до 1-1,5 м, ориентированных как правило, параллельно контакту массива [24; 25].

Основная масса в общем случае, состоит из микрогранобластового агрегата альбита, микроклина, кварца и рибекита, в подчиненном количестве присутствуют флюорит, эгирин, биотит, циркон, пирохлор, редко встречаются единичные зерна рутила, сфена, торита, гагаринита, ксенотима и других редкоземельных минералов. Содержание основных породообразующих минералов в метасоматитах варьируется в очень широких пределах в зависимости от положения породы относительно контакта массива и состава отдельных слоев. Так количество альбита колеблется от 15-20% до 60-70%, микроклина от 10-до 70%, кварца от 0-до 35%, рибекита – от 3 до 50%, (для меланократовых прослоев), эгирина до 5. Иногда в породе присутствует довольно значительное количество флюорита (до 3-4%) [1, с. 162; 2, с. 72]

Альбит обычно наблюдается в виде короткопризматических, часто изометричных зерен с несколькими двойниковыми швами. Довольно часто встречаются несдвойникованные зерна альбита, которые можно отличить от кварца лишь по коноскопии. Лейстовый альбит для метасоматитов менее характерен и встречается реже. Иногда отмечаются более крупные
порфиробластические зерна альбитита, трещиноватые, раздробленные, в которых по трещинам развивается гранобластический микроклин.

Микроклин образует округлые, чаще неправильной формы зерна, чистые без пертитовых вростков. Большей частью микроклин нерешетчатый, лишь отдельные зерна обнаруживают слабо проявленное решетчатое строение.

Рибекит наблюдается как в порфиробластовых выделениях, так и в основной массе в виде тонкопризматических вытянутых кристалликов. Порфиробласты рибекита обычно короткопризматические, таблитчатые размером 0,8-1,0 мм, в них очень часто содержатся включения мелких зерен альбита, флюорита, реже кварца. Как правило, порфиробласты рибекита раздроблены, трещинки дробления наполняются микрогранобластическим агрегатом альбита и микроклина. Тонкоигольчатый рибекит основной массы более свежий и нередко корродирует зерна альбита и кварца [2 с. 76].

Эгирин наблюдается, как и рибекит, в порфиробластовых зернах и в основной массе в виде призматических вытянутых кристалликов. В порфиробластовых эгиринах отмечаются включения альбита, микроклина, нередко наполняющие трещинки, секущие зерна эгирина. Иногда эгирин развивается по рибекиту, в других случаях наблюдается обратное замещение [1, с. 184].

Квари в значительных количествах отмечается в метасоматитах с составом щелочных гранитов, расположенных ближе к контакту массива. В небольшом количестве он присутствует также в метасоматитах сиенитового состава. В обоих разновидностях метасоматитов кварц не одинаков. В первом случае он наблюдается в более крупных и правильных зернах, содержащих как правило, мелкие включения в момент его образования и роста в кислотную стадию что метасоматического процесса, подчеркивается концентрическим расположением включений по периферии кварцевых зерен. Кварц в метасоматитах сиенитового состава представлен единичными, изъеденными и являющимися, корродированными зернами, по-видимому, реликтами роговикового кварца метаморфизованных пород кровли, замещенного в условиях максимальной щелочности метаморфизующих растворов [2, с. 74-76].

Астрофиллит в метасоматитах встречается довольно редко, но иногда образует достаточно значительные скопления. Наблюдается в виде удлиненных пластинок размером до 0,5-1,0 см, обычно измятых и оборванных. Плеохроизм в характерных золотисто-желтых и оранжевых тонах. По краям зерен и вдоль тонких трещинок часто наблюдаются узкие, не имеющих четких границ каемки, обладающие обратным астрофиллиту плеохроизмом, от почти бесцветного до темно-бурого, почти черного. В данном случае, по-видимому, имеет место биотитизация астрофиллита [1, с. 78-80].

Биотит в метасоматитах распространен неравномерно, большее его количество отмечается в периферической части метасоматитов, причем иногда он даже преобладает над рибекитом. Обычно биотит наблюдается в виде мелких чешуек, рассеянных в основной массе пород. Большей частью биотит в метасоматитах бледноокрашенный, плеохроирует в светлых тонах. Довольно часто в метасоматитах наблюдается обрастание и частичное замещение с краев мелкочешуйчатым биотитом зерен рибекита.

Флюорит – довольно распространенный в метасоматитах минерал – достигает 10% и даже более. Образует неправильной конфигурации мелкие зерна, иногда размером до 2-3 мм, располагающиеся в метоморфизованном пространстве. Иногда отмечаются тонкие прожилки с флюоритом, секущие метасоматическую породу, а также включения его в других минералах (рибекит, кварц, микроклин и альбит) [1, с. 78-82; 2, 76].

Рудная минерализация в метасоматитах представлена цирконом, пирохлором, торитом, гагаринитом, реже встречаются монацит, ксенотим, фенакит, гельвин, вторичные фторкарбонаты, редкие земли и другие менее распространенные минералы. Обычно они образуют мелкую вкрапленность в основной массе, неравномерно распределенную по породе.

Метасоматиты слагают верхнюю часть приконтактовой рудной зоны массива апогранитов. Иногда рудная зона целиком выполнена полосчатыми метасоматитами, в этом случае контур ее висячего бока проходит по внутренней границе оторочки метасоматически переработанных осадочных пород.

В большинстве же случаев нижняя часть разреза приконтактовой рудной зоны сложена мелкозернистыми рибекит-альбитовыми апогранитами. Переход от полосчатых метасоматитов к мелкозернистым апогранитом осуществляется очень постепенно, без видимых резких контактов. При этом в направлении от периферии к массиву постепенно затушевывается полосчатость, исчезают различия в структурах и вещественном составе отдельных прослоев и в целом породы приобретают более однотипный равномернозернистый облик. В то же время в них сохраняются отдельные реликты неполностью переработанных метасоматитов со слабо выраженной полосчатостью, общая направленность ориентировки зернистости, согласная со сложностью метасоматитов, а также характерные прямоугольные псевдоморфозы по нарсарсукита [26].

По этим признакам, с учетом особенностей минералого-петрографического состава, подобные апограниты относятся к полностью переработанным в результате интенсивной гранитизации вмещающих пород кровли. В контур приконтактовой рудной зоны входит небольшая часть подобных апогранитов, непосредственно контактирующих с оторочкой метасоматитов, в то время как основная их масса, залегающая ниже рудной зоны, содержит концентрации редких элементов в промышленных масштабах.

Кроме полосчатых метасоматитов и мелкозернистых апогранитов, в отдельных участках приконтактовой рудной зоны отмечаются пегматоидные образования, имеющие форму небольших шлировидных выделений и вытянутых линзообразных тел размером от десятков сантиметров до нескольких метров по длинной оси и мощностью от 10-15 см до 1,0-1,5 м.

Определенной закономерности пространственного положения подобных образований в пределах рудной зоны не наблюдается. Они встречаются как среди мелкозернистых апогранитов, так и среди полосчатых метасоматитов,

иногда располагаясь в виде оторочки на высшем контуре горизонта последних, но при этом всегда пегматоидные образования ориентированы параллельно контакту массива.

Сложены они, как правило, грубозернистым агрегатом кварца, микроклина с крупными кристаллами рибекита, реже пластинками астрофиллита. Альбит в них практически отсутствует. Редкометальная минерализация в пегматоидных образованиях представлена тем же комплексом, что и в метасоматитах, только размеры вкрапленников несколько больше. Парагенетический состав минералов пегматоидных образований и характер их взаимоотношений с вмещающими апогранитами и метасоматитами, особенно рост кристаллов рибекита перпендикулярно контакту, свидетельствуют об их формировании в результате перекристаллизации в щелочную стадию сопряженной колонки процесса постмагматического метасоматоза [21, с. 70-76].

Необходимо отметить, что с подобными пегматоидными образованиями, связаны обычное повышение, нередко промышленные концентрации, редких элементов. Размеры таких участков обычно невелики – протяженность от 10-20 до 50-60 м при мощности до 1-2 м. Как правило, они быстро выклиниваются по простиранию. Нередко в апикальной части Малого выхода насчитывается до 2-3 таких маломощных рудных горизонта, отстоящих от основной приконтактовой рудной зоны на расстоянии от 20 до 50 м вглубь массива.

Вдоль северо-восточного контакта Большого выхода отмечается несколько разреженных участков с промышленным содержанием редких элементов. Наиболее крупные из них расположены в зоне эндоконтакта в районе апофизообразных рудных тел № 9, 10 (канава № 189) и в районе канавы № 204 [1, с. 186 -189; 2, с. 80-82]

Отличительной особенностью зон редкометального оруденения северовосточной части Большого выхода является отсутствие постоянного контроля их висячего бока положением контакта с вмещающими осадочными породами, как это наблюдается на Малом выходе.

Довольно часто участки с повышенной концентрацией редких элементов располагаются на некотором удалении от контакта вглубь массива, но общая их ориентированность все же параллельна линии контакта. Особенно отчетливо это проявляется в районе канавы № 204. Причем характерно, что подобное положение отмечается преимущественно на участках с наиболее крутыми углами падения контактов и слабо развитой оторочкой метасоматически переработанных вмещающих пород.

В той части Большого выхода, где падение контакта более пологое и наблюдается заметное увеличение мощности оторочки метасоматитов, участки редкометального оруденения располагаются непосредственно в приконтактовой зоне (район канав 188, 189).

Подобные явления объясняются, по-видимому, ролью структурного фактора в рудолокализации, т.е. на участках с пологими контактами концентрация редких элементов происходила под экранирующим слоем осадочной кровли, а при крутых контактах, где вмещающая толща практически не могла служить экраном, движение флюидных метасоматизирующих рудоносных растворов осуществлялось в самом массиве по ослабленным зонам, расположенным вдоль плоскости контакта.

Большей частью участки оруденения северо-востока Большого выхода сложены пегматоидными гранитами с подчиненным залеганием метасоматитов И среднезернистых рибекит-альбитовых апогранитов. Количественные вариации метасоматитов и апогранитов в составе рудных зон обнаруживают довольно четкую зависимость от положения их относительно контакта, как упоминалось выше. На участках, расположенных вдоль контактов с крутыми углами падения, в составе рудных зон преобладают среднезернистые апограниты, на участках с пологими контактами – метасоматиты. В последних случаях, как и на Малом выходе, метасоматиты слагают внешнюю периферическую часть рудной зоны, образуя неравномерную по мощности оторочку в висячем боку (от первых десятков сантиметров до 1,5 м).

Пегматоидные граниты и рибекит-альбитовые апограниты, входящие в состав рудных зон приконтактовой части Большого выхода, не обнаруживают какой-либо закономерной пространственной приуроченности, определяющей внутреннее строение этих зон.

Выделения пегматоидных гранитов образуют обычно небольших размеров гнезда, линзы, шлирки среди рибекит-альбитовых апогранитов и метасоматитов. Количество таких образований в породах приконтактовых частей массива очень неравноценно и в случае, если оно составляет более 50%, такие участки выделяются с известной долей условности, как пегматоидные разности.

С учетом этого положения нельзя определить четкого положения пегматоидных гранитов и рибекит-альбитовых апогранитов в строении рудных зон экзоконтакта Большого выхода, что вполне закономерно.

Состав пегматоидных гранитов характеризуется довольно постоянной парагенетической ассоциацией – кварц, микроклин, рибекит. Альбит в них играет резко подчиненную роль. Весьма характерным для пегматоидных северо-востока Большого гранитов выхода является довольно часто крупных наблюдаемое вертикальное кристаллов положение рибекита относительно контакта с вмещающими апогранитами, расширяющимися нередко от периферии внутрь пегматоидного образования [1, с. 152-190; 2, с. 68-71; 27].

2.2.3 Жильные рудные тела

Основной отличительной особенностью строения апофизообразных жильных рудных тел месторождения является их довольно четко выраженная зональность. Наиболее наглядно она проявлена в рудных телах №1, 3, 4,6, 8.

Зональное строение жильных тел определяется наличием периферической оторочки, полосчатыми метасоматитами и центральной частью, выполненной пегматоидными образованиями, иногда с мелкозернистыми разностями апогранитов.

На отдельных участках жильных тел подобная зональность нарушается; в таких случаях рудное тело сложено целиком метасоматитами или пегматоидными гранитами, причем какой-либо закономерности в положении подобных участков относительно сочленения «апофиз» с гранитоидным массивом не наблюдается. Так, в рудных телах № 1,3,4,6, центральная пегматоидная часть то появляется, то исчезает на протяжении почти всей длины их выхода на поверхность. Однако, даже в том случае если участок жильного тела целиком сложен метасоматитами, в последних наблюдаются небольшие участки перекристаллизации с типичной пегматоидной структурой. И наоборот, при полностью пегматоидном составе отдельных пересечений рудного тела, в породе встречаются мелко- и тонкозернистые разности с довольно четко выраженной полосчатостью. Кроме того, в этих случаях обязательно в зальбандах жильных тел отмечается, хоть и очень небольшая (сантиметры) оторочка слабо метасоматически переработанных вмещающих осадочных пород [1, с. 152-190; 2, с. 68-71].

Периферическая оторочка метасоматитов имеет довольно изменчивую мощность не только в целом для жильных тел, но и в пределах одного рудного тела. Так, для рудного тела № 1 она варьируется от 0,6 до 10,0 м. (в участках, где тело целиком сложено метасоматитами), для рудных тел -№ 3, 4 – от 0,2 м до 3,5 м., для рудных тел №6 – от 0,5-до 4,0 м. В общем же мощность метасоматитов в приконтактовых частях жильных тел полностью зависит от вмещающих степени переработки пород, определяющейся не только благоприятствующими структурными факторами, проницаемости метасоматизирующих растворов, но и в существенной мере литологическим В перерабатываемых пород. частности, туфопесчаниках составом в метасоматическая проработка происходит гораздо интенсивнее и на большее расстояние во вмещающую толщу, нежели в ороговикованных алевролитах. Нередко среди метасоматитов периферической части рудных тел наблюдаются отдельные участки и прослои очень слабо переработанных осадочных пород, образующих как бы загибы в рудном теле со стороны вмещающей толщи. Первичный состав перерабатываемых пород в какой-то мере определял и качественный состав метасоматических образований в рудных телах. Так, например, довольно часто встречаемые в осадочной толще согласные дайки диоритовых и диабазовых порфиритов при метасоматической переработке в приконтактовой части рудных тел образуют метасоматиты, резко обогащенные темноцветными биотитом, рибекитом и флюоритом.

Очень хорошо выраженная полосчатость метасоматитов периферических частей рудных тел, унаследованная от первичной слоистости переработанных осадочных пород, обычно имеет согласную ориентировку с направлением простирания вмещающей толщи, даже в случае нормально секущего по отношению к ней положения рудного тела. В отдельных случаях имеются частичные отклонения от этой закономерности, обусловленные местными изгибаниями слоев метасоматитов в результате метасоматических деформаций в период интенсивной метасоматической деятельности. Наиболее ярко это явление выражено в основании рудного тела 1.

При этом так же, как и на Малом выходе, наблюдается закономерное изменение их состава от сиенитового в периферической части рудных тел до гранитного – в центральной.

С вмещающими породами метасоматиты не имеют четких контактов, переходы между ними постепенные с затушевыванием полосчатости, уменьшением зернистости и сокращением количества метасоматических новообразованных минералах в направлении к осадочным породам.

Качественный минеральный состав метасоматитов жильных тел в общем тот же, что и в приконтактовой зоне Малого выхода, и характеризуется в следующими количественными соотношениями среднем основных породообразующих минералов: кварц- 20-33%, микроклин – 10-30%, альбит – 30-45%, рибекит – 1,5-13%, эгирин – 0-0,5%, биотит – 0-5%, астрофиллит – 0-0,6%. Характерными образованиями лля метасоматитов являются прямоугольные псевдоморфозы замещения «нарсарсукита», количество которых иногда очень велико. Нередко в метасоматитах отмечается бафертисит и ранее называвшимся А.В. Степановым бариевым астрофиллитом [6, с. 48-52; 28].

Центральная часть жильных рудных тел сложена обычно пегматоидными гранитами, имеющими четкие контакты с метасоматитами. Иногда границу между ними провести трудно, так как с приближением к центральной части в метасоматитах появляются отдельные небольшие обособления с типичной пегматодной структурной, количество которых постепенно увеличивается к центру тела. В самой пегматоидной части довольно часто наблюдаются небольшие участки, сложенные мелкозернистыми слабо полосчатыми метасоматитами.

Мощность центральной пегматоидной части рудных тел варьирует в широких пределах от 5-6 метров для наиболее крупных тел, до сантиметровых прожилков на участках.

Пегматоидные граниты представлены грубозернистым, иногда неравномернозернистым агрегатом кварца, микроклина, рибекита с резко подчиненным количеством альбита, эгирина и астрофиллита. Иногда в пегматоидной части жильных тел отмечаются мономинеральные кварцевые обособления размером до 1,5-2,0 м рудное тело №1.

В пегматоидных образованиях жильных рудных тел кристаллы рибекита обычно ориентированы перпендикулярно плоскости их контакта с вмещающими метасоматитами. Особенно хорошо эта ориентированность проявлена в небольших пегматоидных прожилках на участках выклинивания рудных тел по простиранию [29; 30; 31; 32].

На отдельных участках центральная часть жильных тел сложена породами типа мелкозернистых апогранитов приконтактовой зоны массива. Причем, как правило, в этих мелкозернистых разностях присутствует значительное количество небольших пегматоидных обособлений. При более детальном

изучении этой разновидности пород жильных рудных тел обнаруживается их сходство ПО составу и структурным признакам с мелкозернистыми апогранитами апикальной части Малого выхода, образованными в результате глубокой гранитизации вмещающих осадочных пород. Подобные мелкозернистые образования центральных участков рудных тел являются, по всей вероятности, более интенсивно переработанными метасоматитами.

Комплекс редкометальных минералов в жильных апофизообразных рудных телах в общем аналогичен приконтактовой рудной зоне Малого выхода, но в то же время обнаруживает ряд специфических особенностей в их количественном соотношении для различных рудных тел, о чем будет сказано ниже [33].

2.2.4 Пегматиты

Пегматитовые тела довольно широко развиты в пределах апогранитов Верхнее Эспе и в очень ограниченном количестве отмечаются среди вмещающей осадочной толщи. По форме выделяются тела линзообразные и жилообразные.

Большинство пегматитовых тел имеют простое строение, реже встречаются зональные с мономинеральным кварцевым ядром и кварц оторочкой. полевошпатовой Сложение тел от простого крупнокристаллического И блокового пегматоидного до полосчатого пегматоидного. Графические структуры не характерны для пегматитов месторождения Верхнее Эспе.

По времени формирования пегматиты относятся А.В. Степановым к начальной стадии широкого распространения метасоматоза, обусловившего микроклинизацию, альбитизацию и рибекитизацию гранитоидов Эспинского массива и метасоматизацию вмещающих осадочных пород.

Подавляющее большинство пегматитов относится к типу редкометальнозамещенных с явными признаками наложения грейзенизации, сопровождающейся значительным увеличением концентрации редких элементов. Учитывая характер наложенных процессов, образование пегматитов происходило, по-видимому, на стадии раннего калиевого метасоматоза.

Пегматитовые тела месторождения отмечаются большим разнообразием минерального состава. По преобладающему типу редкоземельной минерализации А.В. Степановым выделяются следующие разновидности пегматитов: 1 – циркон-пирохлоровые с редкоземельными минералами; 2 – циркон-рутил-ильменитовые; 3 – гагаринито-бастнезито-монацитовые с цирконом; 4циркон-торит-монацитовые; 4 _ циртолит-ильменитколумбитовые; 6 – торит – фергусонит-ксенотим-миларитовые с бертрандитом, гельвином, галенитом [1, с. 130-150; 27, с. 58-97]

43

3 МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

3.1 Методика подготовки проб пород и минералов для аналитических исследований

Пробоподготовка образцов осуществлялась с помощью оборудования казахстанских и российских производителей (щеткой и валковой дробилками, шаровой мельницей, вибрационным измельчителем, высокотемпературной лабораторной электропечью SNOL 6,7/1300 сушильным шкафом ШС-80-01 СПУ), а также оборудования всемирно известных производителей в этой Miniton области (высокоточным отрезным станком И шлифовально-LaboPol-5 фирмы Struers, специализированной полировальным станком микроволновой печью Multiwave -3000 для разложения проб фирмы AntonPaarGmbH, прецизионной ионной полировальной системой PIPS) с целью получения тонких фольг и образцов для просвечивающей электронной микроскопии.

3.2 Петрографические исследования

На первой стадии основной задачи является выбор соответствующих образцов для детального тонкодисперсного исследования редкометальных и редкоземельных пород и минералов (таблица 1). Из полевых отобранных образцов месторождений были изготовлены универсальные и прозрачные шлифы в отделе минералогии Музея естественной истории (Лондон) и в секторе минералогии ИГН им. К.И. Сатпаева (Алматы) для петрографического, минералогического и химического исследования.

Таблица 1 - Геологические данные, макроописание и макроизображение полевых образцов из месторождении Верхнее Эспе

№п/	Номер	Bec	Bec	Описание пород	Макроизображение
П	образца	образца	порошка		отобранных образцов
		гр.	гр.		
1	2	3	4	5	6
1	Обр№1	424,20	66	Рибекитовый гранит	
2	Обр№2	1193,20	57	Не измененный гранит, юго- восточная сторона Большого выхода	
3	Обр№4	564,10	64	Среднезернистый рибекитовый гранит	

Продолжение таблицы 1

1	2	3	4	5	6
4	Обр№6	1006,70	53	Пегматоидный альбитизированный гранит	6
5	Обр№7	308,00	54	Образец из основных пород	-
6	Обр№8а	608,30	53	Альбитизированный щелочной гранит	Contra,

Петрографические характеристики пород, структурно-морфологические особенности минералов, особенности срастаний и замещений исследовались оптическими методами в универсальных и прозрачных шлифах. Исследования проводились с помощью оптических микроскопов (Polam – MCP300, ZEISS-Axio Scope. A1) в секторе минералогии Института геологических наук им. К.И. Сатпаева и в лаборатории «Инновационная технологическая лаборатория» института им. К. Турысова КазНИТУ им. К.И. Сатпаева.

Универсальные шлифы анализировались с использованием электронного микрозонда Cameca SX-100 с волной дисперсии, который широко востребован в минералогии и геохимии, в Музее естественной истории (Лондон, Великобритания) (рисунок 19).



Рисунок 19 - Универсальные шлифы без покровного стекла изготовлены в Научной Лаборатории Музея естественной истории (Лондон)

3.3 Минералогическое изучение пород и руд

Минералогический (фазовый) анализ предназначен для диагностики элементных фаз, установления их количественных соотношений, оценки структурно-текстурных особенностей агрегатов (минеральный состав, определение показателей преломления и других оптических свойств), а также для установления генетических взаимоотношений минералов. Для изучения используются оптические микроскопы (Polam – MCP300, ZEISS-Axio Scope. A1). Во время исследования шлифов были определены некоторые оптические константы минералов и характер срастаний индивидов разных фаз, выявлены стадии минералообразования и получены высококачественные изображения (Zeiss Axiovision).

Одновременно, на данной стадии проводится рентгеновский фазовый анализ. Рентгеноструктурный анализ используется лля изучения кристаллической структуры минерала: определения сингонии пространственной группы, параметров элементарной ячейки (препарат имеет вид порошка, как и в рентгенофазовом анализе) и определения атомных координат и иных структурных параметров, а также для проведения фазового диагностируемых веществ: диагностики монофазного анализа трудно материала и полуколичественного анализа многофазных образцов, особенно в случае дисперсности слагающих частиц. Исследование проводилось на Условия дифрактометре ДРОН-2,0 на СиКα-излучении. съемки дифрактограммы: ускоряющее напряжение 35 кВ; ток анода 20 мА; шкала 2000 импульсов; постоянная времени 2 с; съемка θ-2θ; детектор 2 град/мин.

Ha этапе выполнялось детальное следующем исследование на сканирующем электронном микроскопе, с целью выявления новых разновидностей редкоземельных минералов и дополнения новыми данными недоизученных минералов месторождений. Образцы пород и минералов месторождений (Верхнее Эспе, Ийсор и Акжайляутас) анализировались в секторе минералогии Института геологических наук и в Научной Лаборатории (Natural History Museum) (Лондон) на Музея естественной истории сканирующем электронном микроскопе Zeiss EVO 15LS SEM (рисунок 20) и на электронно-зондовой установке Cameca SX100 [34].

По результатам сканирования определены минеральный, химический состав пород, псевдоморфозы (новообразованные разновидности) и характер замещения.



Рисунок 20 – Проведение минералогических исследований на сканирующем электронном микроскопе Zeiss EVO 15LS SEM в Научной Лаборатории Музея естественной истории (Лондон) с зарубежным научным руководителем А.В Долгополовой

Zeiss EVO 15LS SEM – это универсальный аналитический сканирующий электронный микроскоп, который может работать в условиях переменного давления и при высоких режимах вакуума. Режим низкого вакуума использовался для визуализации и качественного рентгеновского анализа образцов. При аналитике образцов в основном было использовано давление в 60-100 Па, хотя может быть увеличено до 200 Па. Выявление минералов осуществляется детектором EDX с регулярным калиброванием для анализа силикатах, наиболее основных элементов распространенных В породообразующих минералов, и может очень быстро дать информацию, необходимую для минеральных идентификаций. Сканирующий электронный микроскоп также был использован для создания карт шлифов, показывающих распределение основных и редких элементов (Si, K, Al, P, Ce, Nd, Eu, Gd, Y, и др.) (рисунок 21) [35].



Рисунок 21 – Карта распределения элементов P, Y, Ce, Gd, La в ксенотиме Верхнеэспинского редкоземельного месторождения. Анализы проведены на сканирующем электронном микроскопе Zeiss EVO 15LS SEM.

Электронно-зондовый микроанализ. Образцы (универсальные шлифы и шайбы) анализировались с помощью электронно-зондового микроскопа Cameca SX-100 с волновой дисперсией в Научной Лаборатории Музея естественной истории (Лондон). Рабочие условия: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток пучка 20 нА и диаметр пучка 20 мкм. В качестве зондовых стандартов использовались характерные синтетические соединения и природные минералы. Исправлена матрица РАР. Перед коррекцией матрицы было применено несколько коррекций перекрытия пиков.

По результатам электронно-зондового анализа были определены качественный химический состав минералов, выявлено содержание редкоземельных элементов и их закономерное распределение. Обнаружены разновидности минерала нарсарсукита и проведено картирование минералов для выяснения распределения РЗЭ [39, с. 35-128].

3.4 Катодолюминесцентный анализ

Дополнительные данные об образовании зёрен минералов можно получить методом картирования, применив приставку для катодолюминесценции. Использованный катодолюминесцентный метод заключается в анализе катодолюминесцентных изображений минеральных индивидов и агрегатов, которые несут ценную генетическую информацию относительно особенностей процессов минералообразования исследуемых объектов.

Катодолюминесцентный метод позволяет реконструировать специфические условия роста или выявить особенности процессов, которые протекали во время кристаллизации минералов. Спектральный катодолюминесцентный анализ вместе электронным парамагнитным с [36-38] резонансом микрозондовым анализом, вторично-ионной массспектроскопией [39-41] помогает определить примесные элементы или дефекты решетки минералах. Приведенные кристаллической В примеры изображений катодолюминесцентных сделаны на цирконах ИЗ альбитизированных апогранитов Верхнее месторождения Эспе. Катодолюминесцентные исследования проведены на базе электронного микроскопа (Zeiss EVO 15LS SEM) с катодолюминесцентной приставкой в Научной Лаборатории Музея естественной истории (Лондон) (рисунок 22) приложение Б 4.



Рисунок 22 – Катодолюминесцентное изображение кристаллов циркона с осцилляционной зональностью индивидов различной степени свечения в катодных лучах, сделанные на сканирующем электронном микроскопе Zeiss EVO 15LS SEM

Первые зарождения индивидов альбита и их центральные ядерные части не проявляют катодолюминесцентных свойств, более поздние зоны характеризуются ярким свечением и частично расщепленным строением.

3.6 Геохронология

Изотопные исследования индивидуальных зерен циркона из альбитизированных гранитов месторождения Верхнее Эспе проводились в Научной Лаборатории Музея естественной истории методом лазерной абляции (LA-ICP MS) (New-Wave UP-193FX) Agilent 7500cs.

Отобранные зерна циркона с помощью препараторской иглы под бинокуляром выкладывали на подложку (двусторонний скотч) и заливали эпоксидной смолой для получения стандартной 25-мм шашки. После затвердевания смолы поверхность шашки пришлифовывали и полировали алмазным абразивом с крупностью зерна ~1 мкм (рисунок 23) [42].



Рисунок 23 – Шашка с кристаллами циркона из альбититов Малого выхода для изотопного исследования

Локальное изучение U-Pb изотопных систем и определение содержания рассеянных элементов в цирконах месторождения Верхнее Эспе методом лазерной абляции было проведено в Научной Лаборатории Музея естественной истории (Natural History Museum) (Лондон) (рисунки 24, 25).

Для U-Pb-датирования использовалась система лазерной абляции с (New Wave UP193FX) ICP-MS, Agilent 7500сs. Определение концентрации микропримесных элементов в цирконе осуществлялось с использованием в качестве внешнего эталонного стандарта NIST 612 и в качестве внутреннего стандарта SiO2. Естественный стандарт циркона-91500 использовался в определениях U-Pb-датирования. В обоих случаях транспортировка проб осуществлялась с использованием потока газа *гелия.* Для анализа микро-примесных элементов данные собирались в течение 90 с, при диаметре лазерного пучка 20—30 мкм, с использованием лазерного абляций при обжиге 3,2 Дж / см2 при 10 Гц. Изотопные данные (207Pb / 235U и 206Pb / 238U) собирали с использованием линейных растров длиной 50-70 мкм, диаметр кратера при анализе циркона достигала 25-30 мкм. Время абляции составляло 135 с. Анализ производился

последовательно: сначала измерялся U-Pb возраст (содержание урана и свинца), затем содержание рассеянных элементов (рисунки 24-25).



Рисунок 24 – Оборудование, используемое для датировки циркона и определения концентрации рассеянных элементов в нем методом лазерной абляцией с (New Wave UP193FX) ICP-MS, Agilent 7500cs, лаборатория NHM г. Лондон (Великобритания)



(b) Рисунок 25 – (а)-(в) Кристаллы циркона образца 175. Типичные кратеры, полученные при лазерной абляции циркона при мощности лазера New Wave UP193FX) ICP-MS

4 МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АПОГРАНИТОВ И РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ИЙСОР И ВЕРХНЕЕ ЭСПЕ

4.1 Породообразующие минералы

Породообразующие минералы на месторождения разнообразные, представлены преобладают лейкократовые значительно минералы. Они шелочными полевыми шпатами (микроклин, альбит) и кварцем, которые 90-96% пород, реже встречаються мусковит и лепидолит. составляют Соотношения альбита и микроклина варьируется в направлении к периферии Содержание микроклина массива апогранитов. увеличивается в приконтактовых, центральных зонах и жильных телах метасоматитов, а преобладание альбита наблюдаются на большей части апикальной зоны массива.

Наиболее распространенные меланократовые минералы: арфведсонит, рибекит, биотит и эгирин. Реже встречаются астрофиллит, железистый и литийсодержащий биотит, они обнаружены в приконтактовых метасоматитах.

Ниже описываются наиболее распространенные породообразующие минералы [1, с. 163-174; 2, с. 77-80; 43].

4.1.1 Кварц SiO₂

ИЗ породообразующих Олин основных минералов всех пород в происхождении и составе горных месторождения, различия пород, обусловили разнообразие форм проявления и генераций кварца. Среди разновидностей кварца по генетическому признаку можно выделить две группы: а) кварц-неметаморфизованных или слабо метаморфизованных пород-первичный и б) кварц-метаморфизованных пород – вторичный. Цвет кварца-серый или темно-серый. Первичный кварц гранитоидов обычно имеет волнистое угасание, свидетельствующее об испытанных породами механических деформациях.

Кварц – гранит-порфиров, в том числе и щелочных находится или в форме порфировых выделений, представленных шестигранными бипирамидами или округлыми "оплавленными" зернами, или в основной массе в форме микрографического срастания с микроклином, образующим часто сферолиты.

В отличие от кварца гранитов, первичный кварц в жильных породах деформирован очень слабо. Первичный кварц пегматоидных образований отличается от вышеописанных более крупными размерами выделений от нескольких миллиметров до 1-2 м (в крупных телах). Кварц здесь обычно слагает ядро пегматоидных тел. Блоковый кварц пегматитов также, как и кварц гранитов, имеет волнистое или облачное угасание и по трещинам амещается вторичным гранобластическим кварцем (рисунок 26) [2, с. 174].



Рисунок 26 – Кварц с волнистым погасанием в фенитизированной породе. Николи скрещены. Увеличение 10х

Вторичный кварц в щелочных альбитизированных гранитах представлен обычно гранобластическим роговиковым кварцем, замещающим первичный по периферии или по трещинам катаклаза, или развиващимся самостоятельно по трещинным зонам. Размер зерен роговикового кварца обычно сотые и десятые доли миллиметров, но иногда отмечаются и сравнительно крупные (до 1 мм). В некоторых пегматоидных или вернее, кварц-полевошпатовых жилах весь первичный кварц интенсивно катаклазирован и превращен в тонкозернистый ориентированный агрегат вторичного кварца. Ориентированность в данном случае обязана, по-видимому, пластическим деформациям.

Корродированный кварц отмечается обычно В тех участках кварцсодержащих вмещающих которые при продвижении пород, зоне. В зоне его верхней метасоматической колонки, оказываются В образуются бескварцевые максимальной насыщенности шелочами метасоматические щелочные породы (фениты). В этих условиях кварц по трещинам и порам начинает корродироваться микроклином и альбитом. Наряду с инфильтрационной, по-видимому, имеет место и диффузионная форма движения щелочей и алюминия и замещения ими кварца. Так как часто крупные не трещиноватые и недеформированные зерна кварца равномерно, со всех сторон на определенную глубину оказываются наполненными большим количеством мелких округлых зерен микроклина, причем граница распространения таких включений сравнительно резкая, но плавная по очертаниям [2, с. 175-178; 44].

Кварц в прожилках пересекающих метасоматические породы обычно представлен или сплошными крупнозернистыми блоками, или призматически-

53

зернистой или роговиковой разностями. Края прожилков бывают как четкие, резкие, так и нечеткие, когда кварц кроме выполнения прожилка развивается и по межзерновым промежуткам во вмещающих породах, замещение таких минералов как рибекит, эльпидит, ильменит, астрофиллит, с образованием по ним псевдоморфоз сопровождается также их окремнением за счет выноса щелочей, воды или части титана и железа. Кварц, образующийся в этом зернистым роговиковым агрегатом, случае, представлен совместно каплевидными включениями флюорита, гидрослюд, образующих основную массу этих псевдоморфоз. В этой основной массе, независимо от размеров и ориентировки слагающих ее зерен, располагаются струйки полоски, или новообразования минералов ориентированные включения. инертных элементов.

4.1.2 Полевые шпаты

4.1.2.1 Микроклин К(AlSi₃O₈)

Один из главных породообразующих минералов щелочных гранитов, пегматитов и метасоматических пород месторождении Верхнее Эспе, а также порфировидных биотитовых гранитов Акжайлятас и Ийсор. По форме выделений и времени образования различаются 4 разности микроклина: 1-микроклин-пертит биотитовых гранитов, не подвергшихся метасоматозу (Большой выход); 2- микроклин и микроклин-пертит пегматитовых жил; 3-микроклин альбитизированных щелочных гранитов; 4-микроклин метасоматитов.

Микроклин – в биотитовых гранитах, не подвергшихся, или частично подвергшихся метасоматической переработке, представлен обычно розовато-серым или красноватым таблитчато-зернистым микроклинпертитом (рисунок 27), встречается, как в основной гипидиоморфнозернистой массе, так и в порфировидных выделениях размером до 10 х 0,5 см.



Рисунок 27 – Микроклин-пертит из биотитовых гранитов Ийсорского массива Николи скрещены. Увеличение 10х

Минерал из пегматитовых жил - розовато-серый или желтоватый до белого, образует участки крупноблокового сложения, постепенно сменяющиеся к гранитам более мелкозернистым микроклином, микроклин - часто содержит до 10 -12% пертитовых вростков альбита, вторичные изменения слабые (пелитизация). В тонких жилах, залегающих в кремнисто-слюдистых сланцах, микроклин иногда имеет амазонитовую зеленоватую окраску [2, с. 163-166].

Микроклин альбитизированных щелочных гранитов имеет весьма характерную форму зерен - чаще всего более или менее изометричную или овальную с округлыми краями. Большинство зерен имеет отчетливую микроклиновую решетку (рисунок 28). Цвет белый, в шлифах прозрачный чистый, совершенно не содержит пертитовых вростков альбита, чем отличается Отсутствие существенно ОТ вышеописанных разностей. изменений-результат пертитовых вростков И вторичных метасоматического низкотемпературного образования, в условиях, когда невозможна взаимная растворимость микроклиновой и альбитовой молекул и последующий распад твердого раствора, как принято, объяснять возникновение пертитовых структур.



Рисунок 28 – Микроклин с четко выраженной двойниковой решеткой из метасоматических (фенитов) пород из Малого выхода (б). Николи скрещены. Увеличение 10х

Исследователями отмечено, что ход процесса метасоматоза в биотитовых гранитах, когда первичный микроклин-пертит замещается метасоматическим микроклином, сначала замещаются зерна основной массы, а после - порфировые выделения. 4.1.2.2 Альбит Na(AlSi₃O₈)

Наиболее характерный минерал стадии метасоматоза, по форме выделений и времени образования, выделяются 4 разновидности альбита: альбит-биотитовых гранитов, альбит-пертитовых вростков микроклинбиотитовых гранитов, лейстовидный альбит щелочных альбитизированных гранитов и альбититов и зернистый (гранобластовый) альбит метасоматитов [2, с. 167-171; 45].

Альбит - биотитовых гранитов представлен удлиненными зернами с тонкой двойниковой строении, слегка пелитизирован, номер, определенный по симметричному угасанию, равен 5-7°, т.е. это альбит-олигоклаз. Содержание его в гранитах (биотитовых) до 10-20%.

Альбит пертитовых вростков образует неправильные прерывистые полоски, содержание пертитового альбита в микроклине порфировидных выделений (биотитового гранита) до 10-12%. Наблюдается слабая его пелитизация и серицитизация (рисунок 29).



Рисунок 29 – Слегка пелитизированы и серицитизированы плагиоклаз из гранитного массива Ийсора. Николи скрещены



Рисунок 30 – Длинно призматическое зерно альбита с тонким полисинтетическим двойникованием. Николи скрещены, увеличение 10х

Лейстовидный альбит - по времени образования более поздний, чем первые два и является наиболее распространенным на месторождении и главным минералом стадии щелочного метасоматоза. Форма зерен - тонкие лейсты с 2-4 двойниковыми полосками, размер их от десятых долей мм (в длину), до 1-3 мм. Количество лейстового альбита колеблется от 10-20% до 50-90% в альбититах (рисунок 30).

Зернистый (гранобластовый) альбит характерен для метасоматически переработанных вмещающих пород, обычно ЭТО равномерно _ ИЛИ неравномернозернистый агрегат более или изометричных менее или удлиненных зерен с неровными краями, полисинтетические двойники наблюдаются значительно реже.

Чаще всего альбититы развиваются вблизи пегматитовых жил или около шлир, метасоматически переработанных вмещающих пород, в эндоконтактовых зонах. Лейсты альбита, обычно белые, в шлифах прозрачные. Показатели преломления: N_g - 1540, N_p - 1,530, что соответствует альбиту № 5-6. Пересчеты химических анализов щелочных гранитов и альбититов, с учетом наличия флюорита, также свидетельствует о почти полном отсутствии кальция в алюмосиликатной части [2, с. 167-173]

4.1.3 Группа амфиболов

Минералы группы амфиболов широко развиты в щелочных массивах, в том числе в пегматитах. В большинстве случаев это щелочные низкокальциевые амфиболы (арфведсонит, рибекит), лишь изредка встречаются ликиты и флюроликиты. Редкометальный аспект амфиболовой минерализации в высокощелочных пегматитах состоит в том, что эти минералы несут литий. Содержание Li₂O в щелочных амфиболах месторождения Верхнее Эспе достигает 1,0 мас.%. Ранние амфиболы обычно образуют крупные черные или темно-зеленые призматические кристаллы. Поздние генерации представлены скоплениями волокнистых индивидов синего, светло-зеленого или голубого цвета, врастающими в позднепегматитовые и гидротермальные минералы или же находящимися в полостях. В целом от поздних генераций к ранним уменьшаются содержания – Ti, Al, Ca и растут Li, K, Mn. Содержания Na в амфиболах агпаитовых комплексов и пегматитов устойчиво высоки. Что же касается соотношений Mg, Fe, Zn, F и Cl, то они не подчиняются каким-либо определенным эволюционным закономерностям: в амфиболах из различных объектов эти компоненты ведут себя по-разному [2, с. 183-185].

4.1.3.1 Арфведсонит NaNa₂(Fe²⁺Mg)₄Fe³⁺[Si₈O₂₂](OH, F)₂

Арфведсонит является наиболее распространенным амфиболом В агпаитовых пегматитах практически всех изученных массивов (Верхнее Эспе, Ийсор). Минерал ранее детально не изучался [46]. В данной работе химический состав и структурные характеристики арфведсонита уточнены с помощью электроннозондового микроанализа, ЯГР-спектроскопии (ядерная гаммарезонансная спектроскопия), пламенной фотометрии и рентгеноструктурного Форма выделений-призмы, сростки, звездчатые или лучистые анализа. агрегаты. Плеохроизм от желто-зеленого до синего и фиолетово-синего. В пегматоидных кварц-полевошпатовых телах наблюдаются наибольшие кристаллы арфведсонита, достигающие 10-15 см в длину. В зонах фенитизации арфведсонит развивается вместе с полевым шпатом. Образуются мелкозернистые арфведсонит-альбитовые породы. Кристаллы арфведсонита часто разорваны и залечены полевым шпатам, флюоритом и кварцем приложение Б5. Бб. Арфведсонит месторождения, содержит литий И часто совместно литиевым биотитом, встречается с лепидолитом И полилитионитом (рисунки 31, 32) [46, с. 211].

Для изучения образцы арфведсонита были отобраны из центра Большого выхода и из зоны фенитизации вмещающих пород (1-ое рудное тело) [2, с.12]. Цвет арфведсонита черный с сизым оттенком. Блеск стеклянный. Твердость меньше 5. Хрупкий. Спайность, совершенная. Плотность минерала 3,36 г/см³ из фенитизированной породы и 3,44 г/см³ из центра Большого выхода. Показатели преломления в синем свете (λ =589 нм) варьируются в пределах: N_g 1,690 – 1,698; N_p 1,678 – 1,693. Погасание прямое. Удлинение отрицательное. Минерал двуосный, положительный [46, с. 213].



Рисунок 31 – Призматические кристаллы арфведсонита из фенитизированных пород, видна хорошо выраженная спайность в одном направление в призматических зернах. Николи скрещены. Увеличение 10х



Рисунок 32 – Призматические кристаллы арфведсонита из фенитизированных пород, видна хорошо выраженная спайность в двух направлениях в шестиугольном зерне арфведсонита (центр внизу). Николи параллельны. Увеличение 10х.

Химический состав арфведсонита ИЗ центра Большого выхода, полученный с помощью электронно-зондового микроанализа: Na₂O 8,31, Al₂O₃ 0,49, SiO₂-50,02, K₂O 2,08, TiO₂ 1,47, MnO 1,52, Fe₂O₃ 32,20, ZnO 1,08. Σ 97.17 % (рисунки 33, 34). электроннозондовом Анализы проводили на

микроанализаторе Superprobe 733 с использованием энергодисперсионного спектрометра INCA ENERGY при ускоряющем напряжении 15 кВ, токе зонда 25 нА, диаметре зонда 1-2 мкм. В качестве образцов сравнения были использованы: альбит (Na), MgO (Mg); Al₂O₃ (Al); SiO₂ (Si); адуляр (K); CaF₂ (F); CaSiO₃ (Ca); TiO₂ (Ti); Fe₂O₃·MnO (Fe, Mn) [46, c. 213].

Кристаллохимическая формула арфведсонита, рассчитанная по усредненным данным (по 7 анализам) на основе $\Sigma Si+Ti = 8$, имеет вид: $(Na_{2.52}K_{0.42})_{2.94}(Fe^{+2}_{2.01}Fe^{+3}_{1.79}Li_{0.68}Mn_{0.20}Zn_{0.12}Al_{0.09})_{4.88}(Si_{7.83}Ti_{0.17})_{8.00}O_{22.00}(OH)_{1.89}$



Рисунок 33 - Арфведсонит (серое) с включениями эгирина (тёмно-серое) из центра Большого выхода. ВЕІ – сотро



Рисунок 34 - Фенитизированная порода, в центре зерно арфведсонита (серое), основная фаза – эльпидит с прожилками (светло-серое), КПШ (черное), микровключения плюмбопирохлора (белое) из Малого выхода. ВЕІ

В составе арфведсонита из фенитизированных пород обнаружен магний, кальций, т.е. элементы, заимствованные из вмещающих пород.

Химический состав арфведсонита из фенитизированной породы из Малого штока, полученный с помощью электронно-зондового микроанализа: Na₂O 8,91, MgO 3,74, Al₂O₃ 0,36, SiO₂-52,53, K₂O 2,08, CaO 0,11, TiO₂ 1,48, MnO 2,42, Fe₂O₃ 24,73. Σ 96,34%. Кристаллохимическая формула арфведсонита, рассчитанная по усредненным данным (по 3 анализам) на основе Σ Si+Ti = 8 с учетом валентности железа, имеет вид:

 $(Na_{2,58}K_{0,39}Ca_{0,02})_{2,99}(Fe^{+2}{}_{1,47}Fe^{+3}{}_{1,30}Mg_{0,83}Li_{0,63}Mn_{0,37}Al_{0,06})_{4,66}(Si_{7,83}Ti_{0,17})_{8,00}O_{22})_{,00}(OH)_{1,06}.$

Оба образца арфведсонита были проверены на содержание лития. Литий определяли методом пламенной фотометрии по линии 670,8 мкм в пламени ацетилена с использованием фотоумножителя ФЭУ-19. Содержание для двух образцов составляет 0,50 %. Для определения валентного состояния железа был отобран образец арфведсонита из центра Большого выхода. Мессбауэровский спектр арфведсонита был получен на спектрометре CM 2201 (рисунок 35, таблица 2). По данным ЯГР-спектроскопии, с учетом которых рассчитывалась кристаллохимическая формула, в составе арфведсонита 53,00 % двухвалентное железо; 47,00 % - трехвалентное [46, с. 213-216]



Рисунок 35 - Мессбауэровский спектр образца арфведсонита из центра Большого выхода (аналитик А.Р. Бродский)

Таблица 2.	- Парамет	пы и относите	тьное солеру	жание разли	чных фо	м железа
Гаолица 2	Tapamer	pbi n ornoentes	пыное содерл	manne passin	πιδιλ ψυ	om mesiesa.

$Fe^{+2} I Fe^{+2} I$				Fe^{+2}_{2}	Fe^{+3}			Fe^{+3} 2			
				ЭКС	СПЕРИ	IMEHT	•				
IS,	QS,	S,	IS,	QS,	S,	IS,	QS,	S,	IS,	QS,	S,
(мм/с)	(мм/с)	(%)	(мм/с)	(мм/с)	(%)	(мм/с)	(мм/с)	(%)	(мм/с)	(мм/с)	(%)
1,15	2,85	45	1,09	1,93	8	0,39	0,48	43	0,46	1,14	4
Примечание - IS – изомерный сдвиг; QS квадрупольное расщепление; S							S –				
относительное содержание											

Рентгеновские порошкограммы отобранных образцов арфведсонита из центра Большого выхода и из фенитизированной породы получены на дифрактометре ДРОН-2,0 на Си_{*K*α}-излучении. Условия съемки дифрактограмм: ускоряющее напряжение 35 кВ; ток анода 20 мА; шкала 2000 имп; постоянная времени 2 с; съемка θ-2θ; скорость перемещения детектора 2 град/мин.

Арфведсонит из центра Большого выхода, пространственная группа C2/m, параметры элементарной ячейки: a 9,828(2) Å; b 17,991(5) Å; c 5,312(3) Å; β 103,85(2); V 911,8(9) Å³. Арфведсонит из фенитизированной породы, пространственная группа C2/m. Параметры элементарной ячейки: a 9,807(7) Å; b 17,89(1) Å; c 5,300(5) Å; β 103,97(6); V 902(2) Å³. Z = 2. Сильные десять рентгеновских рефлексов в дифрактограмме [d, Å (I) (hkl)]: таблица В 1, [46, с. 216-220]

4.1.3.2 Рибекит

Рибекит является основным типоморфным минералом в щелочных альбитизированных гранитах, пегматитах и метасоматически измененных вмещающих породах. Содержание его в щелочных гранитах составляет 1-5 % и в отдельных обогащенных линзах и полосах до 30%, в пегматоидных жилах до 10%, в метасоматитах от 0 и до 50%. В щелочных гранитах и альбититах рибекит образует удлиненные, призматические зерна размером до 2x15 мм.

В метасоматитах рибекит образует или длиннопризматические, хорошо ограненные кристаллы или "лапчатые" зерна, размеры которых от сотых долей до 3 х 30 мм. В пегматитах рибекит образует наиболее крупные призматические кристаллы, ориентированные чаще всего поперек жилы. Размер их до 30 х150 мм и более. Подобное явление, возможно, свидетельствует о наличии перерывов или сравнительно резких смен условий в процессе минералообразования.

Призмы рибекита в пегматитах и реже в гранитах часто деформированы и разорваны поперечными трещинами, залеченными кварцем.

В прозрачных шлифах рибекит имеет густую окраску с плеохроизмом от светло синего до темно синего (почти черного), угасание близкое к прямому (5-6°). Показатели преломления Ng = 1,695, Np - 1,685, N_g – Np - 0,010. Удельный вес рибекитов колеблется от 3,18 и 3,28 из альбитизированных гранитов и альбитов (до 3,40 из пегматоидных жил) [2, с. 76-78; 47].

Для рибекита месторождения Верхнее Эспе весьма характерно постоянное наличие в них лития, цинка, олова со содержаниями, достигающими 0,03-1,0; 0,5 и 0,05% соответственно, присутствие в некоторых пробах циркония, иттрия, иттербия, свинца, обязано, по-видимому, наличию неотделимых примесей минералов-включений циркона, гагаринита и других минералов.

В щелочных гранитах при этом литий присутствует в количествах от 0,01 до 0,05 и редко до 0.1%. Ориентировочные подсчеты показывают, что количества лития в гранитах, отмеченные выше, вполне удовлетворительно объясняются наличием его в рибеките (от 0,5 до 1,0%) при содержании последнего в среднем от 1 до 5%. Содержание собственно литиевых

62

минералов (лепидолит - полилитионит) очень мало. В метасоматических породах литий присутствует кроме этого в литиевых биотитах и лепидолите – полилитионите, астрофиллите [46, с. 213-215].

4.1.3.3 Флюороликит NaNa₂(Mg₂Fe³⁺₂Li)Si₈O₂₂F₂

Флюроликит - новый минерал группы амфиболов, открытый на месторождение Верхнее Эспе. При изучении силикатов из месторождения Верхнее Эспе, как методами оптической микроскопии, так и комплексом высокочувствительных физических методов была выявлена устойчивая фаза флюороликита.

Кристаллы встречается длиной до 3мм, а также в виде включений в камараите. Цвет минерала черный с очень бледно-серой бесцветной чертой. Флюороликит хрупкий, твердость по шкале Мооса - 6, излом неровный. Расчетная плотность 3.245 г/см³. Двуосный, отрицательный, показатели преломления: $n_{\rm p} = 1.663$ (2), $n_{\rm m} = 1.673$ (2), $n_{\rm g} = 1.680$ (2); 2V(изм.) = 80.9 (6) °.

Флюоролейкит моноклинный, пространственная группа C2/m, a 9.8927(3), b 17.9257(6), c = 5.2969(2) Å, $\beta = 103.990(1)$ °, V = 905.7(1) Å³, Z = 2. Сильные десять рентгеновских рефлексов в дифрактограмме $[d \ B \ A (I) (hkl)]$: 2.718 (100) (151), 8.434 (40) (110), 4.464 (30) (021), 3.405 (30) (131), 3.137 (20) (310), 2.541 (20) (-202), 2.166 (20) (261), 2.325 (15) (-351), 2.275 (15) (-312) и 2.806 (10) (330). Химический состав, полученный с помощью электронно-зондового микроанализа и при уточнении кристаллической структуры: SiO₂-53.34, Al₂O₃ 0.62, TiO₂ 1.27, V₂O₃ 0.05, Fe₂O₃ 15.10, FeO 6.00, MnO 2.04, ZnO 0.18, MgO 6.40, CaO 0.13, Na₂O 9.08, K₂O 1.98, Li₂O 1.10, F 3.33, H₂O_{выч}, 0.16, сумма 99.39 % вычисленная основе Формула, на 23 веса. atomob(Na_{0.64}K_{0.38})(Na_{1.98}Ca_{0.02})(Li_{0.66}Mg_{1.42}Fe²⁺_{0.75}Mn_{2+0.26}Zn_{0.02}Fe³⁺_{1.69}V³⁺_{0.01}Ti⁴⁺_{0.14}) $Al_{0.03}$) (Si_{7.93} $Al_{0.07}$)O₂₂ (F_{1.57}OH_{0.16}) [48].

Граниты и их вмещающие породы были сильно переработаны постмагматическими растворами и растворами вмещающих пород, что привело к интенсивной перекристаллизации, обогащению фтором, литием и редкими элементами и замещению первичных биотитовых и натрокальциевых амфиболов литийсодержащим рибекитом, эгирином, астрофиллитом и другими натриевыми минералами, включая флюороликит [49].

4.1.4 Эгирин – NaFe(Si₂O₆)

Эгирин распространенный цветной минерал, встречающийся, однако реже, чем щелочные роговые обманки, форма выделений-шестигранные, слегка уплощенные призмы и тонкие иголочки, с характерной, почти Кристаллы прямоугольной сеткой спайных трещин. эгирина часто образуют Зерна обычно звездчатые сростки. эгирина, бывают наполненными включениями микроклина, альбита, кварца и других По отношению к рибекиту эгирин то более минералов (рисунок 36). ранний, то одновременный, то явно более поздний. В одних случаях эгирин замещается, в других, сам замещает рибекит по краям или по трещинам.

63



Рисунок 36 – Кристаллы эгирина и рибекита во вмещающих породах, северо-восточная часть Малого выхода. Тяжелая фаза (белое) кристаллы пирохлора. ВЕІ

Более ранняя генерация эгирина представлена призматическими кристалликами в щелочных альбитизированных гранитах, альбититах и метасоматитах. Поздняя генерация представлена тонкоигольчатым эгирином, развивающимся по трещинкам, в том числе и в альбититах. Цвет светло-зеленый, магнитность несколько ниже, чем у рибекита. Сплавляется в пламени спиртовки в черный пористый шлак. В шлифах от бесцветного до бледно окрашенного желтовато-зеленоватого. Угасание близкое к прямому. Показатели преломления: N_p = от 1,730 до 1,762. Удлинение положительное. Химический образца анализ эгирина ИЗ альбитизированных щелочных гранитов, приведенный ниже в таблице 4 видетельствует о близости его состава к расчетному составу эгирина.

Химический состав включений эгирина в минерале-хозяине арфведсоните из центра Большого выхода представлен в таблице 4.

№ анализа	Na ₂ O	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	Σ
1	13,55	0,45	50,87	1,01	0,33	33,11	99,32
2	13,52	0,32	50,95	1,09	0,17	32,66	98,70
3	13,45	0,39	51,09	1,21	0,22	32,83	99,20
4	13,40	0,36	50,47	0,83	0,00	32,81	97,87
5	13,53	0,26	50,15	0,84	0,09	33,26	98,12
6	13,19	0,17	50,41	0,72	0,00	34,35	98,84
7	13,08	0,45	50,85	1,25	0,23	32,23	98,10
Среднее	13,39	0,34	50,68	0,99	0,15	33,04	98,59

Таблина 4 -	Химический	состав (мас.	%) эгирина
таолица т		COULAD (mac.		,

Кристаллохимическая формула эгирина, рассчитанная по усредненным данным (7 анализов), имеет вид: Na_{1,01}(Fe_{0,97}Al_{0,02}Mn_{0,01})_{1,00}(Si_{1,97}Ti_{0,03})_{2,00}O_{6,00}.

Спектральные анализы свидетельствуют о некоторых вариациях состава, в частности можно различать - железистые и железо-магнезиальные разности, что, по-видимому, обязано влиянию состава вмещающих пород. Характерно почти постоянное присутствие в эгиринах - олова /от 0,03-0,1 до 0,3/, цинка и циркония /от 0,03-0,1/ [2, с. 78-80]

4.2 Главные рудообразующие минералы

4.2.1 Гагаринит NaCa(Y,REE)F₆. Сложный фторид редких земель, кальция и натрия. Редкоземельный минерал гагаринит был доисследован нами в секторе минералогии Института геологических наук им. К. И. Сатпаева и в Научной Лаборатории Музея естественной истории г. Лондон.

Гагаринит, один из распространенных на месторождении минералов, концентрирующий в себе заметную долю иттрия и редкоземельных элементов (P3)). встречается Минерал В пегматоидных телах, В сильно катаклазированных кварцевых жилах, блоковом пегматоидном кварце (рисунок 37) и сопровождающих его альбититах, в метасоматических породах экзоконтакта в шлирах и полосах гранитов, обогащенных рибекитом, эгирином, эльпидитом и, даже в «обычных» альбитизированных гранитах, вблизи пегматитовых жил. В альбититах он чаще ксеноморфен, но изредка встречаются мелкие призмочки. В метасоматитах обычно ксеноморфен. В пегматоидном блоковом кварце гагаринит обычно распределяется вдоль трещинных зон. Несмотря на идиоморфизм его выделений в блоковом кварце очень редки формы с правильно ограненными головками. Обычно это футлярообразные клиновидные или призмы, иногда с кварцевыми сердечниками. Сравнительно хорошо образованные шестигранные призмы с тупыми бипирамидами на концах встречены пока лишь в блоковом микроклине [49; 50].



Рисунок 37 - Светло-желтоватые удлиненно-призматические кристаллы гагаринита в кварце. Большой выход.

Кристаллы гагаринита, также как и всех других минералов месторождения, обычно сильно деформированы или разорваны поперечными трещинами и залечены редкоземельными минералами [51; 52]. По трещинкам очень часто развиваются минералы: бастнезит, монацит, ксенотим, фергусонит, иттрофлюорит, флюорит, циркон (рисунок 38) приложение Б 7 и др.





Рисунок 38 – Кристалл гагаринита с поперечными трещинами, содержащего редкоземельные элементы в кварц-микроклиновых тел, Большого выхода. BEI,

Бастнезит-(Се) в гагарините часто образует сравнительно крупные зерна и мелких округлых зерен (рисунок 39). В гагарините кроме бастнезит (Се) часто наблюдается иттриевый бастнезит. Бастнезит (Y) образует неравномерную вкрапленность мелких агрегатов (рисунок 40).



Рисунок 39 – В гагарините (серое) кристаллы бастнезита-(Се) (белое), агрегаты флюорита (темно-серое) и иттрофлюорита (светло-серое), содержание РЗЭ в вес %. ВЕІ



Рисунок 40 – В гагарините (серое) агрегаты бастнезита (Y) (светло-серое), кристаллы бастнезита-(Се) (белое) и иттрофлюорита (темно-серое), содержание РЗЭ в вес %. ВЕІ

Цвет гагаринита белый со слабым розоватым оттенком, однако, за счет многочисленных тонких включений бастнезита, синхизита и тончайших пленочных налетов гидроксидов и оксидов железа по трещинкам нередко – желтоватый, буровато-желтый. Прозрачен. В случае наличия примесей мутноватый, полупрозрачный или непрозрачный. Блеск стеклянный, слегка матовый. Спайность средняя до несовершенной по шестигранной призме. Хрупок. Черта белая. Твердость 4 – 4,5 по шкале Мооса.

В шлифах минерал прозрачный, бесцветный или слегка мутновато-желтый в случае вторичных изменений. Одноосный положительный, но изредка

аномально двуосный (2V от 0 до 20°), по-видимому, за счет механических напряжений, возникающих при деформациях [53].

Показатели преломления для разных образцов варьируют в следующих пределах: N_e от 1,492 до 1,501; N_o от 1,472 до 1,474. Двупреломление от 0,020 до 0,027, а для тувинского образца гагаринита – 0,015 [53, с. 40].

Дебаеграмма гагаринита имеет следующие наиболее интенсивные линии [d (I) в Å]: 1,709 (10); 1,229 (10); 2,085 (9); 1,726 (9); 0,9967 (8); 2,98 (7); 1,012 (7). Параметры элементарной ячейки: a 5,99(2) Å; c 3,53(2) Å. Минерал кристаллизуется в гексагональной сингонии. Пространственная группа $P6_3/m$. Кристаллическая структура гагаринита была расшифрована и уточнена в работах [53, c. 40, 41].

В гипергенных условиях гагаринит сравнительно легко выщелачивается или замещается тонкозернистым агрегатом карбонатов: бастнезита-(Се), тенгерита, синхизита, кайнозита, а также иттрофлюоритом, опалом и глинистым материалом. Иногда в таких продуктах присутствует стронций до 1,0%, бериллий до 1,0%.

Для изучения химического состава были отобраны образцы из разных мест месторождения, положение которых в соответствующих им метасоматических колонках, в настоящее время, трудно оценить. Ксеноморфные зерна гагаринита (обр. №195) были встречены в альбитизированной породе с обильной вкрапленностью циркона, пирохлора и др. минералов в эндоконтактовой зоне вблизи центра большого выхода (рисунок 41).

Пальцевидные кристаллы (обр. №61а) диаметром до 3 см отобраны в кварце в центральной части крупного пегматоидного тела из большого выхода.

В 8 рудном теле на северо-востоке того же выхода непосредственно в экзоконтактовой зоне гагаринит (обр. 116/61) находится в виде крупных блоков размером до 10 см с обильной вкрапленностью замещающих минералов: бастнезита, паризита, монацита, синхизита и реже рентгенита [53, с. 41-43].

Химический состав образцов гагаринита и присутствующих в них микровключений был изучен методом электроннозондового микроанализа на микроанализаторе JCXA 733 с применением энергодисперсионного спектрометра INCA ENERGY при ускоряющем напряжении 15 кВ, токе 25 нА, сфокусированном (диаметр 1-2 мкм) зонде. В качестве образцов сравнения использованы: альбит (Na), SiO₂ (Si); адуляр (K); CaSiO₃ (Ca); *x*(PO₄) (*x* - P3Э).

В связи с возможной частичной переменой валентности иттрия и РЗЭ для содержания элементов минерале наглядно оценки количественного В оперировать атомными количествами или формульными коэффициентами (ФК). В химическом составе гагаринита (таблица 5) рассчитанные ФК иттрия всегда больше суммы ФК редких земель. Приближение к равенству ФК указанных элементов зафиксировано лишь В образце №195 ИЗ альбитизированной породы; соотношение ФК 1:2 отмечено для образца из 8 рудного тела и 1:3 – из пегматоидной жилы. Сумма ФК иттрия и РЗЭ приближается к 1,5; т.е. к сумме ФК натрия и кальция. Технологам, ранее изучавшим систему Na – Ca – Y, известно существование составов, в которых иттрий присутствует в избыточном количестве по сравнению с натрием и кальцием, вероятно, в двухвалентном состоянии [1, с. 206-208; 2, с. 93-95; 53, с. 40-43].

В составе минерала постоянно присутствуют преимущественно четные редкоземельные элементы: церий, неодим, самарий, гадолиний, диспрозий, эрбий и иттербий; из нечетных же чаще встречаются празеодим, тербий и гольмий, а лантан, европий, тулий и лютеций – спорадически в минерале из разных мест месторождения.

В составе гагаринита зафиксированы кислород и кремний, что объяснимо постоянно присутствующими микроскопическими кварцевыми просечками по трещинкам катаклаза. Изредка в химическом составе отмечается только кислород, который, возможно, замещает фтор в виде гидроксидной группы.

Химический состав (мас %) и формульные коэффициенты образцов гагаринита из месторождения Верхнее Эспе показано в приложение В 2.

В составе минерала постоянно присутствуют преимущественно четные редкоземельные элементы: церий, неодим, самарий, гадолиний, диспрозий, эрбий и иттербий; из нечетных же чаще встречаются празеодим, тербий и гольмий, а лантан, европий, тулий и лютеций – спорадически в минерале из разных мест месторождения.

С помощью сканирующего электронного микроскопа Zeiss EVO 15LS SEM составлена карта гагаринита с распределением основных и редких элементов (K, Na, F, Ce, Y, Pr, Gd, Dy и др.) (рисунок 41).



Рисунок 41 - Карта распределения элементов Na, F, Ce, Y, Pr, Gd, Dy гагаринита, Большой выход

Впервые при изучении химического состава гагаринита были встречены кристаллы зонального строения. На рисунке светлые зоны гагаринита обогащены тяжелыми РЗЭ (Tb, Dy, Ho, Er, Yb и Lu), темные – легкими (Y, Pr, Nd, Sm, Gd). В результате исследования выявлено закономерное распределение РЗЭ в гагарините. Зональность минерала указывает на пульсационную доставку и неоднородность материала. Такое явление связано с метасоматическим изменением пегматоидных жильных тел Большого выхода (рисунок 42).



Рисунок 42 – Зерно гагаринита с зональным строением. Темные зоны обогащены тяжелыми, светлые - легкими РЗЭ

Гагаринит с зональным строением выявлен нами при проведении исследований в Научной Лаборатории Музея естественной истории г. Лондон (Великобритания). Образец был отобран из кварц-микроклиновых пегматоидных тел на юге Большого выхода. Гагаринит был изучен методом электроннозондового микроанализа на электронном микроскопе (САМЕСА-100). Пегматоидный жильный гранит имеет довольно четкие контакты с метасоматитами, но определить границу между ними довольно трудно. Переход постепенный и затушёванный.

Состав с достаточным содержанием натрия и кальция приближается к идеальному формульному составу гагаринита только в альбитизированной породе, которая пересыщена щелочными и щелочноземельными элементами в виду их наибольшей подвижности в голове колонки постмагматической деятельности. В остальных же местах месторождения в пегматоидных телах в составе минерала отмечается нехватка натрия, а наименьшее содержание указанных элементов наблюдается в образце №125 гагаринита из минеральной тонкозернистой «каши»: среднее значение ФК кальция здесь 0,77; натрия – 0,59. Тонкозернистая минеральная «каша» представляет собой, в основном,

микроразмерные зерна фторидов: флюоцерита, иттрофлюорита, флюорита и недиагностируемой фазы, содержащей кислород и РЗЭ; силиката таленита; фтортитаносиликатов: ифтисита фторсиликата роуландита; И его фосфатов: разновидностей; апатита, монацита, ксенотима; ниобатов: пирохлора, ферсмита, фергусонита и фторкарбонатов: бастнезита-(Се) и бастнезита-(Ү). Пересыщенность иттрием и РЗЭ и недостаток щелочных и щелочноземельных элементов сказывается на составе гагаринита в форме избытка В меньшей степени, РЗЭ. аномального иттрия И, Вынос легкоподвижных щелочных и осаждение щелочноземельных элементов в виде флюорита, иттрофлюорита, флюоцерита, бастнезита и др. минералов приводит к накоплению тяжелых минеральных образований.

4.2.2 Циркониевые минералы представлены цирконом и эльпидитом

4.2.2.1 Циркон ZrSiO₄

Циркон один из наиболее распространенных на месторождении рудных минералов, встречающийся во всех типах рудных тел и в щелочных гранитах. В щелочных гранитах циркон является основным по содержанию «акцессорным» минералом, составляя по весу около 0,2-0,3%. В эндоконтактовых частях выходов щелочных гранитов и некоторых разностях их содержание циркона повышаются до 0,5-1,0% [54].

В рудных телах, как в редкометальнозамещенных пегматитах, так и в метасоматитах, содержание циркона обычно не менее 1,5-2,0%, достигая коегде 5-10% [55; 56]. Кристаллы циркона в большинстве представлены квадратной бипирамидой (111) с очень слабо развитыми гранями призмы (110). Такая форма кристаллов характерна цирконам из альбититов и метасоматических пород экзоконтакта (рисунок 43). Длиннопризматические кристаллы встречаются реже только в неизмененном бититовом граните.



Рисунок 43– Бипирамидальный кристаллы циркона во вмещающих породах, Большой выход. Николи параллельные, увеличение 10х

Кроме хорошо ограненных кристаллов циркон иногда образует округлые, овальные или неправильной формы зерна, развивающиеся по межзерновым промежуткам и часто содержащие большое количество включений (рисунок, 44). В пегматоидных прожилках, где эльпидит обрастает цирконом ранней генерации, иногда отмечаются тонковолокнистые сростки циркона, возможно являющиеся псевдоморфозами по эльпидиту (рисунок 45).



Рисунок 44 – Неправильные зерны циркона развивающиеся межзерновым пространстве (серое) (spectrum 4), относительно крупные кристаллы пирохлора (светло серое)



Сурет 45 – Мелко и среднезернистые бипирамидальные кристаллы циркона псевдоморфно замещает эльпидит (Spectrum 5), Малый выход

По времени образования выделяется две основных генерации циркона: 1 циркон поздней пегматитовой стадии, предшествовавшей основному этапу
рудообразования; 2 циркон основной стадии постмагматической гидротермальной деятельности – стадии альбитизации. Первый достоверно устанавливается лишь В пегматитах, не подвергшихся интенсивной альбитизации, и представлен обычно сравнительно крупными (до 3-10 мм) кристаллами буроватого цвета, часто зональными. Кристаллы его чаще деформированы или раздроблены (рисунок 46) и частично затронуты процессами полимиктного распада. В стадию альбитизации циркон этой может корродироваться или обрастать эльпидитом. Второй генерации преобладающим распространением пользуется И отличается большим разнообразием форм проявления. В альбитизированных гранитах и альбититах циркон мелковкрапленный (0,1-1,0 мм) белый прозрачный или слегка буроватый полупрозрачный [1, с. 190; 2, с. 98; 57]



Рисунок 46 – Сильно деформированный призматический кристалл циркона с зональным строением из пегматитовых тел из месторождения Верхнее Эспе. Николи параллельные, увеличение 10х

В редкометальнозамещенных пегматитах наряду с цирконом, образующимся в стадию альбитизации и не отличающимся от описанного одновременно может присутствовать циркон, образующийся в выше, результате замещения эльпидита. Последний нередко отличается голубоватозеленоватым цветом. Размер зерен В зависимости от степени перекристаллизации от субмикроскопических до 1-2 мм. В метасоматических циркон преимущественно породах экзоконтакта тонковкрапленный С размерами зерен от 0,001 до десятых и очень редко до 1 мм. Прозрачный белый или слегка буроватый и слегка мутноватый [57, с. 5-7].

Плотность циркона месторождения колеблется от 4,636 до 4,646 г/см³. Частично или полностью метамиктные кристаллы радиоактивны И слабомагнитные. Магнитные свойства, в значительной мере обусловлены пленками оксидов и гидроксидов железа и исчезают при обработке кислотами. Бесцветные и прозрачные разности цирконов не радиоактивны (или очень слаборадиоактивны) и немагнитные. В прозрачных шлифах цирконы часто прозрачны и лишь зерна, частично затронутые метамиктным распадом мутноваты и имеют заниженное двупреломление. Настоящих малаконов или циртолитов на месторождении не встречено, за исключением описанного выше циркона из колумбитовой жилы, который, вероятно, можно отнести к циртолитам. В частности, в нем поданным спектрального анализа содержится (%): торий - >1,0; фосфор, титан – 0,3-1,0; иттрий - >0,1; свинец, гафний, натрий -0,03-0,1 [2, c. 108].

Важно отметить сравнительно низкие содержания в цирконах гафния и высокое содержание HREE, что может повысить ценность цирконового сырья месторождения Верхнее Эспе. Спектральным анализом гафний отмечается лишь в некоторых образцах в количестве не выше 0,1. Цирконовое сырье, требующее минимальных затрат на очистку от гафния, заслуживает большего внимания, чем обычные.

4.2.2.2 Эльпидит Na₂ZrSi₆O₁₅·3H₂O

Эльпидит - редкий водный цирконосиликат натрия встречается в ряде пегматоидных жил Большого выхода, где образует сравнительно крупные выделения в промежутках между другими минералами. Кроме того, эльпидит отмечается иногда в шлирах и зонках альбитита или обогащенных рибекитом гранитах, в «обычных» щелочных альбитизированных гранитах вблизи пегматитовых жил, в зонках фенитизированных вмещающих пород, в отдельных «столбах» и даже в псевдоморфозах по нарсарсукиту. Содержание эльпидита в шлирах и зонках «эльпидитовых гранитов» нередко составляет 1-3%, а в фенитизированных «столбах» - до 10%. Совместно с эльпидитом встречаются кварц, микроклин, альбит, рибекит, эгирин, ликит, гагаринит, анатаз, циркон, минералы группы пирохлора, лепидолит, флюорит, новый минерал - натротитанит и др. минералы [58; 59; 60].

Отличительной особенностью Верхнеэспинских проявлений эльпидита в моноблоковый характер пегматитах является его выделений при одновременной ксеноморфности ко всем гипогенным минералам, кроме флюорита. На краях моноблоковых вторичного кварца, лепидолита и выделений иногда отмечается тонкозернистый эльпидит, который в случае обрастания или замещения ИМ циркона ранней генерации, образует сферолитоподобные образования. Размер отдельных блоков эльпидита превышает 10x10x5 см, достигая в отдельных случаях 25x25x20 см.

Цвет эльпидита от серо-белого и желтоватого до красновато-буроватого, кирпичного. Блеск стеклянный. Твердость около 7. Хрупкий. Спайность

совершенная в двух направлениях, пересекающихся под углом 120°. Немагнитный, нерадиоактивный [60, с. 36].

В соляной и серной кислотах не разлагается даже при нагревании. Очень устойчив в поверхностных условиях к выветриванию. Плотность 2,61 г/см³. В прозрачных шлифах прозрачный, бесцветный или слегка мутный желтоватобуроватый за счет тонких включений, среди которых иногда удается различить чешуйки гематита. Показатели преломления в желтом свете (λ =589 нм): N_g – 1,574; N_p – 1,556; N_g - N_p =0,018. Угасание прямое. Удлинение отрицательное. Минерал двуосный, положительный (рисунок 47) [60, с. 37, 38].



Рисунок 47 – Зерно эльпидита (желтоватый цвет) с хорошо выраженной спайностью в двух направлениях. Без анализатора. Увеличение 10х

Характерным вторичным изменением верхнеэспинского эльпидита является частичное или полное метасоматическое замещение его тонкозернистым (до криптозернистого) кварцитовидным агрегатом, состоящим из циркона, флюорита, кварца и др. минералов (рисунок 48) [60, с. 75., 61].



Рисунок 48 – Метасоматическое замещение эльпидита мелкими кристаллами циркона (серое), относительно крупные кристаллы пирохлора с зональным строением (светло серое). BEI

Псевдоморфозы полностью сохраняют размеры и форму выделений эльпидита. Цвет их обычно голубовато-зеленоватый, голубовато-серый (и реже темно-бурый). В случае лучшей раскристаллизации материала псевдоморфоз образуются сравнительно крупные (до 1-2 мм) кристаллы голубовато-зеленоватого циркона и флюорита, в которых также как и в эльпидите присутствует олово (до 0,1%). Химический состав псевдоморфоз свидетельствует о выносе из эльпидита щелочей и воды и привносе некоторого количества кремнекислоты, кальция, фтора.

Эльпидит также развивается по нарсарсукиту в результате фенитизаций вмещающих пород. Он образует розоватые табличатые кристаллы с совершенной спайностью (рисунок 49).



Рисунок 49 – Таблитчатый эльпидит с розоватым оттенком и совершенной спайностью псевдоморфно замещает нарсарсукит 20х

Находка эльпидита в щелочных метасоматических гранитах Верхнеэспинского месторождения, являющаяся к тому же уникальной по размеру и форме выделений, не совсем обычное явление, так как ранее он считался характерным для ультращелочных пегматитов. Минерал иногда развивается по раннему циркону. В подавляющем большинстве случаев нацело псевдоморфизирован с образованием упомянутого агрегата циркона, кварца и флюорита.

Эльпидит из фенитизированных пород ранее не изучался. Фенитизированных породах минерал образует сравнительно равномерно рассеянную вкрапленность отдельных зерен или небольших сростков размером от 1-2 мм и редко больше (рисунок 50). Измеренная нами плотность 2,50 г/см³. Показатели преломления: $N_{\rm g} - 1,560$; $N_{\rm p} - 1,547$; $N_{\rm g} - N_{\rm p} = 0,013$. Минерал был изучен в поляризационном микроскопе LEICA DM2500P [60, с. 38-39].



Рисунок 50 - Эльпидит (1) из фенитизированной породы в ассоциации с, кварцем (2), КПШ (3) и кристаллами рибекита (4)

Химический состав, изученных нами образцов эльпидита из фенитизированных пород (рудное тело №1), представлен в таблицах 7-8 (рисунок 51). Анализы проводились на электроннозондовом микроанализаторе Superprobe JCXA-733 с использованием энергодисперсионного спектрометра при ускоряющем напряжении 15 кВ, токе зонда 25 нА, диаметре зонда 1-2 мкм.

составе эльпидита постоянно присутствует кальций. Минерал В разновидностями (рисунок 52). Зерна представлен двумя состоят ИЗ кальцийсодержащего эльпидита (таблица 6), по которому в виде диффузных полосок преимущественно по ослабленным зонам развивается кальциевая разновидность эльпидита (таблица 7) [60 с. 38-40].

N⁰	Na ₂ O	SiO ₂	K ₂ O	CaO	ZrO ₂	SnO ₂	HfO ₂	Σ
1	8,11	57,54	0,00	0,59	19,49	0,06	0,51	86,30
2	7,56	56,82	0,00	1,62	18,89	0,23	0,85	85,97
3	7,33	57,47	0,00	1,19	18,82	0,38	0,85	86,04
4	7,93	57,88	0,00	0,63	19,46	0,44	0,79	87,12
5	8,08	57,41	0,00	0,30	19,92	0,21	1,02	86,94
6	7,73	58,98	0,10	0,10	1,11	18,75	1,53	88,21
7	7,48	58,30	0,10	0,10	1,41	19,17	0,93	87,39

Таблица 6 - Химический состав (мас. %) кальцийсодержащего эльпидита

Кристаллохимическая формула кальцийсодержащего эльпидита, рассчитанная на 6 атомов Si, имеет вид (номер формулы соответствует номеру анализа):

- 1. $(Na_{1,64}Ca_{0,07})_{1,71}(Zr_{0,99}Hf_{0,02})_{1,01}Si_{6,00}O_{14}(OH)_{1,82} \cdot nH_2O;$
- 2. $(Na_{1,55}Ca_{0,18})_{1,73}(Zr_{0,97}Hf_{0,03}Sn_{0,01})_{1,01}Si_{6,00}O_{14}(OH)_{1,95} \cdot nH_2O;$

- 3. $(Na_{1,48}Ca_{0,13})_{1,61}(Zr_{0,96}Hf_{0,03}Sn_{0,02})_{1,01}Si_{6,00}O_{14}(OH)_{1,78} \cdot nH_2O;$
- 4. $(Na_{1,59}Ca_{0,07})_{1,66}(Zr_{0,98}Hf_{0,02}Sn_{0,02})_{1,02}Si_{6,00}O_{14}(OH)_{1,81} \cdot nH_2O;$
- 5. $(Na_{1,64}Ca_{0,03})_{1,67}(Zr_{1,02}Hf_{0,03}Sn_{0,01})_{1,06}Si_{6,00}O_{14}(OH)_{1,94} \cdot nH_2O;$
- 6. $(Na_{1,52}Ca_{0,12}K_{0,01})_{1,55}(Zr_{0,93}Hf_{0,04})_{0,97}Si_{6,00}O_{14}(OH)_{1,65} \cdot nH_2O;$
- 7. $(Na_{1,49}Ca_{0,16}K_{0,01})_{1,66}(Zr_{0,97}Hf_{0,04})_{1,00}Si_{6,00}O_{14}(OH)_{1,82} \cdot nH_2O.$

N⁰	Na ₂ O	SiO ₂	K ₂ O	CaO	ZrO ₂	SnO ₂	HfO ₂	Σ
1	5,67	57,23	0,31	3,22	17,84	0,00	1,37	85,64
2	5,15	57,98	0,30	3,25	19,35	0,00	1,20	87,23
3	6,39	57,82	0,15	2,25	19,20	0,00	1,30	87,10
4	6,62	57,63	0,00	2,44	20,04	0,17	1,01	87,91

Таблица 7 - Химический состав (мас. %) кальциевого эльпидита

Кристаллохимическая формула кальциевого эльпидита, рассчитанная на основе Si=6, имеет вид (номер формулы соответствует номеру анализа):

- 1. $(Na_{1,15}Ca_{0,36}K_{0,04})_{1,55}(Zr_{0,91}Hf_{0,04})_{0,95}Si_{6,00}O_{14}(OH)_{1,71} \cdot nH_2O;$
- 2. $(Na_{1,03}Ca_{0,36}K_{0,04})_{1,43}(Zr_{0,98}Hf_{0,04})_{1,02}Si_{6,00}O_{14}(OH)_{1,87} \cdot nH_2O;$
- 3. $(Na_{1,29}Ca_{0,25}K_{0,02})_{1,56}(Zr_{0,97}Hf_{0,04})_{1,01}Si_{6,00}O_{14}(OH)_{1,85} \cdot nH_2O;$
- 4. $(Na_{1,34}Ca_{0,27})_{1,61}(Zr_{1,02}Hf_{0,03}Sn_{0,01})_{1,06}Si_{6,00}O_{14}(O_{0,12}OH_{1,88})_{2,00} \cdot nH_2O$ [60, c. 39-40]



Рисунок 51 – Трещиноватое зерно кальцийсодержащего эльпидита (темносерое) с включениями флюорита (белое) и КПШ (черное). По ослабленным зонам в зерне развивается кальциевый эльпидит (светло-серое). Изображение полированной поверхности в обратнорассеянных электронах (состав)

Одним из ассоциирующих с кальцийсодержищим эльпидитом минералов является недавно открытый новый минерал натротитанит (таблица 8).

Таблица 8 - Химический состав (мас. %) натротитанита из фенита (1 рудное тело)

N⁰	F	Na ₂ O	SiO ₂	CaO	TiO ₂	MnO	Y_2O_3	SnO ₂	Ce ₂ O ₃
1	0,98	5,63	27,49	7,76	35,12	0,40	9,36	0,60	0,08
2	1,08	5,76	27,16	8,90	36,15	0,49	8,75	0,68	0,64
3	1,17	5,20	28,30	8,01	35,92	0,23	9,91	0,97	0,91

Продолжение таблицы 8

N⁰	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	Σ
1	0,08	0,66	0,47	0,65	1,80	1,51	2,43	94,94
2	0,64	0,31	0,22	0,66	1,68	1,45	2,51	96,44
3	0,91	0,20	0,13	0,73	2,30	0,96	2,78	97,73

Средняя по 3 анализам кристаллохимическая формула натротитанита имеет вид:

 $(Na_{0,39}Ca_{0,32}Y_{0,18}Yb_{0,03}Dy_{0,02}Er_{0,01}Ce_{0,01}Nd_{0,01}Gd_{0,01})_{0,98}(Ti_{0,97}Sn_{0,01}Mn_{0,01})_{0,99}Si_{1,00}O_{4,00}(O_{0,78}F_{0,22})_{1,00}.$



Рисунок 52 – Трещинки пронизывают кальцийсодержащий эльпидит (темно-серое), иттрийсодержащий флюорит (серое) и натротитанит (светлосерое). Изображение полированной поверхности в обратнорассеянных электронах (состав)

Рентгеновская порошкограмма образца кальцийсодержащего эльпидита получена на дифрактометре ДРОН-2,0 на Си_{ка}-излучении (таблица 9). Условия

съемки дифрактограммы: ускоряющее напряжение 35 кВ; ток анода 20 мА; шкала 2000 имп.; постоянная времени 2 с; съемка θ-2θ; детектор 2 град/мин. В отобранном образце минерал находится в тесном срастании с ликитом и кварцем [60, с. 40, 41].

Результаты расчета дифрактограммы и диаграмма кальцийсодержащего эльпидита приведены в таблице Б - (рисунок 11) приложение В 3.

Интерпретация дифрактограммы проводилась с использованием данных картотеки ASTM Powder diffraction file. Хотя в дифрактограмме имеются рефлексы, относящиеся к «собственно» эльпидиту, нами были использованы данные для кальцийсодержащего эльпидита (ASTM № 83-2181) кристаллохимической формулой Na1 33Ca0 38Zr(Si6O15)·2.73H2O, близкой к изученной разновидности. Поскольку дифрактограмма получена от валовой пробы, содержащей как все кальциевые разновидности эльпидита, так и примеси: альбита, ликита и кварца, то расчет параметров элементарной ячейки элипидита не проводился.

Образование кальцийсодержащего эльпидита из фенитов происходило вблизи контакта с вмещающими породами, обогащенными кальцием (дайки, габбродиабазы лампрофиры). Фенитизированные или породы помимо воздействия механического давления флюидной массы неоднократно подвергались посторонним дислокационным механическим и температурным воздействиям, в результате которых образовывались трещины и ослабленные зоны. Трещиноватость породы способствовала катионообменным процессам. Ионы кальция из растворов, поступающих по трещинам и ослабленным зонам в частично обезвоженном эльпидите, диффузно фиксировались в структуре минерала. Кальциевая разновидность развивалась в виде диффузных полосок по трещинам и ослабленным зонам.

Недавно проведенные исследования показали, что механические характеристики (пористость, трещиноватость) кристаллов агрегатов И цирконосиликатов, в большинстве случаев, сильнее влияют на ионообменные свойства, чем собственно структурные особенности. На примере эльпидита установлено, что предварительное нагревание образцов приводит к более интенсивному насыщению обмененными катионами [60, с. 38-42].

4.3 Титановые и титансодержащие минералы

Верхнеэспинском месторождении Титан на не является главным элементом. Его содержание в щелочных гранитах незначительно. Элемент привнесён, в основном, из вмещающих пород. Участие титана во многих процессах даёт ценную информацию для расшифровки многих аспектов генезиса различных редкометальных проявлений месторождении. на Обнаружение редких титановых и титансодержащих, в том числе, новых минералов подогревает интерес к рассмотрению на месторождении титановой минерализации [61].

Основными минералами титана на месторождении являются рутил, ильменорутил, анатаз, ильменит и его разновидности: пирофанит и экандрюсит;

титаносиликаты: нарсарсукит, лоренценит, нептунит, титанит и натротитанит, ифтисит, минералы группы астрофиллита, бафертисит, камараит, цзиньшацзянит; а также титансодержащие минералы группы пирохлора, фергусонит и др. [62]. Основными источниками титана на месторождении, очевидно, были диабазы, лампрофиры, габбродиориты и др. породы с относительно высоким содержанием элемента. Титановая минерализация наблюдается в местах контактов гранита с этими породами, а также в локальных местах самих гранитов и во вмещающих породах с высоким содержанием титана, железа и др. элементов.

4.3.1 Рутил

Рутил на месторождении встречается в различных минеральных: в криолите в виде плоских иголочек, расположенных по спайным взаимно перекрещивающимся направлениям; в продуктах замещения титановых минералов: нарсарсукита и/или астрофиллита. Тёмные кристаллики *брукита* имеют форму плоских удлиненных пластинок. Размеры зёрен перечисленных минералов чаще микроскопические, редко в длину достигают до 2 мм. *Анатаз* обычно несколько крупнее. Минерал встречается в форме слегка удлиненных зёрен чаще голубоватого или желтоватого цвета. Все три оксида образуются в качестве продуктов замещения нарсарсукита. *Ильменорутил* характерен только для выходов пород, содержащих углеродистое вещество, где он также образуется в результате замещения нарсарсукита, но в отличие от других вариантов замещения, он обычно полностью выносится из объёма кристаллов исходного минерала нарсарсукита [62, с. 38].

4.3.2 Ильменит

Минерал в гранодиоритах и в породах основного и среднего состава встречается в виде мелких уплощённых кристаллов. В пегматоидных образованиях он обычно образует крупные (до 8 см при толщине 1-1,5 см) таблитчатые кристаллы. Реже минерал встречается в продуктах замещения нарсарсукита. Изучение химического состава минерала из разных мест месторождения показало значительные вариации от собственно ильменита до крайних членов рядов замещения: экандрюсита и пирофанита. *Марганцевые и цинковые разновидности ильменита* встречаются в виде мелких (чаще менее 1 мм) уплощённых кристаллов. Относительно высокое содержание железа в минерале отмечается в образцах из интрузивов, не подвергшихся ещё глубокой постмагматической переработке (таблица 10, анализы 1-4), и из мест, близко примыкающих к дайкам основных пород, богатых титаном и железом (габбро, лампрофиры и др.) (анализы 5-6) [62, с. 38].

Минер	Ma	рганцевь	ій ильме	НИТ	Ци	нк-	Марганец-цинковый и						Zn-
ал	-				марган	ніевый		пинк-и	маргание	вый иль	менит		Mn-
					ипьм	ецит							ильме
					PIJIBIN	СНИТ							НИТ
Место	П	егматоид	цное тело) B	Вблизи	и дайки	Жил	алого	Пегма				
взятия	ИНТ	рузиве (обн. 61.	ЮЗ	лампро	лампрофиров выхола)						тоидн.	
	F		р выхола)	(C3 50	приного							жила
	1		о выходи	.)	(05 00.								во
					вых	ода)							вмеща
													ющей
					-		-	0	0	10		10	породе
Компо-	1	2	3	4	5	6	1	8	9	10	11	12	13
ненты													
Nb ₂ O ₅	0,64	0,82	0,75	0,90	0,77	1,60	0,47	0,74	1,06	0,69	0,25	0,64	0,00
SiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19
TiO ₂	54,83	54,78	52,95	55,73	53,61	53,23	54,33	55,48	53,97	52,67	52,01	51,23	54,19
MnO	6,28	7,45	8,29	8,02	5,20	5,55	8,84	8,11	8,94	10,41	10,63	12,62	10,59
FeO	38,27	36,51	35,32	33,00	35,56	30,52	35,01	28,33	25,18	23,93	20,29	19,30	19,84
ZnO	0,41	0,35	0,34	1,82	6,55	10,31	1,42	7,65	9,68	8,73	16,14	14,75	15,11
Σ	100,43	99,91	97,65	99,47	101,69	101,21	100,07	100,31	98,82	96,43	99,32	98,54	99,92
	•	•	•	Колич	ество в	формуле	в расчё	ге на О=	3 ат.	•		•	•
Nb ⁵⁺	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Si ⁴⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti ⁴⁺	1,02	1,03	1,02	1,04	1,00	1,00	1,02	1,04	1,03	1,03	1,01	1,00	1,03
Mn ²⁺	0,13	0,16	0,18	0,17	0,11	0,12	0,19	0,17	0,19	0,23	0,23	0,28	0,23
Fe ²⁺	0,79	0,76	0,76	0,69	0,74	0,64	0,73 0,59 0,53 0,52 0,44 0,42						0,42
Zn^{2+}	0,01	0,01	0,01	0,03	0,12	0,19	0,03	0,14	0,18	0,17	0,31	0,28	0,28

Таблица 10 – Химический состав ильменита, мас.%

Значительные вариации химического состава минерала от зерна к зерну (анализы 5-6 и 7-12) и даже в пределах одного зерна с характерной «пятнистостью» (анализы 7 и 8) (рисунок 53), указывают на широкое развитие ионообменных процессов. Содержание железа в образце минерала из пегматоидной жилы во вмещающей породе (анализ 13) уменьшается почти в два раза с одновременным ростом марганца и цинка. В составе ильменита отмечается незначительное содержание ниобия, замещающего титан [62, с. 38; 63].

Химический состав *титансодержащего касситерита*, находящегося в ассоциации с ильменитом в жильном проявлении (к востоку от Малого выхода) (рисунок 53), усредненный по 5 анализам (мас.%) следующий: TiO₂ 0,90; FeO 0,72; Nb₂O₅ 0,59; SnO₂ 97,37; Σ 99,58. Его рассчитанная кристаллохимическая формула имеет вид: (Sn_{0,96}Ti_{0,02}Fe_{0,01}Nb_{0,01})_{1,00}O_{2,00}.



Рисунок 53 – Ильменит с низким (ZnO 1,42 мас. %) содержанием цинка (тёмносерое) (таблица10, анализ 7), с повышенным (ZnO 7,65 мас. %) содержанием цинка (серое) (таблица 10, анализ 8). Микроразмерные включения касситерита (белое). BEI

4.3.3 Натротитанит (Na_{0,5}Y_{0,5})Ti(SiO₄)O

Натротитанит был открыт на месторождении при изучении минерального состава фенитизированных пород в экзоконтакте выходов щелочных гранитов, а именно, в псевдоморфозах по нарсарсукиту [65]. Минерал чаще полностью или частично заполняет объемы бывших кристаллов нарсарсукита звездчатыми сростками желтых или желтовато-белых мелких призмочек. Электроннозондовый микроанализ показал, что он развивается как по периферии и по отдельным трещинкам натроиттросодержащего титанита в виде каёмок (рисунок 54), так и в виде самостоятельных зёрен в ассоциации с эльпидитом и флюоритом [64]. Иногда в псевдоморфозах в центральных частях звездчатых образований можно видеть скопления мелких зерен рутила, но неясно, развивается он по натротитаниту или наоборот.

Ассоциирующие с натротитанитом минералы: микроклин, альбит, кварц, рибекит, эгирин, биотит, астрофиллит, рутил, циркон, флюорит, иттрофлюорит, эльпидит и др. Цвет минерала молочно-белый до желтовато-серого, черта белая, стеклянный блеск. Усреднённый химический состав натротитанита (мас.%): Nb₂O₅ 1,28; SiO₂ 27,83; TiO₂ 35,00; SnO₂ 0,57; V₂O₃ 0,36; Fe₂O₃ 0,23; Y₂O₃ 7,87; Ce₂O₃ 0,83; Sm₂O₃ 0,26; Gd₂O₃ 0,46; Tb₂O₃ 0,17; Dy₂O₃ 2,45; Ho₂O₃ 0,16; Er₂O₃ 2,24; Tm₂O₃ 0,50; Yb₂O₃ 2,53; Nd₂O₃ 0,35; Lu₂O₃ 0,28; MnO 0,33; CaO 8,16; Na₂O 5,55; F 1,52 O:F -0,64; Σ 98,71 [62, c. 41].

Эмпирическая формула, рассчитанная на 3 катиона, имеет вид: $(Na_{0,39}Ca_{0,32}Y_{0,15}Dy_{0,03}Yb_{0,03}Er_{0,03}Ce_{0,01}Ho_{0,01}Tm_{0,01}Gd_{0,01}Nd_{0,01})_{\Sigma 1,00}(Ti_{0,95}Nb_{0,02}Sn_{0,01})$.

 $\cdot Fe^{3+}_{0,01}Mn_{0,01}V_{0,01})_{\Sigma 1,01}Si_{1,01}O_{4,00}(O_{0,83}F_{0,17}).$

Упрощённая: (Na,Ca,Y,REE)TiSiO₄(O,F) и конечная формула ряда: (Na_{0,5}Y_{0,5})Ti(SiO₄)O.



Рисунок 54 - Фрагмент агрегата: натротитанит (белое) и натроиттросодержащий титанит (серое) с иттрофлюоритом (тёмно-серое). ВЕІ

Минерал кристаллизуется в моноклинной сингонии, пространственная группа C2/с, параметры элементарной ячейки: a = 6,5691(2), b = 8,6869(3), c = 7,0924(2) Å, $\beta = 114,1269(4)^{\circ}$, V = 369,4(2) Å³, Z = 4. Семь сильных рефлексов порошковой дифрактограммы [d (Å); I, (hkl)]: 2,597; 10, (130); 3,248; 8, ($11\overline{2}$); 2,994; 6, (200); 1,641; 4, (330); 4,941; 3, (110); 1,498; 3, (400); 2,273; 3, ($11\overline{3}$) [62, с. 42].

Реликты разной степени замещенного нарсарсукита на месторождении были встречены в фенитизированных участках экзоконтактов выходов щелочных гранитов, в пегматоидных жилах и в участках активной альбитизации.

4.3.4 Нарсарсукит Na₂Ti(Si₄O₁₀)

С момента открытия месторождения Верхнее Эспе (1955 г.) известны сравнительно широко распространенные В редкометально-замещенных псевдоморфозы своеобразные по нарсарсукиту, постоянно пегматитах наблюдаемые в метасоматических породах экзоконтакта Большого и Малого выходов. Но они совершенно не встречается ни в биотитовых гранитах, ни во ороговикованных осадочных породах, не подвергавшихся вмещающих Характерной особенностью ранее изученных щелочному метасоматозу. псевдоморфоз является постоянное присутствие в них титановых минералов: рутила, анатаза, ильменита, ильменорутила, титанита и др [65; 66].

При детальном исследовании нарсарсукита были выделены новые этапы замещения. Исследуемый минерал был отобран из фенитизированных участков экзоконтактов рибекит-альбитовых апогранитов Малого выхода (рисунок 55).



Рисунок 55 - Кристаллы нарсарсукита во вмещающих альбитизированных породах. Малый выход. 1-ое рудное тело

Цвет нарсарсукита бледновато-желтый, светло-кремовый и розоватожелтый. В тонких осколках бесцветный и прозрачный. Блеск стеклянный. Спайность по 100 (010) и 110, совершенная. В ультрафиолетовых и катодных лучах не светится. Соляной кислотой не травится. В прозрачных шлифах минерал бесцветный, имеет прямое погасание (относительно спайных трещин). Цвета интерференции выше среднего. Одноосный, положительный. Показатели преломления: N_e 1,654-1,657; N_o 1,612 [66, с. 218-220].

Новые петрографические данные были получены на микроскопах: (Leica – 52, POLAM-127 в лабораториях: Института геологических наук им.К.И. Сатпаева и на оптическом микроскопе Axio Scope.A1 в КазНИТУ им. К.И. Сатпаева). Также получены полуколичественные данные (графики, диаграммы и изображения) на низковакуумном сканирующем электронном микроскопе «Zeiss EVO15LS» в отделе минералогии (CERCAMS) Музея Естественной Истории (г. Лондон, Великобритания).

Петрографическое изучение минерала позволило проследить все промежуточные фазы изменений минерала от слабоизмененного до его «следов» с почти полным исчезновением. Изменение минерала в разных породах протекало по разному. Слабоизмененный нарсарсукит был изучен в на сканирующем электронном микроскопе. В шлифе порода шлифах и (фенитизированная), слабоизмененная изменение выражается в метасоматическом её ощелачивании. В результате метасоматического процесса здесь образовались тонкоигольчатые и призматические кристаллы рибекита и эгирина и наблюдается тонкая вкрапленность флюорита и мелкие кристаллы циркона и пирохлора, что свидетельствует об одновременном привносе фтора, ниобия и циркония (рисунок 56).

Центральная часть нарсарсукита заполнена кварцем, микроклином, плагиоклазом, биотитом, щелочными амфиболами (рибекит, астрофиллит, арфведсонит), которые и составляют основную массу.



Рисунок 56 - Метакристалл нарсарсукита в фенитизированных породах: циркон (белое), Y- флюорит (светло-серое), нарсарсукит (темно-серое), кварц черное. ВЕІ

Форма метакристалла нарсарсукита сохраняется, но хорошо наблюдается картина его разрушения с параллельным изоморфным замещением минералами: астрофиллитом, флюоритом, иттрофлюоритом, эльпидитом, цирконом, пирохлором и др.

Каркасный скелет нарсарсукита четко выражен, по краям каркаса в виде каймы сохранились первоначальные прозрачные, короткопризматические и тонкоигольчатые реликты нарсарсукита (рисунки 57). Минерал постепенно по зонам роста послойно замещался светлыми рыхлыми мучнистыми массами, которые в процессе интенсивного метасоматического процесса переходили в коричневую рентгеноаморфную титанистую массу. В дальнейшем, по ней образовались титановые минералы: ильменит, ильменорутил, белянкинит, титанит и др [65].



Рисунок 57 - Тонкие прозрачные реликты нарсарсукита (Nrs) в рентгеноаморфной коричневой массе. Циркон (Zr), арфведсонит (Arf), кварц (Q) в основной массе. Николи параллельные. Увеличение 40х

Изучение химического состава минерала было проведено с помощью **JCXA** 733 электроннозондового микроанализатора с применением спектрометра INCA ENERGY при энергодисперсионного ускоряющем напряжении 25 кВ, токе зонда 25 нА и сфокусированном (диаметр 1-2 мкм) или расфокусированном (10 мкм) зонде и дополнительно детальное исследование с диагностикой, картированием и уточнением химического состава изучено на рентгеноспектральном микроанализаторе Cameca SX-50 в Музее Естественной Истории (г. Лондон) приложение Б 8, 9.

Метакристалл нарсарсукита, находящегося на среднем этапе изменения, покрыт многочисленными заполненными трещинками, проходящими как по спайным, так и секущим направлениям. На рисунке 58 полости разрывов широкие и параллельные в виде «каналов», которые заполнены неустойчивой разлагающейся под воздействием электронного луча фазой с составом (мас. %): Na₂O 0,01; MgO 0,18; Al₂O₃ 0,19; SiO₂ 3,25; Ce₂O₃ 20,21; CaO 0,23; K₂O 0,22; MnO 1,11; FeO 0,08; TiO₂ 0,78; BaO 0,61; UO₂ 0,18; Y₂O₃ 8,87; Nb 4,35; ZrO₂ 18,55; Dy₂O₃ 0,18; Er₂O₃ 1,14; Yb₂O₃ 0,98; PbO 1,78; Σ 65,50 мас. % приложение Б 10.

Химический состав метакристаллов нарсарсукита из фенитизированных пород представлен в таблице 11 [65, с. 15-17].



Рисунок 58 - Зерно нарсарсукита (темно-серое) с «каналами» неустойчивой тяжёлой фазы (белое) и включениями кварца (черное). ВЕІ

Таблица 11 – Химический состав (мас.%) матакристалла нарсарсукита из фенитизированной породы

N⁰	F	Na ₂ O	Al_2O_3	SiO ₂	FeO	Nb ₂ O ₅	Yb ₂ O ₃	TiO ₂	ZrO ₂	Σ
анализа										
1/6.	1,634	16,224	1,017	63,477	3,862	0,194	0,154	14,755	0,981	102,298
1/7.	1,549	16,084	0,998	63,478	3,805	0,228	0,127	14,938	1,045	102,252
1/8.	1,585	15,848	1,042	63,479	3,847	0,185	0,096	14,734	1,005	101,821
1/9.	1,288	15,636	1,023	61,46	2,253	0,294	0,094	16,401	2,015	100,464
1 / 10.	1,358	16,044	1,059	62,885	2,591	0,259	0,091	16,222	1,399	101,908
1 / 15 .	1,617	15,974	1,336	63,834	3,333	0,237	0,153	14,755	1,695	102,934
среднее	1,505	15,97	1,08	63,102	3,289	0,232	0,119	15,3	1,357	101,945

Следующим этапом изменения нарсарсукита является его полное замещение титановыми минералами: рутилом, белянкинитом, анатазом, ильменорутилом и титанитом. В результате гидротермального процесса в прожилках наблюдается укрупнение минералов флюорита, кварца и, местами, встречаются крупные зерна бафертисита.

Замещенные минералы располагаются по нарсарсукиту неравномерно (рисунок 59): ильменорутил встречается с ксеноморфным обликом; титанит - с характерной клинообразной формой высоким И двупреломлением; лейкоксенизированный присутствует белянкинит; для выявленного лоренценита характерны параллельно-шестоватые формы кристаллов с прямым погасанием, положительным удлинением и высокими цветами интерференции [67, c. 35-41].



Рисунок 59 – Нарсарсукит замещен титановыми минералами: титанитом, лоренценитом, белянкинитом и др. Николи скрещенные. Увеличение 20х

В конечном этапе наблюдается полное замещение нарсарсукита тонкими иголками рутила. В результате метасоматического процесса от замещенного нарсарсукита остается только скелетный каркас, который полностью заполнен мелкими кристаллами циркона, ксеноморфными зернами кварца, микроклина и альбита (рисунок 60). В метасоматитах, имеющих гранитовый состав, псевдоморфозы часто заметно обогащены кварцем, который иногда является почти единственным минералом, слагающим их.



Рисунок 60 – Каркас нарсарсукита, полностью замещенный кварцем (черное), минералами редких элементов – пирохлором, флюоцеритом и др. (белое) и частично арфведсонитом (серое). ВЕІ

Несмотря на сравнительно широкое распространение нарсарсукит является в условиях постмагматической деятельности щелочных гранитов типоморфным минералом, образующимся при альбитизации пегматитов, гранитов; фенетизации вмещающих пород. Показательным моментом образования минерала является смена фаций в метасоматическом высокотемпературном процессе фенитизации. При разложении из кристаллов нарсарсукита выносились легкие элементы, а относительно тяжелые, такие как титан, оставались на месте. Вариации замещения разноообразны. Так как в поверхностных условиях минерал устойчив, в объеме кристаллов совместно с незамещенным минералом первоначально могут сосуществовать, в основном, следующие комбинации заполнения [66, с. 217-222; 67, с. 35-41].

4.3.7 Нептунит KNa₂LiFe₂Ti₂Si₈O₂₄

Минерал встречен А.В. Степановым в центре Большого выхода в пегматитовых телах в псевдоморфозах по нарсарсукиту совместно с кварцем и лоренценитом в виде мелких более или менее изометричных зерен или их сростков. Размер кристалликов от 0,0*n* до 0,*n* мм. Цвет красновато-бурый, в тонких осколках слабо просвечивает. Вне псевдоморфоз нептунит не встречается. Содержание титана (TiO₂) в химическом составе нептунита достигает 25 мас.%. Вторичные изменения нептунита выражаются в замещении его тонкодисперсным агрегатом кремнезема и анатаза бело-серого или голубовато-серого цвета и происходят, очевидно, еще в гипогенных условиях. В зоне выветривания минерал устойчив [62, с. 44].

4.3.8 Лоренценит Na₂Ti₂(Si₂O₆)O₃

Лоренценит образует параллельно-шестоватые, сноповидные ИЛИ сферолитовые сростки игольчатых или удлиненных пластинчатых кристалликов, развивающихся по нарсарсукиту при его частичном или полном замещении (рисунок 61). Вне нарсарсукита или псевдоморфоз по нему лоренценит не обнаружен. Размер отдельных призмочек или удлиненных пластинок от 0,0*n* до 1,00 мм. Цвет минерала розовато-серый, сиреневатый. Черта светлая. Твердость не замерялась из-за небольших размеров кристалликов, но в полированных шлифах по сравнению с кварцем, он немного мягче. Химический состав минерала представлен в таблице 12 [62, с. 44].



Рисунок 61– Псевдоморфоза по нарсарсукиту: сростки анатаза (белое) и лоренценита (серое), поры (чёрное). ВЕІ

Компоненты	1	2	3	4	5	Среднее
Nh	2.15	1 76	2.42	1 44	1.2	1.90
NU2U5	2,13	1,70	2,43	1,44	1,5	1,00
SiO ₂	34,67	34,33	34,35	36,20	35,16	34,54
TiO ₂	44,99	46,92	45,06	44,59	46,49	45,61
FeO	0,08	0,45	0,00	0,64	0,00	0,23
Na ₂ O	18,04	18,18	17,60	17,42	18,20	17,89
Σ	99,93	101,64	99,44	100,29	101,15	100,49

Таблица 12 - Химический состав лоренценита, мас.%

Усредненная формула лоренценита, рассчитанная на 2 атома Si, имеет вид: $Na_{1,96}(Ti_{1,96}Nb_{0,05}Fe^{2+}_{0,01})_{2,02}(Si_{2,00}O_6) O_{3,03}.$

В составе титан замещается незначительным количеством ниобия и железа [62, с. 44; 66, с. 220-222; 67, с. 39-41].

4.4 Минералы группы астрофиллита:

4.4.1 Астрофиллит, куплетскит, тарбагатаит и др. на месторождении распространенные породообразующие минералы. В гранитах встречаются в виде отдельных редких удлиненных листочков или звездчатых скоплений размером до 1 мм. В пегматоидных жилах астрофиллит образует или очень тонкие и длинные пластинки-листочки размером до 1,0x15,0x100,0 мм, или сравнительно широкие и толстые пачки пластин, иногда собранные в лучистые агрегаты, образующие обильную вкрапленность в виде полос или линз. В кварце при этом часто наблюдаются многочисленные микроскопические включения пластиночек-иголочек астрофиллита. В метасоматических породах

минерал чаще всего образует удлиненные пластинки до 0,5-1,0 см. Листочки и пачки листочков астрофиллита обычно измяты или разорваны [62, с. 46; 68].

Особенностью астрофиллита из месторождения при визуальном наблюдении является преимущественно темно-бурый до черного цвет в отличие от астрофиллита Кольского полуострова и других мест проявления минерала. Предполагается, что темный цвет обусловлен диффузно рассеянной наноразмерной вкрапленностью ниобофиллита. Сам астрофиллит в шлифах обычно от светлого до оранжевого цвета, и темнеющая краевая каёмка ниобофиллитизации выявляется только при большом увеличении объектива.

Исследования показали: для образцов астрофиллита из разных участков месторождения характерна значительная изменчивость состава с постоянным присутствием примесей таких элементов, как литий, рубидий, цезий, бериллий, цинк, цирконий, олово, свинец, магний, алюминий, ниобий, ванадий и др. Варьируются в количественном содержании: железо с марганцем, цинком, магнием, свинцом и литием; титан с ниобием, цирконием, оловом и ванадием; калий с натрием, кальцием, цезием и рубидием [69]. Химический состав образцов астрофиллита из разных пород различных частей месторождения показал чёткую зависимость от состава вмещающих пород. Собственно астрофиллит щелочногранитных интрузий обычно характеризуется ИЗ относительно низкими содержаниями кальция, магния, марганца, цинка, ниобия и др. А во вмещающих, обогащённых этими элементами, породах присутствует как собственно астрофиллит, содержащий эти элементы в существенно повышенных количествах, так и минералы группы астрофиллита, такие как куплетскит – марганцевый аналог и недавно открытый кальциевый аналог – тарбагатаит (К□)Са(Fe²⁺,Mn)₇Ti₂(Si₄O₁₂)₂O₂(OH)₅, утверждённый Комиссией по новым минералам, классификации и номенклатуре минералов Международной минералогической ассоциации [70; 71].

4.4.2 Куплетскит K₂Na(Mn,Fe)₇Ti₂Si₈O₂₄(O,OH,F₇)

Куплетскит был выявлен на месторождении электроннозондовым микроанализом (таблица 13) из пегматоидной кварцевой полевошпатовой жилы, удаленной от выходов щелочных гранитов на поверхность на расстоянии нескольких сотен метров. В месте взятия образцов жила пересекает одну из таких даек мощностью около 5 м. Края жилы сложены, в основном, тонкозернистой плотной калишпатовой породой с редкими вкраплениями лейст альбита, незначительного количества кварца и редких иголочек эгирина. Ближе к центру она сменяется зоной средне- и крупнозернистых (от *n* до 10*n* мм) перекристаллизованных калишпат-альбитовых с кварцем пород [62, с. 46]. Здесь присутствуют разнообразные редкометальные и редкоземельные минералы: микроклин, альбит, кварц, эгирин, циркон, торит, ксенотим, фергусонит, ферсмит, эвксенит-(Ү), ильменит, цинковый пирофанит, каппеленит-(Ү), манганоколумбит, кейвиит, таленит-(Ү), эвдиалит, цзиньшацзянит, миларит, гельвин, бертрандит, бавенит и др. Минералы астрофиллитовой группы отмечаются по всей жиле, а в отдельных участках в

92

виде шлир и полос мощностью до 10 см, образуя обильную вкрапленность (до 20 %). Особенностью минералов является повышенное содержание кальция и марганца, вплоть до выявления собственно куплетскита и кальциевых разновидностей куплетскита и астрофиллита [62, с. 46-48].

Форма отдельных зерен минералов – удлиненные пластинки размером 2 х 3 до 10 х 0,*n* мм. Размер агрегатных сростков до 15-20 мм (рисунок 62). Астрофиллит и куплетскит и их разновидности образуют совместную вкрапленность в виде полос, линз, зонок, узлов в краевых частях описываемой жилы. Иногда наряду с полисинтетическими переслаиваниями в этих же зернах они образуют отдельные неправильные, овальные выделения и участки с отчетливыми границами.

Компоненты	Минимальное	Максимальное	Среднее	Стандартное
	значение	значение	значение	отклонение
K ₂ O	4,02	4,76	4,34	0,12
Na ₂ O	2,28	3,14	2,74	0,15
CaO	0,49	1,06	0,80	0,10
Rb ₂ O	1,30	2,02	1,60	0,12
Cs ₂ O	0,73	1,29	1,07	0,09
MnO	22,52	23,51	22,95	0,14
FeO	9,29	10,76	10,15	0,29
MgO	1,67	2,19	1,87	0,09
ZnO	1,71	2,30	2,13	0,10
V_2O_3	0,07	0,22	0,13	0,03
TiO ₂	9,89	10,74	10,45	0,14
Nb ₂ O ₅	0,39	1,36	0,94	0,18
SiO ₂	36,28	38,21	37,26	0,28
F	1,02	3,64	2,41	0,40
Σ	97,23	100,04	98,82	0,82

Таблица 13 - Химический состав куплетскита (по 6 анализам), (мас.%)

Усреднённая по 6 анализам эмпирическая формула куплетскита, рассчитанная на 10 атомов (Si+Ti+Nb), имеет вид:

 $(K_{1,21}Na_{1,17}Rb_{0,23}Ca_{0,19}Cs_{0,10}Mg_{0,10})_{3,00}(Mn_{4,27}Fe^{3+}{}_{1,08}Fe^{2+}{}_{0,78}Mg_{0,51}Zn_{0,34}V_{0,02})_{7,00}\cdot (Ti_{1,73}Nb_{0,09})_{1,82}O_3Si_{8,18}O_{24}(O_{0,50}OH_{1,83}F_{1,67})_{4,00}.$

Валентное состояние железа в куплетските было определено методом мессбауэровской спектроскопии.



Рисунок 62 – Фрагмент зерна куплетскита (серое) с включением цзиньшацзянита (белое). Микротрещины заполнены ильменитом (белое). ВЕІ

4.4.3 Тарбагатаит

Самостоятельные кристаллы *тарбагатаита* встречены не были. Листочки минерала постоянно находятся в тесном переслаивании с листочками и пачечками листочков астрофиллита. Размеры агрегатных сростков минералов достигают до 10 х 3 х 0,2 мм. Толщина отдельных пачечек тарбагатаита редко превышает 0,03 мм. При визуальном просмотре аншлифов, где сростки ориентированы поперек плоскости среза аншлифа, наблюдается слабое различие в отражательной способности и в твердости полосок астрофиллита и тарбагатаита. Тарбагатаит менее твердый, чем астрофиллит, что выявляется рельефом полосок в полировке [73].

Цвет срастаний тарбагатаита с астрофиллитом коричневый, бледнозолотисто-коричневый. Тонкие чешуйки прозрачны. Визуальных различий между тарбагатаитом и астрофиллитом не наблюдается. Не флюоресцируют под катодными и ультрафиолетовыми лучами. Спайность весьма совершенная по плоскости (001), средняя по (010). Твердость по Моосу – 3, листочки гибкие. Плотность (расчётная) – 3,263 г/см³.

Упрощенная формула тарбагатаита, нового Са- и Fe²⁺-доминантного вида астрофиллитовой группы: (K□)Ca(Fe²⁺,Mn)₇Ti₂(Si₄O₁₂)₂O₂(OH)₅, для члена конечного ряда: CaFe²⁺₇Ti₂(Si₄O₁₂)₂O₂(OH)₅. Кристаллическая структура минерала расшифрована в лаборатории университета Манитоба (Канада) [73, с. 160-165].

Разнообразие и вариации в количественном отношении элементовпримесей минералов астрофиллитовой группы на месторождении обусловлены ионообменной способностью слоистых титаносиликатов и специфическими генетическими условиями. Титаносиликаты: *бафертисит, камараит* и *цзиньшацзянит* – типоморфные минералы процессов фенитизации вмещающих пород Верхнеэспинского месторождения.

Бафертисит и цзинышацзянит – первые находки в Казахстане; камараит был открыт на месторождении и утверждён Комиссией по новым минералам, классификации и номенклатуре минералов Международной минералогической ассоциации (2009-11) [73, с. 165-168]. Минералы отсутствуют в самих щелочных гранитах и их производных, в отличие от минералов группы астрофиллита, но нередко присутствуют в пегматоидных прожилках в экзоконтактовой зоне гранитов уже во вмещающих породах. По сравнению с астрофиллитом бариевые титаносиликаты имеют более постоянный химический состав. Отмечается незначительное число примесей цинка, ниобия, олова и др.

4.4.4 Бафертисит Ba₂Ti₂(Fe²⁺,Mn)₄(Si₂O₇)₂O₂(OH,F)₄

Бафертисит на месторождении является довольно распространенным минералом в метасоматических породах экзоконтакта щелочных альбитизированных гранитов (фенитов), состоящих из альбита, микроклина, кварца, щелочных амфиболов, эгирина, астрофиллита, флюорита и др. (рисунок 63) [74].



Рисунок 63 – Бафертисит из фенитизированных вмещающих пород Малого выхода

Минерал образует плоские призмы и пластинчатые метакристаллы оранжевого или буровато-красного цвета, размером до 20 х 5 х 3 мм. Железистые разности более темноокрашенные (бордовые, коричнево-бордовые), чем таковые с повышенным содержанием марганца. Имеет

совершенную спайность по плоскости (001). В тонких сколах прозрачен. Твердость (в зависимости от химического состава) изменяется в пределах 4,5-4,8. Хрупок [75; 76].

Цзиньшацзянит $Ba_2Na_2Ti_4(Fe^{2+},Mn)_8(Si_2O_7)_4O_4(OH,F)_6$, как и бафертисит, встречается в фенитизированных породах, только в значительно меньших количествах. Минерал находится в тех же ассоциациях, что и бафертисит. Размер пластинок прямоугольного облика редко превышает 2-3 x 1 x 0,2-0,5 мм. Цвет от бледно-желтого до бледно-оранжевого, реже красновато-оранжевый. Черта бледно-желтая. Минерал хрупкий. Твердость существенно ниже, чем у бафертисита и соответствует 4,0-4,5. Притягивается магнитом, как и бафертисит. Измеренная плотность 3,6 г/см³ (ниже, чем у бафертисита), вычисленная – 3,819 г/см³ [77; 78]. Спайность совершенная по плоскости (001). Отличия цзиньшацзянита от бафертисита заключаются в более светлой окраске (явно выявляется только в тонких кристаллах), в меньшей плотности и в отражательной способности, в показателях твердости, преломления. Минералы легко различаются в полированных препаратах, когда они находятся совместно. В химическом составе минерала присутствует больше щелочей и кальция по сравнению с бафертиситом, в котором они отсутствуют (или их содержание незначительное). Полное описание бафертисита и цзиньшацзянита приводится в статье [79].

В настоящее время уточняется химический состав одного из титановых минералов – *ифтисита и его оловянной разновидности*. Впервые минерал был найден на месторождении А.В. Степановым в 1960 г. В состав минерала входят иттрий, фтор (частично замещаемый ОН-группой), титан и кремний. Титан в составе этого минерала заимствуется за счёт образованного несколько ранее астрофиллита в процессе фторной агрессии [80].

В составе всех *минералов пирохлоровой группы* $A_{2-x}B_2(O,OH,F)_7$ на месторождении присутствует титан. Минералы распространены в пегматоидных щелочных гранитах и, в собственно, пегматоидных жилах, в зонах альбитизации, в альбитизированных миароловых гранитах, а также в «меланолитах», не имеющие четких границ (своеобразные породы, возникшие в ослабленных зонах (узелках, линзах) альбитизированных щелочных гранитов, резко обогащенные темноцветными минералами) и в фенитизированных породах экзоконтактов (рисунок 65) [81-83].



Рисунок 64 – Кристалл пирохлора в нарсарсуките из фенитизированных пород 1-ого рудного тела. ВЕІ

Незначительное содержание титана (до 3 мас.%) постоянно наблюдается в эгирине, касситерите, цирконе, ликите и открытом на месторождении флюороликите; в слюдах: биотите, литионите; в фергусоните и др. минералах [84; 85].

5 ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЕРХНЕЕ ЭСПЕ И ИЙСОР

5.1 Поведение лантаноидов в минералах метасоматитов

Щелочные граниты, пегматиты, пегматоиды, альбитовые граниты и метасоматиты Большого и Малого выхода более богаты редкими элементами и фтором. По результатам проведенных анализов можно сравнить среднее содержание некоторых элементов различных породах обоих выходов. В пробах Малого выхода значительно выше содержание Li, Nb, Ta, F и особенно тяжелых редких элементов (TRE). Среди этих пород альбитовые граниты и метасоматиты на месторождении отличаются более высоким содержанием редкоземельных элементов, а также фтора, железа, кальция, калия и натрия [85, с. 125-130].

Анализируя кристаллохимические и физико-химические свойства редких элементов, К.А. Власов приходит к выводу, что основной причиной замещение является их распределение в минералах по линии размера ионных радиусов, валентности, щелочности и кислотности и т.д., например, литий, ионный радиус которого равен 0,78, на ранних стадиях кристаллизации пегматитового расплава образует самостоятельный минерал – сподумен и на поздних стадиях и процесса метасоматоза образует – литиевые слюды [86; 87].

Ниобий и тантал на ранней стадии кристаллизации, в случае достижения необходимой концентрации могут образовывать минерал – фергусонит, при недостаточной концентрации они не могут образовывать самостоятельные минералы. На поздних растворах и в процессе метасоматоза они образуют минералы пирохлора, эвксенита, чевкинита, колумбита и др.

Особенностью распределения редких и рассеянных элементов в процессе формирования метасоматитов, альбититов и пегматитов является то, что исключительно важная роль принадлежит процессам изоморфного замещения ионов. Химические элементы, различные по своей валентности и атомному весу, будут обладать сходными изоморфными свойствами. Например, можно сказать о двухвалентном кальции и трехвалентном иттрии, которые отличаются валентностью, а также об алюминий и кремний, которые различны химически. Титан замещается цирконием, кремнием и оловом, хотя они обладают одинаковой валентностью, но имеют различный атомный весы. Согласно установленному правилу Гольшмидта, два изоморфных иона с одинаковыми валентностью и ионным радиусом ведут себя геохимически одинаково, например, цирконий – гафний и ниобий – тантал [88].

Рассмотрим редкие и рассеянные элементы – литий, бериллий, цирконий, гафний, ниобий, тантал, торий, уран, олово, которые являются месторождении. Максимальная рудоконтролирующими элементами на концентрация редких элементов наблюдается в приконтактовых метасоматитах. Основная масса редких элементов сконцентрирована в нескольких минералахносителях, таких как: циркон, пирохлор, гагаринит, бастнезит, ксенотим, гадолинит, торит и др [84,с. 340-355; 89]

5.1.1 Литий

Литий обычно широко распространен в редкометальных пегматитах: алюмокремнистые (сподумен, петалит) или алюмофтористо-фосфатные (амблигонит) и литиевых слюд [2, с. 215]. На исследуемом месторождении литий встречается в ребекитовых гранитах, метасоматитах и альбититах. Содержание лития было определено методом пламенной спектрофотометрии. Результат анализа показывает, что содержание лития (Li₂O %) в метасоматитах различного состава составляет 0,12-0,16%. Для пегматитового процесса литий является характерным редким элементом. Содержание и распределение лития в пегматитовых телах зависит от степени концентрации этого элемента. По нашим данным содержание достигает до 0,13%

Литий – характерный и постоянный компонент рибекитовых гранитов, в которых сосредоточено его повышенное содержание: по результатам анализа составляет 0,17%. Основная его доля на месторождении заключена в литийсодержащем рибеките (Li₂O до 1,1%). Незначительные количества лития содержатся в биотите, минералах астрофиллитовой группы и собственно литиевом минерале – полилитионите, лепидолите [90].

5.1.2 Бериллий

Бериллий почти постоянно отмечается в метасоматических породах в форме различных собственных минералов – фенакита, гадолинита, гельвина, даналита, лейкофана, бертрандита, эвклаза, барилита, берилла, миларита, бавенита, лейфита. В 13 рудном теле, где содержание ВеО достигает местами 2%, установлены берилл, гадолинит, гельвин, фенакит, бертрандит, бавенит, миларит. Повышенные содержания бериллия постоянно отмечается в эгирине и рибеките [2, с. 216]

В пегматоидных жилах в форме – гадолинита. Гадолинит является редким бериллиево-редкоземельным силикатом. На месторождении он представлен красновато-желтым цветом, кристаллическим и слабо радиоактивными разностями (рисунок 65, 66).



Рисунок 65 – Кристаллы гадолинита. ВЕІ



Рисунок 66 – Содержание химических элементов в гадолините в виде диаграмм

В пегматоидном теле на юге Большого штока гадолинит образуется по трещинам в кварц-полевошпатовой породе, совместно с гагаринитом, цирконом, ильменитом, фергусонитом и др. Химический состав был исследован в отделе минералогии Музея Естественной Истории (г. Лондон). По результатам исследования содержание бериллия в гадолините составляет 9%.

По результатам химического анализа в гадолините среднее содержание элементов бериллия достигает от 7 до 9%: кремния, иттрия, иттербия ->1,0 и 1,0; железа -0,0 и 0,03 -0,1; алюминия -0,01-0,03 и 0,3 -1,0; кальция -0,0 и 0,003 - и,01; церия - и нет; лантана -0,03 -0,1 и 0,003 -0,01, ниобия -0,03-0,1 и нет. В образце 170 отмечается также бор в количествах, превышающих обычное его содержание в углях.

5.1.3 Цирконий

Цирконий к настоящему времени насчитывается более 30 собственно циркониевых минералов, содержание циркона в которых колеблется в очень широких пределах от 4 до 99 %. Все минералы циркония в основном распространены в силикатах, в меньшей мере в оксидах [2, с. 83].

Цирконий в горных породах и минералах исследуемых месторождений характеризуется широким распространением. Среднее содержания циркония от 2-10%, в отдельных телах и жилах достигают до 20%. Цирконий также, является характерным компонентом альбитовых и метасоматических пород месторождения Верхнее Эспе. Часто встречается в гидротермальных жилах, генетически связанных с щелочными породами. Главными циркониевыми минералами на месторождении являются: циркон, эльпидит, реже циркелит. Распространение циркона довольно неравномерно [1, с. 222].

5.1.4 Ниобий

Ниобий относится к рассеянным элементам, распространенным в минералах и различных породах Акжайляутасского комплекса. В рудах месторождения Верхнее Эспе основная масса ниобия (93%) и тантала (81%) заключена в пирохлоре (рисунки 67,68) (таблица 15), остальная в виде изоморфной примеси присутствует в цирконе, торите, рутиле и в темноцветных минералах. Другие минералы – концентраторы ниобия и тантала для месторождения менее характерны, однако в рудном теле участка Северного основной носитель ниобия и тантала – фергусонит, а в «Колумбитовой» жиле – колумбит [2, с. 224; 81, с. 212-215]



Рисунок 67 – Кристалл пирохлора сростками циркона из месторождении Верхнее Эспе



Рисунок 68 – Карта распределения элементов Nb, Y, U, Zr, F в кристалле пирохлора Верхнеэспинского редкоземельного месторождения

VE-43A	F	Si	Na	Ca	Ti	Nb	Ag	Ce	Та	U	0	Σ
Sl-8/1	7,78	0,43	0,67	4,17	6,48	41,20	-	5,11	1,87	5,45	26,84	100,0
S1-8/2	10,08	0,40	3,32	3,87	5,71	38,15	-	4,93	2,13	5,57	25,83	100,0
S1-8/3	11,34	-	3,67	4,60	7,22	38,38	1,21	4,12	-	3,50	25,96	100,0
S1-9/1	8,53	0,45	0,59	3,99	6/56	40,40	-	5,38	1,58	5,96	26,56	100,0
S1-9/2	9,20	0,42	3,18	4,31	5,88	38,82	-	4,30	1,96	5,67	26,26	100,0
S1-9/3	8,71	0,28	3,03	4,02	5,81	38,94	-	4,83	2,56	5,67	26,15	100,0
Sl-19	7,44	0,38	0,59	3,95	6,52	41,02	-	5,59	1,96	5,77	26,79	100,0

Талица – 15 Химический состав пирохлора (мас. %)

Отношение ниобия к танталу претерпевает в породах массива двукратные колебания: от 11 до 22, причем для рудных тел метасоматитов характерно более высокое отношение. Аналогична эволюция этого отношения в минералах. Так, в пирохлорах из эгирин – альбитовых пород северо-востока Малого выхода Nb2O5/ Ta2O5 – 16, в пирохлоровом концентрате рудного тела №1 – 27, а в наиболее поздних, светло-желтых пирохлорах рудного тела это отношение достигает 32, т.е. вдвое выше, чем в пирохлорах из альбититов Малого выхода.

5.1.5 Торий

Торий образует самостоятельный минерал – торит (рисунки 69, 70) хюттонит, а также входит в качестве изоморфной примеси в монацит, ксенотим, пирохлор, бастнезит, циркон, фергусонит и в другие относительно

редкие минералы. На отдельных участках фенитов и кварц-полевошпатовых жил содержание тория превышает десятые доли процента [91].





Рисунок 69 – Метакристалл торита с вариацией химического состава

5.1.6 Олово

Олово присутствует в ряде рудных тел в количестве от 0,03 до 0,1% (1 рудное тело) и даже до 0,5% (13 рудное тело). В этих же телах присутствует собственный минерал олова – касситерит. В других рудных телах, где содержание олова не превышает 0,1-0,2% оно находится в рассеянном состоянии в эгирине, астрофиллите, цирконе, эльпидите и др.

5.1.7 Уран

Уран заключен, в основном в пирохлоре (до 68 %) и цирконе (24 %) (таблица 16). Собственных минералов не образует, однако значительно концентрируется в редкоземельном пирохлоре (до 4,29% U3O8) (рисунок 71). Для Верхне-Эспинского месторождения характерно весьма низкое торийурановое отношение, равное приблизительно1,1% [2, с. 12; 91, с. 99].



Рисунок 71 – Замещение пирохлора с ураном, серое масса пирохлор, уран (белое). Малый выход

Основными носителями РЗЭ на месторождении [92] являются: гагаринит и продукты его изменения для иттрия и иттриевых Р.З.Э. пирохлор (цериевые редкие земли) и циркон (иттриевые и иттриевые состава р.з.э.). Основные концентраторы РЗЭ – собственные редкоземельные минералы.

№ анализа									
	CaO	TiO ₂	FeO	Nb ₂ O ₅	Ce_2O_3	Ta_2O_5	WO_3	UO_2	Σ
1	3.27	24.07	1.57	26.14	1.93	2.77	5.39	34.85	100.00
2	2.74	25.73	1.34	26.02	1.42	1.53	5.25	35.97	100.00
3	2.31	23.28	2.06	25.84	1.94	8.07	4.34	32.16	100.00
4	3.91	23.57	1.43	27.93	1.35	4.20	4.11	33.50	100.00
5	2.85	25.16	1.67	27.51	1.64	1.81	4.56	34.80	100.00
6	3.45	24.57	1.56	25.00	2.05	3.77	6.03	33.56	100.00
7	4.15	21.66	1.04	27.17	1.85	5.25	5.34	33.52	100.00
8	1.15	24.42	1.01	31.30	0.00	1.94	3.55	36.64	100.00
Среднее	2.98	24.06	1.46	27.11	1.52	3.67	4.82	34.38	100.00

Таблица 16 - Химический состав урана

5.2 Геохимические особенности пород и сравнительная характеристика месторождений Верхнее Эспе и Ийсор

Редкометальные и редкоземельные апограниты месторождений Верхнее Эспе и Ийсор относятся к парагенетическому типу рибекит-альбитовых апогранитов с минералами Nb, Zr, TR, Be и Th. Было исследовано содержание щелочных и редких элементов во всех типах пород месторождений. Результаты химического анализа показывают распределение щелочей в породах разного состава на исследуемом объекте (таблица 18). Содержание натрия в составе метасоматитов и рибекитовых пород значительно увеличено (рисунок 72 а, б; рисунок 73). Содержание железистых и магнезиальных оксидов в рибекитовых гранитах варьирует значительно сильнее, чем в альбититовых гранитах (таблица 18). Приведенные в таблице 18, а также показанные на графике (рис. 72 а, б; рис. 73) показатели оксидов щелочей свидетельствуют о том, что в среднем для Верхнеэспинского массива характерно повышенное по сравнению с кларком содержание щелочей К, Na и редких элементов, а также фтора. Для щелочных гранитов Верхнеэспинского массива характерны высокие вариации петрогенных компонентов (таблица 18). Содержание SiO₂ варьируют в интервале 51,31-82 мас.% (среднее 65,08 мас.%) с почти постоянным преобладанием Na₂O над K₂O. Содержание глинозема Al₂O₃ варьирует в пределах 7,52-16,69 мас.% (среднее 11,33 мас.%) (рис. 72 а, б; рисунок 73) [93].

Из рисунков (72-а, б) видно, что процессам альбитизации наиболее сильно подвержены метасоматиты, которые образуют отдельный кластер, значительно удаленный от других пород (рисунок 72-а). Процессам же калишпатизации в одинаковой степени были подвержены все породы месторождения Верхнее Эспе (рисунок 72 б). На рисунке 73 можно отчетливо увидеть, как процессы калишпатизации сменяются процессами альбитизиции в процессе метасоматических изменений в направлении от обычных гранитов, до альбитизированных гранитов, далее до рибекитовых гранитов и наиболее сильно проявившимися процессами альбитизации в метасоматитах Верхнеэспинского массива.

Повышенное содержание циркония характерно для пегматитов, альбититов, рибекитовых гранитов и особенно метасоматитов (рисунок 74) Отношения Zr/Hf в гранитных породах является надежным показателем рудоперспективности фракционирования И редкометальных гранитов Зарайский и соавтораами установлено, что при [Зарайский и др., 2009]. фракционной кристаллизации гранитной магмы по схеме гранодиоритбиотитовый гранит- лейкогранит-литий-фтористый гранит Zr/Hf отношение в гранитах уменьшается из-за более высокого сродства к гранитному расплаву гафния, чем циркония [93; 94]. В случае Верхнеэспинского массива отношение Zr/Hf для всех типов пород колеблется от 20 до 40, что соответствует средней степени фракционирования гранитоидов по Зарайскому (2009). Рисунки 75а и 756 отражают поведение циркония и его связь с процессами альбитизации (отношение к Na₂O на рисунок 75) и связь между цирконием и поведением редкоземельного элемента Се (рисунок 76); здесь четко видно, что обогащение цирконием происходило наиболее активно в стадию альбитизации, в то же время происходило и обогащение редкими землями. На рисунке 76а показано поведение Y и Nd, а на рисунке 76 (б) – Y и Yb. Очевидно, что метасоматиты наиболее обогащены всеми РЗЭ, образуя отдельный кластер с содержаниями на несколько порядков выше, чем во всех других породах. Рисунок 76а демонстрирует два тренда: один, показанный серой стрелкой, отражает магматическое фракционирование (эндоконтакт), тогда, как зеленая стрелка показывает процесс гидротермальных изменений в фенитах (экзоконтакт).

Содержания редких и редкоземельных элементов в представительных образцах приведены в таблице 18. Распределение индивидуальных РЗЭ и TR в щелочно-гранитных массивах Ийсорского и Верхнеэспинского месторождений приведено на рисунок 77, где все спектры распределения редкоземельных элементов для пород Верхнеэспинского и Ийсорского массивов нормированны на состав примитивной мантии [Sun and McDonough, 1989]. Серым цветом показана область диапазона содержаний РЗЭ, характерных для массива Верхнее Эспе. Из данной диаграммы видно, что по сравнению с массивом Верхнее Эспе, породы массива Ийсор имеют более низкие содержания, как легких, так и тяжелых РЗЭ. Спектры распределения РЗЭ в Верхнеэспинском массиве имеют хорошо проявленный Еи-минимум, имеют отрицательный наклон (рисунки 77, 78 а для некоторых пород (метасоматиты и рибекитовые граниты) характерен фракционирования тетрадный эффект $(T \Theta \Phi)$ (т.е. четко-выделенные дугообразные сегменты легких, средних и тяжелых РЗЭ), что свидетельствует о высокой степени диффференциации и фракционирования данных пород в процессе метасоматических изменений.

Как показывает таблица содержаний РЗЭ (таблица 19) и соответственные поля составов РЗЭ, показанные на рисунок 78, метасоматические и рибекитовые породы наиболее обогащены редкими элементами, причём концентрации в них РЗЭ на несколько порядков выше, чем в обычных гранитах, пегматитах и даже альбитизированных гранитах. Максимальное содержание тяжелых РЗЭ концентрируется в приконтактовых метасоматитах.

106

Степень концентрации элементов в метасоматитах экзоконтакта отличается более высоким содержанием тяжелых РЗЭ: Тb, Dy, Ho, Er, Eu, Yb по сравнению с легкими. Рибекит-альбитовые апограниты отличаются более высоким содержанием редких элементов по сравнению с альбитизированными и пегматитовыми гранитами. Более низкое содержание тяжелых редкоземельных элементов отмечается в альбитизированнх гранитах и пегматоидах. Эти наблюдения говорят о том, что накопление тяжелых РЗЭ происходило, как в результате кристаллизационного фракционирования материнского расплава гранитоидов, так и в процессе перераспределения и/или дополнительного привноса РЗЭ вовремя более поздних гидротермальных процессов.

Спайдерграммы нормированных к хондриту [Boynton, 1984] пород массивов Верхнее Эспе и Ийсор показаны на рисунках 79 и 80. Серым цветом вариации содержаний элементов, показана область характерных лля месторождения Верхнее Эспе. Сравнение содержаний элементов в двух массивах показывает, что для данного месторождения характерны ураганные значения многих элементов и флюидных процессов, вызывающие обогащение высокозарядными элементами (HFSE) – Ti, Zr, Nb, Ta, Th, U и в то же время характеризующиеся ярко выраженными отрицательными аномалиями таких крупноионных литофильных элементов (LILE), как Ва и Sr. Можно предположить, что такое поведение элементов а породах Верхнеэспинского месторождения является результатом процесса фракционирования, а также связано с процессами гидротермальных изменений. В случае Ийсорского массива поведение элементов указывает на менее эволюционированный характер, где наряду с низкими сожержаниями Ва и Sr (как и в случае месторождения Верхнее Эспе), отмечается менее заметное по сравнению с Верхнеэспинским массовом обогащение HFSE элементами. Ийсор относится к более глубинной и более примитивной плутонической системе по сравнению с высоко-эволюционированным Верхнеэспинским массивом, представляющим собой апикальную интрузию с направленным и структурно-контролируемым флюидальным потоком.



Условные обозначения: AbG – альбитизированный гранит, Brec – брекчия, G – биотитовый гранит, HR – вмещающая порода, Mts – метасоматит, Peg – пегматит и пегматоид, RbG – рибекитовый гранит

Рисунок 72 – Поля составов пород Верхнеэспинского массива на диаграммах $SiO_2 \kappa K_2O$ и $SiO_2 \kappa Na_2O$


Условные обозначения: AbG – альбитизированный гранит, Brec – брекчия, G – биотитовый гранит, HR – вмещающая порода, Mts – метасоматит, Peg – пегматит и пегматоид, RbG – рибекитовый гранит





Условные обозначения: AbG – альбитизированный гранит, Brec – брекчия, G – биотитовый гранит, HR – вмещающая порода, Mts – метасоматит, Peg – пегматит и пегматоид, RbG – рибекитовый гранит

Рисунок 74 – Соотношение между отношением циркона и гафния и отношением иттрия и гольмия в породах Верхнеэспинского массива





Рисунок 75 – Соотношение между содержанием циркона и церия в породах Верхнеэспинского массива



Условные обозначения: AbG – альбитизированный гранит, Brec – брекчия, G – биотитовый гранит, HR – вмещающая порода, Mts – метасоматит, Peg – пегматит и пегматоид, RbG – рибекитовый гранит

Рисунок 76 – Соотношение между содержанием Y и Nd (а) и Y и Yb (б) в породах Верхнеэспинского массива

#	Sample	Groups	SiO2	Al2O3	Fe2O3	CaO	Na2O	K2O	Li	Be	V	Cr	Mn	Со	Ni	Cu	Zn	Ga
1	2	G	63.58	12.14	2.46	1.03	4.94	4.97	24.5	13.2	10.6	111.3	301.7	1.2	7.8	30.6	214.9	26.5
2	8a	AbG	70.53	12.61	1.60		6.06	3.38	186.6	8.3	1.2	15.3	382.3	0.5	3.5	9.4	293.6	45.3
3	18	AbG	72.59	13.89	3.06		5.43	5.51	92.1	10.2	0.6	50.6	460.0	0.6	6.1	13.1	280.7	44.8
4	22	AbG	73.87	10.19	3.32		3.54	5.21	53.8	9.5	0.9	36.9	213.7	0.4	4.4	50.0	531.7	40.2
5	36	AbG	71.93	12.63	2.77	1.32	5.73	3.88	199.2	10.3	0.5	33.0	290.5	0.4	5.0	13.4	278.4	42.7
6	20	HR	52.60	16.69	5.16	6.62	3.16	4.15	13.0	50.8	344.1	12.3	1174.9	10.9	6.0	69.1	73.8	22.2
7	12	Mts	53.41	13.63	1.60	2.21	6.63	3.89	602.2	128.2	73.4	5.2	998.9	3.4	2.5	12.0	780.7	20.3
8	14	Mts	51.31	11.66	0.48	1.63	7.82	3.01	797.6	55.5	11.9	6.9	1875.6	1.5	1.7	12.8	1062.1	35.0
9	16	Mts	60.36	13.16	4.79	0.65	7.21	4.41	721.5	118.6	33.2	13.4	2106.4	2.9	3.3	25.6	1054.2	24.8
10	28	Mts	60.86	10.73	4.22	4.96	7.84	0.73	475.4	51.3	18.0	16.4	1500.7	1.1	4.8	9.1	2918.9	30.5
11	29	Mts	64.37	8.91	1.20	0.76	6.91	1.43	480.0	28.7	10.3	48.0	1807.4	1.6	6.1	42.9	1331.8	36.8
12	30	Mts	52.37	12.73	3.70	1.20	9.60	1.34	712.0	46.4	40.4	23.3	1911.6	1.3	5.1	11.4	786.3	34.4
13	31	Mts	61.97	12.86	7.15	1.60	7.37	4.22	942.0	66.6	64.7	14.6	2041.3	2.5	7.1	11.8	947.3	26.6
14	32	Mts	61.80	12.28	5.69	0.65	7.10	3.95	903.2	41.2	44.4	21.9	2490.8	2.3	6.0	57.4	1411.7	31.4
15	35	Mts	61.97	12.86	7.15	1.60	7.37	4.22	893.5	110.5	57.4	8.1	2046.2	3.9	10.6	12.7	601.1	23.7
16	37	Mts	71.56	12.20	3.39	0.54	4.82	6.20	148.1	12.5	0.3	31.6	548.0	0.6	5.4	25.4	413.6	43.5
17	41/7a	Mts	53.80	12.97	3.99	3.35	6.73	5.08	<8	1.3	0.9	133.3	939.6	1.1	10.2	25.5	182.0	0.6
18	42/13	Mts	57.31	13.34	5.43	0.89	8.41	3.18	508.1	34.5	23.4	19.8	1676.9	1.0	4.4	68.1	639.7	38.0
19	43	Mts	60.39	10.90	5.09	2.18	7.44	2.74	615.3	49.9	30.2	12.9	1944.3	1.2	3.5	18.2	812.4	26.1
20	6	Peg	73.87	11.56	2.45		4.79	4.44	<8	10.4	1.2	57.2	142.4	0.6	4.7	13.4	236.8	39.2
21	25	Peg	49.03	15.68	1.12	6.76	3.17	3.13	<8	7.8	0.5	67.9	119.4	0.5	5.5	23.5	90.3	28.4
22	27	Peg	71.14	8.27	0.48	0.15	5.63	1.15	411.5	9.7	2.5	42.6	2279.2	0.9	4.4	12.3	783.3	42.6
23	1	RbG	70.68	12.43	3.07	0.65	5.16	5.04	136.2	11.9	1.2	19.3	299.2	0.4	3.4	7.5	227.7	35.2
24	4	RbG	68.37	12.90	2.89		5.55	5.40	204.2	8.8	0.5	31.7	420.4	0.5	4.9	8.3	294.7	38.7
25	9	RbG	7.10	11.45	3.45	0.46	5.09	4.34	218.5	11.5	0.9	11.8	475.1	0.7	4.8	12.0	455.2	41.1
26	19	RbG	62.17	7.52	5.09		3.81	5.18	585.4	17.3	0.6	27.1	1251.9	0.5	4.0	11.9	906.3	33.5
27	24	RbG	70.26	12.50	2.87	0.47	5.82	4.46	201.5	10.2	0.6	30.2	436.4	0.3	3.6	9.1	357.7	43.0
28	26	RbG	76.14	11.62	2.75		6.08	2.89	43.5	8.3	0.6	28.2	302.0	0.4	3.5	261.9	719.0	50.0
29	44/1	RbG	53.80	12.97	4.78	3.35	6.73	5.08	2001.5	28.5	98.7	11.4	2492.9	4.6	5.3	10.5	1710.5	28.5
30	45/8	RbG							1214.5	169.9	54.6	11.4	1927.1	3.5	3.5	13.8	953.5	8.8
31	7	Brec	82.62	12.50		3.20	5.13	4.27	<8	4.7	1.4	80.0	52.8	0.5	5.8	19.2	38.4	34.4

Таблица 18 – Представительные анализы пород Верхнеэспинского массива (оксиды в %, элементы в г/т)

Продолжение – таблицы 18

#	Sample	Groups	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Sn	Cs	Ba	Hf	Та	W	Tl	Pb	Th	U
1	2	G	234.8	64.0	190.6	809.6	93.1	7.6	12.2	9.0	234.7	24.8	6.6	<1.2	0.9	51.3	46.4	13.4
2	8a	AbG	417.4	6.0	88.0	259.8	32.7	1.7	11.2	3.3	11.0	11.1	2.3	0.7	1.0	14.1	8.5	2.8
3	18	AbG	520.7	3.1	197.6	2264.4	170.1	3.1	12.7	3.0	25.2	82.3	11.7	<1.2	1.8	88.7	32.4	7.0
4	22	AbG	589.6	2.8	48.4	1107.2	169.3	2.0	28.1	2.8	17.5	41.9	11.3	<1.2	1.3	97.3	60.8	9.0
5	36	AbG	514.5	108.6	205.4	1426.1	263.5	1.9	28.6	7.6	10.7	52.5	18.1	1.5	1.5	95.9	11.1	32.8
6	20	HR	89.2	1701.8	29.4	103.7	6.8	3.6	36.0	3.9	623.5	3.1	0.4	2.6	0.4	15.4	7.9	1.1
7	12	Mts	426.0	225.5	6574.6	1220.0	528.3	1.2	33.3	12.4	497.9	22.3	9.2	3.6	2.0	284.1	4321.0	44.5
8	14	Mts	309.9	275.4	28491.8	98.0	23.9	4.0	69.9	1.6	27.1	3.0	0.7	6.4	0.9	213.0	407.6	7.1
9	16	Mts	244.5	160.3	14081.6	1119.1	218.9	3.0	105.8	2.0	78.7	31.1	8.9	2.0	0.8	273.6	1079.1	10.6
10	28	Mts	138.6	468.6	2798.0	12448.2	1596.4	1.4	249.0	2.4	32.1	587.4	87.7	7.5	0.9	784.6	106.4	199.1
11	29	Mts	302.3	64.3	2321.9	30146.9	1868.7	3.2	391.8	8.8	64.4	1048.4	197.9	5.4	5.3	566.0	89.9	508.7
12	30	Mts	333.6	94.3	1438.7	8172.6	1122.6	1.7	190.8	1.6	49.9	305.7	58.8	3.0	0.9	239.5	35.6	82.9
13	31	Mts	848.4	110.6	976.7	17084.5	2054.0	0.9	376.3	4.5	143.7	827.1	57.4	4.4	1.9	341.7	85.0	140.6
14	32	Mts	768.9	67.1	849.3	25173.3	2618.0	1.4	417.0	3.1	88.9	1006.8	184.6	7.4	1.7	1308.6	143.0	476.1
15	35	Mts	1010.0	198.1	1314.0	10687.2	1896.4	1.3	268.3	6.6	147.5	344.6	74.5	7.8	2.4	698.2	271.3	122.6
16	37	Mts	553.1	7.8	58.9	4258.1	222.8	2.6	19.6	3.4	9.3	82.6	17.1	<1.2	1.7	40.2	7.7	28.2
17	41/7a	Mts	94.5	27.2	445.1	404.9	580.5	20.6	123.5	34.2	15.8	42.3	38.1	0.3	4.4	517.3	13.0	5.4
18	42/13	Mts	224.7	80.3	1147.4	22576.8	919.9	1.5	155.9	1.4	29.1	579.2	133.9	3.8	0.6	227.9	75.1	363.6
19	43	Mts	552.6	236.8	2592.1	14999.8	930.1	0.9	166.7	8.1	227.1	561.6	76.1	3.7	1.3	799.3	381.7	200.4
20	6	Peg	471.5	5.6	119.1	1311.3	65.5	3.0	16.3	4.0	32.2	35.9	3.6	<1.2	1.2	39.4	19.7	8.4
21	25	Peg	631.7	1.3	17.7	199.6	144.6	3.9	7.2	2.9	12.3	6.4	9.1	1.8	2.0	66.4	8.5	3.6
22	27	Peg	245.5	3.7	121.2	1748.6	366.0	4.2	60.0	14.6	13.7	72.6	24.4	1.2	1.6	522.5	10.2	19.5
23	1	RbG	293.7	8.4	248.4	1217.1	149.2	2.3	16.2	3.7	19.0	44.4	9.0	<1.2	0.5	78.0	41.2	15.9
24	4	RbG	444.1	14.4	89.0	748.7	101.2	2.0	20.7	4.5	12.8	29.7	7.5	1.3	1.2	50.2	30.8	7.6
25	9	RbG	473.2	38.1	251.9	1995.2	221.8	1.4	24.7	7.8	23.4	69.1	14.9	<1.2	1.3	120.5	19.6	20.8
26	19	RbG	630.2	8.2	775.5	4142.7	537.3	2.4	29.1	3.2	26.2	121.4	37.5	1.9	2.3	113.2	126.2	45.4
27	24	RbG	531.4	43.0	306.6	798.8	129.7	1.8	13.8	5.3	12.0	28.2	9.3	<1.2	1.5	67.3	15.5	14.8
28	26	RbG	356.1	3.6	154.6	2616.8	225.9	1.9	8.1	2.1	5.2	49.8	17.8	<1.2	1.0	67.8	6.1	45.5
29	44/1	RbG	886.6	360.8	3153.5	4736.3	510.5	0.9	164.6	8.4	108.3	217.3	32.6	<1.2	1.8	605.0	19.5	99.7
*Bre	с – брекч	ия, AbG -	- альбит	изирован	ный гран	ит, G – бі	иотитовь	ій гран	нит, HR	— вме	щающа	я порода	, Mts –	метас	омати	ты, Ред	– пегмат	иты и
пегм	атоиды, Н	RbG – рибе	екитовый	і гранит														

Group	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm	Yb
G – гранит	316,20	258,78	192,09	125,86	76,50	10,04	62,70	61,07	70,86	73,13	78,87	89,65	81,57
RbG – рибекитовый гранит	267,91	397,14	287,17	200,06	200,95	8,17	147,11	117,64	93,83	65,60	50,92	47,73	49,01
RbG – рибекитовый гранит	225,25	205,38	196,86	143,27	143,69	6,75	144,77	137,69	143,68	124,84	122,17	129,21	118,56
RbG – рибекитовый гранит	449,89	539,24	499,72	352,58	406,49	19,24	421,73	455,82	525,73	494,41	505,20	566,15	496,47
RbG – рибекитовый гранит	308,13	323,64	296,05	203,53	178,58	8,30	177,74	165,15	175,63	154,99	136,48	125,45	100,15
RbG – рибекитовый гранит	262,28	179,50	274,22	182,39	217,26	9,19	182,59	163,07	149,35	117,19	111,49	122,05	112,24
RbG – рибекитовый гранит	235,35	295,89	270,80	197,52	250,53	12,00	261,97	247,17	229,61	174,67	152,09	173,93	192,77
RbG – рибекитовый гранит	309,73	416,93	388,68	262,59	425,41	31,60	552,44	942,14	1368,31	1481,93	1647,35	1753,65	1528,93
RbG – рибекитовый гранит	2329,83	3238,16	3392,02	2764,80	4766,34	252,41	6010,13	8340,37	10623,60	10452,14	10002,07	9360,07	6673,40
Pg – пегматит и пегматоид	139,77	154,56	153,69	116,80	131,61	6,81	131,66	116,91	110,69	90,34	79,55	87,73	85,35
Pg – пегматит и пегматоид	6,25	7,52	6,02	4,12	4,54	0,24	4,41	6,36	8,68	10,69	13,36	18,70	20,10
Pg – пегматит и пегматоид	143,96	494,23	149,73	85,08	80,34	3,58	47,93	56,25	70,39	72,63	94,67	134,23	151,46
Ht – вмещающая порода	230,30	245,40	228,10	182,07	179,61	6,26	115,92	74,47	59,19	47,94	45,06	45,38	41,29
Ht – вмещающая порода	66,77	48,79	44,26	36,94	26,93	26,86	19,36	15,45	15,44	14,52	15,30	16,56	18,80
AlG – альбитизиров. гранит	28,70	34,74	33,76	24,69	30,48	1,95	32,39	40,29	47,84	42,36	45,79	54,03	56,93
AlG – альбитизиров. гранит	99,24	119,60	123,46	86,23	119,27	5,48	125,13	137,90	145,33	125,25	123,64	140,11	127,18
AlG – альбитизиров. гранит	141,50	174,92	150,96	117,56	130,27	5,12	102,86	91,84	79,49	61,23	47,24	37,71	29,65
AlG – альбитизиров. гранит	351,91	310,37	419,51	284,54	274,92	11,60	197,24	163,76	143,70	105,11	84,32	75,62	61,88
Mts – метасоматит	4336,48	5606,91	6131,74	5277,73	8592,65	439,06	11277,06	14135,39	18909,72	17827,04	16770,39	14307,20	9773,48
Mts – метасоматит	2652,39	3283,19	3289,11	2678,33	4225,51	241,03	5328,80	7092,46	8817,83	8487,16	8327,88	8327,29	6720,98
Mts – метасоматит	820,62	921,97	1033,67	856,57	1474,63	91,36	1878,73	2647,01	3407,01	3387,62	3580,89	3814,40	3191,23
Mts – метасоматит	714,50	912,05	732,89	408,16	559,53	31,14	640,24	1031,12	1354,29	1380,69	1447,99	1618,67	1614,97
Mts – метасоматит	618,35	667,40	613,70	345,34	391,11	22,17	361,73	496,49	652,47	692,40	821,23	1044,37	1116,01
Mts – метасоматит	569,20	776,56	518,30	266,22	298,21	17,01	238,29	402,35	552,78	584,68	763,81	1168,99	1462,62
Mts – метасоматит	526,08	525,02	598,27	402,76	649,19	46,72	709,29	1009,70	1302,89	1336,34	1437,31	1583,64	1498,12
Mts – метасоматит	375,17	457,27	400,48	247,61	409,90	31,03	548,15	967,63	1417,34	1549,20	1820,37	2171,90	2000,46
Mts – метасоматит	317,84	368,32	280,37	141,18	160,60	12,32	146,16	274,43	420,40	496,67	661,79	978,88	1224,23
Mts – метасоматит	206,78	273,16	204,79	121,57	201,93	19,16	257,64	446,17	637,80	700,83	823,61	1028,97	1056,80
Mts – метасоматит	174,53	197,28	181,88	105,54	161,55	12,29	195,91	379,38	582,28	670,02	827,49	1037,92	1074,93
Mts – метасоматит	95,68	84,13	105,08	71,80	80,60	4,19	73,91	62,46	57,76	50,46	58,22	75,72	83,25
Mts – метасоматит	48,13	60,79	69,16	60,66	115,26	6,9614	146,29	229,18	283,51	291,28	287,56	294,18	236,08

Таблица 19 – Содержание лантаноидов (в г/т) в породах Верхнеэспинского массива



Рисунок 77 – Поля составов пород Ийсорского (a) и Верхнеэспинского (б) массивов на диаграмме, нормированных на состав примитивной мантии [Sun and McDonough, 1989]. Синим цветом показаны породы Ийсорского массива, красным – Верхнеэспинского



Brec – брекчия, AbG – альбитизированный гранит, G – биотитовый гранит, HR – вмещающая порода, Mts – метасоматиты, Peg – пегматиты и пегматоиды, RbG – рибекитовый гранит

Рисунок 78 – Поля составов пород Верхнеэспинского массива на редкоземельном спектре, нормированных на состав хондрита С1 [Воупton, 1984]



Рисунок 79 – Поля составов пород массивов Ийсор (а) и Верхнее Эспе на редкоземельном спектре, нормированных на состав хондрита С1 [Boynton, 1984]. Синим цветом показаны породы Ийсорского массива, красным – Верхнеэспинского



*Brec – брекчия, AbG – альбитизированный гранит, G – биотитовый гранит, HR – вмещающая порода, Mts – метасоматиты, Peg – пегматиты и пегматоиды, RbG – рибекитовый гранит



Комплексное исследование кристаллов циркона и определения в них содержаний микро-примесных элементов было проведено при помощи катодолюминисцентного анализа на электронном микроскопе Zeiss EVO 15LS SEM в Научной Лаборатории Музея естественной истории (Лондон), показавшего внутреннее строение и зональность кристаллов циркона (рисунок 81). Содержания редкоземельных элементов в кристаллах циркона были определены методом лазерной абляции методом лазерной абляции на инструменте LA-ICP MS New-Wave UP-193FX Agilent 7500cs. Анализы были проведены во время стажировки в отделе Наук о Земле Музея Истории Природы в г. Лондон, Великобритания.

Циркон из альбититов имеет постоянный диапазон содержаний РЗЭ, для них типичны очень высокие концентрации (г/т) НREE. Известно, что циркон относится к группе минералов селективного концентратора суммы скандиевых TR (Er, Yb, Lu) [94; 95; 96]. Это также подтвердилось при помощи моих данных. Для цирконов типичны спектры распределения РЗЭ с наличием сильно проявленной положительной Се-аномалией (Се/Се* варьирует от 1 до 6) и ясно выраженной отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu* варьирует от 0.04 до 0.1), а также значительным преобладанием группы тяжелых лантаноидов над легкими (рисунок 82). Так, содержания Lu и Yb достигают 15-30% в большинстве кристаллов циркона. Следует отметить, что содержания HREE в самом цирконе на порядок больше, чем в породах, что отчетливо видно на рисунок 83. Так, в метасоматитах – породах, наиболее обогащенных РЗЭ, содержание суммы всех РЗЭ не превышает 6%.

Рисунок 84 – тектоническая дискриминационная диаграмма Пирса (Pearce и др., 1984) показывает и подтверждает, что породы Верхнеэспинского массива относятся к внутриплитным гранитоидам пост-коллизионного этапа.



Рисунок 81 – Сильно деформированные дипирамидальные кристаллы циркона с зональным строением из альбититовых тел из Малого выхода



Рисунок 82 – Образец № 175 из альбитизированных гранитов Малого выхода. Нормированные к верхней континентальной коре [Taylor and McLennan, 1985] [8] концентрации элементов примесей, включая спектры распределения РЗЭ, в зернах циркона

	GRAIN#														
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm	Yb	Lu
	1	2,44	60,89	3, 36	5, 10	64,62	6,71	389,96	1436,71	3322,98	5821,73	9476, 19	12438,27	15263,16	14316,77
	2	0,31	12,75	0, 32	1,04	22,82	2,41	171,04	932,49	2795,03	6016,71	12714,29	22654,32	34306,22	36956,52
	3-1	2,41	30,69	3,84	5,37	55,38	5,82	313,13	1173,00	2782,61	5041,78	8428, 57	11419,75	14066,99	13726,71
	3-2	8,77	8,51	11,97	9,95	22,72	1, 19	42,47	99,79	207,14	362,12	652,38	1040, 12	1564, 59	1698, 76
	5	38,71	103, 71	46,07	40,33	149, 74	10,50	548,26	1940,93	4534,16	8119,78	13285,71	18333,33	22248,80	21024,84
	7	1,43	43,69	2,77	4, 78	69,23	7,37	428,57	1689,87	3944,10	6922,01	11285,71	15308,64	18708,13	17608,70
	58	3,90	27,35	5, 11	5,28	39,28	3,95	239,38	1012,66	2549,69	4805,01	8476, 19	12314,81	16076,56	15931,68
	41	8,97	26,11	14,59	13,97	51,13	2,99	155,60	500,00	1093,17	1880, 22	3057,14	4012,35	5071,77	4875,78
	21	1,91	3,44	2,89	3, 52	17,23	1,05	41,70	178,06	568,32	1434, 54	3933, 33	8919,75	15885,17	18695,65
	35	3,68	5,66	5, 13	4,98	22,10	1,51	67,57	314,35	934,78	2186,63	5333, 33	10956,79	18421,05	20621,12
	34	5, 19	108,42	8,93	12,27	118,46	11,61	606,18	2130,80	4689,44	8091,92	12619,05	16543,21	19330,14	18043,48
	33	4,94	11,45	6,84	6,07	27,03	2,11	110,04	527,43	1565,22	3537,60	8095, 24	16080,25	26363,64	29875,78
	32	1,53	17,20	1,88	2,70	30,72	3,37	181,08	856,54	2198,76	4247,91	7714,29	11450,62	14832,54	14378,88
	45	2,35	23,89	2,34	2,60	25,08	2,22	152,90	635,02	1627,33	3203, 34	5761,90	8580, 25	11196,17	10745,34
	67	7,94	22,03	10,33	9,82	40,41	3,28	161,00	592,83	1409,94	2632, 31	4571,43	6512,35	8325, 36	8105, 59
	51	7,65	46,53	15,41	18,33	115, 38	10,44	505,79	1774,26	3975,16	6894, 15	11000,00	14876,54	17990,43	17236,02
	11-1	0,06	48,92	0,69	2,31	64,27	7,06	421,91	1686,42	3990,29	6826, 36	11116,57	14861,43	18580,36	16371,61
	11-2	0,92	70,96	2,04	5,33	101,88	9,59	566,70	2002,10	4369,57	7215,86	11149,32	14027,04	16543,16	14999,94
	5-1	0, 39	53,63	1,45	4,75	85,69	9,44	495,65	1945,26	4646,59	8214, 74	13915,43	19722,40	25460,33	21436,67
1															

Таблица 20 - Содержание лантаноидов (г/т) в цирконах из альбитизированных пород Верхнеэспинского массива



Рисунок 83 – Поля составов на диаграмме, нормированных на состав примитивной мантии [Sun and McDonough, 1989]. Нормированные к верхней континентальной коре [Taylor and McLennan, 1985] [8] концентрации элементов примесей, включая спектры распределения РЗЭ, в зернах циркона - а), б), в) и в породах альбититовых гранитов (г)



Рисунок 84 - Дискриминационные диаграммы Дж. Пирса по определению геотектонической обстановки: Y –Nb и Yb – Ta (Pearce et al., 1984). Породы Верхнеэспинского массива относятся к внутриплитным гранитоидам постколлизионного состава

6 ГЕОХРОНОЛОГИЯ

6.1 Определение абсолютного возраста редкоземельного оруденения щелочных гранитов

В силу своей устойчивости, частого нахождения в самых разных типах пород и того факта, что циркон всегда содержит уран, он является самым широко-используемым минералом для проведения U-Pb датирования [99; 100; 101]. Для проведения U-Pb датирования пород Верхнеэспинского массива были выделены пробы цирконов из измененных щелочных гранитов из рудного апофиза (рисунок 85). Датирование было проведено методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) в лаборатории Музея Истории Природы в г. Лондон, Великобритания. В таблице 24 приведены изотопные параметры определения возраста.

(U-Pb) датирование цирконов из щелочных гранитов показало конкордантный возраст минерализации 286,7± 4 млн лет (рисунок 86, проба N175, 6 зерен, 42 точки). Исследования прошлых лет приводили возраст, отнесенный к Касымовскому ярусу условно верхнего карбона В.И. Гендлер, 1962 г). Данные наших исследований уточнили возраст минерализации, который соответствует Артинскому ярусу ранней перми.



Рисунок 85 – Апофиза массива с точкой отбора пробы для определения абсолютного возраста минерализации в гидротермальном цирконе апогранитов (проба N175)

	Номер			Аналитическая ошибка							
	точки								2σ%	2σ%	2σ%
		207/235	7/5 err	206/238	6/8 err	Rho	207/206	7/6 err	207/235	206/238	207/206
1	ja19a05	3.4041	0.3122	0.0710	0.0018	1.34	0.3526	0.0189	18.34	5.02	10.72
2	ja19a06	17.1939	0.8133	0.1660	0.0067	0.99	0.7443	0.0072	9.46	8.06	1.94
3	ja19a07	0.7842	0.0094	0.0517	0.0007	0.75	0.1124	0.0010	2.40	2.76	1.86
4	ja19a08	0.8563	0.0435	0.0526	0.0006	-0.26	0.1214	0.0067	10.16	2.42	11.04
5	ja19a09	0.4694	0.1237	0.0436	0.0002	4.00	0.0781	0.0187	52.70	1.14	47.94
6	ja19a10	0.5508	0.0374	0.0477	0.0003	0.63	0.0854	0.0055	13.58	1.26	12.82
7	ja19a11	4.6430	0.5209	0.0809	0.0044	1.08	0.4216	0.0203	22.44	10.92	9.64
8	ja19a12	0.8593	0.1744	0.0474	0.0017	1.04	0.1361	0.0225	40.58	7.14	33.06
9	ja19a13	0.3403	0.0132	0.0431	0.0011	0.96	0.0561	0.0036	7.78	5.00	12.66
10	ja19a14	0.3262	0.0066	0.0454	0.0003	0.70	0.0524	0.0008	4.02	1.36	3.22
11	ja19a15	3.2002	0.2263	0.0715	0.0025	0.90	0.3273	0.0137	14.14	6.96	8.40
12	ja19a16	0.5444	0.0275	0.0473	0.0004	0.07	0.0858	0.0044	10.12	1.58	10.14
13	ja21a05	0.4178	0.0112	0.0457	0.0007	0.70	0.0688	0.0026	5.34	3.28	7.44
14	ja21a06	3.3490	0.1145	0.0713	0.0012	0.70	0.3420	0.0046	6.84	3.36	2.68
15	ja21a07	4.9986	0.4694	0.0727	0.0069	0.99	0.4862	0.0070	18.78	18.92	2.86
16	ja21a08	0.4558	0.0196	0.0471	0.0005	0.22	0.0718	0.0030	8.62	2.12	8.42
17	ja21a09	0.4344	0.0113	0.0477	0.0006	0.97	0.0671	0.0010	5.18	2.38	2.92
18	ja21a10	0.3306	0.0131	0.0441	0.0012	0.97	0.0543	0.0008	7.92	5.38	3.06
19	ja21a11	5.8718	0.3870	0.0754	0.0062	0.70	0.5438	0.0084	13.18	16.34	3.10
20	ja21a12	0.3720	0.0147	0.0458	0.0011	0.56	0.0593	0.0020	7.92	4.84	6.60
21	ja21a13	5.9749	0.2754	0.0805	0.0034	0.80	0.5426	0.0154	9.22	8.46	5.68
22	ja21a14	0.4648	0.0284	0.0467	0.0008	0.71	0.0712	0.0036	12.24	3.50	10.06
23	ja21a15	1.0014	0.0455	0.0518	0.0006	0.17	0.1393	0.0063	9.08	2.48	9.00
24	ja21a16	38.6436	1.8278	0.4439	0.0216	0.96	0.6413	0.0084	9.46	9.72	2.62
25	ja21b05	0.5002	0.0165	0.0476	0.0007	0.10	0.0742	0.0026	6.58	2.86	6.92
26	ja21b07	0.5051	0.0656	0.0475	0.0012	0.31	0.0807	0.0100	25.96	5.06	24.88
27	ja21b08	0.4117	0.0324	0.0465	0.0016	0.28	0.0639	0.0049	15.72	6.82	15.30
28	ja21b09	0.3439	0.0072	0.0458	0.0010	0.70	0.0534	0.0021	4.20	4.30	7.84
29	ja21b10	0.4059	0.0214	0.0484	0.0024	0.94	0.0612	0.0011	10.52	10.06	3.48
30	ja21b11	0.4666	0.0199	0.0451	0.0007	0.25	0.0755	0.0031	8.54	2.90	8.30
31	ja21b12	0.3276	0.0082	0.0463	0.0009	0.88	0.0516	0.0006	5.02	4.02	2.38
32	ja21b13	0.7788	0.0228	0.0527	0.0010	0.53	0.1079	0.0027	5.86	3.90	5.02
33	ja21b14	0.3382	0.0161	0.0487	0.0011	0.70	0.0520	0.0019	9.54	4.58	7.14
34	ja21b15	2.7434	0.0941	0.0625	0.0019	0.72	0.3166	0.0076	6.86	5.92	4.82
35	ja21b16	0.9123	0.0207	0.0504	0.0005	0.42	0.1357	0.0028	4.54	2.18	4.14
36	ja21c05	0.3161	0.0070	0.0450	0.0009	0.45	0.0492	0.0011	4.46	4.06	4.48
37	ja21c07	0.3226	0.0164	0.0451	0.0007	0.70	0.0528	0.0029	10.18	3.18	10.82
38	ja21c08	0.4079	0.0269	0.0465	0.0012	0.70	0.0604	0.0014	13.20	5.10	4.50
39	ja21c11	0.3462	0.0043	0.0465	0.0007	0.62	0.0542	0.0007	2.50	3.14	2.54
40	ja21c14	0.3438	0.0088	0.0452	0.0008	0.35	0.0560	0.0014	5.14	3.52	5.10
41	ja21c15	2.4762	0.0495	0.0634	0.0026	0.87	0.2859	0.0074	4.00	8.24	5.18
42	a21c16	0.3307	0.0050	0.0473	0.0004	0.78	0.0503	0.0005	3.04	1.78	1.98

Таблица 21 – U-Pb изотопные данные для определения абсолютного возраста (проба N175)



Рисунок 86 – U–Рb диаграмма с конкордией для гидротермального циркона апогранитов Верхнеэспинского массива (проба N175)

7 ОСОБЕННОСТИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ВЕРХНЕЕ ЭСПЕ

Месторождение Верхнее Эспе является уникальным геохимическим, минералогическим, петрографическим объектом изучения процессов фенитизации и, связанного с ними, редкометального и редкоземельного рудообразования. В отличие от известных месторождений для данного проявления характерны следующие особенности: приуроченность к малым интрузиям, представленным щелочными гранит-порфирами и гранофирами, что обусловило сравнительно кратковременное постмагматическое воздействие и небольшую мощность ореолов фенитизации; сложность тектонической обстановки местности, где частая смена направления и интенсивности тектонических напряжений влияла на взаимные наложения потоков флюидов и на перемещение летучих и легкоподвижных компонентов. Распределение полезных компонентов на месторождении от неравномерного до весьма неравномерного, однако, в пределах определенных блоков или даже типов оно может быть достаточно выдержанным. В отдельных телах и жилах их содержание достигает: ZrO_2 до 20% и более, Nb₂O₅ до 1-2% и более, P3Э₂O₃ и Y₂O₃ до 5-10%. Минимальные концентрации редких элементов в целом по месторождению отмечаются в редкометальнозамещенных пегматитах И альбититах [102].

Все выявленные морфологические разновидности рудных тел на месторождении обнаруживают ряд специфических особенностей внутреннего строения и вещественного состава, обусловленных различием структурных условий их формирования, исходным составом пород рудных зон, а также степенью и характером метасоматических процессов, определивших качество редкометальной минерализации рудных тел и их текстурное и структурное своеобразие.

Наибольший практический интерес на месторождении представляют приконтактовая зона Малого выхода и рудные тела №№ 1, 2, 3, 4, концентрирующие основной объем запасов редкометальных руд с промышленным содержанием редких элементов (рисунок 87).



Рисунок 87 – Первое рудное тело северо-восточной части Малого выхода

В общем приконтактовая рудная зона Малого выхода, объединяющая его северную, северо-восточную и восточную части, обнаруживает хорошо выраженную зональность, обусловленную чередованием от контакта вглубь массива пород, различающимся по петрографическому составу структурнотекстурными признаками и степенью концентрации редких элементов.

Внешняя часть висячего бока приконтактовой рудной зоны сложена Мощность оторочки метасоматитами. метасоматитов полосчатыми на различных участках зоны неравномерна и варьируется от первых десятков сантиметров до 20-25 м. Максимальная мощность полосчатых метасоматитов наблюдается в северо-восточной части Малого выхода. К западу и юго-востоку пропорционально уменьшается мощность оторочки метасоматитов. Имеется более четкое проявление полосчатости и появление метасоматических новообразований арфведсонита, эгирина, альбита, микроклина и рудных минералов в породе, увеличивающееся в направлении контакта. Слоистость осадочных пород при переходе к метасоматитам проявляется очень четко, что обусловлено чередованием неравноценных по составу светлых (альбитового), розовых (микроклиновых) и темных (арфведсонитом и рибекитом) полос слоев (рисунок 88).



Рисунок 88 – Метаморфизованная порода с полосчатым сложением и метакристаллами нарсарсукита из первого рудного тела, Малый выход

Результаты детальных исследований метасоматитов свидетельствуют о существенном влиянии исходного состава различных прослоев осадочных пород кровли на степень налетов и их изменение в процессе метасоматической переработки, имеющей послойный избирательный характер. Такое своеобразие текстуры, состава и структуры метасоматитов определили их специфический внешний облик.

Отличительной особенностью метасоматитов приконтактовой зоны является общее закономерное изменение их состава от периферии в сторону контакта гранитоидного массива. Наружная часть метасоматической оторочки сложена, главным образом, полевошпато-рибекитовыми и палевошпаторибекит-эгириновыми бескварцевыми метасоматитами, соответствующими по составу щелочным грано-сиенитам.

В метасоматитах сиенитового состава, слагающих периферическую часть зоны, наблюдается преобладание рибекит-полевошпатовых прослоев, различающихся, в свою очередь, по содержанию рибекита, арфведсонита (редко эгирина) и степени концентрации альбита и микроклина. По этому признаку выделяются прослои альбит-рибекитовые; арфведсонит-альбитовые; рибекит-микроклин-альбитовые; микроклин альбитовые. По мере приближения к контакту массива в метасоматитах постепенно увеличивается содержание кварца, при этом перечисленные разновидности прослоев в общем сохраняют свой состав, лишь в значительной мере обогащаясь кварцем.

Нередко в метасоматитах состава щелочных наблюдаются участки пегматоидной структуры, сложенные грубозернистыми агрегатом кварца и микроклина, иногда с крупными призмами рибекита и пластинами астрофиллита (рисунок 89). Подобные пегматоидные участки имеют обычную форму линзовидных обособлений и шлирок размером от нескольких сантиметров до 1-1,5 м, ориентированных, как правило, параллельно контакту массива.



Рисунок 89 – Пегматоидный участок с крупными кристаллами астрофиллита, микроклина и кварца

Закономерной особенностью метасоматитов ориентировка является призматических кристаллов рибекита и эгирина согласно общему направлению полосчатости. Своеобразным «индикатором» метасоматитов, образованных за счет вмещающих осадочных пород кровли в приконтактовой зоне массива апогранитов, является наличие в них оригинальных теневых структурпсевдоморфоз по нарсарсукиту. Размер таких псевдоморфоз иногда достигают 7 - 10Нарсарсукит неустойчивый титансодержащий CM. минерал, образовавшийся в начальной стадии метасоматоза и полностью замещенный в последующей процессе метасоматической переработки. Нарсарсукит образуется только в метасоматически переработанных осадочных породах экзоконтакта массива. В первоначальные моменты активного воздействия на метаморфизующих флюидов, выделявшихся вмещающие породы ИЗ внедрившейся магмы щелочных гранитов, образуются метаморфические породы несколько пересыщенные щелочами и отвечающие, приблизительно по химизму, щелочным сиенитам. Исходный минерал нарсарсукит образуется в момент окончания щелочного и наступления кремнекислотного пересыщения. Образуемые в этот период породы приближаются по составу уже к щелочным первые. гранитам, постепенно заменяя А co сменой щелочного И щелочнокремниевого кислотным насыщением нарсарсукит разлагается чаще всего с переносом всех элементов, кроме титана, остающегося в объеме «бывших» кристаллов в форме разнообразных титановых и титансодержащих ильменорутила, минералов: рутила, анатаза, ильменита, лоренценита, нептунита, натротитанита, минералов группы астрофиллита (куплетскита,

тарбагатаита) и др. в виде «каркаса», отдельных зёрен или сростков зёрен. Остальное пространство кристаллов заполнено разнообразными комбинациями породообразующих и других минералов (кварца, полевых шпатов, амфиболов, циркона, пирохлора, бафертисита, астрофиллита и иногда даже сульфидов) (рисунок 90).



Рисунок 90 – Замещение нарсарсукита фтор-цирконий-ниобатовым раствором при инфильтрационном процессе. Мелкие кристаллы циркона и пирохлора (белое), флюорит (серое), основная масса породообразующие минералы (черное).

Заполнение псевдоморфоз по нарсарсукиту разнообразное и варьирует от места к месту в довольно широких пределах. Двухфазное строение кристаллов натрийсодержащего титанита, выявленное при изучении химического состава минералов, образующихся по нарсарсукиту, можно объяснить пульсационным поступлением метаморфизующих растворов, как из самой активной интрузии, так и из метаморфизуемых вмещающих пород. На первом этапе воздействия метаморфизующих растворов на вмещающие породы, когда температура и давление (атмосферное и осмотическое активных подвижных элементов: лития, натрия, калия, хлора, фтора, СО₂, кремнекислоты и др.) возрастают, происходит перекристаллизация одних минералов на другие, устойчивые при возникших Относительно системы. быстрое условиях частях изменение В термодинамических условий влечёт за собой смену неустойчивых минеральных ассоциаций ПО объёму метаморфизуемых частей пространства. Когда поступление кальция, натрия и иттрия из растворов было относительно возможной кристаллизация титанита равномерным, стала относительно бедного натрием и иттрием (плюс РЗЭ). Зональный рост кристаллов свидетельствует об относительно «спокойном» периоде кристаллизации. С

падением внутреннего (со стороны активной интрузии) и внешнего (со стороны вмещающих пород) давления уменьшается поступление кальция в раствор, что приводит к пересыщению в нем натрия и иттрия. Этим и объясняется, повидимому, развитие более позднего натроиттрового титанита по краям и трещинам кристаллов. Основным источником кальция, очевидно, служили богатые этими и другими элементами породы габбро-диориты, диабазовые порфириты и лампрофировые породы, образующие вблизи проявлений титанита сравнительно частые жильные интрузии, пересекающие толщу нижнекаменноугольных туфоалевролитов в различных направлениях. Усиление натроиттровой доли в натротитаните целиком обязано поступлению из внутреннего источника – активной интрузии.

По совместному нахождению бафертисита минералов групп И образовании астрофиллита можно судить об одновременном ИХ в высокотемпературную стадию калий-натриевого и натриевого метасоматоза.

Редкометальная минерализация Верхнеэспинского месторождения гетерогенна и гетерохронна. Разнообразие минеральных видов и их локализация на месторождении говорит, прежде всего, не столько о мобильном поведении редких и РЗ элементов, сколько о сложности тектонической обстановки при быстроменяющихся процессах и их взаимных наложениях в момент активного минералообразования.

Неравномерность распределения РЗЭ даже в пределах одного зерна минерала наглядно выявлена впервые встреченными зональными кристаллами гагаринита (рисунок 91).



Рисунок 91 – Зерна гагаринита с трещинами катаклаза, заполненные кварцем. Микровключения иттрофлюорита и бастнезита (белое). BEI

Зональность указывает на неоднородность и пульсационный характер поступающих растворов. Изучение химического состава зон гагаринита

показало, что при поступлении растворов, обогащенных фтором в кристаллах образовывались зоны с высоким содержаниями тяжелых РЗЭ, а при обогащенных кислородом – создавались условия для отложения зон с легкими РЗЭ. Доказательством присутствия кислорода В растворах являются микроскопические кварцевые просечки по трещинкам катаклаза в гагарините и микровключения бастнезита. Выявленное зональное строение гагаринита указывает одновременное прохождение метаморфических на И метасоматических процессов в пегматоидных жильных телах Большого выхода.

В результате петрографического изучения пород исследуемых объектов были определены время и особенность рудоотложения на месторождениях. Рудообразование в Акжайляутасском комплексе связано с интрузивными образованиями.

В месторождении Ийсор редкоземельное минералообразование связано с мелкозернистыми рибекит-альбитовыми и пегматоидными телами. Для всех исследованных пород месторождения характерно более высокое содержание нартия, фтора, оксида железа и редких эелментов по сравнению с породами Акжайляутаса (результаты представлены в разделе «Геохимия»). Эти результаты свидетельствуют о накоплении в малом количестве редких элементов при переходе к более альбитизированным породам. На рисунке 92 отчетливо видно, как протекает метасоматический процесс: от первоначального биотитового гранита до образования рибекит-альбитовых пород. Превращение И перекристаллизацией сопровождается разложением микроклинмикропертитовых зерен, образованием альбитовых лейст и зерен микроклина, лишенных пертитовых вростков одновременно. Далее наблюдается замещение образующимися рибекитом эгирином, вновь И хорошо выявляется обогащенность фтором, цирконом, ниобием, редкими элементами, торием, литием и др.

Щелочные граниты Большого и Малого выхода еще более богаты редкими элементами – ниобием и фтором. Результат исследования показывает, что на этих объектах метасоматический процесс протекал более насыщенно и содержание редкометальных и редкоземельных элементов значительно выше, Ийсора Акжайляутаса месторождениях чем в И (данные анализов геохимических исследований представлены в разделе «Геохимия»). На рисунке 92 показана последовательность процесса метасоматоза на месторождении Верхнее первичного биотитового гранита образования Эспе: ОТ до метасоматических пород. Также можно наблюдать время рудоотложения на месторождении. По результатам петрографических исследований оруденение протекает между калишпатизацией и альбитизацией. Обычно на многих редкометальных месторождениях редкометальные оруденения идут синхронно альбитизации. Как показывают процессом наши исследования, рудообразование идет после альбитизации. Для получения дополнительных метасоматических данных об особенностях процессов проведен катодолюминесцентный который анализ, несет ценную генетическую информацию относительно особенностей процессов минералообразования

133

исследуемых объектов (результаты представлены в разделе «Геохимия» [103]. По результатам анализа было выявлено, что циркон не является интрузивным, а образовался вследствие постмагматических образований. Этот факт подтверждается катодолюминесцентным анализом, где альбит прорастает рудным цирконом.





Микроклин-альбитовая порода, Ув. 2,5х



Процесс пертитизации, замещение микроклина с плагиоклазом Ув. 2,5х



Альбитовая порода, лейсты альбита с полисинтетическими двойниками, кварц, Ув. 2,5х



Метасоматическая преобразованная гранитная порода, Ув.10х



Рисунок 92 – Последовательность протекания метасоматического процесса и рудоотложения на месторождении Ийсор



Длинные лейсты плагиоклаза, бипирамидальные кристаллы циркона, кварц, Ув. 2,5х

Метасоматическая преобразованная порода. Ув. 10x

Рисунок 93 – Последовательность протекания метасоматического процесса и рудоотложения на месторождении Верхнее Эспе

1. Для исследуемого района характерна гетерогенность щелочных гранитов. Ha месторождении имеются как интрузивные, так И метасоматические щелочные граниты. Метасоматические разности возникли в результате метасоматической переработки материнских гранитов И вмещающих пород в постмагматическую стадию.

2. По степени метасоматического образования породы можно условно поделить на две группы; автометасоматические щелочные и метасоматические граниты. Первые обычно развиваются в апикальных участках нормальных, лейкократовых или первичных щелочных гранитов. Изменения выражаются в процессе развития по межзерновым продуктам, по трещинкам и реже непосредственно по первичным материалам – мелкозернистой, кварцмикроклин-альбитовой породы и волокнистой или тонкоигольчатой щелочной роговой обманки. Метасоматические щелочные граниты, развиваются в тех же местах, где и автометасоматические, но степень изменения сильнее. Они развиваются по материнским биотитовым гранитам и по вмещающим породам осадочного происхождения. Порода целиком состоит из новообразованных решетчатого микроклина, лейстового альбита, минералов: волнистопогасающего ксеноморфного кварца, призмы рибекита И арфведсонита и игольчатого эгирина.

3. Постмагматические процессы на месторождении Верхнее Эспе проявились настолько сильно, что во многих местах захватили материнские и вмещающие породы. Метасоматическая переработка на месторождении сопровождалась интенсивными стрессовыми напряжениями, облегчившими проникновение активных метаморфизующих растворов (флюидов).

4. Активная роль щелочей и особенно натрия, фтора, хлора и других легко подвижных и летучих элементов, при образовании щелочных как интрузивных, так и метасоматических гранитов, обусловило их характерное геохимическое различие. Таким изменениям характерно постоянное наличие в них в повышенном количестве редких элементов: ниобия, циркония; редких земель, особенно иттриевой группы; иттрия, тория, бериллия, лития и других. Из целочных гранитов наиболее обогащенными редкими элементами являются щелочные гранит-порфиры и метасоматические измененные породы.

5. Основными типами концентрации редких элементов на месторождении являются метасоматиты висячего экзоконтакта и редкоземельно-замещенные пегматиты. Первые представлены пологопадающими на север и восток плащевидными залежами Малого выхода. Они довольно выдержаны по мощности и по содержанию полезных минералов. Вторые отличаются более высоким и невыдержанным содержаниям и незначительными размерами. Основные минералы метасоматического типа – циркон, пирохлор, гагаринит, торит, редкие и редкоземельные минералы.

6. В процессе изучения минералогии месторождения получены новые или дополняющие сведения по ряду редких и слабоизученных минералов. Впервые

приводится достаточно полное описание и анализ нарсарсукита, циркона, гагаринита и группы титановых и титансодержащих минералов.

7. В результате геохимических исследований выявлены особенности распределений редкоземельных элементов в породах и отдельных минералах.

8. U-Pb абсолютный возраст редкоземельного оруденения щелочных гранитов показал конкордантный возраст минерализации 286,7± 4 млн лет (рисунок 80, проба N175, 6 зерен, 42 точки). В исследованиях прошлых лет указывается возраст, отнесенный к касымовскому ярусу условно верхнего карбона (В.И. Гендлер, 1962 г). Данные наших исследований уточнили возраст минерализации, который соответствует артинскому веку ранней перми.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1 Ерджанов К.Н. Гранитные интрузии и пегматиты Тарбагатая. - Алма-Ата, 1963. - 278 с.

2 Минеев Д.А. Геохимия апогранитов и редкометальных метасоматитов северо-западного Тарбагатая. – М.: Изд-во Наука, 1968. – 185 с.

3 Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М. и др. Редкометальные пегматиты, Гранитные пегматиты - Новосибирск: Наука; Сиб. Предприятие РАН, 1997. – T.2. – 285 с.

4 Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). – М.: Изд. АН СССР, 1962. – 196 с.

5 Belov V.A., Ermolov P.V. The Verkhnee Espe RM Deposit in East Kazakhstan. Shatov (Ed.). Granite-related ore deposits of Central Kazakhstan and adjacent areas. –Glagol: St Petersburg, 1996. – P. 219-228.

Степанов A.B., Бекенова 6 Г.К. Краткая характеристика Верхнеэспинского месторождения редких элементов // Материалы международной конференции «Геология, минерагения и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов» «Сатпаевские чтения». – Алматы; 2009. – С. 248-258.

7 Мякшин Н.И., Киселев А.Л. Особенности геологического строения месторождений редкометалльных гранитов и перспективы Казахстана на их выявление // Геология и разведка недр. -2003. – №2 (7). -С. 22-25.

8 Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В. и др. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. – Усть-Каменогорск, 1982. -248 с.

9 Ermolov P.V., Vladimirov A.G. and Tikhomirova N.I. Petrology of peralkaline rocks oversaturated in silica. – Novosibirsk: Nauka, 1998. – P. 120.

10 Мякшин Н.И., Киселев А.Л. Особенности геологического строения месторождений редкометалльных гранитов и перспективы Казахстана на их выявление // Геология и разведка недр. –2003. – №2 (7). -С. 22-25.

11 Архангельская В.В., Казанский В.И., Прохоров К.В., Собаченко В.Н. Геологическое строение, зональность и условия образования Катугинского Та-Nb-Zr-месторождения (Чаро-Удоканский район, Восточная Сибирь) //Геология рудных месторождений. -1993. -Т.35, №2. -С. 2-132.

12 Юшкин Н.П., Сазонов В.Н. Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. / отв. ред. // Сб. науч-тр.: ИГГ УрО РАН. – Екатеринбург, 2007. -949 с.

13 Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование/ отв. ред. Н.П. Юшкин, В.Н. Сазонов // Сб. науч-тр. –Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. -949 с.

14 Нурлыбаев А.Н. Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. – Алма-Ата: Наука, 1983. - 295 с.

15 Михалева Л.А. Мезозойская лампрофир-диабазовая формация юга. – Сибири-Новосибирск: Наука Сиб. Отд-ние, 1989. -167 с.

16 Гинзбург А.И. Гинзбург А.И., Кузьмин В.И., Сидоренко Г.А. Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ / – М.: Недра, 1981. – 239 с

17 Бейсеев О.Б., Ведерников Н.Н., Кроль О.Ф., Степанов А.В., Халтурина И.И. Минералогические исследования в Казахском научно-исследовательском институте минерального сырья // Сборник «Материалы по минералогии Казахстана» – Алма-Ата: Мингео Каз.ССР., 1974. - С. 3-22. (302 с.).

18 Степанов А.Е., Тверянкин И.Г., Селифонов И.Е. и др. Минеральносырьевые ресурсы Верхне-Эспинского месторождения и догаланской площади на комплексное редкометалльное (Ta-Tr-Nb-Zr) оруденение (Центральная и северо-западная части Жарма-Саурской зоны, Восточный Казахстан) // Минерально-сырьевые ресурсы тантала, ниобия, бериллия, циркония и фтора: геология, экономика, технология: сб. докладов. –Усть-Каменогорск, 2003. -416с.

19 Baisalova A., Stepanov A., Bekenova G., Dolgopolova A. and Seltmann R. Geological and mineralogical characteristics of REE mineralisation of the Verkhnee Espe and Iysor granitoid massifs (East Kazakhstan). Transactions of the Institutions of Mining and Metallurgy, Section B: Applied Earth Science (United Kingdom). -2017. - P.1.

20 Степанов А.В., Бекенова Г.К., Добровольская Е.А., Левин В.Л., Котельников П.Е. О процессе фенитизации в связи с малыми интрузиями щелочных гранитов на примере Верхнеэспинского редкометального месторождения (Восточный Казахстан) // Материалы конференции «Геология в XXI веке» (Сатпаевские чтения). -2011. – С. 302-310.

21 Бекенова Г.К., Степанов А.В., Левин В.Л., Байсалова А.О., Тлегенова Д.М. Онтогенический подход в генетическом моделировании Верхнеэспинского месторождения редких элементов (Восточный Казахстан) // Конференция «Онтогения, филогения и система минералогии». – Миасс, 2015. – С. 68-76

22 Байсалова А.О. Особенности альбититов и метасоматитов Верхнеэспинского месторождения // Вестник КазНИТУ. - Алматы, 2017. –С. 3-7.

23 Дьячков Б.А., Никитина Т.М., Майорова Н.П. Редкометалльные рудномагматические системы Восточного Казахстана // Геология Казахстана. – Алматы, 2004. -С. 222-229.

24 Владыкин Н.В., Коваленко В.И., Дорфман М.Д. Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитов. – М.: Изд-во Наука, 1981. -136 с.

25 Солододов Н.А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. – М., 1962. -233 с.

26 Байсалова А.О., Долгополова А.В., Seltmann R., Степанов А.В., Бекенова Г.К. //Геохимическое особенности апогранитов и метасоматитов Верхнеэспинского месторождения Печатн Международных Сатпаевских чтений «Научное наследие Ш. Есенова», 90 летию Ш. Есенова. –Алматы, 2017. – С. 147-150.

27 Геохимия минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. – М.: Изд-во Наука, 1966. – Т.1.

28 Геохимия минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. – М.: Изд-во Наука, 1966. – Т.1.

29 Косалс Я.А., Дьячков Б.А., Пушко Е.П. Петрогеохимические критерии расчленения и оценка рудоносности гранитоидов Калба-Нарымской зоны // Магматические и метаморфические формации Казахстана. – Алма-Ата, 1986.

30 Степанов А.В., Бекенова Г.К., Котельников П.Е. и др. Вариации химического состава астрофиллита из щелочных гранитов северных отрогов Тарбагатая // Сб. Актуальные проблемы наук о Земле. Мат-лы конф. «Сатпаевские чтения». – Алматы, 2008. – С.129-137.

31 Пеков И.В. Генетическая минералогия и кристаллохимия редких элементов в высокощелочных постмагматических системах: автореф. ... док. геол.-минер. наук. –М.:МГУ, 2005. -652 с.

32 Майорова Н.П. Редкометалльные гранитоидные формации Калба-Нарымского пояса. – Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2004. -92 с.

33 Дьячков Б.А. Гранитоиды Восточной Калбы и связанные с ними постмагматические образования // Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов Казахстана: Тр. Каз ИМС. – Алма-Ата, 1966. - С. 69-79.

34 Павлова Л.А. и др. Рентгеноспектральный электронно-зондовый микроанализ природных объектов. – Новосибирск: Наука, 2000. -224 с.

35 José de Arimatéia Costa de Almeida, Roberto Dall'Agnol, Albano Antonio da Silva Leite. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. // Journal of South American Earth Sciences. – 2013. -№42. – P. 103-126.

36 Di Li, Dengfa He, Chun Fan. Geochronology and Zr-Nd-Hf isotopic composition of the granites, enclaves, and dikes in the Karamay area, NW China: Insights into late Carboniferous crustal growth of West Junggar // Geoscience Frontiers. – 2015. -№6. – P. 153-173.

37 Jeffrey H. Marsh, Daniel F. Stockli. Zircon U–Pb and trace element zoning characteristics in an anatectic granulite domain: Insights from LASS-ICP-MS depth profiling.// Lithos – 2015. -№239. – P. 170-185.

38 Бекенова Г.К., Степанов А.В., Котельников П.Е., Левин В.Л., Добровольская Е.А. Уточнение химического состава некоторых редкоземельных минералов месторождения Верхнее Эспе: II. Силикаты, карбонатсиликаты // Известия НАН РК. Сер. Геологии и технических наук. – 2012. – №4. – С. 22-33.

39 Ping Jian, Alfred Kröner, Bor-ming Jahn, Dunyi Liu, Wei Zhang, Yuruo Shi, Huadong Ma. Zircon ages of metamorphic and magmatic rocks within peridotitebearing mélanges: Crucial time constraints on early Carboniferous extensional tectonics in the Chinese Tianshan // Lithos. – 2013. – P. 243-266

40 Belousova E.A., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. // Lithos –2010. -№119. – P. 457–466.

41 J.J. Veevers, A. Saeed, E.A. Belousova, W.L. Griffin. U–Pb ages and source composition by Hf-isotope and trace-element analysis of detrital zircons in Permian sandstone and modern sand from southwestern Australia and a review of the paleogeographical and denudational history of the Yilgarn Craton. // Earth-Science Reviews. – 2005. -N68. – P. 245–279.

42 Gagnevin D., Daly J.S., Horstwood M.S.A., Whitehouse M.J.. In-situ zircon U–Pb, oxygen and hafnium isotopic evidence for magma mixing and mantle metasomatism in the Tuscan Magmatic Province, Italy.// Earth and Planetary Science Letters -2011. -N $ilde{2}305$. – P. 45-56.

43 Лаумулин Т.М., Губайдулин Ф.Г., Шептура В.И. и др. Месторождения редких металлов и редких земель Казахстана: справочник. –Алматы, 1998. - 138 с.

44 Franco Pirajno. Intracontinental anorogenic alkaline magmatism and carbonatites, associated mineral systems and the mantle plume connection.// Gondwana Research. – 2015. -№27. – P. 1181-1216.

45 Владыкин Н.В., Коваленко В.И., Дорфман М.Д. Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитов. – М.: Изд-во Наука, 1981. -136 с.

46 Степанов А.В., Байсалова А.О., Слюсарев А.П., Левин В.Л., Бекенова Г.К. // Арфведсонит из редкометального месторождения Верхнее Эспе (Восточный Казахстан): международная конференция «Геологическая наука и развитие минерально-сырьевых ресурсов Казахстана, в рамках стратегии развития 2050». – Алматы, 2014. – С. 211-221.

47 Булах А.Г. Кривовичев В.Г., Золотарёв А.А. Формулы минералов. Термодинамический анализ в минералогии и геохимии: Практическое руководство и справочник. – СПб.: Изд-во СПбГУ, 1995. -260 с.

48 Camara F., Hawthorne F.C., Ball N.A., Bekenova G., Stepanov A.V., Kotel'nikov P.E. Fluoroleakeite, NaNa2(Mg2Fe3+2Li)Si8O22F2, a new mineral of the amphibole group from the Verkhnee Espe deposit, Akjailyautas Mountains, Eastern Kazakhstan District, Kazakhstan: Description and crystal structure// Mineralogical Magazine. – 2010. – Vol.74. – P. 521-528.

49 Степанов А.В., Северов Э.А. Гагаринит – новый редкоземельный минерал // Доклады АН СССР. –1961. -Т.141, №4. - С. 954-957.

50 Воронков А.А., Шумятская Н.Г., Пятенко Ю.А. Кристаллическая структура гагаринита// Структурная химия. –1962. -№3. – С. 665-669.

51 Тугаринов А.И., Павленко А.С., Александров И.В. Геохимия щелочного метасоматоза. – М.:Издательство Академии Наук СССР, 1963.

52 Hughes J.M., Drexler J.W. Refinement of the structure of gagarinite-(Y), Nax(CaxREE2-x)F6 // Canadian Mineralogist. –1994. - Vol.32. -P.563-565.

53 Baisalova A., Stepanov A., Bekenova G., Dolgopolova A. and Seltmann R. // Variations of chemical composition of gagarinite from the Verkhnee Espe deposit, As indicator of mineral forming conditions And position in metasomatic column.

News of the National Academy of Sciences of the Republic of Kazakhstan, Series of Geology and Technical Sciences (Kazakhstan). –2017. –P. 37-45

54 Григорьева А.А. Природные микропористые цирконо- и титаносиликаты: цеолитные свойства и структурные перестройки при катионном обмене (на примере илерита, эльпидита и родственных минералов): автореф. ... канд. геол.-мин. наук. –М.:МГУ, 2012

55 Минерально-сырьевые ресурсы тантала, ниобия, бериллия, циркония и фтора: геология, экономика, технология // Сб. докладов. – Усть-Каменогорск, 2003. -416 с.

56 Baisalova A., Stepanov A., Bekenova G., Dolgopolova A.and Seltmann R. Titanium silicates from the Verkhnee Espe rare metal deposit in East Kazakhstan// Programme and Abstracts. 39th Winter Meeting. –Dublin, 2016. -P. 16.56

57 Байсалова А.О. Особенности альбититов и метасоматитов Верхнеэспинского месторождения // Вестник КазНИТУ. –Алматы, 2017. – №6. С. 3-7

58 Mikhailova J.A., Pakhomovsky Ya.A., Ivanyuk G.Yu., Bazai A.V., Yakovenchuk V.N., Elizarova I.R., Kalashnikov A.O. REE mineralogy and geochemistry of the Western Keivy peralkaline granite massif, Kola Peninsula, Russia // Ore Geology Reviews // Journal homepage: www.elsevier.com/locate/oregeo

59 Геохимия минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. «Генетические типы месторождений редких элементов». – М.: Издво Наука, 1966. – Т.3.

60 Степанов А.В., Байсалова А.О., Турсунулы Е., Стеблевская Е.В., Бекенова Г.К. Кальцийсодержащие разновидности эльпидита из Верхнеэспинского месторождения (Восточный Казахстан)// Известия НАН РК. Сер.геологии и технических наук. – 2013. -№ 1 (в печати)

61 Соколов Г.А., Павлов Д.И. К геохимии титана в метасоматическом процессе//ДАН СССР. –1962. -Т.142, №2. -С. 445-448.

62 Bekenova G., Stepanov A., Dolgopolova A., Seltmann R., Levin V.L., Baisalova A. // Feature of titanium-bearing minerals of Verkhnee Espe rare metal deposit (Eastern Kazakhstan) Print News of the National Academy of Sciences of the Republic of Kazakhstan, Series of Geology and Technical Sciences (Kazakhstan). -2017. - P. 36-54.

63 Соколов Г.А., Павлов Д.И. К геохимии титана в метасоматическом процессе//ДАН СССР. –1962. -Т.142, №2. -С. 445-448

64 Stepanov A.V., Bekenova G.K., Levin V.L., Hawthorne F.C. Natrotitanite, ideally (Na0.5Y0.5)Ti(SiO4)O, a new mineral from the Verkhnee Espe deposit,

Akjailyautas mountains, Eastern Kazakhstan district, Kazakhstan: description and crystal structure // Mineralogical Magazine. – 2012. – Vol. 76(1). – P. 37-44.

65 Байсалова А.О., Бекенова Г.К. //Титаносиликаты из Верхнеэспинского месторождения редких элементов (Восточный Казахстан). Международная научно-практическая конференция «Устойчивое научно-технологическое развитие тренды и технологии». 25-летию Национальной инженерной академии РК. – Алматы, 2016. – С. 13-18.

66 Степанов А.В., Жексембекова Д.Б., Байсалова А.О., Левин В.Л., Бекенова Г.К. Нарсарсукит из Верхнеэспинского месторождения// Материалы Международной конференции, посвященной 70-летию Института геологии НАН КР «Геодинамика, оруденение и геоэкологические проблемы Тянь-Шаня». – Бишкек, 2013. – С. 217-222.

67 Байсалова А.О. // Новые данные о нарсарсуките и продуктах его замещения Печатн. Научный журнал «Вестник ВКГТУ им Д. Серикбаева». - Усть-Каменогорск, 2017. – С. 35-41.

68 Sokolova E., Abdu Y., Hawthorne F.C., Stepanov A.V., Bekenova G.K., Kotel'nikov P.E. Camaraite, Ba3NaTi4(Fe2+,Mn)8(Si2O7)4O4(OH,F)7, 1. A new Ti-silicate mineral from the Verkhnee Espe Deposit, Akjailyautas Mountains, Kazakhstan// Mineralogical Magazine. – 2009. - Vol.73(5). - P. 521-528.

69 Sokolova E., Camara F., Hawthorne F.C., Abdu Y. From structure topology to chemical composition. VII. Titanium silicates: the crystal structure and crystal chemistry of jinshajiangite// European Journal of Mineralogy. – 2009. -№21. - P. 871-883.

70 Ямнова Н.А., Пущаровский Д.Ю., Егоров-Тисменко Ю.К. и др. Новые данные о кристаллохимии минералов группы астрофиллита // Вестн. Моск. унта. Геология. – 2002. –Серия 5, №4. – С. 84-86.

71 Степанов А.В., Котельников П.Е., Добровольская Е.А., Кенишбаева А.Г. Вариации Химического состава астрофиллита из щелочных гранитов северных отрогов Тарбагатая // Мат-лы конференции «Сатпаевские чтения»: «Актуальные проблемы наук о Земле». – Алматы, 2008. – С.129-137.

72 Mikhailova J.A., Pakhomovsky Ya.A., Ivanyuk G.Yu., Bazai A.V., Yakovenchuk V.N., Elizarova I.R., Kalashnikov A.O. REE mineralogy and geochemistry of the Western Keivy peralkaline granite massif, Kola Peninsula, Russia//Ore Geology Reviews. – 2017. -№82. – P.181-197.

73 Stepanov A.V., Bekenova G.K., Levin V.L., Hawthorne F.C., Dobrovol'skaya E.A. Tarbagataite, (K)Ca(Fe2+,Mn)7Ti2(Si4O12)2O2(OH)5, a new astrophyllite group mineral species from the Verkhnee Espe deposit, Akjailyautas Mountains, Kazakhstan: description and crystal structure // Canadian Mineralogist. – 2012. -Vol. 50. - P.159-168.

74 Гуань Я-Сянь, Симонов В.И., Белов Н.В. Кристаллическая структура бафертисита // ДАН СССР. - 1963. –Т.149, №6. – С. 1416-1419.

75 Семенов Е.И., Чжан Пэй-шань. Новый минерал – бафертисит //Science record. New Ser. –1959. -Vol.3, №12. –Р. 652.
76 Степанов А.В., Минеев Д.А., Катаева З.Т. Первая находка бафертисита в СССР // Минералогические исследования // Труды ИМГРЭ. - 1972. –Вып. 2. – С. 17-22

77 Яковлевская Т.А., Минеев Д.А. О форме кристаллов и оптической ориентировке бафертисита // Новые данные о минералах СССР. Труды Минер. Музея АН СССР. – 1965. –Вып. 16. – 293с.

78 Hong Wenxing, Fu Pingqiu Jinshajiangite, a new Ba-Mn-Fe-Ti-bearing silicate mineral // Geochemistry (China). – 1982. -№1. – P.458-464.

79 Степанов А.В., Бекенова Г.К., Котельников П.Е., Дюсембаева К.Ш., Добровольская Е.А. Первая находка в Казахстане бафертисита и цзиньшацзянита// Известия НАН РК. - Сер. геологическая. – 2008. -№5. – С. 27-37

80 Ганзеев А.А., Ефимов А.Ф., Любомилова Г.В. Марганцевый бафертисит из массива Бурпала (Северное Прибайкалье) // Новые данные о минералах СССР. Труды Минер. Музея АН СССР. - 1971. –Вып. 20. – С. 195-197.

81 Степанов А.В., Токшилыкова Ж., Тлегенова Д.М., Котельников П.Е., Минералы пирохлоровой группы Верхнеэспинского Бекенова Г.К. ИЗ (цериопирохлор, месторождения высокофтористый цериопирохлор, цериопирохлор, урансодержащий плюмбопирохлор) урансодержащий Материалы Международной конференции, посвященной 70-летию Института геологии НАН КР «Геодинамика, оруденение и геоэкологические проблемы Тянь-Шаня». – Бишкек, 2014. – С. 211-216.

82 Поцелуев А.А., Рихванов Л.П., Владимиров А.Г. и др. Калгутинское редкометалльное месторождение (Горный Алтай): магматизм и рудогенез. – Томск: STT, 2008. -226 с.

83 Alexander P. Gysi, Anthony E. Williams-Jones, and Patrickn Collins Lithogeochemical Vectors for Hydrothermal Processes in the Strange Lake Peralkaline Granitic REE-Zr-Nb Deposit//Economic Geology. – 2016. -Vol.11. -P. 1241-1276.

84 Jiao-Long Zhao, Jian-Sheng Qiu, Liang Liu, Rui-Qiang Wang. Geochronological, geochemical and Nd–Hf isotopic constraints on the petrogenesis of Late Cretaceous A-type granites from the southeastern coast of Fujian Province, South China// Journal of Asian Earth Sciences. –2015. – P. 338-359.

85 Reichow M.K., Litvinovsky B.A., Parrish R.R., Saunders A.D. Multi-stage emplacement of alkaline and peralkaline syenite–granite suites in the Mongolian– Transbaikalian Belt, Russia: Evidence from U–Pb geochronology and whole rock geochemistry.// Chemical Geology. – 2010. -№273 – P. 120-135.

86 Науки о Земле в Казахстане. - Алматы: Казахстанское геологическое общество «Каз ГЕО» 2008. - 362 с.

87 Геохимия минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. – М.: Изд-во Наука, 1966. – Т.1.

88 Rare earth elements in the weathering grust of Shock-Karagay deposit (North Kazakhstan)«International Multidisciplinary Scientific GeoConference

Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM 2015».– Albena, 2015. –P.7.

89 Основы прогнозирования поисков и перспективной оценки месторождений тантала и ниобия // под. ред. Солодова Н.А. –М.:Недра, 1983.-245 с.

90 Subhash Jaireth, Dean M. Hoatson, Yanis Miezitis. Geological setting and resources of the major rare-earth-element deposits in Australia// Ore Geology Reviews. -2014. - P.72-128.

91 Котлер П.Д., Хромых С.В., Смирнов С.З., Дьячков Б.А. и др. Ar-Ar изотопное датирование редкометалльных пегматитов Калба-Нарымскогго батолита (ВосточнойКазахстан) // Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора: мат. II межд. Геологической конф. 17-20 августа, Новосибирск, Россия - Новосибирск: Изд. СО РАН, 2014. - С.101-103.

92 Бекенова Г.К., Степанов А.В., Левин В.Л., Байсалова А.О., Тлегенова Д.М. //Торит из месторождения Верхнее Эспе (Восточный Казахстан) Международных Сатпаевских чтений. «Роль и место молодых ученых в реализации новой экономической политики Казахстана». – Алматы: КазНТУ им. К. И. Сатпаева, 2015. –С. 135-140.

93 Ping J., Alfred K., Brian F. W, Yuruo Sh, Wei Z., Liqao Zh., Weiran Y. Carboniferous and Cretaceous mafic–ultramafic massifs in Inner Mongolia (China): A SHRIMP zircon and geochemical study of the previously presumed integral "Hegenshan ophiolite" // Lithos. – 2012. – P. 48-66.

94 Ping Jian, Dunyi Liu, Alfred Kröner, Qi Zhang, Yizhao Wang, Xiaomeng Sun, Wei Zhang. Devonian to Permian plate tectonic cycle of the Paleo-Tethys Orogen in southwest China (II): Insights from zircon ages of ophiolites, arc/back-arc assemblages and within-plate igneous rocks and generation of the Emeishan CFB province. // Lithos – 2009. -№239. – P. 267-284.

95 Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Alexeiev D.V., Jeffreys T., Khudoley A.K., Wong J., Geng H., Shu L., Semiletkin S.A., Mikolaichuk A.V., Kiselev V.V., Yang J., Seltmann R. Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications. // Gondwana Research – 2014. -N26. – P. 957-974.

96 Batumike J.M., Griffin W.L., Belousova E.A., Pearson N.J., O'Reilly Suzanne Y., Shee S.R. LAM-ICPMS U–Pb dating of kimberlitic perovskite: Eocene–Oligocene kimberlites from the Kundelungu Plateau, D.R. Congo. // Earth and Planetary Science Letters – 2008. -N267 – P. 609–619.

97 W.L. Griffin, N.J. Pearson, E.A. Belousova, A. Saeed. Comment: Hfisotope heterogeneity in zircon 91500 // Chemical Geology – 2006. -№233. – P. 358–363.

98 Gagnevin D., Daly J.S., Waight T. E., Morgan D. and Poll G. Pb isotopic zoning of K-feldspar megacrysts determined by Laser Ablation Multi-Collector ICP-MS: Insights into granite petrogenesis. // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2005. – Vol.69, №7. – P. 1899–1915.

99 Castiñeiras P., Díaz García F., Gómez Barreiro J. REE-assisted U–Pb zircon age (SHRIMP) of an anatectic granodiorite: Constraints on the evolution of the A Silva granodiorite, Iberian allochthonous compl. // Lithos – 2010. -№116. – P. 153–166.

100 Batumikea J.M., Griffina W.L., O'Reillya S.Y., Belousova E.A., Pawlitschekc M. Crustal evolution in the central Congo-Kasai Craton, Luebo, D.R. Congo: Insights from zircon U–Pb ages, Hf-isotope and trace-element data. // Precambrian Research -2009. -N $_{2}170$ – P. 107–115.

101 Berzina A.P., A.N. Berzina, V.O. Gimon, T.B. Bayanova, V.Yu. Kiseleva, R.Sh. Krymskii, E.N. Lepekhina, S.V. Palesskii. The Zhireken porphyry Mo oremagmatic system (*eastern Transbaikalia*): U–Pb age, sources, and geodynamic setting. Russian Geology and Geophysics. – 2015. №56. – P. 446–465.

102 Omirserikov M., Dyussembaeva K., Isaeva L., Togisov K., Baisalova A. Rare Earth elements in the weathering grust of Shock-Karagay deposit (North Kazakhstan)// Bulgaria, Albena, - 2015. P 419-425.

103 Hippe K., Möller A., von Quadt A., Peytcheva I., Hammerschmidt K. Zircon geochronology of the Koraput alkaline complex: Insights from combined geochemical and U–Pb–Hf sotope analyses, and implications for the timing of alkaline magmatism in the Eastern Ghats Belt, India//Gondwana Research. – 2015.

ПРИЛОЖЕНИЕ А



Рисунок А 1 – Северо-восточная часть гранитного массива Акжайляутас



Рисунок А 2 – Центральная часть гранитного массива Акжайляутас



Рисунок А 3 – Юго-западная сторона Акжайляутасского гранитного массива



Рисунок А 4 – Лейкократовый гранитный массив, центральная часть месторождения Акжайляутас



Рисунок А 5 – Лейкократовый аплитовый выход в центре Акжайляутасского массива



Рисунок А 6 – Контакт между гранитами: мелкозернистым лейкократовым и крупнозернистым биотитовым



Рисунок А 7 – Контакт интрузии с вмещающими породами, месторождение Ийсор



Рисунок А 8 – Контакт порфировидным с щелочным гранитом, месторождение Ийсор



Рисунок А 9 – Призматические (лапчатые) кристаллы рибекита в пегматите, Большой выход

ПРИЛОЖЕНИЕ Б



Рисунок Б 1 – Породообразующие минералы плагиоклаз, микроклин, арфведсонит и кварц



Рисунок Б 2 – Серицитизированы крупные кристаллы плагиоклаза и кварц



Рисунок Б 3 – Микроклинпертит и кварц. (процесс альбитизация)



Рисунок – Б 4 Кристалл циркона с включением альбита и зональным строением



Рисунок Б 5 – Короткопризматические кристаллы арфведсонита в фенитах



Рисунок Б 6 – Измененный кристалл арфведсонита со вторичными минералами: кварц, флюорит и циркон



Рисунок Б 7 – Мелкие включения бастнезита (белое) в гагарините (серое), элементный состав гагаринита



Рисунок Б 8 – Кристаллы нарсарсукита во вмещающих породах из Малого выхода



Рисунок Б 9 – Метакристалл нарсарсукита с зональным строением



Рисункок Б10 – Распределение редкоземельных элементов в минерале нарсарсуките

ПРИЛОЖЕНИЕ В Таблицы

Таблица В 1 - Результаты расчета дифрактограмм арфведсонита

Арфведсонит из центра Большого выхода		Арфвед фенитизирова	сонит из анной породы	hkl	Примесь
1	2	3	4	5	6
	I	<i>d</i> . Å	I		
9,345	2	,			
,		8,975*	3	020	
8,434*	100	8,404*	100	110	
6,367	2	6,380	4		Альбит
5,080*	3	5,059*	4	130	
4,773*	2			200	
4,493*	6			040	
		4,476	6	021	
4,213*	3	4,200*	5	220	
		4,025	3		Альбит
		3,776	3		Альбит
		3,656	3		Альбит
3,408*	3	3,392*	5	131	
3,343	3	3,343	4		Кварц
3,273*	4	3,246*	7	240	
		3,194	15		Альбит
3,133*	24	3,123*	27	310	
		2,957	3		Альбит
		2,900	4		
2,810*	26	2,800*	32	330	
2,717*	4	2,704	5	151	
				331	
2,591	2	2,582	3	061	
				002	
2,539	2	2,532	4	$\overline{2}$ 02	Альбит
				260	
2,480	2			022	
				170	
2,3883	3	2,377	3	400	Альбит
				350	
2,328*	2	2,322*	4	351	
		2,267*	3	312	
2,168	2	2,161	4	261	
2,107	2	,	-	440	
2,029*	2	2,021*	3	351	
1,897	2	1,893	4	510	
,		,		242	

Продолжение таблицы В 1

1	2	3	4	5	6				
1,796	2			191					
				0 10 0					
1,713	2			5 51					
				372					
1.658	3	1.652	3	461					
_,	_	_,	-	511					
1,635	3	1,630	3	480					
				601					
1,609	2	1,604	3	1 11 0					
		, , , , , , , , , , , , , , , , , , ,		043					
1,591	2	1,586	3	153					
				600					
				$\overline{4}03$					
1,498	2	1,492	3	0 12 0					
				$\overline{4}82$					
				443					
Параметры э	лементарной	Параметры	лементарной						
ячейки: а 9	.828(2) Å; <i>b</i>	ячейки: <i>а</i> 9	.807(7) Å; <i>b</i>						
17.991(5) Å: a	5.312(3) Å: β	17.89(1) Å: c	5.300(5) Å: β						
103,85(2); V	⁷ 911,8(9) Å ³ .	103,97(6);	$V 902(2) \text{ Å}^3.$						
Пр.груп	па С2/т	Пр.груг	па C2/m						
*Рефлексы, по которым рассчитаны параметры элементарной ячейки									

Место	Обр. №1	Обр. №195 из альбитизированной породы с обильной вкрапленностью циркона, пирохлора и др.				Обр. №61а из пегматита										
выявления	минерало	В	-			-			-							
Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Y	18,21	17,34	17,92	16,92	17,10	19,26	19,72	19,80	19,93	27,55	30,27	29,53	30,33	28,69	27,67	25,54
La	1,43	2,06	1,92	2,20	2,39	1,9	1,53	1,83	2,13							
Ce	6,03	6,68	6,69	6,70	6,90	5,13	5,38	4,91	5,18	1,98				1,32	1,26	2,22
Pr	0,74	0,84	1,24	0,87	0,77											
Nd	4,41	4,51	4,66	4,55	4,24	2,88	3,11	3,27	2,49	1,60		1,22		1,64	1,84	1,86
Sm	2,15	2,04	2,55	2,14	2,02	2,16	1,46	1,15	1,22		1,38	1,29	1,27	1,10	1,37	1,15
Gd	2,72	2,70	2,86	2,84	2,80	2,31	2,12	2,15	2,07	2,25	2,04	2,39	2,32	1,80	2,02	1,44
Dy	3,27	3,30	3,27	3,25	3,24	3,44	3,56	3,02	3,40	3,72	4,14	4,29	4,24	3,56	3,65	4,30
Но			0,27											1,49	0,91	0,64
Er	1,73	1,63	1,53	1,39	1,46	1,93	2,25	2,01	2,00		2,93	2,92	2,38	2,13	1,94	1,92
Yb		0,83		1,02	0,78	1,42	1,25	1,62	1,50		2,23	1,88	1,89	1,82	2,02	1,38
Са	10,97	11,44	10,85	10,93	11,31	11,89	12,32	12,35	12,28	11,20	12,43	13,35	12,82	11,09	11,22	12,03
Na	6,16	5,78	4,51	6,50	4,80	7,14	7,10	7,29	7,43	5,93	3,94	3,54	3,57	4,78	4,26	4,49
F	42,13	45,35	41,85	42,62	45,14	41,18	41,98	40,75	41,32	51,37	50,51	49,51	50,07	41,66	42,12	41,69
Σ	100,66	104,50	101,51	101,93	102,95	100,64	101,78	100,15	100,95	107,36	109,87	109,92	108,89	101,08	100,28	98,66
	Формульные коэффициенты в расчете (Na+Ca+Y+ Σ REE)=3															
Y	0,68	0,65	0,71	0,62	0,68	0,67	0,68	0,68	0,68	1,01	1,13	1,10	1,15	1,07	1,07	0,98
La	0,03	0,05	0,05	0,05	0,06	0,04	0,03	0,04	0,05							
Ce	0,14	0,16	0,17	0,16	0,17	0,11	0,12	0,11	0,11	0,05				0,03	0,03	0,05
Pr	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02											
Nd	0,10	0,10	0,11	0,10	0,10	0,06	0,07	0,07	0,05	0,04		0,03		0,04	0,04	0,04
Pm																
Sm	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,04	0,03	0,02	0,02		0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03
Eu			0,01													
Gd	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,03
Tb	0,01		0,02													
Dy	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,08	0,09	0,09	0,07	0,08	0,09
Но			0,01											0,03	0,02	0,01
Er	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,06	0,05	0,04	0,04	0,04
Yb		0,02		0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03		0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03
ΣREE	0,51	0,56	0,62	0,56	0,58	0,44	0,42	0,41	0,40	0,25	0,25	0,30	0,26	0,31	0,32	0,3
Са	0,91	0,95	0,96	0,90	1,00	0,92	0,95	0,94	0,93	0,91	1,03	1,10	1,08	0,92	0,96	1,03
Na	0,89	0,84	0,7	0,93	0,74	0,97	0,95	0,97	0,98	0,84	0,57	0,51	0,52	0,69	0,64	0,67
F	6,28	6,37	6,61	6,37	6,52	6,14	6,15	6,12	6,08	6,44	6,77	6,91	6,91	6,67	6,73	6,57

Таблица В 2 - Химический состав (мас .%) и формульные коэффициенты образцов гагаринита из Верхнеэспинского месторождения

Продолжение таблицы В 2

Место выявления	Обр. №116/61 из 8РТ, Большой выход							Обр. №125 Центр Малого выхода		
Элемент	17	18	19	20	21	22	23	24	25	
Y	25,29	26,74	24,65	24,89	25,04	25,88	32,89	30,61	30,85	
Ce	2,28	2,33	2,35	1,73	2,21	1,48	0,57	0,27	0,00	
Pr					0,51	0,57	0,30	0,00	0,00	
Nd	2,22	2,49	2,58	1,99	2,21; Pm 0,47	2,80	1,35	0,73	1,05	
Sm	1,52	1,85	1,77	1,74	2,55	1,45	1,24	1,14	1,28	
Gd	2,60	3,07	2,61	1,89	2,75	3,25	2,14	3,51	3,68	
Tb	0,83	1,02	0,37	0,63	0,74	0,82	0,39	0,95	0,85	
Dy	5,16	5,23	4,83	5,14	4,58	4,78	3,17	6,44	5,35	
Но	0,96	0,37	0,77	1,32	0,46	0,60	0,00	0,65	0,00	
Er	4,16	3,64	2,41	2,91	3,15	3,19	1,71	2,54	2,42	
Yb	2,92	3,04	1,68	1,88	2,26	2,56	1,51	1,14	1,44	
Lu		0,96	0,5	0,54		0,05	Si 0,59	Si 0,62	Si 0,47	
Са	10,00	9,80	9,40	10,65	9,95	8,34	10,05	8,31	8,31	
Na	2,88	2,05	5,41	3,71	4,51	5,26	3,56	3,91	4,09	
F	40,34	37,14	39,95	39,11	37,51	39,61	39,68	39,09	39,21	
Σ	101,41	99,73	99,28	98,13	99,97	101,17	99,15	99,91	99,00	
			Формул	ьные коэффиці	иенты в расчете (Na+	$-Ca+Y+\Sigma REE$)=3				
Y	1,06	1,15	0,95	1,01	0,97	1,02	1,27	1,21	1,23	
Ce	0,06	0,06	0,06	0,07	0,05	0,04	0,01	0,01		
Pr					0,01	0,01	0,01			
Nd	0,06	0,07	0,06	0,05	0,05; Pm 0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	
Sm	0,04	0,05	0,04	0,04	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03	
Eu					0,02	0,01				
Gd	0,06	0,07	0,06	0,04	0,06	0,07	0,05	0,08	0,08	
Tb	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	
Dy	0,12	0,12	0,10	0,11	0,10	0,10	0,07	0,14	0,12	
Но	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01		0,01		
Er	0,09	0,08	0,05	0,06	0,06	0,07	0,04	0,05	0,05	
Yb	0,06	0,07	0,03	0,04	0,04	0,05	0,03	0,02	0,03	
Lu	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00				
ΣREE	0,54	0,57	0,44	0,46	0,49	0,43	0,28	0,38	0,36	
Ca	0,93	0,93	0,81	0,96	0,85	0,73	0,86	0,73	0,73	
Na	0,47	0,34	0,81	0,58	0,67	0,80	0,53	0,60	0,63	
F	6,92	7,36	6,60	6,91	6,75	6,61	6,90	6,83	6,86	

Ι	<i>d</i> , Å	hkl	Минерал	Ι	<i>d</i> , Å	hkl	Минерал
23.2	7 322	002	Эльпилит	57	2 5 5 2	240	Эльпилит
20,2	1,522	020	Кальшиевый	5,7	2,002	202	Кальниерый
		020	Сальцисвыи			202	
11.2	7 1 2 0	100	Эльпидит	1.0	2.524	241	Эльпидит
11,5	7,129	100	Элынидит Кашалар	4,8	2,524	241	Элынидит
		001	Кальциевыи				
			эльпидит				
100	6,549	021	Эльпидит	7,0	2,447	060	Эльпидит
		110	Кальциевый				
			эльпидит				
87,1	5,174	022	Эльпидит	12,2	2,412	224	Эльпидит
		120	Кальциевый			142	Кальциевый
			эльпидит				эльпидит
8,3	4,823	121	Эльпидит	3,7	2,319	062	Эльпидит
		111	Кальциевый				
			эльпидит				
5,8	4,441			3,7	2,283	161	Эльпидит
7,8	4,252		Кварц	6,5	2,185	063	Эльпидит
11,2	4,189	122	Эльпидит	4,0	2,093	163	Эльпидит
		121	Кальциевый			242	Кальциевый
			эльпидит				эльпидит
9,9	3,656	040	Эльпидит	5,4	2,032	064	Эльпидит
,	,			,	,	260	Кальциевый
							эльпидит
39,8	3,342		Кварц	6,8	1,953	164	Эльпидит
,	,		1	,	,	341	Кальциевый
							эльпидит
78.9	3.267	220	Кальшиевый	4.4	1.875	065	Эльпилит
	- ,		эльпилит	,	, - · -	350	Калыниевый
							эльпилит
16.2	2 100	1/1		50	1 925	251	
10,5	5,190	141	Эльпидит	5,0	1,035	000	Эльнидит Катанаат
						080	Кальциевыи
15.0	2.120	221	2	5.0	1 7 6 4	264	эльпидит
15,0	3,130	221	Эльпидит	5,9	1,/64	264	Эльпидит
		112	Кальциевыи			271	Кальциевыи
	• • • •		ЭЛЬПИДИТ		1		ЭЛЬПИДИТ
9,7	2,972	142	Эльпидит	5,8	1,725	360	Кальциевый
		221	Кальциевый				эльпидит
			эльпидит				
7,3	2,932	043	Эльпидит	2,8	1,671	183	Эльпидит
		122	Кальцэльпидит				
6,7	2,715	143	Эльпидит	4,7	1,592	228	Эльпидит
						182	Кальциевый
							эльпидит
15,8	2,587	044	Эльпидит	3,1	1,554	085	Эльпидит
		240	Кальциевый			362	Кальциевый
			эльпидит				эльпидит

Таблица В 3 – Расчет дифрактограммы кальцийсодержащего эльпидита



Рисунок В 1 – Рефлексы с межплоскостными расстояниями эльпидита (ICDD №71-1547) (зеленое), кальцийсодержащего эльпидита (ICDD №83-2181) (красное), кварца (ICDD №46-1045) (синее)